АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

П. П. ТИМОФЕЕВ

ЮРСКАЯ УГЛЕНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ ТУВИНСКОГО МЕЖГОРНОГО ПРОГИБА

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА · 1964

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

GEOLOGICAL INSTITUTE

P. P. TIMOFEEV

JURASSIC COAL-BEARING FORMATION OF TUVINSK INTERMONTANE DEPRESSION

(Transactions, vol. 94)

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»
MOSCOW 1964

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

П. П. ТИМОФЕЕВ

ЮРСКАЯ УГЛЕНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ ТУВИНСКОГО МЕЖГОРНОГО ПРОГИБА

(Труды, вып. 94)

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1964

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

акад. *А. В. ПЕЙВЕ* (главный редактор),

М. С. МАРКОВ, В. В. МЕННЕР, П. П. ТИМОФЕЕВ.

Ответственный редактор *И. В. ХВОРОВА*

EDITORIAL BOARD:

Academician *A. V. PEIVE* (Chief Editor),

M. S. MARKOV, V. V. MENNER, P. P. TIMOFEEV.

Responsible Editor *I. V. KHVOROVA*

П. П. Тимофеев

Юрская угленосная формация Тувинского межгорного прогиба

Труды Геологического института, вып. 94

Утверждено к печати
Геологическим институтом
Академии наук СССР

Редактор издательства *А. В. Астров*

Технический редактор *В. В. Волкова*

Сдано в набор 28/IV 1964 г. Подписано к печати 30/IX 1964 г. Формат 70×108¹/₁₆. Печ. л. 16,25+3 л.+10 вкл. Уч.-изд. л. 23,3+7,2 вкл. = 30,5. Тираж 800 экз. Т-13859.
Изд. № 1982. Тип. зак. № 718. Темплан 1964 г. № 719.

Цена 2 р. 26 коп.

Издательство «Наука», Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

ВВЕДЕНИЕ

За годы Советской власти Тува, о минеральных богатствах которой ранее мало что было известно, превратилась в один из важнейших сырьевых районов Сибири. На ее территории были разведаны промышленные месторождения асбеста, кобальта, цветных и редких металлов, алюминиевого сырья, ртути, нерудных полезных ископаемых. За короткий срок был выявлен и в значительной мере детально разведан Улугхемский каменноугольный бассейн и опробованы поисковыми работами отдельные месторождения каменного угля.

Угли в Туве были известны давно и добывались они кустарным способом. Однако только после работ Восточного (1943 г.) и Украинского (1944 г.) углехимических институтов, когда стало известно, что юрские угли Тувы не бурые, как ранее предполагалось (Лебедева, 1938), а каменные, спекающиеся, они привлекли всеобщее внимание. Это послужило причиной для постановки на всей территории Тувы поисковых и разведочных работ на уголь. Последнее объясняется еще и тем, что хотя в Сибири, включая Тувинскую АССР, сосредоточено около 90% общегеологических и 75% разведанных запасов каменных и бурых углей СССР, коксующиеся угли составляют всего лишь пятую часть от этого количества. Их запасы на площади Сибири распределены неравномерно; имеются обширные пространства, совершенно лишенные углей подобных марок. Так, их нет на юге Центральной Сибири, и строящийся Тайшетский и запроектированный в пределах Красноярского края металлургический завод рассчитан на кузнецкие коксующиеся угли. Нехватку коксующихся углей на юге Центральной Сибири в значительной мере, как теперь доказано работами Восточного углехимического института (Панченко, 1954), можно восполнить путем промышленного освоения юрских углей Улугхемского каменноугольного бассейна. В настоящее время из общего количества его балансовых запасов, которые составляют 10 024 млн. т, на долю спекающихся углей (марок ПС + К + ПЖ) приходится 6057 млн. т, т. е. 60,4% (Запасы углей и горючих сланцев СССР, 1958).

К началу наших исследований, т. е. к 1952 г., поисковыми и частично детальными разведочными работами в основном были уже выяснены районы распространения палеозойских и мезозойских угленосных отложений. Были закончены разведочные работы на Эрбекском, Элегестском (северная часть) и Чихачевском месторождениях Улугхемского бассейна и на Чаданском, Актальском и Аргузинском месторождениях за его пределами. В 1952—1957 гг. продолжались работы по оконтуриванию угленосных площадей Каахемского, Меджигейского и Элегестского (юго-восточная часть) месторождений Улугхемского бассейна, а также Онкажинского и Инитальского месторождений. Основной целью этих работ была оценка общей угленосности отложений, выявление спекающихся углей

и подготовка площадей под возможную закладку эксплуатационных горных выработок.

Настоящая работа является итогом изучения юрских угленосных отложений Тувинского мезозойского межгорного прогиба за период с 1952 по 1955 г. На основании детального литолого-фациального изучения и формационного анализа мезозойских угленосных отложений была поставлена задача — установить общие и частные вопросы геологического строения прогиба и закономерности его формирования. Постановка таких работ диктовалась еще и тем, что эти угленосные отложения совершенно не были изучены в литолого-фациальном отношении, без чего нельзя правильно обосновать прогноз угленосности и выявить качество углей. Чтобы правильно решить все эти вопросы, необходимо было восстановить палеогеографические обстановки накопления торфяников и их былое распространение, а также выяснить характер первичного превращения исходного растительного материала в процессе седиментогенеза.

За четырехлетний период исследований были описаны разрезы юрских угленосных отложений по 49 скважинам (10 691,47 *м*) и 36 обнажениям (8290 *м*), включая уклоны, шурфы и другие искусственные выработки, что в общей сложности составляет 18 981 *м* разрезов. В 1954—1955 гг. в работах участвовали сотрудники Геологического института АН СССР — литолог В. И. Копорулин и углепетрограф В. В. Калиненко.

В. В. Калиненко собрал по шахтам, штольням и разведочным уклонам образцы углей из пласта Нижнего на Меджигейском (пласт Меджигейский) и Чаданском (пласт Чаданский) месторождениях, пласта Улуг (пласт № 2) на Меджигейском, Элегестском, Эрбекском, Чихачевском, Каахемском и Инитальском месторождениях. Кроме того, были опробованы пласты № 3, 4, 5 и 7 Меджигейского и № 3 и 5 Эрбекского месторождений. Наряду с этим, где было возможно, автор отбирал образцы углей при литологическом описании разрезов по буровым скважинам.

В. И. Копорулиным проведена полная обработка материалов по изучению вещественного состава обломочных и карбонатных пород, опубликована статья (Копорулин, 1959) по вторичным изменениям пород угленосной толщи Чаданского месторождения и для данной монографии написана глава III «Типы пород угленосной толщи и их петрографическая характеристика». Необходимо отметить, что при изучении вещественного состава углей и решении вопросов их генезиса В. В. Калиненко по ряду причин совершенно не учел особенностей накопления и формирования юрских угленосных отложений в Тувинском прогибе. Поэтому при окончательной обработке всех материалов автор вынужден был заново пересмотреть почти весь материал и по ряду основных вопросов (выделение генетических типов углей, их генезис, классификация и др.) прийти к иным выводам, вытекающим не только из изучения самих углей, но и угленосной формации в целом (Тимофеев, 1961).

В процессе обработки материалов и просмотра литературы автор публиковал новые данные своих исследований по мере того, как появлялись те или иные результаты (Тимофеев, $1953_{1,2}$, $1954_{2,3}$, $1955_{1,2}$, $1958_{1,2,3}$, $1959_{1,2}$, 1960_{1}, 1961).

При обработке материалов и подготовке рукописи к печати автор пользовался консультациями сотрудника Геологического института АН СССР Н. С. Зайцева и сотрудника Института геологии и разработки горючих ископаемых Комитета нефтедобывающей промышленности при Госплане СССР А. И. Левенко, долгое время работавших в Туве. Большую помощь в обработке материалов оказали сотрудники Геологического института АН СССР Л. И. Боголюбова, В. И. Копорулин и В. В. Калиненко. Упомянутым выше товарищам, а также всем, кто в той или иной мере способствовал успешному окончанию данной работы, автор приносит глубокую благодарность.

Глава I

КРАТКИЙ ОБЗОР ИЗУЧЕННОСТИ ЮРСКИХ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ТУВЫ

История изучения геологического строения территории Тувы и смежных районов Центральной Азии с той или иной степенью детальности излагается во многих печатных и рукописных работах. Наиболее полное описание исследований с конца первой половины XIX в. по 30-е годы нашего столетия приводится в монографии З. А. Лебедевой (1938).

Районы Центральной Азии, к северной окраине которых примыкает Тува, исследовались в прошлом эпизодически, в основном маршрутами, и проводились главным образом географами. Получаемые при этом геологические материалы были отрывочными, зачастую не сопоставимыми и схематичными. Маршруты, как правило, проходили вдоль дорог и троп, а поэтому неоднократно повторялись; площадные исследования не проводились совсем.

Собственно геологические исследования в Туве предпринимаются только в начале XX в. После образования в 1921 г. Тувинской Народной Республики изучением ее геологии в основном занималась Академия наук СССР. Однако детальные геологические работы были начаты только после вхождения Тувы в состав СССР в 1944 г.

Историю геологического изучения Тувы следует разделить на четыре периода. Ниже она излагается в кратком виде и касается в основном литолого-геологического исследования мезозойских угленосных отложений, а также петрографического изучения углей.

Первый период (40-е годы XIX в.— начало XX вв.). До 40-х годов прошлого века каких-либо материалов, характеризующих геологическое строение Тувы, практически нет.

Первым ученым, посетившим Туву, был известный русский географ и геолог П. А. Чихачев (1845), который в 1842 г. обследовал в западной части Тувы верховья р. Алаш и установил там развитие метаморфической толщи сланцев и граувакк, прорванной гранитными интрузиями. Это по существу были первые сведения по геологии Тувы. В дальнейшем Русским географическим обществом была организована в 1855 г. Сибирская экспедиция под руководством П. Шварца, которая провела работы в восточной части Тувы (хр. Эргек-Дыргак-Тайга, Тоджинская котловина). Кроме того, П. Шварц (1864) описал Енисейское ущелье Западного Саяна, собрал геологическую коллекцию и произвел топографическую съемку.

По поручению Русского географического общества в Северной Монголии, в центральной и южной частях Тувы в 1877—1879 гг. провел маршрутные исследования знаменитый русский географ Г. Н. Потанин (1883). Он собрал большой материал, характеризующий природные условия этих районов; значительно меньше сведений относилось к геологическому строению. Больше геологических данных имеется в материа-

лах А. В. Андрианова (1886), который в 1881 г. совершил маршрут из Северо-Восточного Алтая (верховье р. Башкаус) в Туву. Маршрут А. В. Андрианова проходил по р. Шуй (Чуй) до р. Барлык и по последней до р. Хемчик. Далее по правому берегу этой реки он направился в район ниже устья р. Чадан (Джадан), а затем повернул на восток и вышел в долину р. Улуг-Хем около устья р. Чаа-Холь (Джакули). Далее он поднялся до слияния рек Бий-Хем и Каа-Хем и побывал в долинах рек Эрбек и Элегест. Здесь в угленосных отложениях им были найдены растительные остатки, среди которых И. Ф. Шмальгаузен (1888) определил *Czekanowskia rigida* Hr. и *Phoenicopsis angustifolia* Hr., указывающие на юрский возраст углей.

Из общегеографических маршрутных исследований Тувы следует отметить путешествия Д. А. Клеменца, который собрал уже значительный, по сравнению с предыдущими натуралистами, геологический материал, использованный в дальнейшем Зюссом для характеристики этого района в своей работе «Das Antlitz der Erde». Самим Д. А. Клеменцем этот материал практически остался не обработанным; на его основе была опубликована только одна небольшая статья (Клеменц, 1899), содержащая сводку геологических результатов его путешествий в области Верхнего Енисея и Монголии.

Таким образом, первый период изучения Тувы характеризовался проведением маршрутных исследований в большинстве случаев путешественниками натуралистами. Собранные ими материалы содержали отдельные разрозненные сведения и не могли дать сколько-нибудь цельного представления о геологическом строении Тувы.

Второй период (начало XX в.— 1921 г.). С этим периодом совпадает организация первых геолого-рекогносцировочных исследований Тувы. В 1903 г. по поручению Российского минералогического общества И. П. Рачковский и А. И. Педашенко проделали два маршрута по Северной Монголии и Туве. В Туве их маршруты прошли через восточную (устье р. Элегест) и западную (реки Хемчик и Барлык) части. Собранный материал позволил наметить почти все основные элементы геологии Тувы и установить возраст многих отложений.

В 1917 г. И. П. Рачковский и А. И. Педашенко по заданию Геологического комитета провели относительно детальные исследования прилегающей к Элегест-Меджигейскому району части хребта Танну-Ола, района развития юрских угленосных отложений в нижнем течении р. Элегест и в других районах восточной части Тувы.

В 1920 г. И. П. Рачковский с сотрудниками произвел геологическую съемку площади, протягивающейся от устья р. Уюк вниз по р. Бий-Хем до ее слияния с р. Каа-Хем. Первые результаты всех этих исследований были изложены в годовых отчетах Геологического комитета и Российского минералогического общества (Рачковский и Педашенко, 1904, 1918), а также опубликованы в ряде статей (Лебедева, 1922; Смирнов, 1912). Уже в них были намечены основные черты геологического строения отдельных частей Тувы и освещен ряд вопросов по мезозойским угленосным отложениям. В частности, М. Ф. Нейбург (Отчет о деятельности Сибирского отделения Геологического комитета..., 1922) установила среднеюрский возраст угленосных отложений низовий рек Бий-Хем и Элегест и опровергла необоснованные утверждения М. Д. Залесского (1926) об их пермском возрасте.

Б. М. Порватов (1917), проводивший в 1911—1914 гг. геологические исследования в Туве, отмечал присутствие залежей каменного угля юрского возраста в бассейне р. Шагонар. Есть указания на широкое развитие угленосных отложений в Улугхемской котловине в работах инженера В. М. Родевича (1910), ботаника Б. К. Шишкина (1914), географа Г. Е. Грум-Гржимайло (1914) и др.

Наряду с русскими учеными Тува изучалась некоторыми западно-европейскими исследователями. Так, в 1917—1919 гг. работала большая финляндская геологическая экспедиция под руководством Седергольма. В материалах экспедиции имеются указания на выходы угольных пластов в нижних течениях рек Бий-Хем и Каа-Хем.

Таким образом, за этот период был собран довольно значительный геологический материал, причем уже специалистами геологами. Однако и он по-прежнему из-за своей разрозненности не мог еще служить основой для более или менее целостного познания геологической истории Тувы.

Третий период (1921—1944 гг.). С момента образования Тувинской Народной Республики усилились геологические исследования ее территории. Сделанный академиком В. А. Обручевым (1926) обзор естественных богатств Тувы и степени ее геологической изученности помог организации на ее территории более целеустремленных исследований. В 1923 г. Академия наук СССР начала специализированные геологические работы, для чего была организована экспедиция во главе с И. П. Рачковским. В ее задачу входило не только проведение собственных исследований, но и обобщение накопленного материала с целью дать общее представление о геологическом строении Тувы, обратив при этом особое внимание на выяснение стратиграфии и тектоники. В работах экспедиции, кроме И. П. Рачковского, принимали участие З. А. Лебедева, А. И. Педашенко, К. А. Островецкий.

В 1926—1929 гг. З. А. Лебедева обследовала левый берег р. Улуг-Хем, восточную часть Улугхемской впадины, бассейн р. Хемчик (район р. Чадан и долины р. Алаш), южный склон Куртушибинского хребта, область водораздела рек Бий-Хем и Каа-Хем. И. П. Рачковский исследовал геологию Элегест-Меджигейского района в связи с его золотоносностью. Геохимическими исследованиями А. И. Педашенко и К. А. Островецкого был также охвачен Элегест-Меджигейский район, месторождения асбеста и магнитного железняка в Хемчикском районе.

В 1936 г. опубликована работа М. Ф. Нейбург по стратиграфии и возрасту угленосных отложений Тувы, где приводится описание собранной ископаемой флоры и по ней устанавливается их среднеюрский возраст. В этой работе имеются также первые указания на возможную спекаемость тувинских углей, однако это высказывание осталось незамеченным. Общую мощность юры М. Ф. Нейбург оценивает не менее чем в 1000 *м*.

Недостаточный объем геологических исследований и неповсеместные сборы флоры не дали возможности в то время выявить в Туве верхнепалеозойскую угленосную толщу, имеющую развитие в верховье р. Элегест (Онкажинское, Актальское и другие месторождения).

Одновременно с работами Академии наук СССР правительством Тувинской Народной Республики были организованы поисковые работы на уголь в центре Улугхемской впадины. В результате этого в 1926 г. была организована добыча угля на Чихачевском, а в 1939 г.— на Эрбекском месторождениях.

Используя материалы предыдущих исследователей и собственных наблюдений, З. А. Лебедева в 1938 г. опубликовала первую сводную работу по геологии Тувы. В этой работе автор приводит краткую историю геологического изучения Тувы и дает детальный, насколько позволяли имевшиеся материалы, обзор по районам Улугхемской впадины, области бассейна Хемчика, хребтам Западного и Восточного Танну-Ола, восточной части Тувы, освещает стратиграфию и тектонику, а в заключении излагает схему истории геологического развития Тувы. Приводимая в этой работе карта является сугубо схематичной и касается в основном центральной и западной частей Тувы.

З. А. Лебедева в своей монографии подвела итоги почти столетних исследований, и ее работа явилась ценным вкладом в дело познания гео-

логии Тувы. Однако многие вопросы в работе З. А. Лебедевой не освещены совсем или освещаются неправильно. Так, например, изучая угли только в обнажениях и неглубоких выработках, З. А. Лебедева ошибочно отнесла их к бурым, что в значительной мере задержало дальнейшее изучение углей Тувы.

Главнейшим итогом работ за все время изучения Тувы является установление в ее центральной части, в частности, в окрестностях Кызыла, угленосных отложений среднеюрского возраста. Но несмотря на резкое усиление в этот период геологических работ в Туве, угленосные отложения еще не являлись предметом специального, в том числе литолого-фациального и углепетрографического изучения.

Четвертый период (1944 г.— настоящее время). С момента вхождения Тувы в состав Советского Союза были начаты планомерные работы по изучению ее территории, в ряде случаев специализированные. Министерство геологии и охраны недр СССР организовало здесь широкие поисково-разведочные и исследовательские работы, а с 1951 г. в эти исследования включилась и Академия наук СССР. Впервые было организовано детальное литолого-фациальное изучение юрских угленосных отложений и петрографическое исследование их углей.

В этот период в Туве работали С. В. Обручев, В. П. Маслов, А. Л. Долин, А. И. Левенко, Л. Н. Леонтьев, Н. С. Зайцев, Г. А. Кудрявцев, В. А. Кузнецов, А. И. Архангельский, В. А. Унксов, А. Л. Лосев, П. П. Тимофеев, Р. М. Яшина, С. И. Панченко, И. Н. Николаев, В. П. Еремеев, А. С. Царева и многие другие. В результате проведенных исследований разработана стратиграфическая схема отложений Тувы, выяснены основные черты ее тектонического строения и для большинства отложений условия их накопления, расшифрована история геологического развития, составлены геологические карты, выявлены новые виды полезных ископаемых, увеличено количество разведанных запасов. Анализ этого огромного материала, собранного за последние 12—15 лет, не входит в нашу задачу. Она ограничивается рассмотрением тех работ, которые специально посвящены изучению юрских угленосных отложений и угольных пластов.

В 1945 г. небольшие разведочные работы на уголь производились А. И. Архангельским (Отчеты за 1946 и 1949 гг.), который выделил два угленосных района — Улугхемский и Шагонарский. На Эрбекском месторождении, в дополнение к ранее известному пласту Улуг, он обнаружил еще пять угольных пластов мощностью от 0,60 до 1,40 *м*. По степени угленосности и литологическому составу А. И. Архангельский подразделил юрские угленосные отложения на три свиты — нижнюю, среднюю и верхнюю. Данные спорово-пыльцевого анализа, выполненного С. Н. Наумовой, подтвердили среднеюрский возраст этих отложений. А. И. Архангельский (Отчет за 1949 г.) впервые предположил, что Тувинский угленосный бассейн в генетическом отношении представляет одно целое с Монгольской угленосной площадью, хотя каких-либо доказательств этому не приводится, если не считать указания на то, что эти районы отделились один от другого после образования хребта Западного Танну-Ола. Как известно, время возникновения этого хребта связывается с самыми молодыми нижнечетвертичными орогеническими движениями.

С 1946 по 1953 г. изучение юрских угленосных отложений по заданию Красноярского геологического управления было продолжено А. Л. Лосевым (1954, 1955, отчеты за 1948—1955 гг.) и позднее до их окончания в 1956 г. В. С. Быкадоровым. В этих работах в разное время принимали участие В. И. Теодорович, Г. Н. Трошкова, П. Г. Величко и А. А. Овчинников. Были детально разведаны Эрбекское, Каахемское, Меджигейское, Инитальское, Онкажинское, Чаданское и другие угольные месторождения среднеюрского возраста Тувы. В 1947 г. при проведении геологиче-

ских работ на юго-западе Тувы В. А. Бобров (Отчеты за 1948 и 1951 гг.) и В. А. Унксов (1949) открыли Онкажинское и Актальское месторождения карбоновых и юрских углей.

В результате своих исследований А. Л. Лосев по тому же принципу, что и А. И. Архангельский, но с учетом новых материалов разработал более детальную стратиграфическую схему с выделением вначале трех, а затем четырех свит — элегестской, эрбекской, салдамской и бомской. Возраст элегестской свиты по спорам и пыльце Н. А. Афанасьева (1952 г.) ошибочно определила как нижнеюрский, а эрбекской и салдамской, на основе данных В. Д. Принады (флора), Н. А. Афанасьевой (споры и пыльца), А. П. Герасимова (1948 г.) и Г. Г. Мартинсона (фауна), определяется как среднеюрский. Бомскую свиту А. Л. Лосев условно относит к верхней юре — нижнему мелу. Кроме того, А. Л. Лосевым даны детальное описание тектонического строения и развития юрских и верхнепалеозойских угленосных отложений, характеристика их угленосности и качества углей, подсчитаны запасы углей.

В 1949—1951 гг. А. Л. Лосев при изучении Инитальского месторождения обратил внимание на некоторые литологические особенности строения разреза — ориентировку уплощенных галек, различные типы косой слоистости в песчаниках, определенную повторяемость гранулометрических типов пород, образующих циклы. Эти циклы, выделенные им, по его собственному утверждению, без достаточного учета общей фациальной обстановки осадко- и угленакопления (Отчет за 1951 г.), были положены в основу сопоставления разрезов Инитальского и Эрбекского месторождений, удаленных друг от друга почти на 70 *км*. В результате этого А. Л. Лосев ошибочно сопоставил пласт Мощный Инитальского правобережного месторождения с пластом № 5 Эрбекского месторождения. В действительности его аналогом в Улугхемском бассейне является пласт Улуг. Этой работой А. Л. Лосева фактически и ограничивается привлечение литологических данных угленосной толщи к разрешению некоторых вопросов, связанных с закономерностями ее строения.

Не останавливаясь на существе других работ А. Л. Лосева, отметим, что они в целом внесли очень много нового в дело познания геологии угленосных отложений Тувы. Отдельные спорные положения А. Л. Лосева будут рассмотрены ниже в соответствующих главах. Мы совсем не будем касаться тех работ, в которых имеются отрывочные сведения, относящиеся главным образом к общим вопросам геологии юры и практически повторяющие основные выводы А. Л. Лосева.

В 1956 г. были закончены поисково-разведочные работы на уголь и подсчитаны их геологические запасы в размере 18,68 млрд. *т*; из них 1,6 млрд. *т* являются действительными, а остальные — вероятными и возможными (Запасы углей и горючих сланцев СССР, 1958). Последующие геологические работы в Туве в основном касались палеозойских и более древних образований, а юрские отложения освещались попутно.

С четвертым периодом фактически связано начало изучения углей Тувы [1]. Как уже отмечалось, до 1943 г. сведения об углях, особенно об их качестве, были отрывочные, причем некоторые из них попросту искажали действительное положение дела. Так, все еще господствовала точка зрения З. А. Лебедевой (1938) о том, что эти угли бурые, а предположение М. Ф. Нейбург (1936) об их спекаемости осталось без внимания. И только после того, как в 1943 г. Восточным научно-исследовательским углехимическим институтом (ВУХИН) и в 1944 г. Украинским углехимическим институтом было доказано, что юрские угли Тувы не бурые, а каменные и спекающиеся, они привлекли всеобщее внимание.

[1] При составлении этого раздела использованы материалы В. В. Калиненко (ГИН АН СССР).

Повышенный интерес к углям Тувы был вызван также и тем, что и по сей день в Сибири ощущается дефицит в спекающихся углях.

Первые петрографические описания углей Тувы выполнены С. Н. Наумовой (Отчет за 1946 г.) и И. И. Аммосовым (Отчет за 1950 г.) по отдельным образцам из угольных пластов Эрбекского месторождения. Ими установлено присутствие в пластах блестящих и матовых углей при преобладании полублестящих и полуматовых разностей, клареновой микроструктуры.

И. И. Аммосов считает, что различные свойства углей пластов № 2 и 5 Эрбекского месторождения обусловлены неодинаковым химическим характером среды превращения растительного материала на торфяной стадии, главным образом неодинаковой степенью ее восстановленности. Угли, сформировавшиеся в этих условиях, обладают различной субмикропористостью. Для выяснения их различия И. И. Аммосов очень удачно использовал метод разделения углей в жидкостях разного удельного веса. Его исследования показали, что преобладающая часть угля пласта № 2 всплывает в более легких жидкостях (уд. вес 1,23—1,25), а пласта № 5— в более тяжелых (уд. вес 1,28—1,35). Полученные им данные полностью согласуются с нашими представлениями об особенностях строения гелефицированного вещества в углях этих пластов (Тимофеев, 1961).

В статье А. Б. Травина, Г. В. Пинуса и В. А. Вехова (1951), посвященной характеристике некоторых юрских углей Тувы, приводится указание на распространенность в пласте № 2 Эрбекского месторождения блестящих углей с прослоями матовых, представленных, соответственно, кларенами и дюрено-кларенами. Здесь существенная роль в сложении углей принадлежит гелефицированным тканям (остаткам перидермы растений). По стадии метаморфизма (определенной петрографически), по характеру пластометрической кривой и по толщине пластического слоя ($y = 28$ *мм*) изученные угли отнесены ими к «жирным», однако выход летучих веществ у них необычно высок (в среднем $V^r = 42\%$). А. Б. Травин считает, что такое несоответствие вызывается присутствующими в углях гелефицированными тканями, повышающими как выход летучих веществ, так и пластические свойства углей.

С 1946 по 1954 г. петрографическое изучение юрских углей Тувы проводилось сотрудниками треста Востсибуглегеология (г. Красноярск). Результаты этих исследований изложены в отчетах Г. Н. Трошковой (1949 и 1950 гг.) и Н. А. Афанасьевой (1952 г.), а также в ранее упоминавшихся геологических отчетах и статьях А. Л. Лосева (1948 г., 1955), В. А. Боброва и А. Л. Лосева (1951 г.)

В своей первой работе, посвященной пластам № 1, 2 (Улуг) и № 3 Эрбекского месторождения и пл. Мощному Инитальского месторождения, Г. Н. Трошкова (1949 г.) устанавливает, что блестящие, полублестящие, полуматовые и матовые угли пласта № 2 очень близки по микроструктуре и представлены клареном с прозрачной гумусовой комковатой основной массой. Они различаются неодинаковым содержанием минеральных примесей и особенностями петрографического состава, в частности, наличием того или иного количества фюзена.

Во второй работе Г. Н. Трошкова (1950 г.) на основе анализа значительно большего количества пластов угля пришла к выводу, что важнейшим микрокомпонентом изученных углей является однородная основная масса. Кроме нее, она различает неоднородные по структуре разновидности основной массы — ксиловитреновую (комковатую) и аттритовую. Последняя состоит из обрывков, комочков и волокон «витренизированного» вещества, перемешанного с мелкими линзочками фюзенизированных микрокомпонентов.

Впервые Г. Н. Трошкова приводит схему классификации углей Тувы. Они разделяются ею по блеску на четыре типа: блестящие, полублестя-

щие, полуматовые и матовые. Для каждого типа указаны состав и содержание микрокомпонентов. В блестящих углях однородная основная масса резко преобладает (75—91%) над прочими микрокомпонентами. По мере снижения блеска углей сильно сокращается содержание однородной «витренизированной» основной массы, зато увеличивается значение «ксиленизированных», фюзенизированных микрокомпонентов, минеральных включений и — что особенно важно подчеркнуть — неоднородного гелефицированного вещества.

По микроструктуре блестящие и полублестящие угли являются кларенами, отличающимися лишь трещиноватостью, более развитой у первого типа. Полуматовый тип углей представлен фюзено-ксиленовым дюреноклареном, таким же кларено-дюреном и, наконец, высокозольным клареном. Еще большее число углей объединено в матовый тип, а именно — ксилено-фюзеновый кларен, а также дюрено-кларен и кларено-дюрен с аналогичным составом микрокомпонентов. Кроме них, сюда же причисляется зольный кларен.

Г. Н. Трошкова дает общее и послойное макро- и микроскопическое описание угольных пластов. Для последних она отмечает распространенность типов углей и подсчитывает содержание микрокомпонентов в пластовых и слоевых пробах. По ее данным, в пластах преобладают клареновые разности углей. Содержание фюзенизированного вещества в них редко превышает 20%, а количество липоидных микрокомпонентов колеблется в пределах 0,5—7,0%.

Обе работы Г. Н. Трошковой содержат сведения о химико-технологических свойствах тувинских углей, причем в таком объеме качественная сторона углей данного региона освещается впервые. Г. Н. Трошкова излагает результаты технического и элементарного анализов слоевых и пластовых проб. Выводы, которые делаются ею из рассмотрения этого материала, касаются главным образом пласта № 2. По ее данным, слоевые анализы различаются лишь содержанием золы. Количество последней увеличивается (от 6 до 19%) в сторону полуматовых и матовых углей. В составе золы резко преобладает CaO, что связано с минерализацией углей карбонатом кальция, заполняющего трещины. Повышенный выход летучих веществ у углей пласта № 2, составляющий 37—44%, Г. Н. Трошкова связывает с невысокой стадией метаморфизма (переходной от Г к ПЖ) и петрографическим составом.

Наиболее полная характеристика юрских углей центральной части Тувы дана Н. А. Афанасьевой (1952 г.). Ею изучены и обобщены имевшиеся к тому времени материалы об угольных пластах Эрбекского, Каахемского, Элегестского, Чихачевского, Совхозного, Инитальского, Меджигейского, Онкажинского и Актальского месторождений. Исследованные угли Н. А. Афанасьева разделяет на типы, как и Г. Н. Трошкова, по блеску. Выделенные ею типы макроскопически и микроскопически почти полностью совпадают с типами Г. Н. Трошковой. Н. А. Афанасьева считает, что наиболее распространены блестящие и полублестящие типы, представленные кларенами, важнейшим микрокомпонентом которых является гелефицированная однородная основная масса. В ряде случаев она устанавливает хлопьевидное и комковатое строение гелефицированного вещества.

Для каждого пласта Н. А. Афанасьева дает прогноз спекаемости углей. Спекаемость оценивалась ею по методу ВУХИН, исходя из соотношения микрокомпонентов, являющихся носителями свойств спекаемости, и микрокомпонентов, обладающих такими свойствами в пониженной степени или лишенными их. Впервые для Тувы Н. А. Афанасьева устанавливает региональный метаморфизм углей в пределах Улугхемского бассейна. Она отмечает возрастание степени метаморфизма углей от северо-восточной окраины бассейна на юго-восток и юг, а также увеличение

метаморфизма со стратиграфической глубиной. По степени метаморфизма угли бассейна отнесены к газовым со средней и высшей подстадиями, жирным с такими же подстадиями и, наконец, к коксово-жирным. Указаны петрографические признаки каждой стадии метаморфизма.

Н. А. Афанасьева приводит соображения об условиях накопления, с одной стороны, блестящих и полублестящих типов углей, а с другой — полуматовых и матовых, причем особо рассматривает условия образования углей пласта Улуг. Блестящий и полублестящий типы, по ее мнению, образовались в обводненном низинном, преимущественно застойном лесном торфянике, где растительный материал в восстановительных анаэробных условиях превращался в однородное или ксиловитреновое гелефицированное вещество. Хорошая сохранность фюзена и спор, а также малая зольность углей указывают на автохтонное накопление растительного материала.

Накопление полуматового и матового типов углей происходило в переходных условиях от фации топяных болот к фациям сухих лесных болот, т. е. в низинном обводненном лесном торфянике, в котором имели место периоды понижения уровня воды. В результате этого торфяник частично осушался, поверхность его подвергалась сильной аэрации и происходило окисление растительного материала (образование фюзена и ксилена).

Вследствие колебания уровня воды в торфянике фациальные условия многократно менялись, что, по мнению Н. А. Афанасьевой, привело к частой перемежаемости в разрезе пластов различных по блеску углей. Иногда торфяник подвергался затоплению, угленакопление прерывалось и отлагались прослои аргиллита, алевролита и других пород.

Вслед за И. И. Аммосовым и А. Б. Травиным Н. А. Афанасьева отмечает своеобразие углей пласта Улуг, которое заключается в несоответствии между стадией метаморфизма и химико-технологическими свойствами. При стадии метаморфизма «Ж» (жирные) угли обладают весьма высоким выходом летучих веществ и смолы, повышенным содержанием водорода и значительными пластическими свойствами. Эти особенности углей пласта № 2 Н. А. Афанасьева объясняет примесью сапропелевого вещества — водорослей, сходных с сапропелево-гумусовой (аттритовой) основной массой. Согласно ее представлениям, угли пласта № 2 накапливались в застойном болоте с открытой водной поверхностью, в котором развивался планктон.

Таким образом, угли Тувы накапливались в трех различных обстановках — в обводненном застойном торфянике, в обводненном торфянике с колебаниями уровня воды, вызывавшими осушение торфяника, и, наконец, в сильно обводненном застойном болоте с открытой водной поверхностью.

Приводимая А. Л. Лосевым петрографическая характеристика углей и угольных пластов Тувы основывается на материалах Г. Н. Трошковой и Н. А. Афанасьевой. Новым элементом в работах А. Л. Лосева можно считать стремление выявить закономерность в изменении строения пластов Улугхемского бассейна. Он отмечает «ухудшение» петрографического состава различных пластов вверх и вниз по разрезу угленосной толщи по мере удаления их от пласта Улуг, выражающееся в снижении содержания в углях однородного гелефицированного вещества и в соответственном увеличении роли неоднородной основной массы, фюзенизированных и минеральных компонентов.

Изменение происходит не только по вертикали — от пласта к пласту — но и на площади. В направлении от северо-восточной окраины бассейна вдоль его периферии на юг в составе углей пласта Улуг все большую роль играют микрокомпоненты, обусловливающие повышенную спекаемость углей и, кроме того, нарастает метаморфизм последних. Оптимальные пока-

затели для углей этого пласта отмечаются на Меджигейском месторождении. Считается, что в пределах последнего они более чем на 90% сложены однородным гелефицированным веществом и обладают весьма малой зольностью.

Как полагает А. Л. Лосев, такой петрографический состав углей связан с особенностями обстановки их накопления. По его мнению, положение Меджигейского месторождения почти в середине сохранившейся к настоящему времени юрской угленосной площади и, кроме того, пониженная зольность углей свидетельствуют о том, что в период отложения пласта Улуг район месторождения представлял центральную, наиболее глубокую и наиболее обводненную часть бассейна.

Большой интерес представляют многочисленные сведения о химико-технологических показателях углей всех известных пластов Тувы, которые приводит А. Л. Лосев в своих работах. То же самое следует сказать о работах И. Н. Николаева (1952 г.), Н. М. Караваева (1950 г.), С. И. Панченко (1954) и А. С. Царевой (1954), посвященных исключительно качеству и в первую очередь коксуемости углей описываемого района. По их заключениям, большинство угольных пластов представлено высококачественными газовыми или жирными коксующимися малосернистыми и малофосфористыми углями. Угли пластов Улуг и Меджигейского на Меджигейском, а также пласта Улуг на Элегестском, Эрбекском и Каахемском месторождениях могут давать удовлетворительный металлургический кокс как при самостоятельном коксовании, так и в смеси с отощающими углями других бассейнов.

В ходе всех работ петрографическому изучению подверглись важнейшие угольные пласты почти каждого разведывавшегося месторождения Тувинского прогиба. Были получены многочисленные данные о качестве углей, причем выяснилась большая промышленная ценность некоторых типов углей и значительное своеобразие их свойств, зависящее от петрографического состава. Однако неправильная в ряде случаев расшифровка петрографического состава углей, объясняющаяся главным образом несовершенством методов их изучения, препятствовала правильному истолкованию особенностей строения и качества углей.

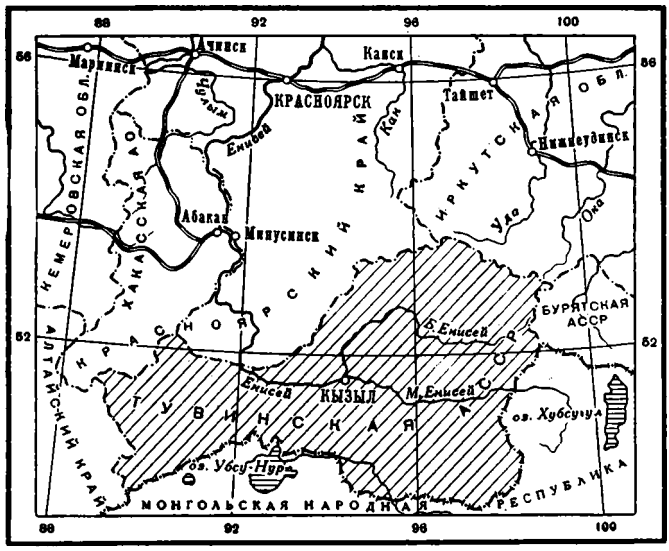
Таким образом, за весьма короткий промежуток времени было достигнуто то, что не было сделано за всю историю изучения юрских угленосных отложений Тувы. Весьма характерной чертой четвертого периода является то, что наряду с общегеологическим изучением юрской угленосной толщи было приступлено к детальному литолого-фациальному исследованию как вмещающих угли отложений, так и самих углей. Подобные работы позволили по-новому подойти к решению вопросов их генезиса, без знания которого невозможно правильно оценивать как качество углей, так и закономерности и прогноз их размещения на территории Тувинского межгорного прогиба.

Глава II

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНОВ РАЗВИТИЯ СРЕДНЕЮРСКИХ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

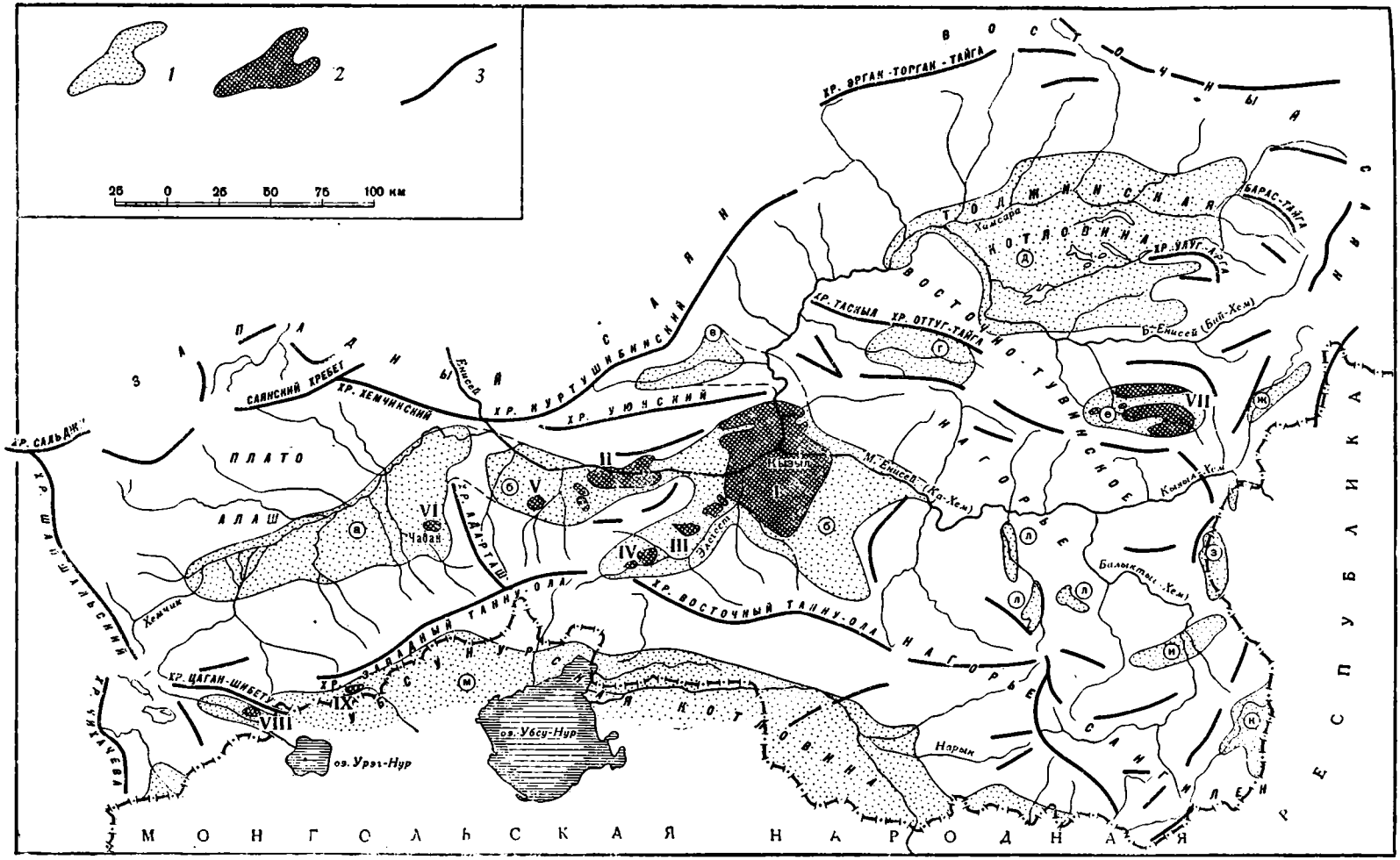
Тувинская АССР располагается в центре Азиатского материка (фиг. 1). На западе она отделяется от Алтайского края хребтами Чихачева и Шапшальского, Алтайской горной страны (фиг. 2). На северо-западе и севере граница между Тувой и Красноярским краем проходит по Западному Саяну, а на северо-востоке — по Восточному Саяну, за которым находятся Иркутская область и Бурятская АССР. На юге и в большей части на востоке Тува соприкасается с Монгольской Народной Республикой. Здесь



Фиг. 1. Схематическая карта юга Центральной Сибири

граница вначале проходит по полупустынным пространствам Убсунурской котловины, а далее на восток — по высокогорным хребтам Прихубсугулья.

Наиболее высокими горными сооружениями Тувы являются хребты Цаган-Шибету, Монгун-Тайга, с самой высокой точкой Тувы — горой Мунку-Хайыракан-Ула (3976 *м*) и хр. Чихачева. Эти, а также хребты Шапшальского, Сальджур, Сайлыг-Хем-Тайга и западная часть Саянского, имеющие несколько меньшие абсолютные отметки, обладают остро-



Фиг. 2. Орографическая схема и размещение современных впадин и юрских угленосных площадей на территории Тувы.

1 — современные впадины: *а* — Хемчикская, *б* — Улугхемская, *в* — Турано-Уюкская, *г* — Улуг-О, *д* — Тоджинская, *е* — Серлигхемская, *ж* — Белинская, *з* — Бусинская, *и* — Терехольская, *к* — Тайрисская, *л* — Шивейско-Тарбагатайская, *м* — Убсунурская; *2* — юрские угленосные площади: *I* — Улугхемский угольный бассейн с Эрбекским, Чихачевским, Каахемским, Меджигейским, Совхозным и Элегестским месторождениями; месторождения: *II* — Инитальское, *III* — Онкажинское, *IV* — Актальское, *V* — Аргузунское, *VI* — Чаданское (Барахольское), *VII* — Мугураксинское; *VIII* — Серлигхемский угленосный (?) район; *3* — современные горные хребты

конечными формами рельефа. Сложены они песчаниками и сланцами, иногда известняками палеозоя, которые в ряде случаев прорываются гранитами. Хребты Сальджур и Сайлыг-Хем-Тайга достигают высоты 2000 *м* и несут следы недавнего оледенения, запечатленные в виде хорошо сохранившихся цирков и ледниковых долин корытообразной формы с нагромождением валунов. С южных склонов этих хребтов, а также с северного склона хр. Цаган-Шибету берут свое начало левые и правые притоки р. Хемчик; последняя своими истоками располагается на восточном склоне хр. Шапшальского.

Куртушибинский и Хемчикский хребты по своим высотам значительно уступают описанным выше и имеют более сглаженные формы рельефа, которые в ряде пунктов нарушаются присутствием небольших останцов куполообразной формы. В строении хребтов участвуют сланцы, песчаники и известняки нижнепалеозойского возраста. Далее на восток протягиваются хребты Кудбай и Тазарама-Тайга; последний на северо-востоке смыкается с Восточным Саяном. Хребет Тазарама-Тайга имеет, так же как и хребты западной части Тувы, высотные отметки, достигающие 3000 *м*. С южных склонов хребтов Кудбай и Тазарама-Тайга берут начало правые притоки р. Бий-Хем.

На северо-востоке Тувы возвышаются суровые горы Восточного Саяна, остроконечные вершины которых лишены древесной растительности и несут следы ледниковой деятельности в виде цирков и ледниковых долин. Здесь в ряде районов имеются небольшие современные ледники, а более пониженные участки в той или иной степени заболочены.

В восточной части Тувы простирается обширное Восточно-Тувинское нагорье с хребтом академика Обручева, располагающимся в междуречье Бий-Хема и Каа-Хема. Он объединяет несколько горных цепей (хребты Ондут-Тайга, Оранты и др.), сложенных древними сланцами, песчаниками, известняками и изверженными породами. Хребет академика Обручева имеет асимметричное строение: его крутой северный склон с резким уступом нависает над Серлигхемской впадиной, а пологий южный склон сильно изрезан правыми притоками Каа-Хема. Для современного рельефа хребта весьма характерны следы былого оледенения.

Южнее хребта академика Обручева, за р. Каа-Хем, располагается нагорье Сангилен, состоящее из многочисленных высоких хребтов, среди которых к наиболее крупным относятся Остроконечный Танну-Ола и Сангилен. Эти хребты, так же как и хребет академика Обручева, еще очень мало изучены и по внешнему облику сходны между собой.

Вдоль южной границы Тувы протягиваются хребты Восточный и Западный Танну-Ола, разделенные между собой долиной р. Элегест. Хребет Западный Танну-Ола имеет несколько меньшие высотные отметки, чем хребты юго-запада Тувы, и только на самом западе его высота достигает 3000 *м*. Сложен он песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами и известняками среднего палеозоя. Хребет Восточный Танну-Ола слагается более древними, главным образом нижнекембрийскими измененными вулканическими породами, прорванными большим количеством крупных гранитных массивов. По своим высотным отметкам он уступает Западному Танну-Ола. В высокогорных частях Западного Танну-Ола имеются следы оледенения.

По хребтам Цаган-Шибету, Западному и Восточному Танну-Ола и нагорью Сангилен (хребты Остроконечный Танну-Ола и Сангилен) проходит часть мирового водораздела между бассейнами Северного Ледовитого океана и бессточной центральной азиатской впадины, называемой Котловиной Больших озер. По этому же водоразделу происходит разграничение географических ландшафтов. Южнее водораздела развиты полупустынные всхолмленные степи с отдельными возвышенными участками (останцами) горного типа. Севернее же водораздела наблюдается чере-

дование таежных горных участков — хребтов с большими степными межгорными котловинами.

На территории Тувы, между горными сооружениями, располагается несколько неодинаковых по размеру современных впадин. Наибольшая из них, Улугхемская, включающая подавляющую часть юрских угленосных месторождений, занимает центральную часть Тувы. На севере Улугхемская впадина хребтами Прибрежным и Уюкским отделяется от Турано-Уюкской впадины, а на западе — хр. Адарташ от довольно крупной Хемчикской впадины. Все эти три впадины по своему строению неоднородны; они осложнены многочисленными возвышенностями в виде холмов и небольших горных хребтов, пересекающих их в различных направлениях.

Улугхемская впадина с востока на запад пересекается р. Улуг-Хем (фиг. 3, 4), которая образуется от слияния у г. Кызыла рек Каа-Хем и Бий-Хем. На своем пути Улуг-Хем принимает ряд притоков, из которых наиболее крупными являются его левые притоки — Элегест (фиг. 5) и Хемчик. Последний протекает с юго-запада на северо-восток вдоль северо-западного борта Хемчикской впадины и на стыке с Улугхемской впадиной впадает в Улуг-Хем, который в этом районе меняет направление своего течения с широтного на меридиональное.

Третьей крупной впадиной является Тоджинская, занимающая северо-восточную часть Тувы в области верхнего течения р. Бий-Хем. Впадина пересекается многочисленными отрогами Восточного Саяна, пониженные участки между которыми заняты притоками Бий-Хема и озерами. Отроги Восточного Саяна сложены древними породами, перекрытыми во многих случаях молодыми излияниями базальтов, образующими на северо-востоке впадины обширные равнинные участки. Для Тоджинской впадины характерны холмисто-грядовый рельеф, скопление валунов и наличие озер, которые являются следами ледниковой деятельности.

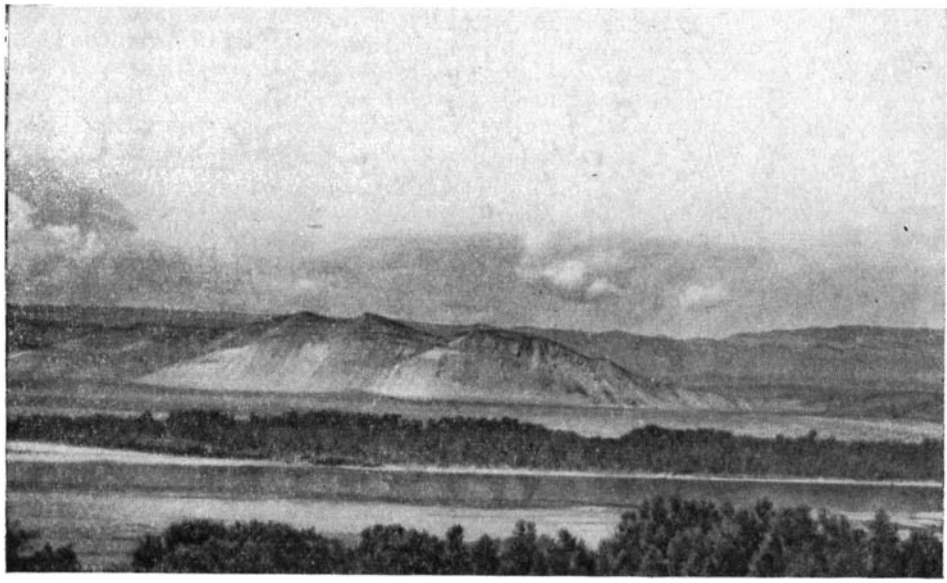
Четвертой крупной впадиной, располагающейся южнее хребтов Западный и Восточный Танну-Ола, является Убсунурская, представляющая собою северную окраину обширной Котловины Больших озер Монголии. На территорию Тувы Убсунурская впадина заходит только в районе долин рек Тес-Хема и Карги; на востоке она примыкает к нагорью Сангилен.

Менее значительной по размеру впадиной является Серлигхемская, располагающаяся у северного подножия хребта академика Обручева. Морфология рельефа впадины характеризуется «бараньими лбами», троговыми долинами и другими формами ледниковой деятельности. В значительной части впадина заполнена юрскими отложениями, образующими возвышенности высотой 100—400 *м*, вытянутые на западе в меридиональном и на востоке — в широтном направлениях. В отличие от среднеюрских угленосных отложений остальной части Тувы здесь преобладают конгломераты и гравелиты.

Остальные впадины — Улуг-О и особенно Белинская, Бусинская, Терехольская, Тайрисская и Шивейско-Тарбагатайская изучены слабо и имеют ограниченные размеры.

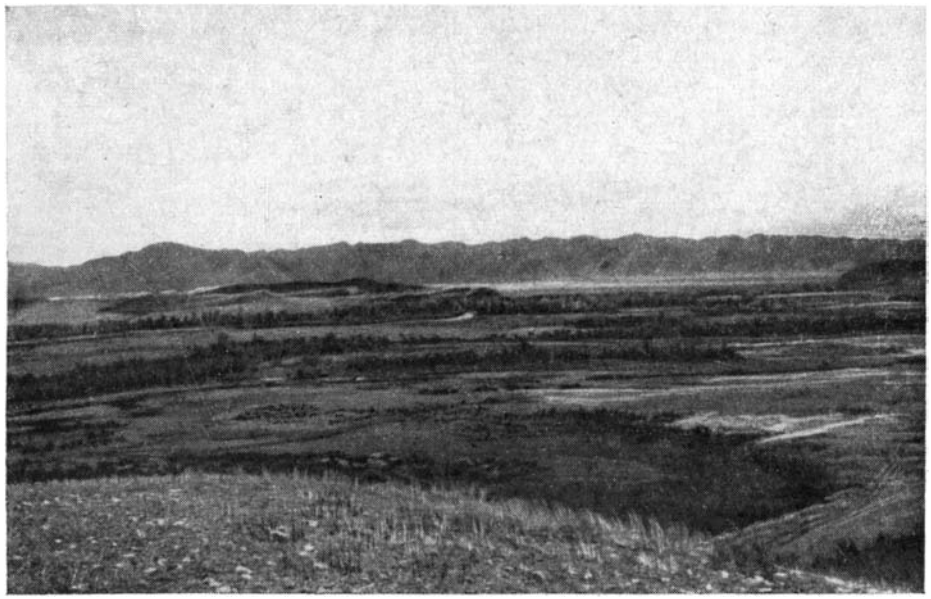
СТРАТИГРАФИЯ

В пределах Тувы развиты отложения докембрия, кембрия, ордовика, силура, девона, карбона, перми, средней юры, верхней юры — нижнего мела (?), третичные и четвертичные. За последнее время появилось много как рукописных, так и печатных работ, в которых по-новому обосновываются границы и объемы ярусов и свит, хотя и сейчас еще многие из них требуют дальнейшего уточнения. Нас интересовали исключительно юрские угленосные отложения, которые в результате детального



Фиг. 3. Вид на долину р. Улуг-Хем в районе горы Бом. На заднем плане (правый берег) обнажение пород нижней части юрской угленосной толщи (улугхемская свита) с пластом угля Улуг в верхней части (Эрбекское месторождение)

Фиг. 4. Вид долины р. Улуг-Хем с левого берега в районе горы Бом (с запада на восток)



Фиг. 5. Долина р. Элегест в районе устья р. Меджигей.
На заднем плане хр. Восточный Танну-Ола

литолого-фациального изучения и формационного анализа получили новую схему подразделения и частичное уточнение возраста. Подстилающие и покрывающие среднеюрскую угленосную толщу отложения нами рассматриваются постольку, поскольку они необходимы для толкования строения и истории развития Тувы в мезозое.

Приводимые ниже данные по этим толщам заимствованы из работ Н. С. Зайцева (1947, 1955, 1957), В. А. Кузнецова (1949, 1954), Н. С. Зайцева и Н. В. Покровской (1950), А. И. Левенко (1950, 1956, 1960), А. И. Левенко и М. А. Протопоповой (1954), Л. Н. Леонтьева (1956), И. М. Варенцова ($1957_{1,2}$), Г. А. Кудрявцева (1960) и некоторых других исследователей.

Доюрские отложения

В пределах Тувы стратиграфический разрез начинается с метаморфических образований протерозоя, которым слагаются нагорье Сангилен и отдельные участки хребта академика В. А. Обручева (верховье р. Каа-Хем). Самым древним магматическим комплексом являются предкембрийские разгнейсованные двуслюдяные граниты Сангилена и района, граничащего с зоной Восточного Саяна.

Выше разрез представлен типично геосинклинальными породами нижнего и лишь частично среднего (нижняя часть) кембрия, развитыми в основном на востоке Тувы, хотя они имеются также в Восточном Танну-Ола, на западном окончании хр. Уюкского, в районе Алашского плато и на других незначительных по площади участках Тувы. Слагаются они в основном зеленокаменными порфиритами, туфоконгломератами, мраморами, известняками, песчаниками и сланцами. Мощность их значительна и местами превышает 5—6 *км*.

Нижне- и среднекембрийские отложения прорываются комплексом ультраосновных пород, относимых Г. В. Пинусом, В. А. Кузнецовым и И. М. Волоховым (1955) к гипербазитовой формации. Л. Н. Леонтьев (1956, стр. 31) следующим образом характеризует эту формацию. «Среди

ультраосновных пород Тувы резко преобладают апоперидотитовые серпентиниты; неизмененные или слабо измененные разности, изредка сохранившиеся в центральных частях более крупных массивов, отвечают гарцбургитам. Значительно реже последних встречаются дуниты, вебстериты, диаллагиты и исключительно редко — лерцолиты». Возраст их салаирский; они прорывают кембрий и их галька присутствует в базальных конгломератах нижнего ордовика.

Выше залегает мощная (1,5 *км* на востоке и 4—5 *км* на западе) толща ордовика с конгломератами (свыше 300 *м*) в основании. Состав галек разнообразный. Это — мраморы, яшмо-кварциты, кварцитовые сланцы с углистым веществом, кварцево-полевошпатовые сланцы, сильно измененные диабазы и туфы. Выше по разрезу конгломераты постепенно сменяются рассланцованными грубыми песчаниками, а последние — толщей переслаивания песчаников и алевролитов. Ордовикские отложения слагают северную и северо-западную окраины Тувы, где они местами прорваны каледонскими гранитоидами.

Разрез силура также начинается базальными конгломератами. Выше он слагается песчаниками, сланцами, известняками и красноцветной аргиллито-алевритовой толщей, содержащей разнообразную морскую фауну. Наиболее полного развития отложения силура достигают на западе Тувы в бассейне рек Чадан и Чергак, где их мощность около 8 *км*. В восточном и южном направлениях мощность их резко сокращается за счет выпадения нижних песчаных горизонтов.

Широко развиты в Туве девонские отложения, которые по данным Н. С. Зайцева (1955, 1957), А. И. Левенко (1956, 1960), И. М. Варенцова ($1957_{1,2}$) и других представлены тремя отделами. Мощность их превышает 10 *км*. Нижний девон повсеместно слагается морскими эпиконтинентальными эффузивно-осадочными толщами, состоящими из базальных конгломератов (не всегда), песчаников, глинистых сланцев, порфиритов, порфиров, переслаивающихся с туфами и туфобрекчиями. Отложения нижнего девона большей частью с резким угловым несогласием залегают на нижнем палеозое; мощность их не менее 3,5—4,0 *км*. Они развиты в Куртушибинском хребте, окаймляют с севера Западный Танну-Ола и встречаются в других местах.

Досреднедевонский возраст имеет граниты «сютхольского» комплекса, которые охватывают большое количество обособленных массивов, сложенных средне- и мелкозернистыми лейкократовыми гранитами светло-серого, серовато-розового, розового и даже темно-красного цвета. Они развиты на Сангилене, на западе и востоке Тувы и значительно реже в Центральной Туве.

На эффузивно-осадочную толщу, верхнюю часть которой Н. С. Зайцев (1957), А. И. Левенко (1960) и другие исследователи относят также к низам среднего девона, иногда с резким трансгрессивным несогласием ложится мощная толща осадков среднего девона. Отложения эйфельского яруса представлены лагунно-морскими конгломератами, грубозернистыми косослоистыми песчаниками, мелкозернистыми известковистыми песчаниками и алевролитами, иногда аргиллитами. Имеются также слои рифогенных известняков, пестроцветных галогенных образований и залежи каменной соли. Живетский ярус слагается брекчиевидными известняками, мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, часто пестроцветными, с прослоями известняков и известковистых песчаников. В распределении пород среднего девона наблюдается некоторая закономерность. На юго-западе Тувы распространены отложения, часть которых образовалась в условиях морского бассейна с нормальной соленостью, а в центральных и северо-восточных частях Тувы преобладают в основном красноцветные глинисто-песчаные отложения с фауной листоногих (Phyllopoda) и усоногих (Cirripedia), указывающие на образование осадков в

бассейнах с ненормальной соленостью — как осолоненных, так, возможно, и опресненных. Мощность среднего девона колеблется от 1,1—1,2 *км* на северо-востоке до 4 *км* и выше на юго-западе.

Франский ярус верхнего девона состоит в основном из красноцветных отложений, представленных аргиллитами, алевролитами, песчаниками, различными конгломератами. В ряде районов им подчинены слои и пачки известняков с прослоями туфов и туфопесчаников. Фаменский ярус слагается породами более грубого состава, среди которых преобладают обычно разно- и грубозернистые аркозовые и полимиктовые песчаники и гравелиты. Имеются также алевролиты и конгломераты. Общая мощность верхнего девона с северо-востока на юго-запад меняется от 1,2 до 2 *км* и более.

Девонские габбро-диабазы широко развиты по всей Туве. Они в основном образуют маломощные дайки или серии близко расположенных даек. Интрузии, прорывающие весь средний девон, имеют довольно пестрый состав. Среди них различаются как основные разности (диориты, иногда габбро-диориты), так и кислые, часто с некоторым уклоном к щелочным породам. Породы этого комплекса залегают в виде мелких, очевидно, трещинного типа интрузий. Развиты они исключительно в пределах Западной Тувы и западной части Центральной Тувы.

Каменноугольные отложения по сравнению со всеми описанными выше имеют относительно незначительное развитие. Нижний карбон в основном сосредоточен в центральной части Улугхемской впадины, окаймляя с юго-запада, запада, севера и северо-востока среднеюрские угленосные отложения. В остальных местах, главным образом на юго-западе Тувы, он встречается в виде мелких разрозненных пятен, заполняющих небольшие синклинальные структуры. Отложения средне-верхнекарбонового возраста пока обнаружены только в Онкажинской мульде (от последней они получили название онкажинской свиты, присвоенное им М. Ф. Нейбург) и в верховьях р. Элегест. Не исключена возможность, что они кое-где еще сохранились от размыва и в дальнейшем могут быть обнаружены под средней юрой или в отдельных впадинах Тувы.

Нижний карбон З. А. Лебедева (1922, 1938) подразделяет на четыре формации (снизу вверх) — шивеликскую, звенящую, джарикскую и роговикового конгломерата [1], имеющие общую мощность от 900 до 1200 *м*. Среди собранных в 1903 г. И. П. Рачковским и А. И. Педашенко в бассейне р. Элегест растительных остатков Н. Н. Смирнов (1912) определил *Lepidodendron welthemi* Stbg., *Knorria imbricata* Cöpp., *Cyclostigma kiltokrense* Heer, *Bergeria*?, *Calymmathotheca bifida* L. et H.?, на основании которых звенящая формация им была отнесена к Ursa Stufe, т. е. к нижнему карбону. Значительно позже М. Ф. Нейбруг (1936; Отчет о деятельности Сибирского отделения Геологического комитета, 1922) по собранным в 1920 г. многочисленным растительным остаткам, главным образом по отпечаткам стволов лепидофитов (*Knorria imbricata* Sternb., *Lepidodendron* sp. и др.), эти же отложения сопоставила с минусинской свитой Минусинской котловины, отметив при этом большое сходство их литологического состава.

Однако не совсем ясно, какой же все-таки возраст имеют отложения формаций джарикской и роговикового конгломерата. При описании разрезов З. А. Лебедева (1938, стр. 66, 217, 220 и др.) относит их к верхней части бий-хемского комплекса и считает, что они «...относятся, вероятно, уже к более поздним эпохам верхнего палеозоя. Таким образом, вопрос о верхней возрастной границе комплекса остается открытым». При этом

[1] По непонятным причинам в сводной работе по Туве З. А. Лебедева (1938) выделяет роговиковый конгломерат то в виде самостоятельной формации, то в виде горизонта, составляющего верхнюю часть джарикской формации.

З. А. Лебедева указывает, что отложения формаций имеют локальное распространение, значительное отличие литологического состава от лежащей ниже звенящей формации и большое сходство состава и общего облика роговиковых конгломератов с конгломератами основания среднеюрской угленосной толщи.

М. Ф. Нейбург (1936) выделила в джарикскую свиту толщу песчано-конгломератовых пород с юрскими растительными остатками, т. е. отложения, залегающие выше горизонта роговикового конгломерата, а не верхнепалеозойские среднезернистые лиловато-бурые и зеленоватые песчаники, как это сделала З. А. Лебедева (табл. 1). В результате этого из стратиграфической схемы М. Ф. Нейбург фактически исчезла джарикская свита в понимании З. А. Лебедевой, породы которой, по всей вероятности, включены ею в звенящую свиту.

Таблица 1

Сопоставление подразделений юрских отложений Тувинского мезозойского межгорного прогиба

<table>
<tr><th colspan="2">З. А. Лебедева</th><th colspan="2">М. Ф. Нейбург</th><th rowspan="2">А. Л. Лосев
1954 г.</th><th colspan="3" rowspan="2">П. П. Тимофеев
1958 г.</th></tr>
<tr><th>1922 г.</th><th>1930 г.</th><th>1936 г.</th><th>1950 г.</th></tr>
<tr><td rowspan="2">Угленосная формация J</td><td rowspan="2">Угленосная формация J_2</td><td rowspan="2">Угленосная свита J_2</td><td rowspan="2">Кызыльская свита J_2</td><td>Бомская свита J_2H_3</td><td colspan="3">Бомская свита J_3—Cr_1</td></tr>
<tr><td>Салдамская свита J_2H_2</td><td rowspan="3">Средняя юра J_2</td><td rowspan="3">Тувинская серия J_2tv</td><td>Верхнекызыльская свита J_2tv_3hkz (бат), возможно, самая верхняя часть свиты — низы келловея)</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Джарикская формация C_1 (песчаники и конгломераты)</td><td rowspan="2">Формация роговикового конгломерата C_2 — C_3</td><td rowspan="2">Джарикская свита (отложения песчаников и конгломератов)</td><td rowspan="2"></td><td>Эрбекская свита J_2H_1</td><td>Нижнекызыльская свита $J_{12}tv_2ukz$ (байос — бат)</td></tr>
<tr><td>Элегестская свита J_1H_0</td><td>Улугхемская свита J_2tv_1ul (байос, возможно, самая нижняя часть свиты — верхи аалена)</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Джарикская формация C_1 (песчаники и конгломераты)</td><td rowspan="2">Джарикская формация C_2—C_3 (среднезернистые лилово-бурые песчаники)</td><td rowspan="2">Звенящая свита C_1</td><td>Онкажинская свита $C^2_1C_2C_3$</td><td>Онкажинская свита C_2 — C_3</td><td colspan="3">Онкажинская свита C_2 — C_3</td></tr>
<tr><td colspan="2">Звенящая формация C_1</td><td colspan="4"></td></tr>
</table>

В настоящее время в результате многочисленных работ установлено, что горизонт роговиковых конгломератов следует рассматривать как единое целое с лежащей выше среднеюрской угленосной толщей, поскольку он по составу галек и внешнему облику полностью соответствует конгломератам основания средней юры и знаменует начало нового этапа осадконакопления. В свою очередь эти конгломераты резко отличаются от лежащих ниже верхнепалеозойских буровато-лиловых и зеленоватых песчаников, туфопесчаников и алевролитов джарикской свиты, имеющих много общих черт с породами звенящей свиты.

Нижнекаменноугольные отложения начинаются мощной толщей разнозернистых песчаников, чередующихся с прослоями и линзами разнога-

лечниковых конгломератов (шивеликская свита). Выше по разрезу она сменяется своеобразной серией пород, состоящей из переслаивания розовых и желтоватых мелкозернистых окремненных песчаников, фарфоровидных алевролитов и аргиллитов, а также значительно реже зеленоватых и розовых известковистых аргиллитов и алевролитов (звенящая свита). В ее нижней части встречаются прослои грубых песчаников и мелкогалечниковых конгломератов. Этим обычно заканчивается разрез нижнего карбона. Однако в ряде мест (район р. Каменный Ключ, среднее течение р. Малый Баян-Кол и др.) звенящая свита перекрывается коричневато-бурыми и зеленовато-лиловыми среднезернистыми песчаниками, туфопесчаниками и алевролитами с прослоями песчанистых известняков, объединяемыми в джарикскую свиту.

Возраст этой серии пород в целом определяется как нижний карбон по находкам отпечатков стволов лепидофитов *Knorria imbricata* Sternb., *Zepidodendron* sp. (Нейбург, 1936) и остатков рыб (Нейбург, 1950) — *Knoboderma* sp. (сборы Г. А. Кузнецова) и *Strepsodus siberiacus* Chab., *Rhizodopsis savenkovi* Obr. (сборы А. И. Левенко).

Отложения нижнего карбона трансгрессивно и с угловым несогласием залегают на различных возрастных горизонтах вплоть до кембрия. Мощность их, по данным З. А. Лебедевой (1938), К. А. Клитина (1960) и других, колеблется от 600—700 до 1100—1300 *м*.

Отложения онкажинской свиты впервые были установлены в 1947 г. В. А. Бобровым и В. А. Унксовым (Отчет за 1949 г.) в верховьях р. Элегест (Актальская и Тювеликская мульды) и в урочище Онкажа. Свита начинается толщей разногалечникового конгломерата, содержащего в качестве цемента песчано-гравийный материал. Состав галек весьма разнообразен: преобладают гальки пород нижнего карбона, состоящие из песчаников, алевролитов, аргиллитов, фарфоровидных и известковистых алевролитов и аргиллитов, известняков. Встречаются также гальки черных кремней, порфиритов, жильного кварца, гранитов. В различных частях этой толщи, особенно в верхней, встречаются прослои и линзы гравийно-песчаного и алеврито-глинистого материала, а также углисто-глинистых пород с почвенными образованиями в основании. В западном направлении конгломераты замещаются гравийно-песчаными породами, в результате чего их мощность уменьшается от 70—80 до 5—10 *м*; иногда она не превышает 2—3 *м*.

Выше залегает толща пород, представленная чередованием гравелитов, песчаников, алевролитов, аргиллитов и углей, иногда мелкогалечниковых конгломератов. В целом по разрезу происходит общее постепенное утонышение материала. К этой части онкажинской свиты приурочиваются пласты угля, среди которых девять являются рабочими. К их числу относится пласт Мощный с изменчивой мощностью от 7,5 до 30,6 *м*.

Отложения онкажинской свиты залегают на нижнем карбоне без видимого несогласия (?); они дислоцируются вместе с нижним карбоном и с лежащей выше средней юрой. Возраст свиты до сих пор не вполне обоснован. Вначале он определялся В. А. Унксовым (1949) как нижнепермский. В дальнейшем М. Ф. Нейбург (1950) определила из нижней части онкажинской свиты большое количество отпечатков перышек и участков облиственных вай *Angaropteridium cardiopteroides* (Schm.) Zal. и единичные обрывки кордаитов (*Noeggerathiopsis* sp.) и хвощевых (*Paracalamites* sp.). Средняя и верхняя части свиты переполнены почти исключительно *Noeggerathiopsis Theoderi* Zal. с единичными *Samaropsis* sp. и обрывками хвощевых. Встречены также отпечатки *Sigillaria* (*Helleniella*), *Angaropteridium* cf. *tyrganicum* Zal. и обрывки кордаитов. М. Ф. Нейбург (1950) считает, что возраст онкажинской свиты Тувы в целом может рассматриваться в пределах: самые верхи нижнего карбона — средний — верхний карбон. Учитывая также, что в последнее время

возраст балахонской свиты Кузбасса датируется верхним карбоном, ее тувинский аналог следует рассматривать скорее как верхний, чем как средний карбон. Мощность онкажинской свиты колеблется от 380 *м* на востоке до 330 *м* на западе.

Кроме того, по данным Г. И. Ивановой и В. Ф. Сильвесюк (1955 г.), пермские угленосные отложения были встречены в бассейне р. Саглы. А. И. Левенко (1960) также относит их к перми, поскольку непосредственно южнее, на территории МНР, пермские отложения, охарактеризованные флорой, известны давно. Наше детальное ознакомление в 1955 г. с этим разрезом показало, что он состоит из чередования конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, аргиллитов, углистых пород и углей, причем мощность последних достигает 2 *м*. Не исключена возможность, что угленосная толща бассейна р. Саглы имеет действительно пермский возраст, поскольку южнее, на территории юго-запада Монголии, имеются также не только пермские отложения вообще, но и угленосные с промышленными угольными пластами. Поэтому они могут оказаться аналогами онкажинской свиты и соответственно иметь средне-верхнекарбоновый возраст.

Юрские отложения

Впервые юрские угленосные отложения в Туве были установлены И. Ф. Шмальгаузеном (1888) по находкам (*Czekanowskia rigida* Hr., *Phoenicopsis angustifolia* Hr., *Czekanowskia* sp.), собранным А. В. Андриановым в обнажениях рек Эрбек и Элегест. Однако М. Д. Залесский (1926) в результате пересмотра растительных остатков из Кузнецкого, Тунгусского и Печорского бассейнов, определенных ранее И. Ф. Шмальгаузеном как юрские, пришел к выводу об их пермском возрасте Определения И. Ф. Шмальгаузена поэтому были поставлены под сомнение, и долгое время юрский возраст угленосной толщи Тувы не признавался и ее относили к перми. Это, как известно, нашло отражение в монографии Грабау (Grabau, 1931), который сопоставлял угленосные отложения Тувы с пермскими осадками Монголии.

Последующие сборы растительных остатков позволили М. Ф. Нейбург (1936; Отчет о деятельности Сибирского отделения Геологического комитета..., 1922) не только подтвердить выводы И. Ф. Шмальгаузена о юрском возрасте угленосных отложений Центральной Тувы, но и уточнить его как среднеюрский, дав более детальное палеофлористическое обоснование. Кроме того, угленосная толща была впервые подразделена ею на две свиты (снизу вверх) — джарикскую и угленосную (табл. 1). Поводом для выделения джарикской свиты послужило наличие такого своеобразного признака, как обожженность, а местами и ошлакованность песчано-конгломератовых пород, залегающих в основании разреза на северо-востоке Улугхемского бассейна (левый и правый берег р. Бий-Хем). Вполне очевидно, что этот признак, явившийся следствием былого пожара, не может служить обоснованием для выделения горелых пород в самостоятельную свиту, не говоря уже о том, что они имеют весьма локальное развитие. Сознавая это, М. Ф. Нейбург (1936, стр. 136) пишет, что джарикская свита «...конечно, не может иметь самостоятельного значения, являясь нижней частью единой угленосной свиты, единого с ней возраста». Выделив подобным образом джарикскую свиту, она тем самым внесла путаницу в наименование свит, поскольку еще ранее аналогичное название было присвоено З. А. Лебедевой лежащей ниже толще среднезернистых лиловато-бурых и зеленоватых песчаников. В дальнейшем, уже после того как в бассейне р. Элегест были обнаружены верхнепалеозойские угленосные отложения, М. Ф. Нейбург (1950) предложила всю среднеюрскую угленосную толщу именовать кызылской свитой.

В 1945 г. геолого-разведочные работы в районе пос. Эрбек и г. Шагонар проводил А. И. Архангельский, который подразделил среднеюрские угленосные отложения по литологическому составу на три свиты:

1) верхнюю, сложенную песчаниками с прослоями темно-серых мергелей и тремя угольными пластами мощностью от 0,60 до 0,80 *м*. Мощность свиты около 200 *м*;

2) среднюю, состоящую в основном из светло-серых и желтовато-серых кварцевых и полевошпатовых песчаников с линзами конгломератов. Кроме пласта Улуг, в свите установлено пять пластов рабочей мощности и большое количество пропластков углей мощностью от нескольких сантиметров до 0,40 *м*. Мощность свиты около 600 *м*;

3) нижнюю, сложенную песчаниками и конгломератами с двумя угольными пластами мощностью от 0,60 до 0,70 *м*. Общая мощность свиты около 100 *м*.

В дальнейшем с 1946 до 1954 г. геологоразведочные работы на уголь проводились в основном под руководством и при участии А. Л. Лосева, а затем до 1957 г. возглавлялись В. С. Быкадоровым. В начальный период своих работ А. Л. Лосев подразделил юрские угленосные отложения по возрастному различию, литологическому составу и степени угленосности снизу вверх по разрезу на три свиты: элегестскую, тувинскую и бомскую. Впоследствии тувинская свита им была расчленена на эрбекскую и салдамскую свиты. Таким образом, юрские угленосные отложения Тувы А. Л. Лосев (1954, 1955) подразделяет на четыре свиты (снизу вверх): 1) элегестскую (J_1H_0) мощностью до 120 *м*; 2) эрбекскую (J_2H_1) мощностью от 230 до 585 *м*; 3) салдамскую (J_2H_2) мощностью около 740 *м*; 4) бомскую (J_2H_3) мощностью около 315 *м*.

А. Л. Лосев обнаружил, что на юго-западе Улугхемского бассейна (район устья р. Меджигей) в основании юрских угленосных отложений залегает толща пород, несколько отличная от лежащих выше и имеющая изменчивую мощность от 0 до 120 *м*. Эта толща, по его данным, почти на 70% слагается песчаниками, разделенными пачками алевролитов, мощностью каждая до 10 *м*, причем к нижней пачке приурочивается пласт угля Меджигейский (№ 1), имеющий рабочую мощность. Эта толща пород, названная А. Л. Лосевым элегестской свитой, имеет весьма ограниченное распространение и по простиранию и падению прослеживается приблизительно на 5—7 *км*, после чего выклинивается. В других районах Тувы, в том числе непосредственно прилегающих к Меджигейскому и к южной части Элегестского месторождения, а также на находящемся поблизости Онкажинском месторождении породы элегестской свиты А. Л. Лосевым не фиксируются.

Возраст Элегестской свиты Н. А. Афанасьева считает нижнеюрским на основании спорово-пыльцевого комплекса следующего состава:

Споры		Пыльца	
Класс Filicales	42%	Класс Gymnospermae	58%
Роды: Osmunda	1,5	Семейства: Pinaceae	14
Adianthum	18	Ginkgoaceae	18
Gleichenia	14	Cycadaceae	26
Lycopodium	8,5		

По мнению Н. А. Афанасьевой, подобный состав и количественное соотношение форм, при котором имеется большое содержание пыльцы семейств Cycadaceae (26%) и Ginkgoaceae (18%), аналогичны комплексу спор и пыльцы нижнеюрских угленосных отложений Среднеазиатской ботанико-географической провинции, выделенной И. П. Покровской.

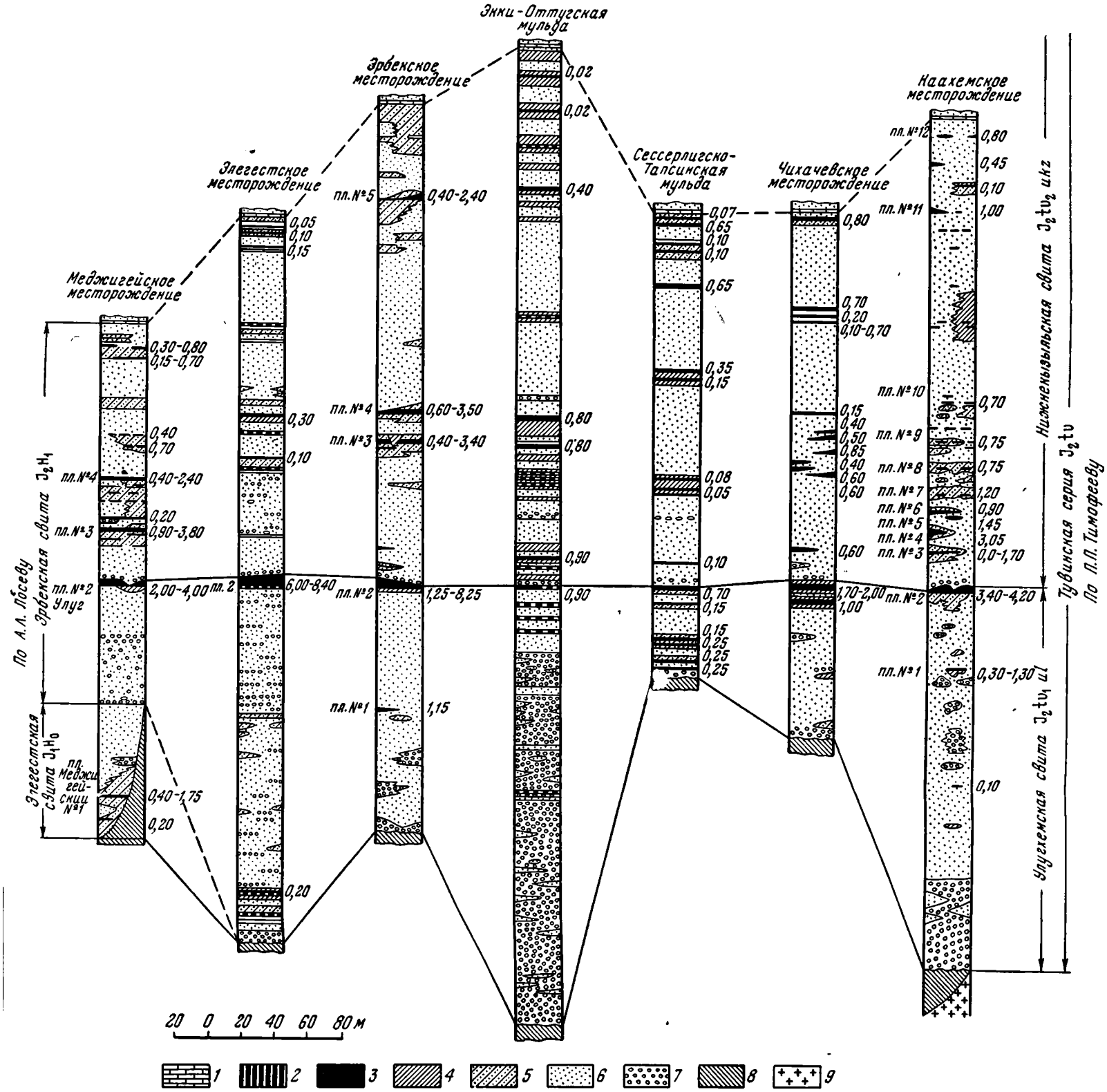
Автором установлено, что одновозрастные с элегестской свитой отложения присутствуют также во многих других районах Тувы и имеют схо-

жую или несколько отличную фациальную природу (Тимофеев, 1954_2, $1958_{2,3}$, 1960_1). Отличия обусловлены закономерным распределением фаций по разрезу и на площади, в результате которого бассейновые, аллювиальные, озерно-болотные и болотные отложения с пластом Меджигейским района устья р. Меджигей в северо-западном (Инитальское месторождение), северном (район устья р. Элегест, Эрбекское месторождение и Экки-Оттугская мульда) и северо-восточном (Каахемское месторождение) направлениях постепенно замещаются песчаниками, гравелитами и конгломератами аллювиального и отчасти делювиально-пролювиального генезиса. На Чихачевском месторождении и в Сессерлитско-Тапсинской мульде они отсутствуют, поскольку эти районы к началу образования юрской угленосной толщи представляли возвышенные части рельефа, где осадко- и угленакопления не происходило. Наоборот, юго-западнее, на Онкажинском месторождении роль бассейновых, озерно-болотных и болотных отложений несколько увеличивается. Кроме пласта № 3 — аналога пласта Меджигейского, появляются новые угольные пласты, хотя и нерабочей мощности. На Чаданском же месторождении (запад Тувы) аллювий почти полностью исчезает, замещаясь озерно-болотными и, главным образом, бассейновыми отложениями, содержащими известняки с фауной пелеципод. Одновозрастным с Меджигейским здесь является пласт Чаданский.

Подобное обстоятельство побудило нас поставить под сомнение нижнеюрский возраст элегестской свиты. Ознакомление со спорово-пыльцевым комплексом, выделенным Н. А. Афанасьевой из пород элегестской свиты, показало, что в нем отсутствует пыльца Bennettitales, весьма типичная для нижней юры Сибирской ботанико-географической области, куда входит Тува (Вахрамеев, 1957), поэтому он может характеризовать только юру в целом, а не какие-либо ее отдельные части. Не подтверждает нижнеюрского возраста и ссылка на то, что аналогичный комплекс имеют нижнеюрские отложения Среднеазиатской провинции, поскольку последняя является частью не Сибирской, а Индо-Европейской ботанико-географической области. Поэтому комплекс спор и пыльцы элегестской свиты следует сопоставлять не со Среднеазиатской провинцией, а с близлежащими районами Сибирской области, содержащими типичную для нее флору. Таким районом является Канско-Ачинский буроугольный бассейн, где, по данным Н. С. Сахановой (1957), в нижней юре присутствует от 16 до 27% беннеттитов, чего нет в элегестской свите Тувы.

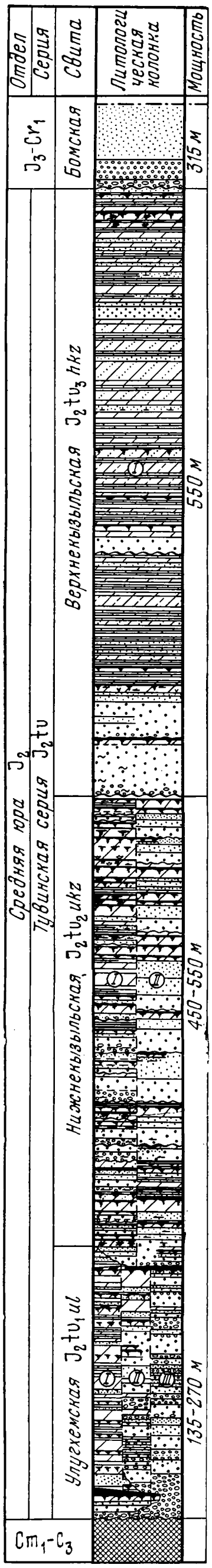
Из образцов, отобранных автором в нижней части элегестской свиты, С. Н. Наумовой выделен спорово-пыльцевой комплекс, среди которого преобладают споры папоротникообразных — *Coniopteris*, *Leiotriletes laevis* Naum., *Lycopodium subrotundus* К.-М. и единичны споры *Osmunda jurassica* К.-М., *O. papillata* К.-М. Широко распространена также пыльца голосеменных *Ginkgo typica* Naum., *Monoptycha cycadiformis* Naum. и единичны *Protoabies ovalis* Naum., *Podocarpus lunata* Bolch. Все эти формы, по мнению С. Н. Наумовой, с несомненностью говорят об их среднеюрском, байосском возрасте. Таким образом, отложения, которые А. Л. Лосев (1954) включает в элегестскую свиту, имеют не нижнеюрский, а среднеюрский возраст, т. е. такой же, как и те отложения, которыми она фациально замещается на площади.

Возраст эрбекской и салдамской свит определяется по спорам и пыльце, флоре и фауне как среднеюрский. С. Н. Наумова, изучая споры и пыльцу образцов, отобранных автором из элегестской, эрбекской и низов салдамской свит, пришла к заключению, что их видовой состав очень сходен и весьма типичен для байоса-бата. По всему исследованному разрезу наблюдается резкое преобладание спор папоротника *Coniopteris* с большей или меньшей примесью спор других папоротникообразных: *Lycopodium, Osmunda, Dennstaedtia, Ophyoglossum.* Пыльца хвойных



Фиг. 6. Схема сопоставления разрезов нижней части среднеюрских угленосных отложений Улугхемского каменноугольного бассейна Тувы.

1 — известняк; *2* — аргиллит и алевролиты углистые; *3* — уголь; *4* — аргиллит; *5* — алевролиты мелко- и крупнозернистые; *6* — песчаники мелко-, средне- и крупнозернистые; *7* — конгломераты разногалечниковые, в основном мелко-, иногда среднегалечниковые; *8* — отложения нижнего карбона; *9* — гранитоиды таннуольского комплекса



КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА

Гора Бом

Верхняя часть — чередование алевролитов (резко преобладают) с средне-(редко) и мелкозернистыми песчаниками.
Нижняя часть — песчаники (резко преобладают), гравелиты и конгломераты (последние характерны для основания толщи).

I. Гора Бом

основании толщи мощная пачка песчаников, главным образом крупно- и среднезернистых, залегающая с эрозионным размывом на аргиллитах. В остальной части—чередование алевролитов, аргиллитов и известняков, а также мелкозернистых песчаников. Редко встречаются пласты угля, в основном нерабочей мощности. В нижней части толщи имеется пласт угля (пл. Салдамский) рабочей мощности (0,9 *м*). Присутствуют растительные остатки, в том числе хорошей сохранности, детрит и относительно многочисленная фауна пелеципод *Subcardinia sibiriensis* (Leb.), *S.* cf. *turfanensis* Martins., *Pseudocardinia murtinensis* (Leb.), *Ps. pusilla* nov. sp., *Ps. subacuminata* Martins., *Ferganoconcha.* cf *minor* Martins., *F. gigas* nov. sp., *Carpolites* sp. и др. Мощность 550 *м*.

I. Инитальское и Эрбекское месторождения, район устья р. Элегест, Меджигейское месторождение

Верхняя часть — чередование алевролитов, аргиллитов, песчаников, в основном мелкозернистых, и небольшого количества пластов углей нерабочей мощности и известняков, часто песчано-алевритовых и глинистых. Участками встречаются многочисленные растительные остатки, в том числе хорошей сохранности, детрит и фауна пелеципод.

Нижняя часть — чередование в основном песчаников и алевролитов, часто гравелитов (маломощные прослои), углистых алевролитов и аргиллитов, редко аргиллитов, а также многочисленных невыдержанных пластов углей как рабочей, так и нерабочей мощности. Редко наблюдаются мелкогалечниковые конгломераты. Много растительных остатков, в том числе хорошей сохранности, и детрита. Возможно, имеются единичные пелециподы (Меджигейское месторождение). Общая мощность около 450 *м*.

II. Каахемское месторождение

Чередование песчаников, алевролитов, гравелитов, невыдержанных угольных пластов (большей частью рабочей мощности), редко аргиллитов. Имеются прослои разногалечниковых, в основном мелко- и среднегалечниковых конгломератов. Многочисленные растительные остатки, в том числе хорошей сохранности, детрит. В нижней части — крупные и мелкие стволы и стебли деревьев. Фауна отсутствует. Мощность около 550 *м*.

I. Чаданское месторождение

В основании свиты гравелиты, песчаники и угольный пласт Чаданский, мощностью от 2,40 до 13,40 *м*. В остальной части — чередование алевролитов и аргиллитов с маломощными прослоями песчаников мелкозернистых. В верхней части —невыдержанные слои известняков, часто глинистых, иногда содержащих фауну пелеципод. Участками встречаются многочисленные растительные остатки, в том числе хорошей сохранности, и детрит. Мощность 135 *м*.

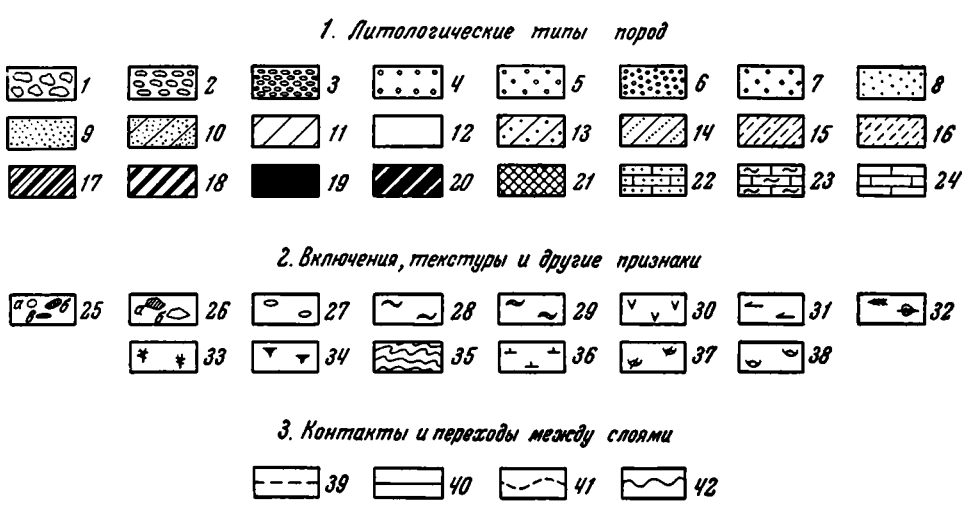
II. Инитальское и Эрбекское месторождения, район устья р. Элегест, Меджигейское и Онкажинское месторождения

Чередование песчаников, гравелитов и алевролитов с прослоями аргиллитов и конгломератов, при общем погрубении пород вниз по разрезу. Характерны два пласта угля рабочей мощности. Верхний пласт Улуг, венчающий разрез свиты, с мощностью от 0 до 9 *м* (последняя большей частью зависит от амплитуды наложенного эрозионного размыва), в сторону Инитальского месторождения (пл. Мощный — 6,1 *м*) обогащается прослоями глинистых углей и аргиллитов, а на Чаданском месторождении полностью замещается двухметровым пластом углистого аргиллита с линзами глинистого угля. Нижний пласт, присутствующий на Меджигейском (пласт Меджигейский) и Онкажинском (пласт № 3 по А. П. Лосеву) месторождениях, в северо-западном (Инитальское месторождение), северном (район устья р. Элегест и Экки-Оттугская мульда) и северо-восточном (Каахемское месторождение) направлениях выклинивается. На Эрбекском месторождении имеется пласт угля рабочей мощности, располагающийся в центральной части свиты. В пределах свиты иногда присутствуют маломощные (0,1—0,2 *м*) невыдержанные прослои и линзы угля. Многочисленные растительные остатки, в том числе небольшое их количество хорошей сохранности, и детрит. Встречаются крупные и мелкие стволы и стебли деревьев. Фауна отсутствует. Мощность изменяется от 150 *м* (Меджигейское месторождение) и 156 *м* (Эрбекское месторождение) до 230 *м* (Инитальское месторождение) и 270 *м* (Экки-Оттугская мульда).

III. Каахемское месторождение

Чередование песчаников, гравелитов и конгломератов. Редко встречаются прослои алевролитов и маломощных невыдержанных слоев углей. Свита заканчивается пластом Улуг с мощностью от 0 до 9 *м*, зависящей главным образом от амплитуды наложенного эрозионного размыва. На юге месторождения в основании свиты иногда встречается невыдержанный пласт угля, являющийся одновозрастным аналогом пласта Меджигейского. Многочисленны крупные и мелкие стволы и стебли деревьев, растительные остатки и детрит. Фауна отсутствует. Мощность 250—260 *м*.

Отложения нижнего и верхней части среднего кембрия, силура, нижнего, среднего и верхнего девона, нижнего карбона и угленосной толщи (восемь пластов угля рабочей мощности, среди которых пл. Мощный мощностью от 11 до 29 *м*) средне-верхнекарбонового возраста.



Литологические типы пород: *1* — конгломерат крупногалечниковый; *2* — конгломерат среднегалечниковый; *3* — конгломерат мелкогалечниковый; *4* — гравелит крупнозернистый; *5* —гравелит среднезернистый; *6* —гравелит мелкозернистый; *7* —песчаник крупнозернистый; *8* — песчаник среднезернистый; *9* — песчаник мелкозернистый; *10*— алевролит крупнозернистый; *11* — алевролит мелкозернистый; *12* — аргиллит; *13* — чередование песчаников средне- и мелкозернистых с алевролитами; *14* — чередование песчаника мелкозернистого с алевролитами; *15* — чередование алевролитов; *16* — чередование алевролитов с аргиллитом; *17* — алевролит мелкозернистый углистый; *18* — аргиллит углистый; *19* — уголь гумусовый; *20* — уголь гумусовый глинистый; *21* — уголь сапропелевый; *22* — известняк песчано-алевритовый; *23* — известняк алеврито-глинистый *24* — известняк. Включения, текстуры и другие признаки: *25* — галька: кварцевая и изверженных пород (*а*), алеврито-глинистая (*б*), угольная (*в*); *26* — неокатанные включения алевролита (*а*) и аргиллита (*б*); *27* — конкреции сидерита; *28* — линзы витрена; *29* — линзы фюзена; *30*— растительный детрит; *31* — обрывки растений; *32* — листовая флора хорошей сохранности; *33* — корневые остатки; *34* — комковатость породы, характеризующая почвенные образования; *35* —флюидоподобная текстура; *36* — известковистость пород; *37* — обломки раковин и детрит; *38* — остатки фауны. Контакты и переходы между слоями: *39* — постепенный переход; *40* — отчетливый контакт; *41* — резкий контакт; *42* — резкий контакт с размывом

Фиг. 7. Сводный схематический разрез среднеюрских угленосных отложений Тувинского мезозойского межгорного прогиба.
Составил П. П. Тимофеев, 1957 г.

встречается в меньшем количестве и представлена *Protoabies, Podocarpus, Picea, Pseudopicea, Podozamites.* В отдельных частях разреза значительное участие принимает пыльца сагообразных типа *Ginkgo, Cycas*; пыльца Bennettitales, встреченная выше пласта Улуг, представляет исключение. По преобладанию тех или иных видов спор и пыльцы выделен ряд комплексов, смена которых в стратиграфическом разрезе отражает постепенное изменение возраста в пределах байоса — бата. В низах салдамской свиты появляются некоторые виды спор и пыльцы, а именно — *Ophyoglossum, Dennstaedtia simplicissimus* Bolch., *Picea exiloides* Bolch. и др., характерные, по мнению С. Н. Наумовой, уже для нижних горизонтов верхней юры. Самые общие указания на возможный верхнеюрский возраст верхней части угленосной толщи имеются также у М. Ф. Нейбург (1936).

Ранее в отложениях эрбекской свиты А. Л. Лосев (1955) собрал в большом количестве растительные остатки, среди которых, по определению В. Д. Принады, присутствуют: *Coniopteris tuvensis* sp. nov. из группы *Coniopteris hymenophylloides* Brongn., C. cf. *burejensis* (Zal.) Sew., *Cladoplebis hoiburnensis* (Lindl. et Hutt) *Cl. lobifolia* (Phill.), *Sphenopteris sp.* (разные виды), *Equisetites* sp., *Phoenicopsis angustifolia* Hr., *Ph. speciosa* Hr., *Czekanowskia setacea* Hr., *Cz. rigida* Hr., *Ginkgo concinna* Hr., *G. concinna* var. *magna* var. nov., *Baiera longifolia, Podozamites lanceolatus, Carpolites cinctus* Nath., характеризующие среднеюрский возраст свиты. По аналогичному комплексу растительных остатков эта часть разреза Улугхемского бассейна сопоставляется с разрезами Инитальского, Онкажинского и Чаданского месторождений, а также условно Серлигхемского угленосного района.

Г. Н. Трошкова, изучая спорово-пыльцевой комплекс угленосной толщи Чаданского месторождения, пришла к заключению, что видовой состав и количественное соотношение в ней отдельных форм свидетельствуют о ее среднеюрском возрасте. Сопоставляя разрез Чаданского месторождения с Улугхемским бассейном, Г. Н. Трошкова считает, что спорово-пыльцевой комплекс первого напоминает аналогичный комплекс нижней части эрбекской свиты, т. е. толщи пород, залегающей ниже пласта Улуг. «Самый нижний горизонт свиты (эрбекской.— *П. Т.*), включающий один рабочий пласт угля, характеризуется спорово-пыльцевым комплексом, содержащим до 70% пыльцы хвойных, с одновременным резким снижением содержания спор папоротникообразных и плауновых. Этот горизонт в Улугхемском бассейне (на Эрбекском месторождении.— *П. Т.*) содержит угольный пласт I и хорошо сопоставляется с угленосными отложениями Чаданского месторождения, включающими мощный Чаданский угольный пласт» (Лосев, 1955, стр. 51).

Сопоставление разрезов нижней части угленосной толщи различных районов Тувы, в частности, Чаданского, Меджигейского, Онкажинского и Эрбекского, показывает, что угольные пласты трех первых месторождений — соответственно Чаданский, Меджигейский (№ 1) и № 3 — следует сопоставлять друг с другом. Пласт № 1 Эрбекского месторождения залегает стратиграфически выше и, по нашему мнению, не является аналогом упомянутых выше пластов.

В эрбекской и салдамской свитах (Меджигейское месторождение и гора Бом) автор собрал многочисленную фауну, которая, по определению Г. Г. Мартинсона, представлена следующими формами: *Subcardinia sibiriensis* (Leb.), *S.* cf. *turfanensis* Martins., *S.* (?) cf. *busimensis* (Leb.), *Subcardinia* sp., *Pseudocardinia murtinensis* (Leb.), *P. turfanensis* Martins., *P. pusilla* nov. sp., *P. subacuminata* Martins., *Pseudocardinia* sp., *Ferganoconcha* cf. *minor* Martins., *F. gigas* nov. sp., *Ferganoconcha* sp., *Unio* (?) sp., *Carpolites sp., Sibiriaconcha lancoviensis* Leb. и др. По мнению Г. Г. Мартинсона, почти все указанные формы типичны для байоса, за исключе-

нием *Sibiriaconcha*, которая часто встречается также в верхах нижней юры. Подавляющее большинство форм хорошо сопоставляется с фауной из верхней угленосной среднеюрской свиты Чулымо-Енисейской впадины, а также с конгломератовой свитой Кузбасса. Некоторые *Pseudocardinia* тождественны среднеюрским формам из туаркырского разреза Туркмении. Отдельные формы встречаются в Турфанской впадине.

По данным А. Л. Лосева (1955), в салдамской свите А. П. Герасимов определил *Parallelodon* sp., *Emarginula* sp., *Natica* (?) и Г. Г. Мартинсон — *Isfariopsis tuvensis* nov. sp., *Isfariopsis* sp., *Obrutschevia valis* nov. gen. nov. sp., *Obrutschevia* sp., *Bithynia*, которые также говорят о ее среднеюрском возрасте.

Таким образом, новые данные свидетельствуют не только о том, что как элегестская, так и эрбекская и салдамская свиты имеют среднеюрский возраст, но и уточняют его как байос-батский. Бомская свита, залегающая с размывом на отложениях салдамской свиты и являющаяся самой верхней частью мезозоя Тувы, пока фауной и флорой не охарактеризована. Учитывая, что уже в низах салдамской свиты появляются некоторые верхнеюрские виды спор и пыльцы, возраст бомской свиты мы, как и А. Л. Лосев (1955), условно принимаем в интервале верхняя юра — нижний мел.

Нельзя согласиться с границей, установленной А. Л. Лосевым (1955) между эрбекской и салдамской свитами. Он проводит ее в различных районах Улугхемского бассейна по первому слою мергелисто-глинистого известняка, предполагая, очевидно, его одновременное появление на всей площади бассейна. Поэтому данная граница на севере Каахемского и на Эрбекском месторождении проводится А. Л. Лосевым выше пласта Улуг на 300 *м*, в районе устья р. Элегест — на 210 *м*, на Инитальском месторождении — на 230 *м*, на Меджигейском месторождении — на 160 *м*. На Чаданском месторождении первый известняк появляется уже не выше, а ниже предполагаемого пласта Улуг, примерно в 70—80 *м* от основания угленосной толщи. Казалось бы, если быть последовательным, то границу между свитами следовало проводить по этому известняку. Однако это не делается потому, что весь его разрез, как уже упоминалось, по спорам и пыльце сопоставляется Г. Н. Трошковой с нижней частью эрбекской свиты Улугхемского бассейна, т. е. с породами, залегающими ниже пласта Улуг.

Подобная «миграция» границы между эрбекской и салдамской свитами объясняется тем, что она устанавливалась без учета общих закономерностей осадко- и угленакопления в Тувинском межгорном прогибе. Фациальный анализ и детальное сопоставление разрезов показали, что первые слои известняков, а также сопутствующие им относительно глубоководные бассейновые отложения появляются стратиграфически раньше на западе (Чаданское месторождение) и юго-западе (Меджигейское месторождение), чем на севере и северо-востоке (Инитальское, Эрбекское, Каахемское и другие месторождения) Тувы. Поэтому по мере движения в общем с северо-востока на юго-запад происходит постепенное снижение по разрезу вертикальной границы распространения аллювия, а соответственно с этим зоны максимального угленакопления и появление все новых и новых слоев известняков. Следовательно, первые слои известняков даже в пределах Улугхемского бассейна не являются одновозрастными и естественно не могут служить границей между эрбекской и салдамской свитами.

Этот же ошибочный принцип был применен А. Л. Лосевым (1955) также при индексации угольных пластов, что лишний раз подтверждает неправомерность основанного на нем подразделения фациально изменчивых угленосных толщ. Каким образом могут быть сопоставлены между собой пласты № 5 Эрбекского и Каахемского месторождений или пласты № 4 Меджигейского, Эрбекского и Каахемского месторождений (фиг. 6)?

Вполне очевидно, что эти пласты не одновозрастны, поскольку они располагаются в различных частях стратиграфического разреза эрбекской свиты. Только этим можно объяснить, что пласт № 5 на Эрбекском месторождении залегает на 230 *м* выше пласта Улуг, а на Каахемском месторождении всего лишь на 45 *м*. То же самое наблюдается с пластом № 3, который на Меджигейском, Эрбекском и Каахемском месторождениях соответственно находится на 60, 95 и 30 *м* выше пласта Улуг. Одинаковые номера они получили только потому, что в свите содержится неодинаковое число пластов рабочей мощности при самом различном их распределении по разрезу. Так, на Каахемском месторождении их 12, на Эрбекском — пять, а на Элегестском — только один. Очередной номер присваивался вне зависимости от стратиграфического положения тому пласту, который в данном разрезе приобретал рабочую мощность. Вполне очевидно, что А. Л. Лосев при индексации угольных пластов вообще и рабочей мощности, в частности, не учитывал некоторых особенностей строения угленосной толщи, при которых один и тот же пласт на одном месторождении или даже участке может иметь рабочую мощность, на соседнем — нерабочую, на третьем — фациально замещаться углистыми или глинисто-алевритовыми осадками озерно-болотного генезиса, на четвертом — быть размытым последующими (наложенными) эрозионными процессами.

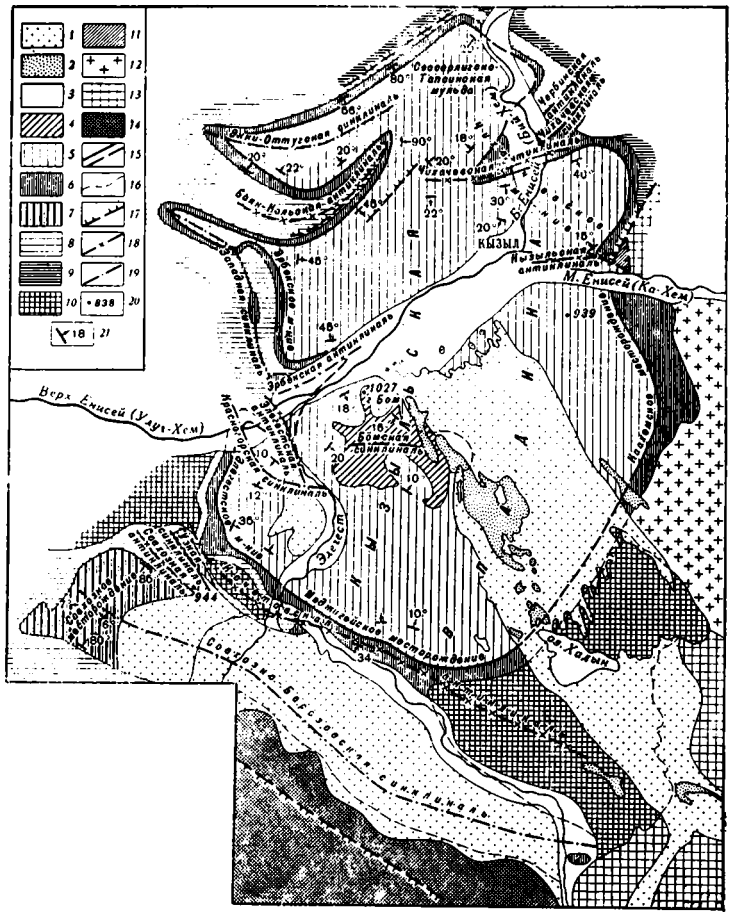
Таким образом, как угольный пласт № 5 Эрбекского месторождения не сопоставляется с угольным пластом № 5 Каахемского месторождения, так и первые известняки не являются одновозрастными даже в пределах центральной угленосной площади Тувы. Поэтому они не могут быть использованы для подразделения среднеюрской угленосной толщи на эрбекскую и салдамскую свиты. Следовательно, разграничение А. Л. Лосевым юрских угленосных отложений Тувы на элегестскую, эрбекскую и салдамскую свиты не в полной мере отвечает истории геологического развития Тувинского мезозойского прогиба и особенностям осадко- и угленакопления в нем.

Среднеюрская угленосная толща Тувы представляет собой своеобразный сложно построенный и фациально изменчивый разрез, который неоднотипен и трудно сопоставим даже в пределах одного месторождения. Однако, учитывая необходимость расчленения угленосной толщи для геолого-разведочных работ на различные виды минерального сырья, в том числе и на уголь, и используя закономерности ее образования, автор ранее подразделил ее на две свиты — нижнюю, или улугхемскую, и верхнюю, или кызыльскую; последняя в свою очередь расчленялась на нижне- и верхне-кызыльскую подсвиты (Тимофеев, 1958_3, 1960_1). В дальнейшем выявилась возможность отнести нижнекызыльскую и верхнекызыльскую подсвиты к категории свит, сохранив за ними старые названия. В тех районах, где по тем или иным причинам выделение этих свит не представляется возможным, мы рассматриваем среднеюрскую угленосную толщу как единое целое и именуем ее т у в и н с к о й серией. Если сравнивать улугхемскую, нижнекызыльскую и верхнекызыльскую свиты со свитами А. Л. Лосева, то первая объединяет элегестскую и нижнюю часть эрбекской (включая пласт Улуг) свиты, вторая — верхнюю часть эрбекской (выше пласта Улуг) и низы салдамской свит, третья — остальную часть салдамской свиты (табл. 1).

Таким образом, мезозойские угленосные отложения Тувы имеют среднеюрский — байос-батский возраст. Не исключено, что самая нижняя ее часть (низы улугхемской свиты) относится к аалену (?), а самая верхняя часть верхнекызыльской свиты может указывать на низы келловея. В целом угленосная толща составляет тувинскую серию (J_2tv) и подразделяется снизу вверх по разрезу на улугхемскую (J_2tv_1ul), нижнекызыльскую (J_2tv_2ukz) и верхнекызыльскую (J_2tv_3hkz) свиты (фиг. 7).

Улугхемская свита — J_2tv_1ul

В строении этой свиты участвуют породы от аргиллита до конгломератов включительно, а также известняки, угли и их разности, обогащенные терригенным материалом. Однако доля участия пород не одинакова и в каждом районе различна.



Фиг. 8. Геолого-структурная схема Улугхемского каменноугольного бассейна Тувы (по А. Л. Лосеву с дополнениями П. П. Тимофеева)

1 — пески закрепленные; *2* — пески незакрепленные; *3* — современные аллювиальные отложения; *4* — бомская свита (J_3— Cr_1); *5* — верхнекызыльская (J_2tv_3 *hk2*) и нижнекызыльская (J_2tv_2 ukz) свиты; *6* — улугхемская свита (J_2tv_1ul); *7* — тувинская серия (J_2tv); *8* — нижний карбон; *9* — верхний девон; *10* — средний девон; *11* — силур; *12* — гранитоиды таннуольского комплекса; *13* — нижний кембрий; *14* — нижний палеозой (нерасчлененный); *15* — установленный и предполагаемый выход угольного пласта Улуг под наносы; *16* — предполагаемая граница распространения среднеюрских угленосных отложений под современными осадками; *17* — линии тектонических нарушений; *18* —оси антиклинальных структур; *19*— оси синклинальных структур; *20* — высотные отметки; *21* — углы падения пород

В Улугхемском бассейне (фиг. 8), т. е. в центральной части Тувы, улугхемская свита с эрозионным размывом и в большинстве случаев с некоторым азимутальным несогласием (Усть-Элегест, юго-западная часть Эрбекского месторождения и в некоторых других районах) залегает на породах верхнего, среднего и нижнего палеозоя. Так, на Каахемском месторождении она в самой восточной части подстилается гранитоидами

Средняя юра - J_2

Тувинская серия - J_2tv

Нижнекызылъская свита - J_2tv_2 *ikz*

Улугхемская свита - J_2tv_1 *ul*

Онкажинское месторождение (Западная часть) Скв. 211, 214, 204, 205, 230, 231

Меджигейское месторождение Скв. 502 (пл. Улуг и выше) Скв. 409 (ниже пл. Улуг)

Инитальское месторождение Обн. 23 с учетом обн. 600 А. П. Лосева

Элегестское месторождение (пос. Усть-Элегест) Скв. 2 и обн. 13

Эрбекское месторождение Скв. 1 (пл. Улуг и выше) Скв. 2 (ниже пл. Улуг) (по А. П. Лосеву)

Каахемское месторождение (Северная часть) Скв. 144 (пл. Улуг и Скв. 110 (ниже пл

Скв. 162

Чаданское месторождение Скв. 395

пл. Чаданский

пл. №3

пл. Меджигейский

пл. №1

пл. Улуг (№2

S

C_3

C_1

D_3

C_1

C_1

S

Масштаб вертикальный

5 0 5 15 25 35 м

Фиг. 9. Схема сопоставления разрезов нижней части среднеюрских угленосных отложений Тувинского мезозойского межгорного прогиба. Составил П. П. Тимофеев. Услов-

таннуольского комплекса, а по мере движения на юго-запад и запад — кембрийскими, силурийскими и, возможно, нижнекаменноугольными отложениями. В юго-восточной и южной частях (район оз. Хадын) постелью юры служат среднедевонские породы, а в районе устья р. Меджигей — среднедевонские и нижнекаменноугольные породы. В районе Усть-Элегеста и севернее р. Енисей юра перекрывает нижнекаменноугольные породы и только в районе Чихачевского месторождения подстилается верхнедевонскими, а южнее по глубинному разлому соприкасается с кембрийскими и силурийскими отложениями.

Улугхемская свита в Улугхемском бассейне представлена главным образом грубообломочными породами — от песчаников до конгломератов включительно. Так, в основании разреза Каахемского месторождения (фиг. 9) присутствует мощная (свыше 30 *м*) толща разногалечникового конгломерата с включением крупных обугленных стеблей растений. Выше залегает разнозернистая песчано-гравийная толща (до 120 *м*) с маломощными (до 2—3 *м*) прослоями конгломератов, которая в свою очередь покрывается толщей (до 25 *м*) крупнозернистых, разнозернистых песчаников с разногалечниковыми конгломератами. Далее идет сравнительно маломощная толща конгломератов, которая сменяется разнозернистыми от мелко- до крупнозернистого песчаниками с прослоями алевролитов. Свита заканчивается пластом Улуг, с максимальной мощностью 9,60 *м*.

На Эрбекском месторождении, по данным Красноярского геологического управления, разрез почти нацело сложен песчаниками (82,76%), в основании которых залегает 10-метровая толща разногалечникового конгломерата. В средней и верхней частях встречаются прослои алевролитов и аргиллитов. К одному из таких горизонтов, приблизительно к средней части свиты, приурочивается угольный пласт № 1, который в ряде разрезов состоит из двух пачек по 0,30 и 0,35 *м*, разделенных аргиллитом. Свита также заканчивается пластом Улуг мощностью от 1,25 до 8,25 *м*.

В районе Усть-Элегеста свита во многом напоминает разрез Каахемского месторождения. Отличие состоит в том, что здесь уменьшается количество грубообломочных пород за счет увеличения алевролитов (с 2,08 до 11,74%) и частично аргиллитов. Кроме того, в основании свиты присутствуют два пласта углисто-глинистых пород, которые в сторону устья р. Меджигей сменяются угольными пластами (зона Меджигейского пласта).

На Меджигейском месторождении разрез свиты начинается грубообломочными породами, среди которых конгломераты и гравелиты составляют незначительную часть. Выше этой 20-метровой толщи залегает серия пород, состоящая в основном из алевролитов и мелкозернистых песчаников, а также углей и углистых аргиллитов. К нижней части толщи приурочивается Меджигейский пласт, в ряде участков достигающий рабочей мощности до 1,70 *м*. Мощность этой серии пород в зависимости от амплитуды размыва колеблется от нуля до 20—30 *м*. В остальной части разрез состоит из переслаивания песчаников и гравелитов, среди которых имеются прослои и линзы конгломератов, а также алевролитов с корневыми остатками — почвенные образования, подстилающие иногда маломощные угли и углистые аргиллиты. Свита заканчивается пластом Улуг, который с размывом перекрывается аллювиальными песчаниками следующего цикла. В ряде случаев он оказывается размытым (скв. 412 и др.). Однако на востоке месторождения по скв. 565 и некоторым другим (см. фиг. 43) выше пласта Улуг залегают алевролиты и аргиллиты бассейнового и озерно-болотного генезиса, которые слагают верхнюю часть цикла с пластом Улуг и служат границей между свитами.

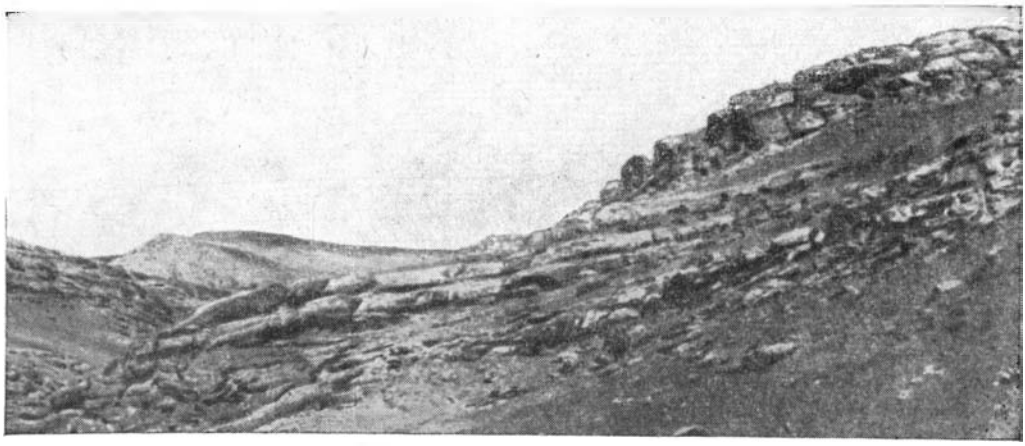
Фиг. 10. Обнажения конгломератов с прослоями гравелитов нижней части улуг

В Экки-Оттугской синклинали разрез свиты больше чем наполовину слагается конгломератами и гравелитами с прослоями песчаников и небольшого количества алевролитов (фиг. 10). В остальной части преобладают песчаники, содержащие слои и линзы алевролитов, а также углистых аргиллитов. В Сессерлиг-Тапсинской мульде и Чихачевском месторождении (правобережном) А. Л. Лосев (1955) обнаружил присутствие пласта Улуг, ниже которого располагаются небольшие (соответственно 60 и 100 *м*) толщи песчаников с прослоями алевролитов, аргиллитов (частично углистых) и углей. Однако, исходя из данных распределения фаций по разрезу и по площади, а также учитывая направленность в изменении фаций, разрезы северо-восточных частей этих районов, скорее всего, должны быть предположительно отнесены к нижнекызыльской свите. Вероятнее всего, здесь вообще отсутствуют отложения улугхемской свиты вместе с пластом Улуг, поскольку Сессерлигско-Тапсинская мульда и Чихачевское правобережное месторождение в значительной мере представляли собою приподнятые части Тувинского межгорного прогиба, которые только в нижнекызыльское время были вовлечены в области накопления осадков. В дальнейшем этот вопрос будет освещен более подробно.

Изучение отложений, слагающих улугхемскую свиту в пределах Улугхемского бассейна, как по нашим данным, так и по данным А. Л. Лосева (1954, 1955), показывает, что с севера (Экки-Оттугская мульда) и востока (Каахемское месторождение) в юго-западном (Меджигейское месторождение) направлении происходит уменьшение крупности зерна и увеличение степени окатанности обломков в конгломератах и гравелитах, уменьшение мощности слоев грубых пород и общей мощности свиты. Так, наибольшая мощность улугхемской свиты характерна для Экки-Оттугской синклинали и Каахемского месторождения, где она достигает соответственно 270 и 255 *м*.

На Эрбекском месторождении мощность свиты сокращается до 160 *м*, так как этот район, хотя и менее значительно, чем северо-восток Улугхемского бассейна (Чихачевское месторождение и Сессерлигско-Тапсинская мульда), в улугхемское время был приподнят, и осадконакопление началось позже по сравнению с окружающими пространствами. В юго-западном направлении происходит дальнейшее сокращение мощности, которая в районе Усть-Элегеста равна 220 *м*, а на Меджигейском месторождении — около 150 *м*.

На Онкажинском месторождении (фиг. 11) среднеюрские породы трансгрессивно с размывом и некоторым угловым несогласием подсти-

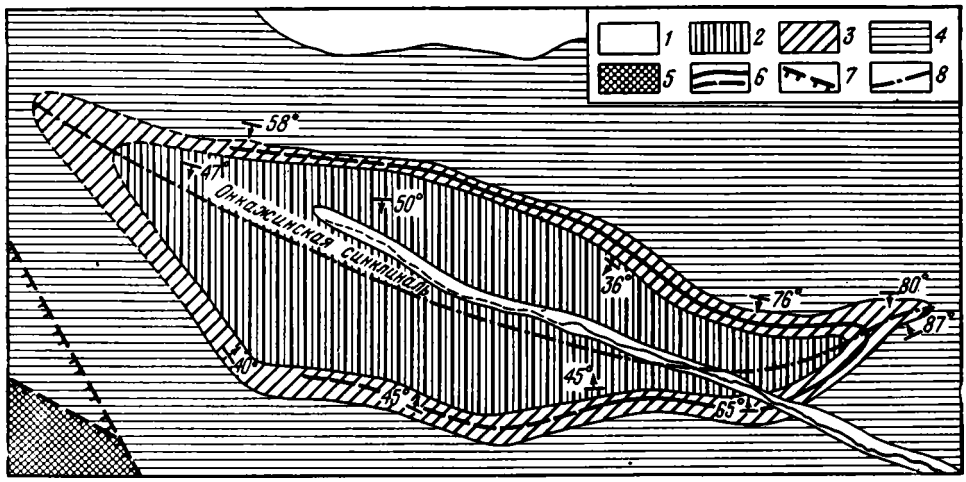


хемской свиты в долине р. Эрбек (южное крыло Экки Оітугской синклинали)

лаются различными горизонтами онкажинской свиты. Улугхемская свита в основании разреза представлена главным образом мелкогалечниковыми конгломератами, мощность которых от 5—8 *м* на востоке уменьшается до 1—2 *м* на западе. Конгломераты в большом количестве содержат примесь песчано-гравийного материала, служащего в них цементом. В западной части конгломераты иногда отсутствуют, и тогда в основании свиты залегают мелкозернистые, иногда среднезернистые, разнозернистые гравелиты и крупнозернистые песчаники с включением более крупных гравийных зерен и отдельных галек. Выше залегает 50-метровая толща пород, которая в нижней части представлена аллювиальными песчаниками от крупно- и до мелкозернистых с крупной косой слоистостью. В средней части она слагается из алевролитов и аргиллитов с тремя пластами угля, из которых пласт № 3 (по А. Л. Лосеву) с рабочей мощностью до 3,80 *м* мы считаем аналогом Меджигейского пласта. Мощность остальных двух пластов колеблется от 0,18 до 0,55 *м*.

Эта толща перекрывается преимущественно крупнозернистыми песчаниками с прослоями мелкозернистых гравелитов и алевролитов. По всей толще имеются включения большого количества обугленных растительных остатков. Верхняя граница свиты условно проводится несколько выше пласта углистого аргиллита мощностью 0,25 *м*, располагающегося в 145 *м* от основания свиты. Этот пласт углистого аргиллита мы предположительно принимаем за периферическую зону пласта Улуг. Общая мощность свит на западе около 150 *м*; в восточном направлении она несколько увеличивается.

Разрез угленосной толщи Инитальского (фиг. 12) правобережного месторождения имеет много общих черт с Устьэлегестским. В отличие от последнего на Инитале значительная роль принадлежит алевролитам, которые совместно с горизонтами, представленными переслаиванием аргиллитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников, составляет 29,11%. Кроме того, в нижней части отсутствуют слои углистого аргиллита. На левобережном Инитальском месторождении свита слагается относительно более тонкими и лучше отсортированными породами, чем на правом берегу Енисея. Разрез начинается разногалечниковым конгломератом (мощность 4—5 *м*). Выше залегает толща, состоящая преимущественно из песчаников, чередующихся с алевролитами, маломощными гравелитами и прослоями аргиллитов с углями и углисто-глинистыми породами. Свита заканчивается пластом угля, который А. Л. Лосев именует Мощным и необоснованно сопоставляет с пластом № 5 Эрбекского месторож-



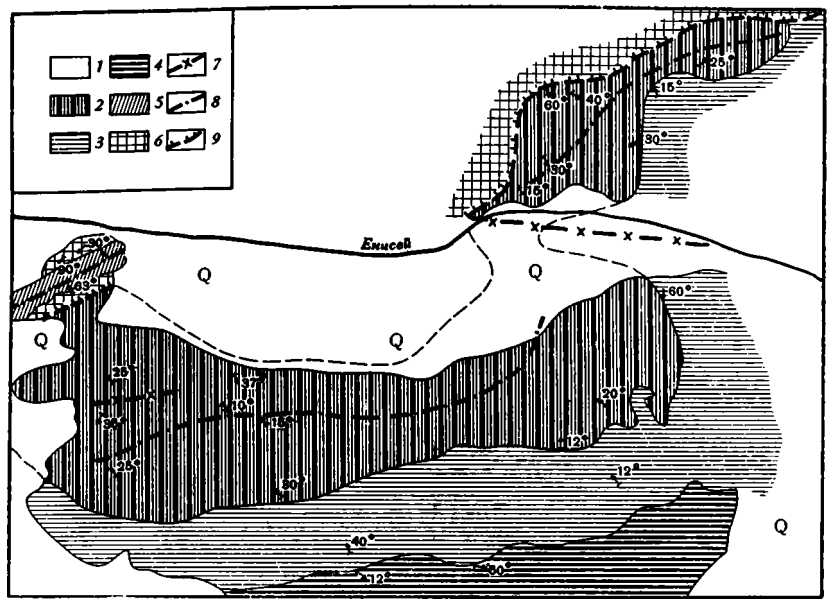
Фиг. 11. Геолого-структурная схема Онкажинского каменноугольного месторождения Тувы (по А. Л. Лосеву и В. А. Боброву).

1 — четвертичные отложения; *2* — тувинская серия (J_2tv); *3* — онкажинская свита (C_2—C_3); *4* — нижний карбон; *5* — нижний девон; *6* — установленный и предполагаемый выход угольного пласта Мощного онкажинской свиты под наносы; *7* — линия тектонических нарушений; *8* — ось синклинальной структуры

дения. По нашему мнению, он является аналогом пласта Улуг Улугхемского бассейна. Пласт Мощный имеет сложное строение благодаря прослоям углистых пород; мощность его изменяется от 1,90 *м* на левом берегу Енисея до 6,1 *м* на правом. Мощность свиты правобережного месторождения около 230 *м*, а левобережного точно не установлена.

Актальское месторождение расположено в верховье р. Элегест на ее левом берегу. Буровые работы там не проводились, а по обнажениям проследить непрерывный разрез и подразделить его на свиты не удается. В отличие от Онкажинского месторождения здесь значительная роль принадлежит алеврито-глинистым и меньшая — песчаным отложениям. Гравелиты и особенно конгломераты характерны для самой нижней части, где они не образуют мощных слоев, а переслаиваются с песчаниками и более тонкими породами. Разрез начинается 20—25-метровой гравийно-конгломератовой толщей с прослоями песчаников, в том числе мелкозернистых. Выше по разрезу, состоящему в основном из песчаников, редко гравелитов и конгломератов, встречаются задернованные участки по 5—10, иногда 20 *м* и более, представленные алеврито-глинистыми, возможно, углистыми породами. Мощность этой толщи около 200 *м*. В остальной, в значительной мере задернованной части разрез слагается алеврито-глинистыми породами, содержащими прослои углистых аргиллитов и маломощных углей. В средней и верхней частях М. Ф. Нейбург определила *Czekanowskia rigida* Hr., *Podozamites* sp., *Carpolithes* sp. и др., которые по аналогии с другими районами фиксируют среднеюрский возраст. Весь разрез в целом мы относим к тувинской серии. Верхняя часть разреза относится к низам нижнекызыльской свиты. Общая мощность разреза около 500 *м*.

Совсем иное строение улугхемская свита имеет на Чаданском месторождении (фиг. 13). Ее разрез начинается толщей песчаников мощностью около 20—25 *м* с мелкозернистыми гравелитами в основании, содержащими включения отдельных галек и крупных обугленных стеблей растений. В ее верхней части присутствуют алевролиты, образующие почву угольного пласта Чаданского. Мощность пласта угля колеблется от 1—



Фиг. 12. Геолого-структурная схема Инитальского каменноугольного месторождения Тувы (по А. Л. Лосеву).

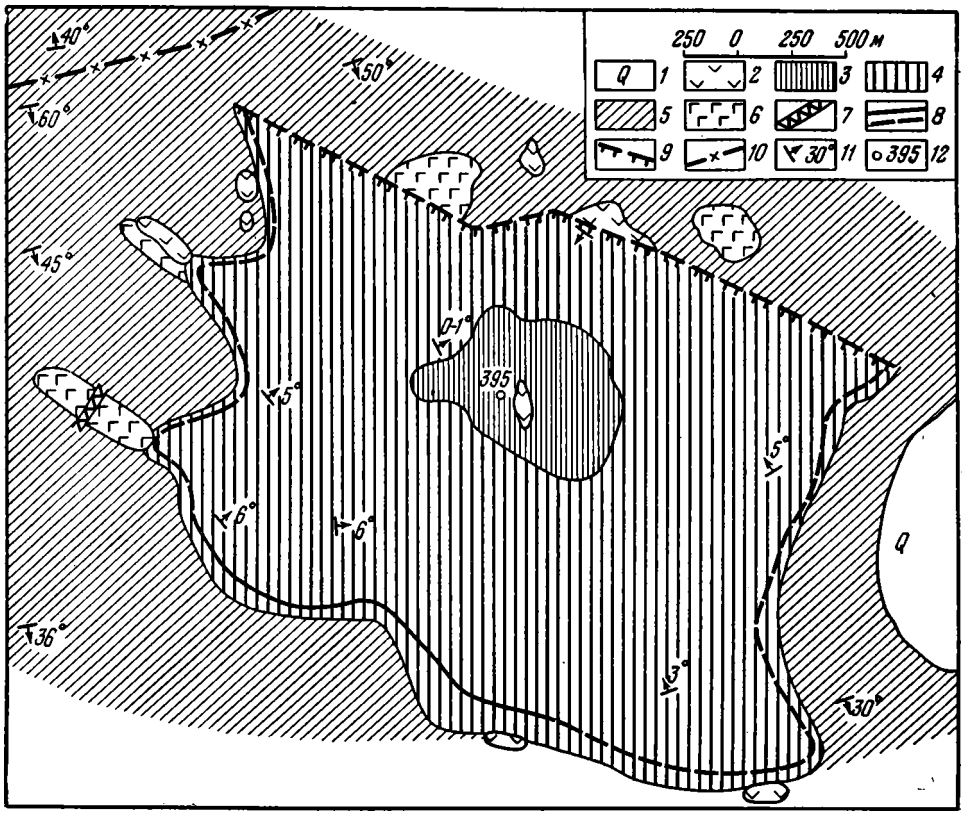
1 — четвертичные отложения; *2*— тувинская серия (J_2tv); *3* — нижний карбон; *4* — нижний девон; *5* — силур; *6* — верхний кембрий; *7* — оси антиклинальных структур; *8* — оси синклинальных структур; *9* — линии тектонических нарушений

2 *м* в южной и юго-восточной частях месторождения до 13,4 *м* в северной части. Иногда нижняя часть угольного пласта представлена углистым аргиллитом или углистым мелкозернистым алевролитом мощностью от 0,3 до 3,0 *м*. Остальная часть толщи состоит из чередования алевролитов (56,25%), песчаников (19,75%), аргиллитов (8,41%) с четырьмя прослоями известняков мощностью от 0,35 до 0,60 *м* в средней части. В самом верху толщи имеются два пласта углистого аргиллита с прослоями глинистого угля, из которых верхний имеет мощность 1,8 *м* и сопоставляется нами с пластом Улуг Улугхемского бассейна. Мощность свиты достигает 135—140 *м*.

Общая мощность улугхемской свиты колеблется от 135 *м* на Чаданском месторождении до 270 *м* в Экки-Оттугской синклинали.

Значительное распространение юрские отложения имеют на востоке Тувы, где они приурочиваются к Серлигхемской впадине. В противоположность Чаданскому месторождению, здесь, по данным М. Л. Лурье и С. В. Обручева (1948), юрская толща слагается в значительной части разногалечниковыми конгломератами с маломощными прослоями песчаников. Общая мощность их превышает 500 *м*.

В 1953 г. этот район изучался И. Ф. Пожариским и Г. В. Махиным (трест Аэрогеология), которыми составлен довольно схематичный разрез юрских отложений. По их материалам, в пределах Серлигхемской впадины юрские отложения занимают свыше 500 $км^2$ ее площади, причем часть из них перекрыта четвертичными базальтами и ледниковыми осадками. Преобладающая роль в разрезе юры принадлежит разногалечниковым конгломератам, затем разнозернистым гравелитам, песчаникам и, наконец, алевролитам и аргиллитам в верхней части. Кроме того, встречаются прослои и линзы углистых пород и глинистых углей. По литологическому составу юрские отложения подразделяются на две толщи — нижнюю конгломератовую и верхнюю песчаниковую.



Фиг. 13. Геолого-структурная схема Чаданского каменноугольного месторождения Тувы (по А. Л. Лосеву с дополнениями П. П. Тимофеева).

1 — четвертичные отложения; *2* — послеюрские кварцевые порфиры и порфириты; *3* — нижнекызыльская свита (J_2tv_2ukz); *4* — улугхемская свита ($J_2tv_1 ul$); *6* — порфириты, туфы и туфобрекчии нижнего девона; *6* — силур; *7* — интрузии диабазовых порфиров; *8* — установленный и предполагаемый выход угольного пласта Чаданского под наносы; *9* — линия тектонического нарушения; *10* — ось антиклинальной структуры; *11* — углы падения пород; *12* — номера разведочных буровых скважин

Отложения нижней толщи распространены повсеместно и залегают на эродированной поверхности гранитов, обломки и дресва которых входят в состав конгломератов основания разреза. Верхняя песчаниковая толща имеет локальное распространение, и ее отложения приурочиваются в основном к возвышенным частям рельефа. Они распространены в районе горы Лысой, на водоразделе рек Маймалыш и Алды-Кожеме, у устья р. Джолус.

Строение обеих толщ весьма изменчиво, отдельные литологические разности пород часто сменяют друг друга на близких расстояниях. Слабая изученность этих отложений пока не позволяет дать их полную характеристику для всей площади. За наиболее «типичный» разрез юрских отложений здесь можно принять разрез по левому берегу р. Маймалыш на участке горы Лысой, составленный В. А. Онищенко и В. Б. Агентовым с использованием материалов И. Ф. Пожарискогo.

Нижняя толща слагается резко разногалечниковыми, в основном крупногалечниковыми конгломератами, часто мелковалунными конгломератами, где средний размер валунов колеблется от 100 до 250 *мм*. Валуны и крупные гальки состоят главным образом из порфиров, порфиритов, гранодиоритов, диоритов и других пород. Средние и мелкие гальки чаще представлены черными и серыми кварцитами, аплитовидными, яшмовид-

ными и кремнистыми породами. Форма галек округлая, близкая к яйцевидной, редко угловатая. Цемент кремнистый, плотный; по типу это цемент соприкосновения. Вверх по разрезу размерность пород постепенно уменьшается, появляются сперва тонкие, а затем до 10—15 *см* прослои гравелитов и песчаников. По всей толще наблюдаются многочисленные обломки обугленной древесины и плохо сохранившиеся отпечатки листьев. Мощность нижней толщи непостоянна и условно может быть принята в 250—300 *м*.

Верхняя толща, названная сотрудниками треста Аэрогеология песчаниковой, на самом деле, судя по их описанию, является песчано-гравийной, где значительная роль принадлежит гравелитам. По мере уменьшения размерности пород в верхних частях начинают преобладать песчаники.

В пределах толщи наблюдаются многочисленные прослои и линзы разногалечниковых конгломератов, а также включения крупных и мелких обугленных стеблей растений. Кроме того, в средней и верхней частях разреза встречаются горизонты алевролитов, иногда аргиллитов, обычно серого, буровато-серого и зеленовато-серого цвета, содержащие мелкие обугленные растительные остатки. К ним же приурочиваются прослои и линзы углистых пород и глинистых углей, достигающие 1 *м* мощности (Лосев, 1955). Мощность песчано-гравийной толщи в целом достигает 500—600 *м*.

И. Ф. Пожарискнй и Г. В. Махин отмечают своеобразие распределения обломочного материала в пределах впадины: грубообломочные породы преобладают в восточных разрезах, в то время как на западе одновозрастные образования состоят из относительно более тонкого материала. Это, как увидим ниже, имеет весьма существенное значение для решения палеогеографических вопросов всего прогиба в целом.

В пределах толщи были обнаружены растительные остатки плохой сохранности, которые, по мнению М. Ф. Нейбург, предположительно могут быть отнесены к роду *Podozamites* sp., известному в пределах от верхов триаса до нижнего мела включительно. Учитывая, что в Туве триасовые и меловые отложения отсутствуют, а также руководствуясь общими закономерностями осадконакопления в Тувинском прогибе, отложения нижней (конгломератовой) толщи и, возможно, низы верхней (песчано-гравийной) толщи следует относить пока условно к улугхемской свите, а остальную, верхнюю часть песчано-гравийной толщи сопоставлять с нижнекызыльской свитой.

Общая мощность юрских отложений в пределах Серлигхемской впадины достигает 800—900 *м*.

Верхняя граница улугхемской свиты проводится по верхней границе цикла № 9 с угольным пластом Улуг. Этот цикл является хорошо выдержанным маркирующим горизонтом на значительной территории Тувы. С ним связано самое мощное угленакопление и он отражает переломный момент в истории формирования среднеюрской угленосной формации Тувы. После него довольно заметно уменьшается в разрезе роль аллювия, который еще в начале периодически чередуется с озерно-болотными, болотными и бассейновыми отложениями, а затем практически исчезает совсем. Одновременно с этим среди бассейновых отложений появляются известково-глинистые осадки и известняки, образовавшиеся в относительно глубоководных и наиболее удаленных от побережья частях бассейна.

Практически граница между улугхемской и нижнекызыльской свитами проводится следующим образом. Если выше цикла с угольным пластом Улуг залегают озерно-болотный или бассейновый цикл, то она совпадает с его основанием, являющимся одновременно нормальной (не нарушенной в результате эрозионного размыва) границей цикла с пластом

Улуг. Подобные разрезы имеются не только в восточной части Меджигейского месторождения (см. фиг. 43, скв. 565), но и на Чаданском месторождении, где верхний почти двухметровый слой углистого аргиллита, чередующегося с глинистым углем, является периферической, обращенной в сторону бассейна седиментации частью пласта Улуг. Однако очень часто нормальное строение цикла с пластом Улуг (см. фиг. 43, 56) нарушается наложенным эрозионным размывом с различной по величине амплитудой. Поэтому граница между свитами проводится по основанию аллювиальной толщи лежащего выше цикла. В одних случаях она проходит несколько выше пласта Улуг (Онкажинское месторождение, фиг. 9), в других — по кровле пласта Улуг при его незначительном (см. фиг. 43, скв. 511) или почти полном размыве (см. фиг. 43, скв. 512). Известны также примеры, когда оказывается размытым не только пласт Улуг с его почвой и подпочвой, но и комплекс пойменных образований, в результате чего русловой аллювий лежащего выше цикла непосредственно залегает на различных горизонтах руслового аллювия цикла с пластом Улуг (Меджигейское месторождение, скв. 412). Одновозрастным аналогом пласта Улуг на Инитальском месторождении является пласт Мощный, где граница между свитами совпадает с его кровлей.

Нижнекызыльская свита — J_2tv_2ukz

Данная свита наиболее развита в Улугхемском бассейне. Ее верхняя граница хорошо видна у северо-западного подножия горы Бом, спускающегося к Енисею. Она может быть наблюдаема в районе г. Кызыла на правом берегу р. Каа-Хем и на обоих берегах р. Бий-Хем.

Отложения нижнекызыльской свиты наиболее детально разведаны на Каахемском, Эрбекском, Меджигейском, частично Элегестском, а также, но значительно хуже, на Инитальском и Онкажинском месторождениях. В центре (Инитальское и Эрбекское месторождения, район устья р. Элегест) и на юге (Меджигейское месторождение) Тувы она в нижней части слагается чередованием в основном песчаников и алевролитов, часто гравелитов (маломощные прослои), углистых алевролитов и аргиллитов, а также многочисленных в различной степени выдержанных по площади пластов углей рабочей и нерабочей мощности. Аргиллиты представляют исключение. Редко, в основном в нижней части, встречаются мелкогалечниковые конгломераты. По всей толще присутствуют многочисленные растительные остатки, иногда хорошей сохранности, и детрит. Изредка обнаруживаются единичные раковины пелеципод (Меджигейское месторождение). Верхняя же часть подсвиты характеризуется чередованием уже более тонких разностей пород — алевролитов, аргиллитов, песчаников, в основном мелкозернистых, небольшого количества пластов угля нерабочей мощности и известняков, часто песчано-алевритовых и глинистых. Участками встречаются многочисленные растительные остатки, в том числе хорошей сохранности, детрит и фауна пелеципод. Общая мощность около 450 *м*.

На Каахемском месторождении подсвита представлена чередованием песчаников, алевролитов, гравелитов, относительно невыдержанных угольных пластов (большей частью рабочей мощности), редко аргиллитов. Имеются прослои разногалечниковых, в основном мелко- и среднегалечниковых конгломератов. Часто попадаются растительные остатки и детрит; в нижней части много крупных и мелких стволов и стеблей деревьев. Фауна отсутствует. Мощность около 550 *м*.

На Инитальском и Онкажинском месторождениях известна только нижняя половина нижнекызыльской свиты. На первом она во многом напоминает разрез района Усть-Элегеста, а на втором имеет много общих черт с Меджигейским месторождением. На Онкажинском месторождении

резко падает угленосность, поскольку в разрезе имеется незначительное количество угольных пластов, причем все они нерабочей мощности. На Чаданском месторождении к нижнекызыльской свите, возможно, следует отнести самую верхнюю часть разреза скв. 395, представленную чередованием мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов озерно-болотного и бассейнового генезиса.

Общая мощность отложений нижнекызыльской свиты составляет 450—550 *м*.

Верхнекызыльская свита — J_2tv_3hkz

Полный разрез свиты известен только на горе Бом. Здесь она начинается толщей песчаников, главным образом крупно- и среднезернистых, залегающей с эрозионным размывом на аргиллитах и алевролитах. В остальной части она состоит из чередования алевролитов, аргиллитов и известняков, иногда алеврито-глинистых, а также мелкозернистых песчаников. Редко встречаются пласты угля, в основном нерабочей мощности. В нижней части подсвиты имеется пласт угля Салдамский, достигающий мощности 0,9 *м*. Иногда встречаются хорошо сохранившиеся растительные остатки, детрит и относительно многочисленная фауна пелеципод. Мощность подсвиты около 550 *м*.

В 1955 г. П. П. Тимофеевым и В. И. Копорулиным был просмотрен разрез угленосных отложений в районе Мугур-Аксы, который на всех картах обозначается как юрский и нами условно относится к тувинской серии. Разрез начинается мощной (до 140 *м*) толщей разногалечниковых конгломератов с прослоями гравелитов и песчаников. Выше они сменяются гравелитами (70 *м*), песчаниками (10 *м*) и мощной толщей (100 *м*) алеврито-глинистых пород с маломощными прослоями углей. Далее идут гравелиты (34 *м*), затем аргиллиты с алевролитами (50 *м*) и опять гравелиты (170 *м*, обнажены слабо). Разрез заканчивается песчаниками с прослоями алевролитов и одним пластом угля (1 *м*). Видимая мощность толщи свыше 700 *м*.

Послеюрские отложения

Верхняя юра — нижний мел

Отложения бомской свиты пока известны только в одном месте — на горе Бом [1], где они с некоторым угловым и азимутальным несогласием залегают на отложениях среднеюрской угленосной толщи. Разрез бомской свиты, по данным А. Л. Лосева (1955), начинается с пачки конгломератов (18 *м*), которые затем сменяются песчаниками (до 160 *м*). Верхняя часть свиты представлена в основном алевролитами с прослоями аргиллитов и песчаников. Общая мощность свиты около 315 *м*.

Третичные отложения

В последнее время установлено довольно широкое развитие в Туве третичных отложений (Зайцев, 1947; Шорыгина, 1960, 1961; Ефимцев, 1961). Предположительно к олигоцену относятся карбонатные брекчии, бурые и красные глины и суглинки (до 100 *м*) южного склона хр. Восточного Танну-Ола и прилегающих районов Убсунурской впадины, а также галечники, красные глины, серые пески и песчаники долины р. Карасук. Неогеновые отложения слагаются озерными горизонтально-

[1] В последнее время появились сведения, что отложения бомской свиты встречены и в других районах Улугхемского бассейна. В частности, они предположительно устанавливаются восточнее Эрбекского месторождения.

слоистыми мергелями, глинами и алевролитами с фауной остракод; участками они переслаиваются с аллювиальными косослоистыми песками, которыми иногда полностью слагается разрез неогена. Угленосные неогеновые отложения были встречены Н. А. Ефимцевым в юго-западной части Тувы на высоте более 2000 *м*. Предположительно неогеновый возраст, по его данным, имеют выветрелые до рыхлого состояния аллювиальные валунные галечники в долине р. Швелиг у выхода ее из хр. Западного Танну-Ола. В Улугхемской и Хемчикской впадинах распространены эоловые пески, представляющие, по мнению З. А. Лебедевой (1938), перевеянные в четвертичное время осадки неогенового пра-Енисея. В нескольких местах обнаружены остатки третичной коры выветривания, которая в четвертичное время была разрушена последующими эрозионными процессами. По данным треста Аэрогеология (Шорыгина, 1960), на северо-востоке Тувы в долине р. Соруг встречены неогеновые аллювиальные и аллювиально-озерные гравийно-галечниковые отложения, сцементированные темно-серым суглинком и песком. В верховьях рек Бий-Хема и Хамсары, в Уюкской впадине имеются покровы оливиновых базальтов мощностью до 100 *м*, которые в ряде участков переслаиваются с туфобрекчиями и туфами. С. В. Обручев (1953) устанавливает миоценовый возраст этого вулканического комплекса по находке пыльцы среди линз аргиллитов и прослоев лигнитоносных глин.

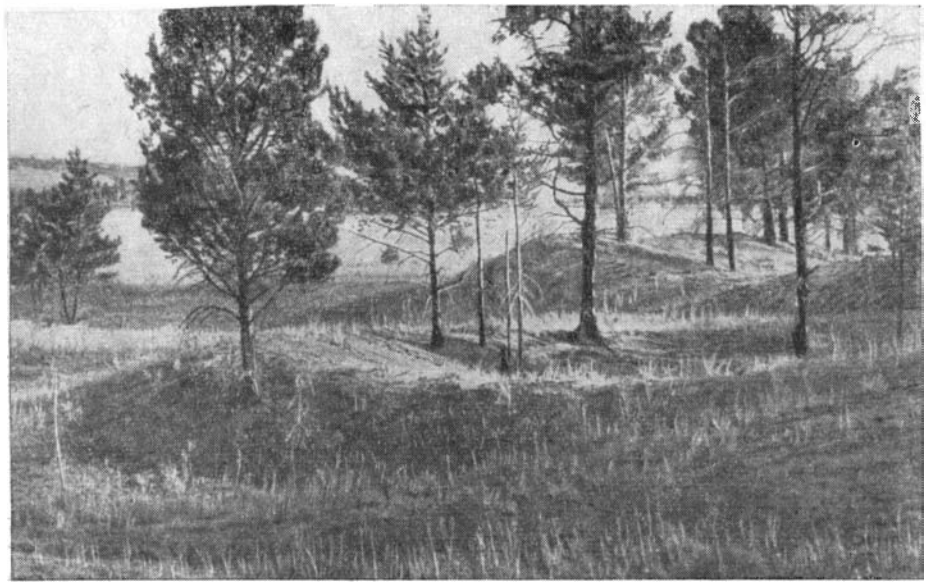
Четвертичные отложения

Четвертичные отложения имеют значительное и почти повсеместное развитие, особенно в центральной части Тувы. Представлены они главным образом пролювиальными, аллювиальными, озерными, болотными, эоловыми и ледниковыми отложениями, а также излияниями базальтов.

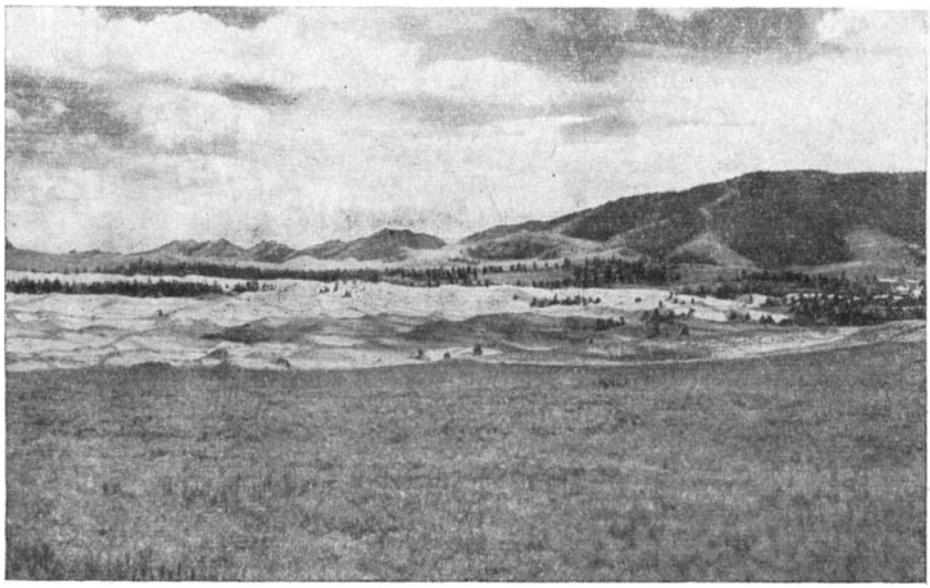
Пролювиальные отложения слагаются песчано-глинистыми породами, часто обогащенными большим количеством дресвы и щебенки коренных пород. Мощность их у подножия склонов достигает десятков метров. Аллювиальные отложения состоят из русловых и пойменных образований, представленных широкой гаммой пород от галечников и конгломератов до глин включительно, а озерные осадки представлены в основном глинами, обогащенными солями. Болотные отложения — торфяники — встречаются как среди пойменного комплекса осадков, так и в некоторых местах на плоских водоразделах.

Эоловые осадки в наиболее четкой форме выражены в южной части Улугхемской впадины к юго-юго-западу и югу от г. Кызыла (фиг. 14). Там они протягиваются в виде широкой полосы, где в ее центральной части сохранились типичные барханные пески. Мощность эоловых песков достигает 30 *м*. Подобные песчаные образования имеются на юге Тувы, в бассейне р. Тес-Хем (фиг. 15), в Хемчикской впадине и в других местах.

Ледниковые и водно-ледниковые отложения, по данным С. В. Обручева (1953; Лурье и Обручев, 1948), И. С. Гудилина, А. Л. Додина, И. Г. Нордега (1952), Л. Д. Шорыгиной (1960, 1961), Н. А. Ефимцева (1961), широко развиты в Восточной и Западной Туве. Конечные морены, имеющие в большинстве случаев прекрасно сохранившийся бугристо-грядовый рельеф, сложены по преимуществу валунными супесями пепельно-серого цвета, включающими нередко глыбы диаметром до 5—7 *м*. Флювиогляциальные внеледниковые отложения представлены валунниками и валунными галечниками, тогда как в сложении флювиогляциальных внутриледниковых образований — озов, камов, камовых террас — преобладают песчаные и гравийно-песчаные отложения. Озерно-ледниковые осадки, представленные параллельнослоистыми глинами и алевритами, имеют ограниченное распространение.



Фиг. 14. Эоловые пески в форме закрепленных барханов южнее г. Кызыла



Фиг. 15. Барханная гряда и отдельные барханы эоловых песков на юго-востоке Тувы в бассейне р. Тес-Хем

Трактовка возраста, а также количества выделяемых ледниковых горизонтов указанными исследователями проводится неоднозначно. Согласно Н. А. Ефимцеву (1961), изучавшему эти вопросы в течение ряда лет, среди ледниковых образований выделяются три разновозрастных комплекса: 1) отложения первого оледенения, развивавшегося во второй половине среднего плейстоцена; 2) отложения второго (последнего) — верхнеплейстоценового — оледенения, которые в большинстве случаев перекрывают образования предшествующего оледенения; 3) отложения стадии второго оледенения. Достоверные межледниковые осадки не установлены. В современную эпоху ледниковые осадки накапливаются на северо-востоке Тувы и в прилегающих районах Восточного Саяна и Прихубсугулья (С. В. Обручев, 1953).

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ СРЕДНЕЮРСКИХ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

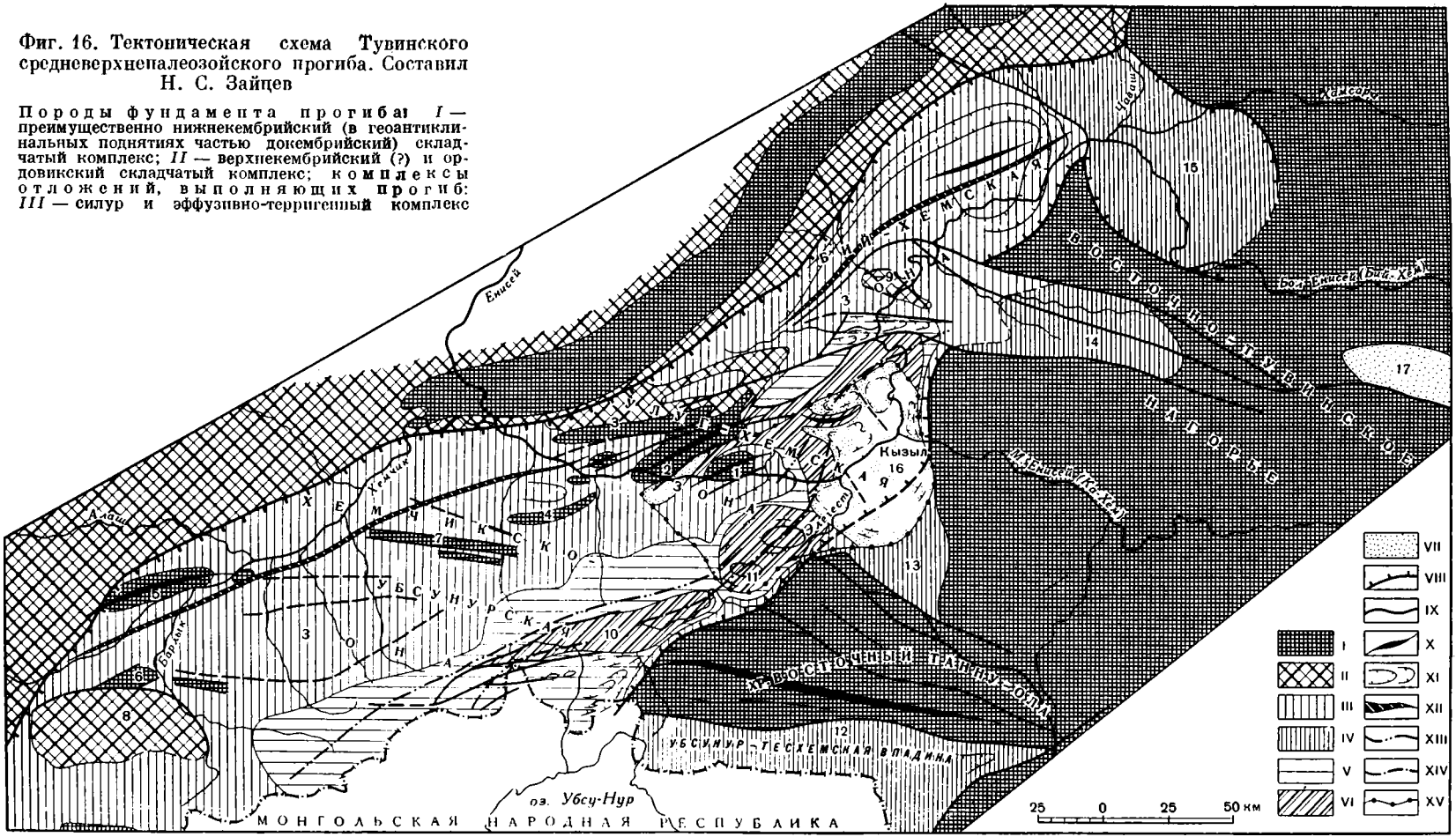
Древняя Сибирская платформа дорифейского возраста с юга и юго-запада обрамляется сложно построенной разновозрастной Алтае-Саянской складчатой областью. В основу тектонического районирования последней В. А. Кузнецовым (1954) положена классификация структур по возрасту и типу развития. В пределах этой области он выделяет несколько структурных единиц, из которых лишь две участвуют в строении Тувы.

В структурном отношении территория Тувы представляет складчато-глыбовую область сложного строения. В ее пределах происходит стык западносаянских структур каледонского возраста и структур юго-восточной Тувы салаирского возраста. Первые из них захватывают только самые северо-западные, западные и юго-западные окраины Тувы, а вторые — остальную, бóльшую часть Тувы. Границей между ними служит зона Саяно-Тувинского глубинного разлома. По своему составу Тувинская складчато-глыбовая зона неоднородна и подразделяется на две подзоны, разобщенные Убсунур-Бийхемским каледонским глубинным разломом (Зайцев, 1955, 1957; Кузнецов, 1954). Восточная подзона отчетливо выделяется в виде приподнятого с глубоко денудированным фундаментом Восточно-Тувинского массива, объединяющего Восточно-Тувинское нагорье и массив Восточного Танну-Ола. Западная часть Тувинской складчато-глыбовой зоны уже в ордовике претерпела некоторое опускание, в результате чего она обособилась в виде Западно-Тувинского погруженного массива, имеющего древний кембрийский фундамент и резко отличающиеся от него вышележащие отложения.

В самом начале силура вдоль Саяно-Тувинского глубинного разлома произошло поднятие Западно-Саянской зоны и опускание Западно-Тувинского массива, где на месте последнего образовался обширный прогиб, относимый В. А. Кузнецовым (1954) к типу краевых, а Н. С. Зайцевым (1957) к типу синклинальных межгорных прогибов (фиг. 16). Н. С. Зайцев считает, что ось прогиба с течением геологического времени смещалась с северо-запада на юго-восток; в девоне она примерно простиралась вдоль водораздельной части хребта Западного Танну-Ола и далее до низовьев р. Бий-Хем, а в карбоне сместилась несколько юго-восточнее.

В настоящее время для палеозоя и мезозоя Тувы может быть выделено пять структурных этажей: 1) кембрийский фундамент, 2) ордовик и силур, 3) девон, 4) карбон, 5) средняя юра и верхнеюрские — нижнемеловые отложения бомской свиты. Породы, участвующие в строении прогиба, слагают главным образом второй, третий и четвертый структурные этажи, соответствующие по времени накопления частично нижнему, а в основном среднему и верхнему палеозою, а по типу структур и характеру слагающих формаций отражают последнюю стадию развития палео-

Фиг. 16. Тектоническая схема Тувинского средневерхнепалеозойского прогиба. Составил Н. С. Зайцев



Породы фундамента прогиба: *I* — преимущественно нижнекембрийский (в геоантиклинальных поднятиях частью докембрийский) складчатый комплекс; *II* — верхнекембрийский (?) и ордовикский складчатый комплекс; комплексы отложений, выполняющих прогиб: *III* — силур и эффузивно-терригенный комплекс нижнего и среднего девона; *IV* — силур и частично девон наложенных слабо прогнутых впадин; *V* — средний и верхний девон; *VI* — карбон; *VII* — средняя юра; *VIII* — зоны глубоких разломов; *IX* — прочие разломы; *X* — оси крупных антиклиналей; *XI* — условные структурные линии; примерное положение зон максимального прогибания; *XII* — в силуре, *XIII* — в среднем и верхнем девоне, *XIV* — в карбоне, *XV* — граница Кызыльского мезозойского бассейна; антиклинальные и горст-антиклинальные поднятия: *1* — Баянгольское, *2* — хр. Прибрежного. *3* — Бура, *4* — Аргылыктинское, *5* — Актовракское, *6* — Шуйское, *7* — Чаахольское, *8* — Чингекатское, *9* — Оджинское; мульды: *10* — Элегестская, *11* — Онкажинская; наложенные впадины: *12* — Убсунур-Тесхемская, *13* — Меджигейская, *14* — Улуг-О, *15* — Тоджинская, *16* — Кызыльская, *17* — Серлигхемская

зойской геосинклинали со всеми свойственными этому этапу характерными чертами.

Границы средне-верхнепалеозойского прогиба различными исследователями устанавливаются не одинаково. Они очерчиваются главным образом контурами современного распространения тех или иных возрастных горизонтов с учетом структурных элементов, обусловивших зарождение и последующее развитие прогиба. Нами за основу принимаются контуры прогиба, установленные Н. С. Зайцевым (1957). Однако, если северная, западная и юго-западная границы практически не вызывают сомнения, то этого нельзя сказать о юго-восточной и восточной границах в целом. Не останавливаясь сейчас на их обосновании, поскольку это будет сделано ниже в соответствующей главе, укажем, что юго-восточные и восточные контуры прогиба располагались на значительном удалении от соответствующих границ, показанных на карте Н. С. Зайцева, и включали западную часть Восточно-Тувинского нагорья, прежде всего Меджигейскую, Тоджинскую и Улуг-О впадины, район нижнего и среднего течения р. Каа-Хем. Указанные впадины Н. С. Зайцев рассматривает как наложенные структуры, примыкавшие непосредственно к прогибу. По нашему мнению, вся эта территория являлась составной частью прогиба и была вовлечена в средне- и отчасти верхнепалеозойское осадконакопление.

В предсреднеюрское время, после длительного континентального перерыва, охватившего верхнюю часть карбона, пермь, триас и нижнюю юру, по ранее существовавшим глубинным разломам вновь произошло опускание значительной территории Тувы, обособившейся в виде мезозойского межгорного прогиба, ось которого примерно совпадала с осью средне-верхнепалеозойского прогиба в карбоновое время. Этот прогиб в значительной мере унаследовал тектонический план и своеобразное строение средне-верхнепалеозойского межгорного синклинального прогиба. Его границы на северо-западе и юге в какой-то мере контролировались глубинными разломами, за пределами которых среднеюрских осадков и углей не отлагалось. На юго-западе граница находилась за пределами Тувы, а на северо-востоке, востоке и юго-востоке мезозойский прогиб включал западную часть Восточно-Тувинского нагорья, в том числе район Серлигхемского месторождения.

В пределах Тувинского мезозойского межгорного прогиба в среднеюрское время накопились аллювиальные, озерно-болотные, болотные и бассейновые отложения. В дальнейшем, в результате последующих глыбово-складчатых движений, главным образом альпийского тектогенеза и денудационных процессов в значительной мере единое поле среднеюрских угленосных отложений было расчленено на ряд обособленных участков, сохранившихся в настоящее время в различных по размеру синклинальных структурах.

Наибольшая по размеру среднеюрская угленосная площадь Тувинского межгорного мезозойского прогиба располагается в центральной части Улугхемской впадины, образуя Улугхемский каменноугольный бассейн (фиг. 8). Последний выполняет синклинальную структуру типа наложенной мульды, осложненную антиклинальными поднятиями второго порядка. Оси этих поднятий в южной и северной частях бассейна ориентированы в различных направлениях. Так, в части Улугхемского бассейна, располагающейся на северо-западном крыле прогиба, оси антиклинальных брахиструктур имеют восточно-северо-восточное, близкое к широтному направление (Баян-Кольская, Эрбекская, Чихачевская, Чербинская и Кызыльская), наследуя общее направление западносаянских структур каледонского возраста. В южной и юго-восточной частях Улугхемского бассейна, приуроченных к юго-восточному крылу прогиба, оси антиклиналей имеют юго-восточное направление (Элегестская, Кочетовская, Совхозная), столь характерное для салаирской складчатости Восточного Тан-

ну-Ола. По мере движения на север и на юг от центральной части Улугхемского бассейна к его периферии в ядрах антиклинальных структур появляются все более и более древние отложения — вначале нижнекаменноугольные (Совхозная, Баян-Кольская, Чихачевская), а затем и среднедевонские (Кочетовская) отложения.

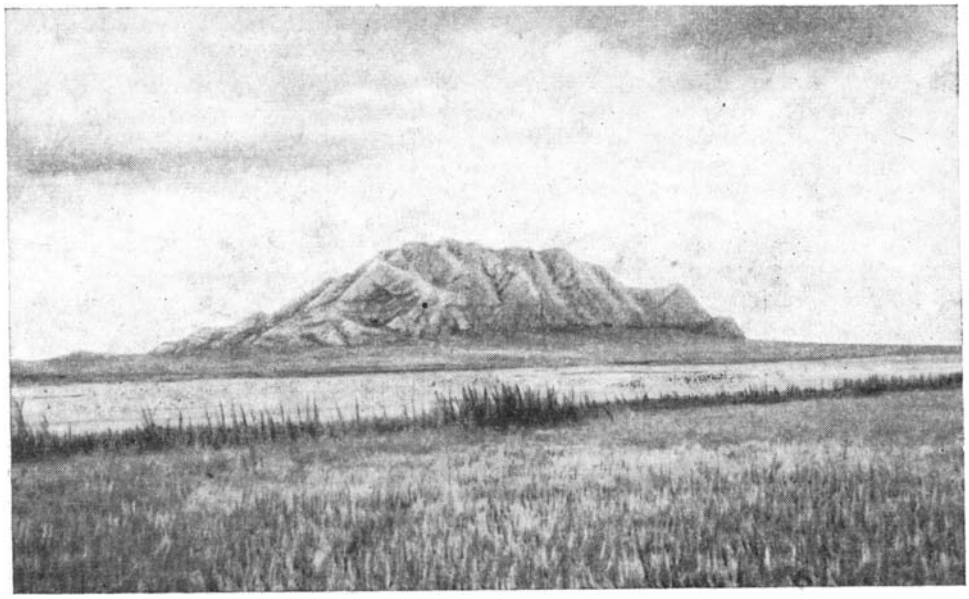
Антиклинальные поднятия как южной, так и северной части Улугхемского бассейна имеют асимметричное строение. В северной части крутыми крыльями являются юго-восточные и южные, а в южной части — северо-восточные, т. е. более крутые крылья обращены в сторону центральной части бассейна. Углы наклона крутых крыльев колеблются от 60—85° на Чихачевской, Баян-Кольской и Эрбекской антиклиналях, до 20—35° на Элегестской антиклинали, а углы наклона пологих крыльев — от 20—30° на Баян-Кольской и Чихачевской антиклиналях до 5—7° на Элегестской, Кочетовской и других антиклиналях.

Одновременно в теле общей синклинальной структуры Улугхемского бассейна возникали более мелкие синклинальные структуры и пониженные участки. Так, в северной части бассейна располагается относительно крупная Сессерлигско-Тапсинская мульда с очень крутыми (до 80°) северо-западным и западным (в районе погружения Баян-Кольской антиклинали) бортами. В остальных частях углы падения не превышают 18—20°. Первой по значению и величине является Кызыльская мульда, занимающая большую часть бассейна. Залегание пород внутри нее более или менее спокойное, углы не превышают 15—20°, а на юге, в районе Меджигейского месторождения, и на востоке, в районе Каахемского месторождения, едва достигают 8—10°. На востоке, в районе г. Кызыла, мульда осложнена незначительным Кызыльским поднятием. Спокойное залегание пород нарушается также на западе в районе Эрбекского месторождения и у устья р. Элегест, где располагается серия антиклинальных и синклинальных структур.

Линейно вытянутые синклинальные структуры в основном приурочиваются к западной и юго-западной частям бассейна и только одна Чихачевская — к северо-восточной его окраине. Чихачевская синклиналь располагается между Чихачевской и Чербинской антиклиналями и имеет весьма малые размеры. Углы падения пород на крыльях не превышают 25—30°.

На северо-западе располагается Экки-Оттугская синклиналь, северное крыло которой наклонено к оси под углом 50—60°, а южное — 20—25°. Направление оси складки вначале восточное, а затем северо-восточное. Западнее Эрбекского месторождения находится западная синклиналь, в ядре которой сохранилась небольшой мощности нижняя часть улугхемской свиты. Южнее, на левом берегу Енисея, между Элегестской антиклиналью и воздымающимся бортом бассейна выявляется широкая, несколько асимметричная Красногорская синклиналь. Углы падения пород на крыльях колеблются от 10 до 25—30°.

На юге и юго-западе, уже частично за пределами открытой части Улугхемского бассейна, мы выделяем крупную Совхозно-Березовскую синклинальную структуру. А. Л. Лосев (1955) необоснованно расчленил ее на две самостоятельные синклинали — Верхне-Элегестскую и Березовскую. В целом эта структура изучена еще очень слабо, особенно в центральной и юго-восточной частях, покрытых сплошным плащом четвертичных осадков, под которыми залегают среднеюрские отложения. Возможное наличие здесь юры отмечалось ранее А. Л. Лосевым и подтверждается нашими исследованиями. В частности, разбуривание южного крыла Кочетовской антиклинали показало постепенное погружение (без какого-либо изменения фациального состава) среднеюрских отложений под четвертичные (аллювиальные и делювиально-пролювиальные) осадки долины р. Меджигей.



Фиг. 17. Гора Хайракан на левом берегу р. Улуг-Хем, ограничивающая с северо-запада по линии тектонического нарушения Инитальское левобережное угольное месторождение

Совхозно-Березовская синклиналь имеет асимметричное строение — более крутое (до 80°) юго-западное и относительно пологое, редко достигающее 30—35°, но, как правило, не превышающее 15—20° северо-восточное крыло. Ось синклинали смещена к юго-западному борту и имеет небольшое воздымание в районе совхоза Элегест. На северо-западе юра выходит на дневную поверхность и расчленяется Совхозным антиклинальным поднятием на две неравные части. На большей, юго-западной части располагается Совхозное месторождение угля, а меньшая, северо-восточная часть, зажатая между Совхозной и Кочетовской антиклиналями, образует синклиналь Узкую. Эти две структуры также имеют асимметричное строение, но уже с крутыми юго-западными (до 85°) и относительно пологими (20—25°) северо-восточными крыльями.

В западной части Улугхемской впадины располагается вторая по величине угленосная площадь, носящая название Инитальского месторождения (фиг. 12). Среднеюрские угленосные отложения образуют здесь синклинальную складку, ось которой на западе имеет почти широтное простирание, переходящее затем в северное и на правом берегу Енисея, в северо-восточное. На широте Енисея синклинальная складка пересекается асимметричным антиклинальным поднятием, входящим в систему Улугхемского (Хемчикского) антиклинория. В результате этого единая синклинальная структура разделяется на две: правобережную — Кулузунскую и более крупную левобережную — Инитальскую. В этих районах юрские угленосные отложения залегают на нижнем карбоне и, возможно, в ряде мест (на юге и западе) — на верхнем девоне. На северо-западе Инитальская синклиналь обрезана тектоническим нарушением взбросового типа, и юрские отложения контактируют с породами верхнего кембрия горы Хайракан (фиг. 17). Аналогичный контакт имеет северо-западная граница Кулузунской синклинали. Инитальская синклиналь имеет неправильную и асимметричную форму; углы падения пород различны: от 10—12° в центральной части до 20—40° в прибортовых зонах. Кулузунская син-

клиналь имеет еще более причудливую форму с углами падения на северо-западном крыле до 75—80°, а на юго-восточном в среднем не более 25—30°.

В пределах Хемчикской впадины, в 15—18 *км* восточно-северо-восточнее г. Чадана располагается Чаданское каменноугольное месторождение (фиг. 13). Оно имеет ограниченные размеры (1,4—1,5 *км* с северо-запада на юго-восток и 1,0—1,10 *км* с юго-запада на северо-восток) и представляет реликт типичной брахисинклинальной наложенной структуры, размещающейся на юго-восточном крыле Хемчикского антиклинория.

Среднеюрские угленосные отложения, относящиеся почти целиком к улугхемской свите, залегают трансгрессивно с резким угловым несогласием на песчаниках, сланцах и известняках силура и только вблизи северо-западной и западной границы они местами подстилаются эффузивами (миндалекаменными порфиритами, переслаивающимися с туфами и туфобрекчиями) нижнего девона. Северо-восточная граница синклинали обрезана тектоническим нарушением. Углы падения пород незначительны: в западной части месторождения 5—6° на северо-восток и восток, в восточной не более 3—4° на запад и северо-запад.

В юго-западной части Улугхемской впадины вдоль осевой зоны прогиба располагается ряд наложенных мульд, отделившихся, по нашему мнению, в послеюрское время от центральной угленосной площади. Одна из крупных мульд — Онкажинская, где юрские отложения по резкой границе с размывом подстилаются угленосным средним — верхним карбоном. Размеры мульды по длинной оси около 18 *км* и по короткой оси — 4,5 *км* (фиг. 11).

Онкажинское месторождение имеет линзообразную форму, ось которой на северо-западе в большей части имеет юго-восточное простирание, а на юго-востоке при пересечении р. Онкажи принимает сперва широтное, а затем северо-восточное направление. Онкажинская мульда несколько асимметрична: на северо-восточном крыле породы падают под углом 35—50°, на юго-западном угол не более 45°. При замыкании складки на юго-востоке углы резко увеличиваются и достигают 80—87°.

В Онкажинской впадине среднеюрские отложения представлены улугхемской свитой и нижней половиной нижнекызыльской свиты. К нижней части улугхемской свиты приурочиваются три угольных пласта; самый нижний из них (пласт № 3 в обозначении А. Л. Лосева) имеет рабочую мощность от 0,9 до 3,67 *м*. Этот пласт, исходя из данных фациального анализа, мы сопоставляем с одним из пластов нижней части улугхемской свиты Меджигейского месторождения; очевидно, он является аналогом Меджигейского пласта.

Юго-западнее Онкажинского находится Актальское месторождение. В его строении участвуют юрские угленосные отложения, подстилаемые, так же как и в Онкажинской впадине, онкажинской свитой верхнего карбона. Породы как карбона, так и юры собраны в брахисинклинальную асимметричную складку, осложненную тектоническими нарушениями. Ось складки имеет северо-восточное простирание. Угол падения пород на северо-западном крыле не превышает 20—25°, тогда как на юго-восточном он достигает 85 и даже 90°.

Кроме упомянутых районов развития среднеюрских угленосных отложений в пределах прогиба имеются Аргузинское месторождение (юго-восточнее г. Шагонара) и месторождение Мугур-Аксы (северо-восточнее пос. Мугур-Аксы). Эти месторождения изучены очень слабо и нами не рассматриваются.

Еще менее изученным является Серлигхемский угленосный район, располагающийся на востоке прогиба в пределах Восточно-Тувинского нагорья. По данным М. Л. Лурье и С. В. Обручева (1948), И. Ф. Пожарицкого, Г. В. Махина и других, юрская толща в бассейне р. Серлиг-Хем

(левый приток р. Бий-Хем) трансгрессивно с размывом залегает на сильно эродированной поверхности докембрийских пород. Юрские отложения залегают в основном горизонтально и лишь местами под углом 2—5°. С юга толща обрезана Каахемским разломом, протягивающимся почти в широтном направлении.

Рассматривая строение среднеюрской угленосной толщи и ее соотношение с палеозойскими породами, а также учитывая характер фаций и закономерности их распределения на площади и по разрезу, можно сделать вывод, что среднеюрские отложения практически повсеместно залегают несогласно (иногда отмечается кажущееся согласие) на более древних породах, которые в герцинское время претерпели в той или иной степени значительную переработку и унаследованность в развитии. Так, К. А. Клитин (1960, стр. 111) отмечает, что «характер залегания юрских отложений на подстилающих каменноугольных породах указывает, что некоторые структуры в течение перерыва испытывали развитие, унаследованное от среднего палеозоя. Так, в верхнем палеозое район Центрально-Тувинского поднятия испытывал воздымание, что привело к размыву не только каменноугольных, но и более древних пород. Одновременно происходило медленное развитие ряда мелких коробчатых складок, асимметричных антиклиналей и синклиналей и крупных овальных мульд.

Перед накоплением юрских отложений имело место некоторое оживление глыбовых движений, в связи с чем возник резко расчлененный рельеф. Продукты разрушения отдельных горстовых структур в дальнейшем сформировали базальные конгломераты средней юры».

В послеюрское — нижнемеловое (?) время движения различного рода затухают, и территория Тувы подвергается пенепленизации. По данным С. В. Обручева (1953), Тува к миоцену представляла собой умеренно приподнятую сушу со слабо рассеченным рельефом. В миоцене возрождаются глыбовые движения альпийского тектогенеза, раздробившие «единую поверхность пенеплена как по ряду регенерированных древних разломов, в том числе и глубинных, так и по дискордантным к ним собственно альпийским разломам, вновь возникшим в кайнозое» (Леонтьев, 1956, стр. 74). Максимум таких движений приходится на нижнечетвертичное время. Следствием этого явилось поднятие Западного Саяна по глубинному разлому, поднятие зоны Западного Танну-Ола и сочленение ее с Восточным Танну-Ола, поднятие зоны, располагающейся севернее Каахемского разлома (сюда входит Серлигхемский угленосный район), выдвижение системы хребта академика Обручева. Помимо этого образовался ряд новых разломов альпийского возраста.

Подобного рода глыбовый характер альпийского тектогенеза сильно расчленил домиоценовый пенеплен, в результате чего одни участки оказались опущенными, а другие приподнятыми на различную высоту. Таким образом, в значительной степени единое к концу юры поле юрских угленосных отложений оказалось разобщенным на отдельные участки, причем одни из них были опущены (наибольшее опускание испытала Кызыльская впадина), а другие приподняты на большую высоту (Серлигхемская угленосная площадь).

Глава III

ТИПЫ ПОРОД УГЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ И ИХ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

ВВЕДЕНИЕ

Среднеюрская угленосная толща Тувинского межгорного прогиба состоит из пород, которые согласно классификации М. С. Швецова подразделяются на три группы: а) обломочные, б) глинистые и в) химические и биохимические породы. В изученном нами разрезе первая группа характеризуется широкой гаммой пород от наиболее крупнообломочных конгломератов до наиболее тонкозернистых алевролитов. Вторая группа представлена аргиллитами, третья — известняками и каменными углями.

При изучении пород основное внимание обращалось на особенности их вещественного состава, структуры (в том числе на степень сортированности обломочного материала, форму обломочных зерен и т. п.), текстуры, строения и состава цемента. При этом имелось в виду выделить определенные признаки, которые позволили бы более полно выявить генетическую природу осадка и условия его накопления. Однако в процессе изучения выяснилось, что породы с одной и той же размерностью зерна слагающего их материала, но имеющие различный генезис, обладают очень близкими микроструктурными, микротекстурными и другими признаками. Более того, интенсивные проявления постседиментационных преобразований пород существенно затруднили изучение таких их особенностей, как форма зерен, первичный размер последних и т. д., а высокая твердость и массивность пород исключили возможность их дезагрегации без нарушения первичного облика слагающего их материала. Поэтому в ходе изучения пород, естественно, основное внимание было уделено исследованию их в шлифах.

Ниже приводится характеристика главнейших типов пород, слагающих разрез угленосной толщи. Особенно детально при этом описаны обломочные породы, поскольку они имеют наибольшее развитие и представлены широкой гаммой разнообразных типов. Из группы химических и биохимических пород здесь приводится характеристика только известняков, поскольку описанию каменных углей посвящены специальные разделы работы.

ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Породы этой группы представлены наиболее широким комплексом гранулометрических разностей. В основу их классификации положена схема, предложенная в свое время Л. В. Пустоваловым (1940). Согласно этой схеме могут быть выделены четыре крупных класса обломочных пород —

конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты,— различающихся размером слагающего их обломочного материала. Каждый из этих классов подразделяется на три типа, за исключением алевролитов, среди которых нами выделяются два типа — крупно- и мелкозернистые алевролиты (табл. 2). Это объясняется тем, что, как показало их макро- и микроскопическое изучение, однородных средне- (0,05—0,25 *мм*) и мелкозернистых (0,025—0,01 мм) алевролитов мы фактически не встретили.

Таблица 2

Классификация обломочных пород

Порода		Размер обломков преобладающей фракции, в *мм*
группа	тип	
Конгломераты	Крупногалечниковые	100,0—50,0
	Среднегалечниковые	50,0—25,0
	Мелкогалечниковые	25,0—10,0
Гравелиты	Крупнозернистые	10,0—5,0
	Среднезернистые	5,0—2,5
	Мелкозернистые	2,5—1,0
Песчаники	Крупнозернистые	1,0—0,5
	Среднезернистые	0,5—0,25
	Мелкозернистые	0,25—0,1
Алевролиты	Крупнозернистые	0,1—0,05
	Мелкозернистые	0,05—0,01

В приводимой ниже характеристике различных типов обломочных пород их описание начинается с наиболее грубообломочных разностей — конгломератов — и заканчивается алевролитами.

Конгломераты

В разрезе угленосной толщи присутствуют все три разновидности конгломератов: мелко-, средне- и крупногалечниковые. Наибольшее развитие имеют средне- и мелкогалечниковые разности; крупногалечниковые встречаются значительно реже.

Породы характеризуются низкой степенью сортировки и содержат материал резко различной размерности. Так, в среднегалечниковых конгломератах в большом количестве присутствуют мелкие и крупные гальки и даже отдельные валуны, а также песчано-гравийный материал.

Слоистость в конгломератах, как правило, отсутствует, и лишь в отдельных участках обнажений удается наблюдать слабо выраженную крупную, обычно однонаправленную косую слоистость с мощностью косых серий до 1,5—2,0 *м*. Она проявляется благодаря чередованию материала различной размерности.

Вещественный состав галек довольно разнообразен. Обычно резко преобладает черный кремень; в значительно меньшем количестве присутствуют гальки андезита, кварцевого порфира, гранитов, различных кремнисто-слюдистых сланцев. Иногда встречаются обломки пород из самой угленосной толщи, главным образом алевролитов и аргиллитов. На юго-востоке Меджигейского месторождения в основании угленосной толщи установлен горизонт брекчий, состоящий из щебенки зеленовато-серых алевролитов и аргиллитов, заимствованных из подстилающих толщу отложений каменноугольного возраста.

Форма галек разнообразная, что зависит от их состава и размерности. Гальки черного кремня всегда имеют угловато окатанную форму. Мелкие и средние гальки андезитов, кварцевых порфиров и гранитов характеризуются окатанной, реже угловато окатанной формой. Крупные гальки и мелкие валуны, сложенные этими же породами, окатаны слабее и обладают также угловато окатанной формой. Обломки зеленовато-серых плотных алевролитов и аргиллитов из горизонта брекчии Меджигейского месторождения отличаются уплощенностью и практически не несут следов механической обработки. Они имеют, как правило, резко угловатую форму и остроугольно-занозистый излом. Расположение галек в пределах пласта конгломератов иногда беспорядочное; удлиненные гальки в этих случаях часто ориентированы почти под прямым углом к поверхности напластования.

Цемент в породе представлен песчано-гравийным материалом. Его содержание обычно весьма значительно и достигает иногда 30—40%.

В разрезе угленосной толщи конгломераты приурочены к ее базальным горизонтам, т. е. к основанию улугхемской свиты, и практически полностью отсутствуют в более высоких горизонтах. Исключение представляет разрез юрских отложений восточной части Тувинского прогиба, где по отдельным разрезам (Серлигхемская впадина, устье р. Джолус и др.) мощность конгломератов достигает 450—500 *м*. Они же в ряде случаев встречаются и в более высоких горизонтах. В центре прогиба конгломераты наиболее широко распространены в северной (Баянкольская антиклиналь, Экки-Оттугская синклиналь), северо-западной (Инитальское правобережное месторождение — Кулузунская синклиналь) и восточной (северная окраина Каахемского месторождения) частях. В нижней части угленосной толщи они установлены на месторождении Мугур-Аксы. Роль конгломератов в разрезе толщи в целом понижается в направлении с севера на юг и с северо-востока на юго-запад. Это, как увидим ниже, явилось следствием палеогеографических особенностей накопления осадков юрской угленосной толщи в пределах Тувинского межгорного прогиба.

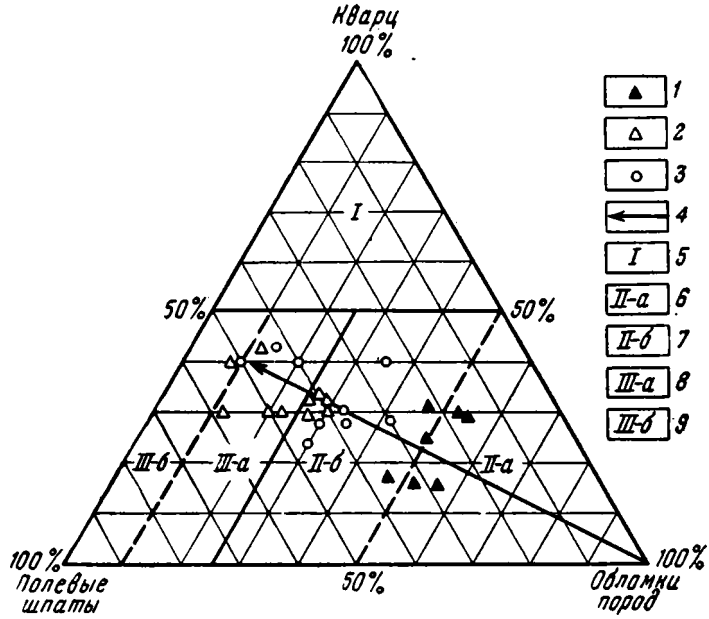
Гравелиты

Породы этой группы представлены крупно-, средне- и мелкозернистыми разностями. Чаще встречаются мелкозернистые гравелиты; средне- и особенно крупнозернистые разности имеют довольно ограниченное распространение и обнаруживаются в больших количествах только в Серлигхемской впадине.

Гравелиты характеризуются обычно присутствием отчетливой слоистости. Она обнаруживается как по керну, так и в естественных обнажениях. Установлено несколько типов косой крупной однонаправленной слоистости — прямолинейная, сходящаяся, выклинивающаяся сходящаяся, взаимосрезающаяся сходящаяся и разнонаправленная взаимосрезающаяся сходящаяся. Слоистость подчеркивается различной сортировкой зерен и послойными скоплениями тонкого растительного материала или ориентированным расположением крупных остатков растений. Особенно часто встречается слоистость, обусловленная чередованием ритмически сортированных слойков; в пределах каждого слойка происходит отчетливое утоньшение материала от основания к его верхней части. Мощность таких слойков обычно не превышает 1,5—2,0 *см*.

Основными породообразующими компонентами, входящими в состав гравелитов, служат обломки пород, полевые шпаты (плагиоклазы и калиевые разности), кварц. Обломки пород составляют обычно не менее 50—55%, зерна полевых шпатов 30—35%, зерна кварца не более 15—20%. Соотношения различных породообразующих компонентов пока-

заны на классификационной диаграмме (фиг. 18). Разделение полей, соответствующих определенным семействам пород, произведено по схеме А. Г. Коссовской (1962). Согласно этой схеме выделяются семейства кварцевых песчаников (кварца более 50%), аркозов (кварца менее 50%, обломков пород менее 25%) и глаувакк (кварца менее 50%, обломков пород более 25%). Каждому из этих семейств соответствуют свои участки на диаграмме. В случае необходимости они могут быть подразделены на более дробные типы. Так, среди аркозов выделяются чистые аркозы (обломков



Фиг. 18. Диаграмма вещественного состава песчано-гравийных пород:

1 — гравелит мелкозернистый; *2* — песчаник крупнозернистый; *3* — песчаник среднезернистый; *4* — направление эволюции вещественного состава пород с уменьшением их размерности; *5* — поле кварцевых пород; *6* — поле собственно граувакк; *7* — поле полевошпатовых граувакк; *8* — поле загрязненных аркозов; *9* — поле чистых аркозов

пород не более 10%) и загрязненные аркозы (обломки пород составляют 10—25%). В группе граувакк выделены собственно граувакки (обломков пород более 50%) и полевошпатовые граувакки (обломки пород в пределах от 50 до 25%). Как видно из диаграммы, мелкозернистые гравелиты образуют довольно компактную группу на границе собственно граувакк и полевошпатовых граувакк.

Как показало микроскопическое изучение, мелкозернистые гравелиты по характеру породообразующих компонентов тождественны песчаникам, подробная характеристика которых приводится ниже. Цемент гравелитов представлен обычно тонкоагрегатным каолинитом или иногда карбонатным материалом. Тип цементации пленочный. Карбонатный материал нередко образует базальный тип цемента. Состав цемента и типы цементации гравелитов также аналогичны соответствующим разновидностям цемента песчаников.

Гравелиты имеют более широкое развитие, чем конгломераты. В Улугхемском бассейне они обычны для улугхемской свиты и нижней части кызыльской свиты. Выше по разрезу они практически не встречаются. На Чаданском месторождении известны только мелкозернистые гравелиты, приуроченные к основанию толщи, где они залегают на маломощной пачке конгломератов.

Песчаники преобладают среди других пород разреза: в улугхемской свите они почти повсеместно составляют 60—85%, исключением является Чаданское месторождение, где их количество не превышает 20%. В нижнекызыльской свите на долю песчаников в различных районах развития угленосных отложений приходится от 45 до 73%; в верхнекызыльской свите — не более 15—20%.

В составе угленосной толщи установлены мелко-, средне и крупнозернистые разности песчаников. Они образуют горизонты мощностью от 1—3 до 100—120 *м*. Максимальной мощности горизонты песчаников достигают в улугхемской свите Улугхемского бассейна, где они хорошо выдержаны в разрезе и прослеживаются на десятки километров. В нижней части нижнекызыльской свиты мощность песчаников не превышает 10—15 *м*, а в ряде случаев, когда они слагают аллювиальные русловые пачки, возрастает до 30—40 *м*.

Окраска песчаников довольно однообразна: серая или светло-серая. Последняя характерна в основном для крупно- и среднезернистых разностей, серая — для мелкозернистых, мелкозернистых алевритовых и глинистых песчаников. Более темная окраска мелкозернистых песчаников связана с повышенным содержанием в них тонкого растительного материала. Песчаники из почвы угольных пластов за счет высокого содержания обрывков растений и гелефицированного вещества окрашены в бурые тона различной интенсивности. Бурая или буровато-серая окраска характерна также для песчаников с железисто-карбонатным цементом.

Для песчаников характерны различные типы косой, волнистой, горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистости. Особенно широкое распространение имеет косая слоистость. В песчаниках можно обнаружить почти все без исключения типы косой слоистости: крупную и мелкую однонаправленную и разнонаправленную, прямолинейную и сходящуюся. Из различных форм волнистой слоистости преимущественно распространена мульдообразная (мелкая и крупная), мелкая пологоволнистая (сплошная и штриховатая) и линзовидная. Группа горизонтальной слоистости представлена тонкой горизонтальной сплошной и горизонтальной прерывистой. Слоистость подчеркивается в основном послойными скоплениями растительного материала, слюды, чередованием слойков различного гранулометрического состава. В песчаниках аллювиального генезиса косая крупная слоистость проявляется в чередовании ритмически сортированных слойков.

Растительные остатки представлены главным образом тонким растительным детритом, реже обрывками стеблей растений, обычно витренизированными, иногда сидеритизированными и фюзенизированными. Тонкий растительный детрит характерен для мелкозернистых песчаников и образует в них послойные скопления. В редких случаях такие скопления встречаются в среднезернистых разностях. Крупные витренизированные и сидеритизированные растительные остатки присутствуют в крупно- и среднезернистых песчаниках, где они образуют неправильные беспорядочно ориентированные линзы. На горе Бом в породах верхнекызыльской свиты были встречены сидеритизированные стволы деревьев диаметром до 15 *см*, с отчетливыми годичными кольцами.

Вещественный состав песчаников характеризуется присутствием широкой гаммы различных породообразующих компонентов: кварца, разнообразных полевых шпатов — калиевых разностей, кислых и средних плагиоклазов,— обломков метаморфических и изверженных пород. Изучение соотношения суммарных количеств зерен кварца, полевых шпатов и обломков пород производилось в шлифах на интеграционном столике. Содержание каждого из трех названных компонентов пород нанесено на

треугольную классификационную диаграмму (фиг. 18), на которой видно, что песчаники угленосной толщи самых различных районов Тувинского прогиба располагаются в областях полевошпатовых граувакк или загрязненных аркозов.

Остановимся на характеристике главнейших породообразующих компонентов, входящих в состав песчаников.

Кварц. Зерна кварца часто обнаруживают отчетливое волнистое и мозаичное угасание, некоторые раздроблены и пересечены трещинами. Первичная форма обломков угловато окатанная и полуокатанная. Многие из них сильно регенерированы и их первоначальные контуры не устанавливаются. При наличии на первоначальной поверхности зерна скоплений тончайшей пыли граница регенерационной каемки и самого зерна выступает весьма отчетливо (фиг. 19). В кварце часто присутствуют включения минералов окиси титана и апатита. Первые представлены мелкими удлиненными кристалликами и нитевидными образованиями. Апатит образует удлиненные призмочки с отчетливой поперечной отдельностью. Весьма обычными оказываются также включения плагиоклазов и калиевых полевых шпатов, пузырьков газа и рудной пыли. Последняя нередко образует линейно вытянутые скопления.

Полевые шпаты представлены плагиоклазами и калиевыми разностями. Калиевые полевые шпаты (микроклин, ортоклаз) присутствуют в подчиненном количестве, плагиоклазы же заметно преобладают. Среди последних установлены как кислые разновидности (альбит — кислый олигоклаз), так и более основные (основной олигоклаз — андезин). Часто встречаются пертиты и антипертиты, зерна с отчетливым микропегматитовым строением. Первичную форму обломков можно констатировать сравнительно редко; обычно они угловато окатанные, но иногда встречаются зерна призматического габитуса, почти не несущие следов механической обработки.

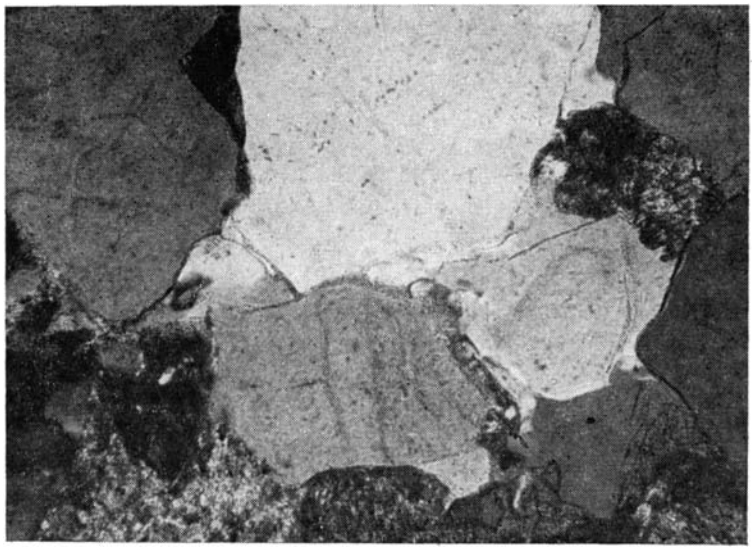
Большинство обломков отличается сильной разложенностью. Для зерен плагиоклаза характерны явления серицитизации, причем размер чешуек серицита оказывается иногда весьма значительным — до 0,1 *мм* (фиг. 20). Калиевым полевым шпатам свойственна пелитизация. Подобные изменения, несомненно, осуществлялись в коре выветривания и на путях переноса обломочного материала.

Определенные изменения испытали обломки полевых шпатов и после захоронения. Часто они раздроблены, изогнуты или несколько сдавлены между соседними зернами. Эти явления фиксируются особенно отчетливо в зернах плагиоклаза, обладающих полисинтетическим двойникованием. Отдельные индивиды здесь отчетливо смещены один относительно другого по мельчайшим микротрещинам, и к ним обычно приурочен тонкодисперсный агрегат серицита (фиг. 21). Наблюдались случаи замещения части обломка плагиоклаза одной монокристаллической чешуйкой мусковита (фиг. 22). Такие чешуйки развиваются не только по самому обломку, но и выполняют часть поры, что с несомненностью указывает на ее чисто эпигенетическое происхождение.

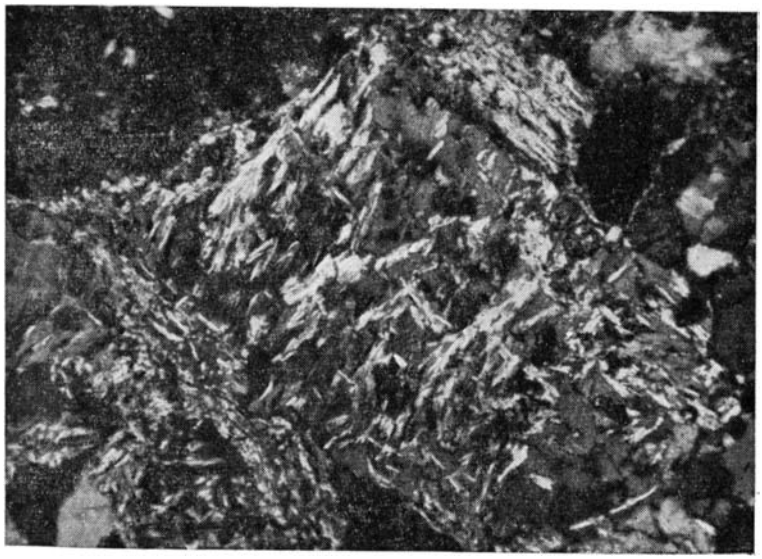
Обломки пород чаще всего представлены андезитами, кварцевыми порфирами, диабазами, кремнисто-слюдистыми сланцами и кварцитами.

Обломки андезитов состоят из мельчайших микролитов сдвойникованных плагиоклазов, размером не более 0,03 *мм*, ориентированных обычно беспорядочно. В некоторых случаях такие микролиты обнаруживают ориентировку в одном направлении. Вследствие небольших размеров обломков порфировые выделения в них встречаются сравнительно редко и, будучи представлены плагиоклазами состава олигоклаз — андезин, имеют идиоморфный габитус. Темноцветные минералы не обнаружены.

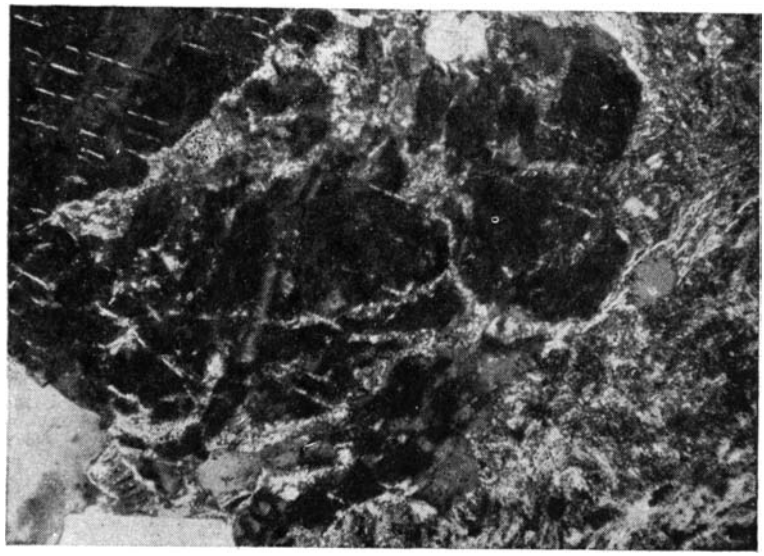
Обломки кварцевых порфиров состоят из основной массы и вкрапленников кварца и полевых шпатов. Основная масса образована непра-



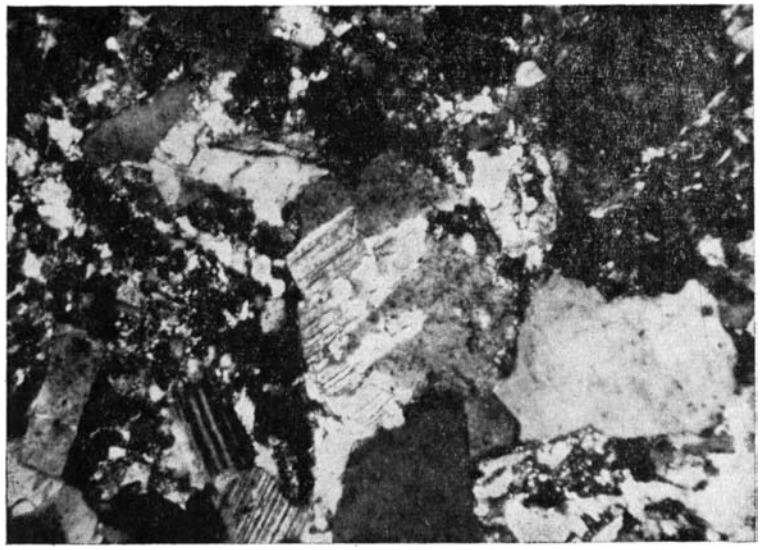
Фиг. 19. Песчаник среднезернистый. Сильная регенерация обломков кварца с образованием кварцитовидной текстуры; на отдельных участках видны первоначальные контуры зерен. В порах между регенерированными обломками присутствует участками каолинитовый цемент. Увел. 90, ник.+. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита



Фиг. 20. Песчаник крупнозернистый. Зерно полевого шпата покрыто крупными чешуйками новообразованного серицита. Увел. 100, ник.+. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита



Фиг. 21. Песчаник крупнозернистый, гравийный. Раздробленное и слабо разложенное зерно полевого шпата, по трещинам которого образовался серицитовый материал. Увел. 250, ник. +. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита



Фиг. 22. Песчаник крупнозернистый. Крупная табличка мусковита образована по обломку полевого шпата. Увел. 60, ник. +. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита

вильными субмикроскопическими слабо индивидуализированными выделениями, состоящими, по-видимому, из кварца и полевого шпата. Микролиты ориентированы беспорядочно.

Обломки диабазов в песчаниках встречаются довольно часто. Они характеризуются весьма высокой степенью разложения; лейсты плагиоклазов сильно изменены, замещены агрегатом глинистых частиц и соссюрита, основная масса лимонитизирована или хлоритизирована.

Обломки кремнисто-слюдистых сланцев состоят из резко преобладающего слюдистого материала и кварца. Слюда обычно представлена мусковитом. Сравнительно редко встречаются кремнисто-биотитовые и кремнисто-хлоритовые сланцы. Кварц присутствует в виде неправильных зернышек размером от 0,02 до 0,1 *мм*; в большинстве случаев они изометричны и лишь иногда удлинены и ориентированы в направлении сланцеватости.

Среди песчаников обломки перечисленных выше пород присутствуют примерно в равных соотношениях в самых различных районах Тувинского прогиба. Сдавленные между обломками другого состава (кварца, полевого шпата), они обычно сильно деформированы и часто по существу полностью утрачивают свои первичные очертания и начинают играть роль цементирующей массы.

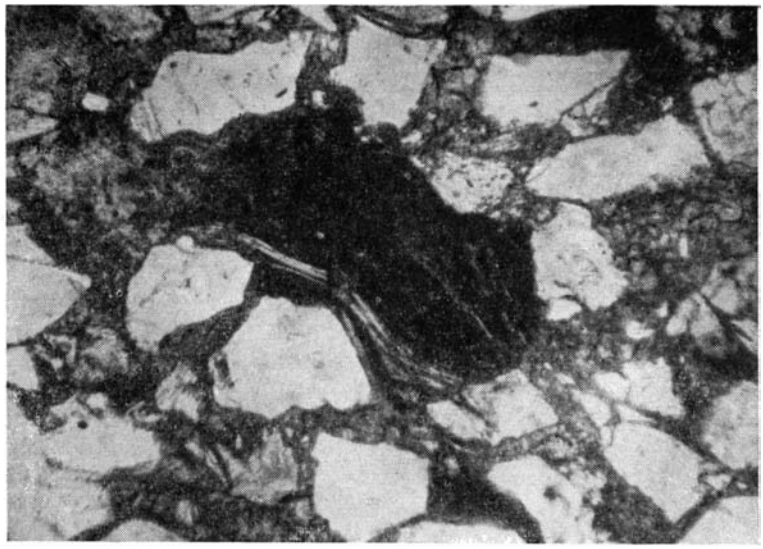
Обломки кварцитов встречаются реже, чем обломки эффузивов и сланцев. Они состоят из изометрических, реже удлиненных зернышек кварца лапчатой формы. Размер последних колеблется от 0,2 до 0,02 *мм*. В одном обломке, как правило, присутствуют зернышки близкой размерности. Иногда вместе с кварцем встречаются единичные мелкие иголочки зеленоватого хлорита и бесцветной слюды (серицита или мусковита). Иголочки слюд и хлорита обычно отчетливо ориентированы в одном направлении.

Из числа компонентов, распространенных в песчаниках значительно меньше, можно назвать биотит, мусковит, хлорит.

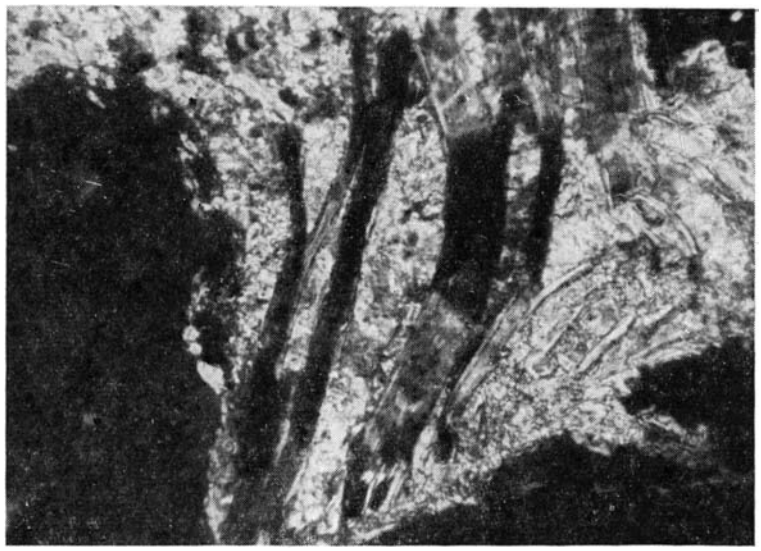
Биотит среди слюдистых минералов встречается наиболее часто. Свежие, слабо измененные чешуйки биотита обладают интенсивной бурой окраской и отчетливым плеохроизмом в бурых тонах. Такие чешуйки встречаются довольно редко. В большинстве случаев биотит отличается высокой степенью эпигенетических изменений. Последние обычно заключаются в сильной гидратации и переходе в бесцветную или слегка буровагую гидрослюду с низким двупреломлением (серая интерференционная окраска). Часто встречаются чешуйки частично хлоритизированного биотита. Иногда фиксируются пакеты, состоящие из параллельных волокон биотита и хлорита. В отдельных случаях между этими волокнами располагаются веретеновидные выделения кварца. Широко распространено явление неравномерного разложения одного и того же зерна биотита. Если часть зерна зажата между другими обломками, она изменяется очень слабо и почти полностью сохраняет свои оптические свойства. В то же время другая часть, располагающаяся в порах между обломочными зернами, образует сноповидно расходящийся агрегат мелких волокон гидрослюды и хлорита.

Окислы железа, освобождающиеся при разложении биотита, фиксируются в виде выделений лимонита в пределах самой таблички и по ее периферии. Наблюдались случаи образования по биотиту аутигенных выделений пирита, лейкоксена и анатаза.

В песчаниках с карбонатным цементом листочки биотита часто замещены высокожелезистым карбонатным материалом, обладающим микрозернистой или пелитоморфной структурой. При этом образуются неправильной формы бурые сгустки. Их размер, как правило, значительно больше размера исходного зерна, некоторые из них обладают полосчатым строением (следы трещин спайности чешуйки) и содержат волокна биотита, не замещенные карбонатом (фиг. 23). Довольно часто в результате



Фиг. 23. Песчаник мелкозернистый с пелитоморфным карбонатным цементом. Виден замещенный железисто-карбонатным материалом листочек биотита с характерным увеличением объема последнего и заполнением окружающих пор. Внутри железистого карбоната реликтовые чешуйки биотита сохранили свой состав. Увел.160,ник.+. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита



Фиг. 24. Песчаник среднезернистый с микрозернистым карбонатным цементом. Отчетливо видны коррозия карбонатным материалом обломков и расщепление таблички биотита по трещинам спайности. Увел. 160, ник.+. Элегестское месторождение. Улугхемская свита

внедрения карбонатного материала биотит расщепляется по спайности на отдельные чешуйки (фиг. 24).

Мусковит встречается довольно редко. Он присутствует в виде удлиненных листочков с высокой интерференционной окраской и отчетливыми следами спайности. Для мусковита, так же как и для биотита, характерно широкое распространение явлений вторичного преобразования — переход в гидрослюду и далее в каолинит. При гидратации листочки мусковита разбухают и на их концах образуются вееровидно расходящиеся агрегаты волокон гидрослюды с очень низким двупреломлением (серая или белая интерференционная окраска, фиг. 25). Между волокнами присутствуют мелкие выделения каолинита и кварца.

Хлорит по сравнению с биотитом и мусковитом встречается еще более редко. Он обладает зеленой, в редких случаях желтовато-зеленой окраской и слабо плеохроирует в различных оттенках зеленого цвета. Двупреломление хлорита очень низкое — цвета интерференции серые, темно-серые. Иногда встречаются таблички с аномальной фиолетово-синей интерференционной окраской, принадлежащие, возможно, пеннину. В хлорите довольно часто присутствуют неправильные аутигенные выделения лимонита и в отдельных случаях также лейкоксена и анатаза в виде мелких кристалликов размером до 0,015 *мм*.

По происхождению многие таблички хлорита представляют, по-видимому, продукт разложения биотита. Об этом свидетельствуют присутствующие в них волокна и чешуйки бурой или буровато-зеленой слюды со сравнительно высоким двупреломлением (желтая или оранжевая интерференционная окраска). Это — реликтовые остатки биотита, слагавшего первоначально все зерно. По-видимому, присутствует также и аллотигенный хлорит.

Акцессорные минералы в песчаниках представлены бесцветными гранатами, апатитом, рутилом, эпидотом, цирконом и турмалином. Среди них наиболее часто присутствуют первые четыре минерала, а циркон и турмалин встречаются значительно реже.

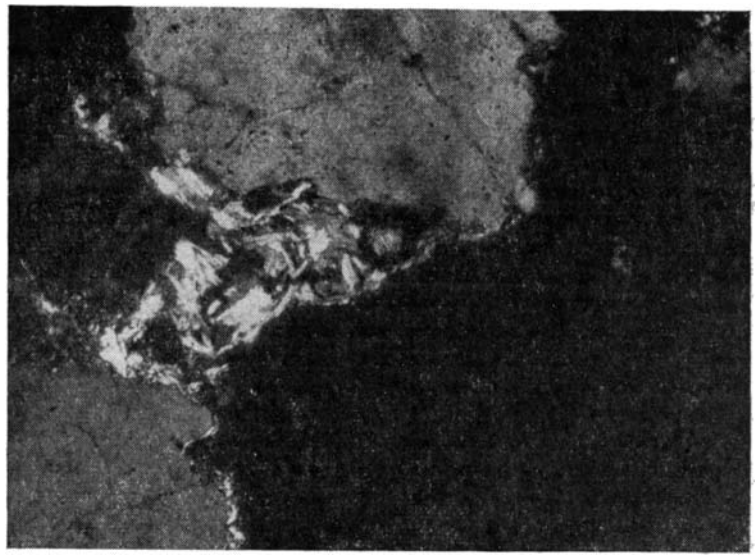
Вещественный состав цемента в песчаниках довольно однообразен. Наиболее широко представлен каолинитовый цемент, менее развит карбонатный. Большую роль в цементации пород играют явления регенерации обломков кварца, тесного спаивания их друг с другом, а также с зернами другого состава и образование локальных кварцитовидных структур. Большое значение имеют также процессы взаимного приспособления формы зерен с растворением в зоне их соприкосновения.

Каолинитовый цемент. Содержание каолинитового материала в породах незначительно. Он выполняет мелкие поры между сближенными и соприкасающимися зернами, представляя поровый тип цементации.

Каолинит обладает обычно тонкоагрегатным строением и состоит из мельчайших беспорядочно ориентированных чешуек размером в несколько микронов. Иногда присутствуют и более крупные (до 0,05—0,10 *мм*) вермикулитоподобные агрегаты. Показатели преломления каолинита: $Ng = 1{,}566 \pm 1$; $Np = 1{,}560 \pm 1$; $Ng - Np = 0{,}006$. Иногда каолинитовый материал выполняет лишь центральные части пор, в то время как по их периферии, на границе с обломочными зернами, присутствует тончайшая пленочка бледно-зеленого хлорита, обладающая отчетливым крустификационным строением.

Можно наблюдать преобразование каолинитового материала в серицит. Этот процесс установлен в песчаниках самой нижней части разреза Меджигейского месторождения. Он выражается в появлении среди каолинита мельчайших чешуек серицита, сохраняющих внешний облик каолинита. Особенно часто этот процесс развивается в наиболее мелких порах и в заливообразных участках крупных пор (фиг. 26). В самых крупных порах тончайшая пленочка серицита крустификационного строения

Фиг. 25. Песчаник мелкозернистый. Расщепление листочка мусковита в результате избирательной гидратации; участок, выполняющий пору, превращен в агрегат волокон гидрослюды, а часть, зажатая между обломками, сохранила свое строение. Увел. 100, ник. +. Чаданское месторождение. Улугхемская свита



Фиг. 26. Песчаник крупнозернистый. Видны чешуйки серицита, образованного по каолиниту; они выполняют мелкую пору и развиваются по границе обломочных зерен. Увел. 250, ник. +. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита

формируется на границе с обломочными зернами, обычно несколько корродируя их поверхность. Ее внутренний контур, обращенный в сторону каолинитового материала, обнаруживает своеобразную зубчатую структуру.

Карбонатный цемент. Карбонатный материал в породе присутствует в виде изолированных выделений, либо образует сплошную массу между обломочными зернами. В первом случае он встречается вместе с каолинитовым цементом. Карбонатное вещество в цементе песчаников представлено пелитоморфной и кристаллической разновидностями.

Пелитоморфный карбонат (фиг. 27) имеет серую или буровато-серую окраску, пелитоморфную структуру, обладает высоким, хотя и довольно неоднородным рельефом. Изучение его тонкого порошка позволяет обнаружить присутствие в нем минералов с показателями преломления No от 1,658 до 1,718. В сравнительно редких случаях можно констатировать карбонаты с показателями преломления No до 1,756. Эти данные позволяют считать, что пелитоморфная разновидность карбонатного материала представляет тонкоагрегатную смесь карбонатов различного состава: кальцита, анкерита, брейнерита и в отдельных случаях также сидерита.

Кристаллическая разновидность карбонатного цемента состоит из прозрачных бесцветных монокристаллов неправильной формы с отчетливыми трещинами спайности и структурами двойникования (фиг. 28, 29). Размер кристаллов колеблется от 0,08 до 0,45 *мм*. Иногда в породе присутствуют крупные монокристаллические выделения карбоната (до 1,5—2,0 *см*), заключающие несколько обломочных зерен.

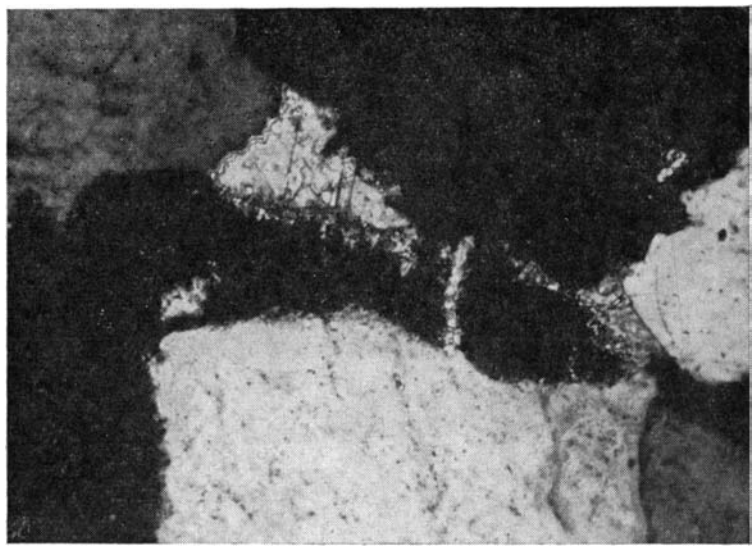
Минералогический состав кристаллического карбоната более однороден. При изучении в иммерсии обнаружено присутствие минералов с показателями преломления No от 1,654 до 1,680, очень редко встречались зерна с No до 1,702—1,708. Эти данные показывают, что кристаллический карбонатный материал состоит из кальцита, по-видимому, с небольшой примесью манганокальцита. Наличие минералов с No до 1,702—1,708 свидетельствует о присутствии в небольшом количестве карбонатов типа анкерита или брейнерита.

В цементе песчаников чаще всего присутствуют оба типа карбонатного материала одновременно. В этих случаях можно установить все стадии постепенного перехода от песчаников с резким преобладанием в цементе пелитоморфного карбоната к песчаникам с преобладанием кристаллического. Лишь сравнительно редко карбонатный цемент имеет однородное пелитоморфное или кристаллическое строение.

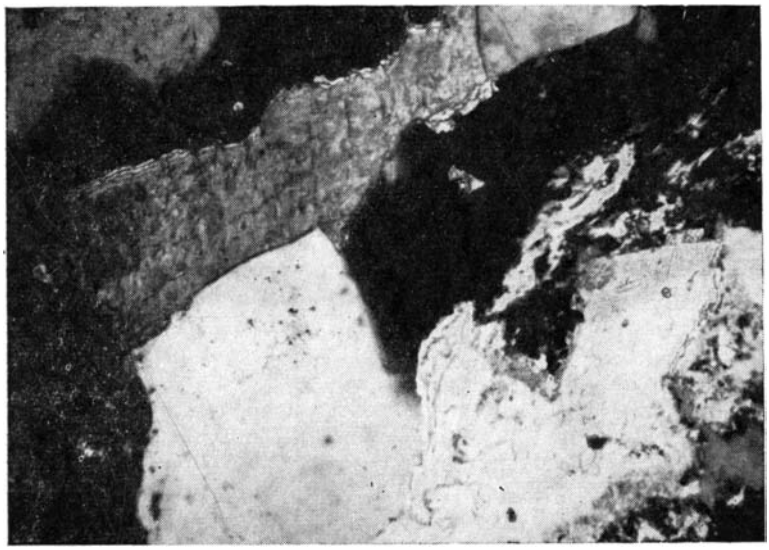
Характерна резкая коррозия и замещение карбонатным материалом каолинитового цемента и большинства обломочных зерен; последние в результате этого приобретают сильно изрезанные контуры, а некоторые полностью замещаются карбонатом (фиг. 27—29). Довольно часто при тесном срастании двух обломков в результате регенерации коррозионное замещение карбонатным материалом развивается по самим обломочным зернам, не затрагивая границы их срастания. Подобные явления указывают, что развитию коррозии предшествовало полное сращивание двух обломочных зерен и превращение их в единое целое. Можно предполагать, что формирование карбонатного материала в породе было связано с циркуляцией подземных вод, содержащих в растворенном виде бикарбонат кальция; при определенных условиях происходило выпадение карбоната кальция в виде твердой фазы.

Песчаники с карбонатным цементом образуют в разрезе угленосной толщи линзовидные тела мощностью 0,5—1,5 *м*, протягивающиеся на расстоянии от 5—20 до 50—70 *м*. Такие тела приурочиваются к основаниям мощных песчаных толщ и располагаются непосредственно выше границы раздела с более тонкозернистыми породами или углями; иногда граница раздела совпадает с границами размывов. Часто такие зоны приурочены к горизонтам песчаников небольшой мощности, заключенным

Фиг. 27. Песчаник крупнозернистый с пелитоморфным карбонатным и участками каолинитовым цементом. Отчетливо видно коррозийное замещение карбонатным материалом обломочных зерен и особенно каолинитового материала. Увел. 160, ник. +. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита



Фиг. 28. Песчаник крупнозернистый. Участок халцедонового цемента; виден переход халцедона в кварц в зоне контакта с обломками кварца и образование мелких выделений кварца среди халцедона. Халцедоновый цемент и некоторые обломки корродируются кристаллическим кальцитом. Увел. 160, ник. +. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита



Фиг. 29. Песчаник среднезернистый. Видна резкая коррозия обломочных зерен выделениями кристаллического карбоната; тесное срастание двух зерен кварца указывает на внедрение карбоната после литификации породы. Увел. 160, ник.+. Каахемское месторождение. Улугхемская свита.

между песчано-алевролитовыми породами. В первом случае песчаники крупнозернистые и максимальное содержание карбонатного материала приурочено к основанию зоны карбонатизации, во втором — они имеют более тонкозернистый состав, а карбонатный материал довольно равномерно распределен в пределах всего слоя. Такие особенности положения зон карбонатизации в разрезе вполне закономерны, поскольку в обоих случаях эти участки были наиболее доступны для проникновения пластовых вод.

Аутигенные образования в цементе представлены титансодержащими минералами, лимонитом, апатитом, пиритом; единично встречен новообразованный микроклин.

Титанистые минералы в песчаниках присутствуют в виде лейкоксена и анатаза. Лейкоксен образует бесформенные изометрические выделения размером до 0,25 *мм*, непрозрачные в проходящем свете. В отраженном свете они отчетливо выделяются своей грязновато-белой окраской; при скрещенных николях и большом увеличении они почти всегда обнаруживают ясную точечную поляризацию, свидетельствующую о явлениях перекристаллизации лейкоксена и переходе его в кристаллическую модификацию двуокиси титана. В краевых зонах выделений лейкоксена поляризация света вполне отчетлива; иногда здесь можно выделить очень мелкие таблички кристалликов анатаза. Наблюдались случаи образования по лейкоксену значительных количеств кристаллов анатаза.

Анатаз присутствует в виде мелких (0,03 *мм*) таблитчатых кристаллов, призмочек или их неправильных агрегатов (фиг. 30). В последнем случае агрегаты отчетливо распадаются на разновременно гаснущие мелкие кристаллики. Кристаллики анатаза окрашены в буровато- или бронзовато-желтый цвет, имеют высокую интерференционную окраску с преобладанием перламутровых оттенков. При развитии на их поверхности лейкоксена интерференционная окраска всегда кажется мутноватой.

В песчаниках с кристаллическим карбонатным цементом наряду с отдельными мелкими кристалликами и их неправильными скоплениями

встречаются жеоды, состоящие из кристаллов анатаза (фиг. 31). Внешние периферические зоны в жеодах в некоторых случаях сложены лейкоксеном. В одной из жеод в ее внутренней зоне, сложенной табличками анатаза, было обнаружено тончайшее нитевидное образование рутила.

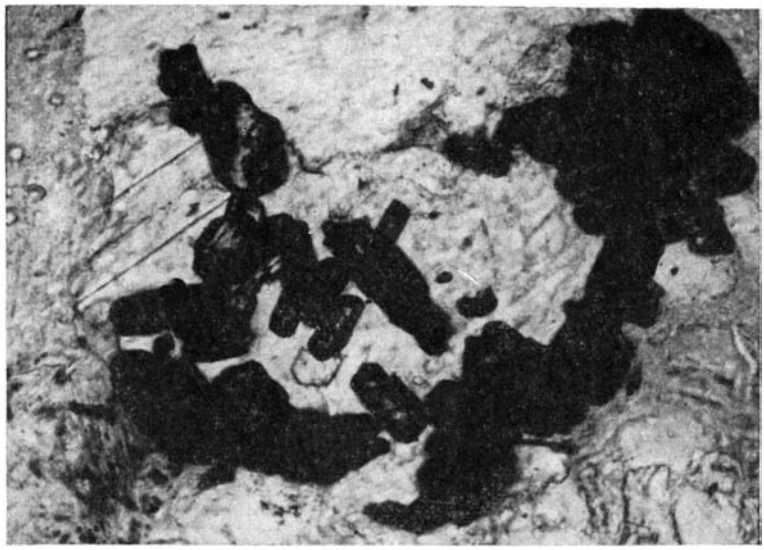
Н. В. Ренгартен (1956) приводит данные о существовании в песчаниках карагандинской продуктивной свиты Карагандинского бассейна тесной связи аутигенных титансодержащих минералов (лейкоксена, брукита, анатаза) с гелефицированными растительными остатками. На основании этого автор делает вывод, что указанные минералы образовались за счет титана, содержавшегося в растительных остатках, в результате разложения последних в начальные этапы диагенеза породы. В просмотренных нами шлифах песчаников, несмотря на широкое распространение аутигенных выделений лейкоксена и анатаза, образования этих минералов по растительным остаткам нигде не наблюдались. Следует отметить, что растительный материал в песчаниках вообще встречается сравнительно редко, поэтому предположение об образовании титансодержащих минералов за счет титана, заключенного в растительных остатках самой породы, в данном случае нам кажется мало обоснованным.

Установленные Н. В. Ренгартен для пород карагандинской свиты парагенетические ассоциации минералов окиси титана с каолинитом и кальцитом наблюдаются также и в песчаниках юрской угленосной толщи Тувинского прогиба. Интересно отметить, что в песчаниках с кристаллическим карбонатным цементом, представленным кальцитом, выделения титансодержащих аутигенных минералов встречаются гораздо чаще, чем в породах с каолинитовым цементом.

Не исключена возможность, что появление аутигенных минералов двуокиси титана в породах связано с процессом разложения биотита. Как известно, титан может частично замещать кремний в тетраэдрических слоях кристаллической решетки слюд. Естественно, что при разложении последней титан будет освобождаться наравне с другими элементами. Образование мельчайших выделений лейкоксена и анатаза по чешуйкам разлагающегося биотита отмечалось выше. Присутствие их установлено и в чешуйках хлорита, сформировавшихся за счет биотита, что подтверждает правильность высказанного предположения. В этом случае образование относительно крупных скоплений минералов двуокиси титана может быть вызвано явлениями миграции титана, возможно, весьма незначительной, из чешуек разлагающегося биотита и концентрации его в определенных участках пород. Частая ассоциация новообразований с кальцитом свидетельствует о том, что такой миграции благоприятствовали в значительной степени те же условия, что и перемещению в виде растворов карбоната кальция. Тот факт, что в мелких жеодах титановые минералы выполняют их периферические участки, а кальцит располагается в центре, служит несомненным указанием на более раннее образование первых, что может быть связано с низкой миграционной способностью TiO_2 по отношению к карбонату кальция.

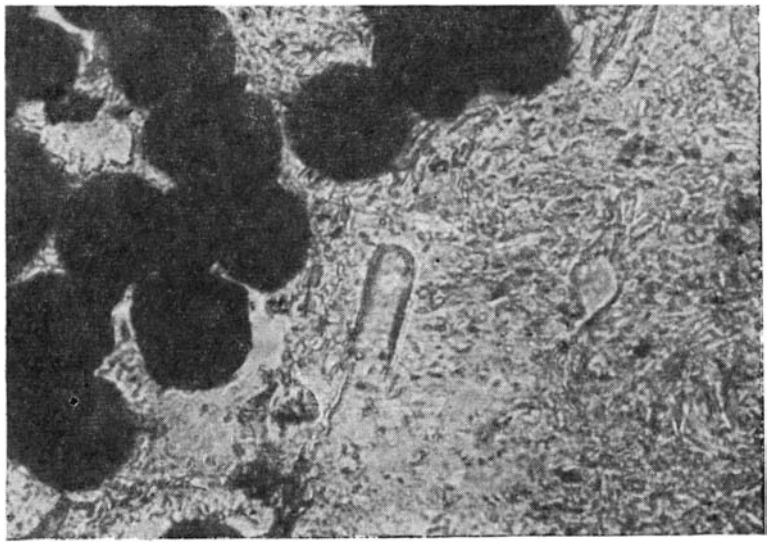
Аутигенный лимонит образует в цементе выделения неправильной формы (размером 0,5 *мм* и менее) или тонкие пленочки, обволакивающие зерна другого состава. Новообразования лимонита констатируются главным образом в верхних частях разреза (нижнекызыльская свита); в более низких горизонтах они отсутствуют.

Новообразования пирита характерны для нижних частей разреза (улугхемская и нижняя часть нижнекызыльской свиты). Пирит образует выделения в каолинитовом и карбонатном цементе, которые в большинстве случаев имеют форму довольно правильных кубиков или обнаруживают округлые очертания (фиг. 32). Очень тонкий пиритовый материал развивается по обрывкам фюзенизированных и гелефицированных тканей; часты выделения пирита в пределах чешуек биотита и хлорита.



Фиг. 30. Песчаник среднезернистый. Включения кристаллов аутигенного анатаза в монокристаллическом выделении кальцита. Увел. 300, ник. ||. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита

Фиг. 31. Песчаник крупнозернистый. Жеода лейкоксена; в ее внутренней части по боковым стенкам развиваются кристаллики анатаза, а центральная часть выполнена кальцитом. Увел. 200, ник.+. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита



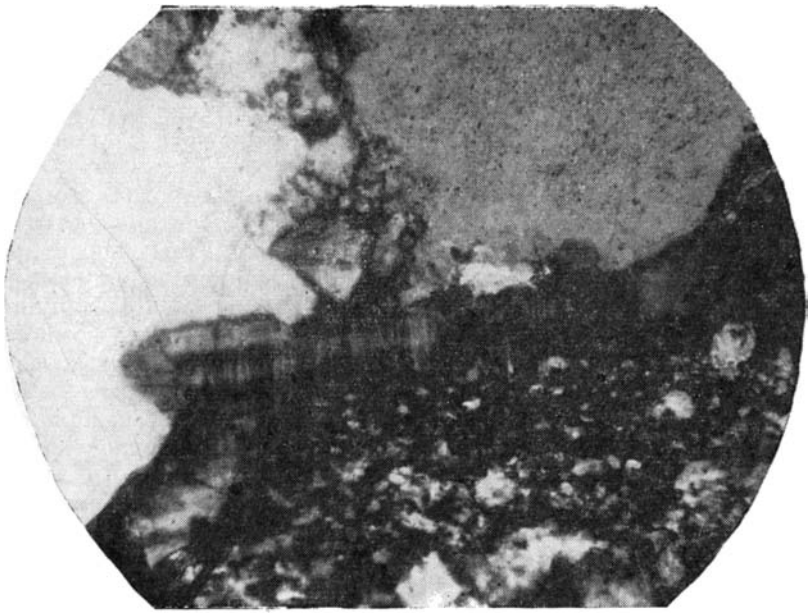
Фиг. 32. Песчаник крупнозернистый. Выделения аутигенного пирита в цементе смешанного состава. Увел. 300, ник. ||. Элегестское месторождение. Нижнекызыльская свита

Новообразованный микроклин встречен всего лишь один раз в крупнозернистом песчанике (фиг. 33, 34). Он выполняет пространство между зернами кварца и кварцевого порфира и имеет удлиненный габитус. Микроклин обладает отчетливой полисинтетической структурой двойникования. Характерна его высокая степень сохранности; он не содержит никаких продуктов выветривания и идеально прозрачен. В то же время обломочные зерна этого минерала всегда в той или иной степени пелитизированы и мутноваты.

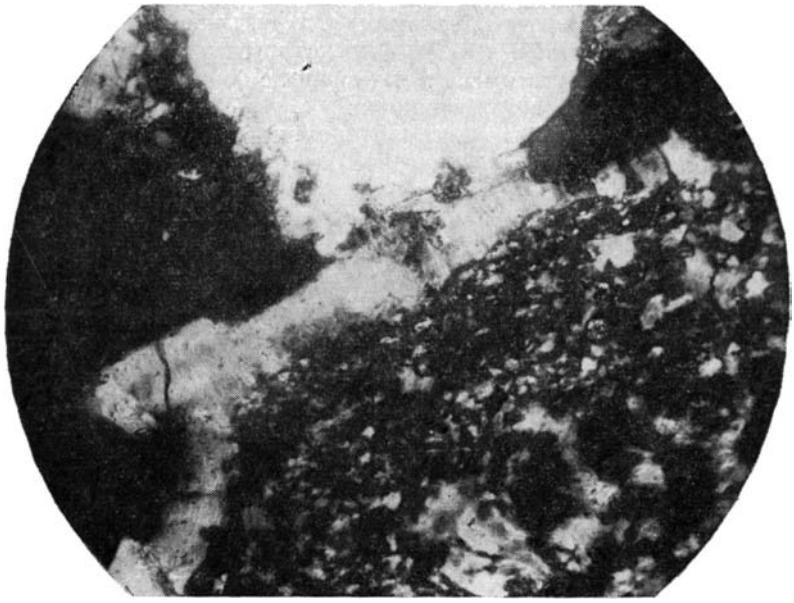
Л. В. Пустовалов (1956) неоднократно отмечает случаи нахождения аутигенных полевых шпатов в песчаных породах, причем особенно подчеркивает морской генезис последних. Морская обстановка, по его мнению, является необходимой предпосылкой образования аутигенных полевых шпатов. Описанный случай указывает на возможность новообразования калиевого полевого шпата в породах несомненно континентального происхождения.

Прежде чем перейти к описанию других типов пород, входящих в состав угленосной толщи Тувинского межгорного прогиба, остановимся на некоторых особенностях вещественного состава и вторичных изменений песчаников. Рассматривая диаграмму (фиг. 18), можно наметить отчетливую дифференциацию между гравелитами и песчаниками. Преобладающими компонентами являются обломки пород (до 50%) и полевых шпатов. В соответствии с этим гравелиты располагаются в области граувакк на границе полевошпатовых граувакк и собственно граувакк. Средне- и крупнозернистые песчаники находятся на границе полей полевошпатовых граувакк и смешанных аркозов и в значительной части также в пределах последнего. Наиболее грубозернистые разности пород, конгломераты, состоящие по существу из одних обломков пород, располагаются в вершине треугольника, соответствующей 100%-ному содержанию обломков пород.

Таким образом, наблюдается отчетливая эволюция вещественного состава обломочных пород с изменением размерности слагающего их материала. Большой интерес представили бы такие данные для мелкозер-



Фиг. 33. Песчаник крупнозернистый. Выделения новообразованного микроклина в поре между обломками. Увел. 200, ник. +. Инитальское месторождение. Улугхемская свита



Фиг. 34. То же, но при другом повороте столика микроскопа. Отчетливо видно приспособление микроклина к форме порового пространства. Увел. 200, пик. +. Инитальское месторождение. Улугхемская свита.

нистых песчаников и алевролитов. Однако сделать подсчеты в шлифах этих пород практически невозможно. Наиболее вероятно, что в породах этой размерности происходит дальнейшее обогащение компонентами, устойчивыми в отношении выветривания (химического и физического), в первую очередь кварцем, полевыми шпатами за счет обломков пород. В соответствии с этим линия эволюции вещественного состава продолжила бы уже намеченную.

Вторичные преобразования в песчано-гравийных породах, помимо уже отмеченных при описании песчаников явлений, характеризуются широким развитием процессов растворения одних обломочных зерен другими в зоне их непосредственного контакта и нарушением первичной формы зерен за счет изгибания и растрескивания. Механическая деформация обломочных зерен характерна не только для таких «мягких» компонентов, как слюдистые минералы или обломки кремнисто-слюдистых сланцев, но также и для полевых шпатов, кварца и различных пород — диабазов, средних и кислых эффузивов. Такие изогнутые и растрескавшиеся обломочные зерна довольно часто фиксируются в породах, приуроченных главным образом к нижним частям разреза.

Явления взаимного внедрения одних зерен в другие с растворением материала одного из них наблюдались на контакте обломков самого различного состава: зерен кварца и полевых шпатов, кварца и обломков пород, а также полевого шпата и обломков пород. При сопряжении зерен кварца и полевого шпата растворению в одних случаях подвергается полевошпатовый материал, в других — кварцевый. При непосредственном соприкосновении этих же минералов и обломков диабазов, андезитов, кварцевых порфиров интенсивно растворяется материал последних, в то время как зерна кварца и полевого шпата более устойчивы и сохраняют без существенных изменений свою первичную форму. В итоге этих процессов возникают весьма своеобразные структурные взаимоотношения между обломочными зернами; они соприкасаются друг с другом по неправильным волнисто изогнутым границам. Иногда на контакте образуются мельчайшие шиповидные выросты, по которым материал одного зерна проникает в пределы другого. Часто на границе обоих зерен присутствует тонкая пленочка серицитового материала.

Аналогичные структурные взаимоотношения обломочных зерен были установлены А. В. Копелиовичем (1958) в протерозойских отложениях Русской платформы и А. Г. Коссовской (1962) в мезозойских терригенных породах Верхоянского краевого прогиба. Возникновение структур такого рода в осадочных породах, по мнению А. В. Копелиовича, обусловлено высоким односторонним давлением лежащих выше пород. При их формировании происходит перераспределение значительных количеств алюмосиликатного материала.

О других процессах вторичного преобразования обломочного материала пород, таких как регенерация зерен кварца, частичное замещение обломков полевых шпатов слюдой типа серицита или мусковита, аутигенное минералообразование, приводящее к образованию выделений пирита, лимонита, минералов двуокиси титана, формирование карбонатного цемента, уже говорилось достаточно полно при описании песчаников, и они не требуют дополнительного рассмотрения.

На основе всего сказанного можно считать, что песчано-гравийные породы угленосной толщи в пределах Тувинского прогиба после своего захоронения подвергались довольно значительным вторичным изменениям. Некоторые из них были связаны со значительными нагрузками лежащих выше толщ и в какой-то мере, возможно, с тектоническими подвижками глыбового характера. Причины, обусловливающие появление изменений другого рода, пока не выяснены полностью. В то же время следует отметить, что все описанные преобразования юрских песчано-гравийных пород

Тувы не настолько велики, чтобы полностью изменить характер их первичного вещественного состава.

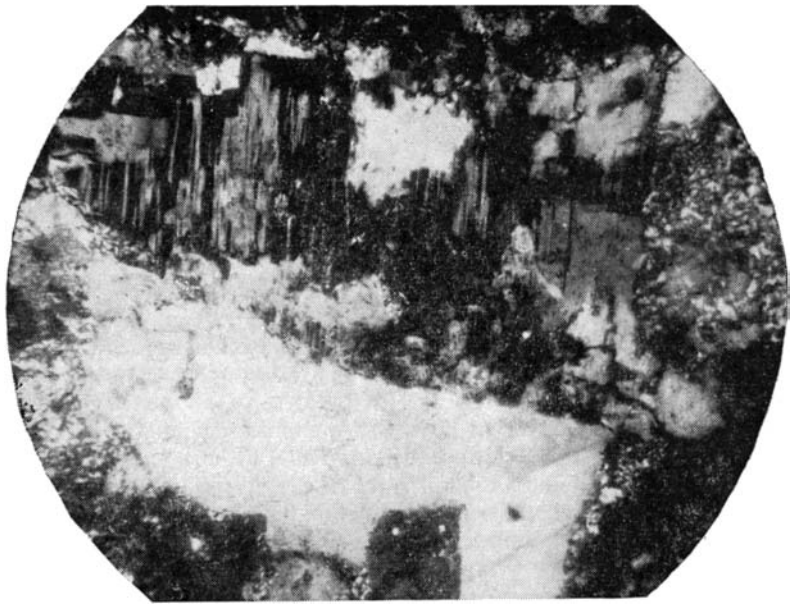
Однако в двух районах Тувинского межгорного прогиба — месторождения Чаданское и Красная Горка — установлены проявления еще более глубоких изменений песчано-гравийных пород, не идущих ни в какое сравнение с только что отмеченными. Наиболее полно они изучены в районе Чаданского месторождения.

Здесь верхняя часть толщи, мощностью 100—110 *м*, сложена почти исключительно алевритово-глинистыми породами с маломощными прослоями известняков и мелкозернистых песчаников. В последних обломочные компоненты слабо затронуты процессами вторичного преобразования: обломки полевых шпатов характеризуются высокой сохранностью, а зерна кварца лишь слабо регенерированы. Цемент пород представлен тонкодисперсной гидрослюдисто-каолинитовой массой. Содержание цемента очень высокое, и, возможно, именно поэтому слабо развиты структуры взаимного растворения одних обломков другими. По характеру вторичных изменений мелкозернистые песчаники в этой части разреза близки к аналогичным породам в других районах Тувинского прогиба. Некоторые отличия установлены в нижних горизонтах этой части, где широко развита каолинизация обломков полевых шпатов и установлено образование каолинита в микротрещинах, пересекающих породы.

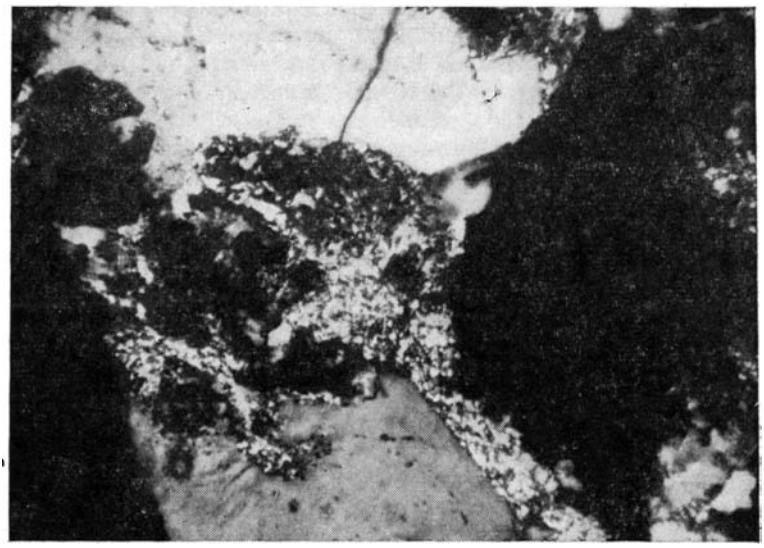
В более низких частях толщи этого района изменения обломочного материала песчано-гравийных пород проявляются гораздо интенсивнее. Здесь можно выделить две зоны, в каждой из которых эти изменения существенно различны.

Верхняя зона мощностью 20—25 *м* характеризуется интенсивной серицитизацией обломков полевых шпатов и эффузивов. В результате этого бóльшая часть этих компонентов, а в нижней части зоны все они замещены чешуйчатым агрегатом серицита, иногда также и выделениями кварца (фиг. 35, 36). Некоторые из таких выделений вполне соизмеримы с обломочными зернами. Для обломочных зерен кварца характерна интенсивная регенерация, в результате чего они приобретают причудливую остроугольную форму. Нередко в пределах таких новообразованных участков наблюдаются включения каолинита. Встречаются зерна кварца, замещенные вторично халцедоном. Каолинитовый материал цемента, так же как и выделения каолинита по полевым шпатам, переходит в тонкодисперсный серицит (фиг. 37), а в некоторых порах между обломочными зернами наблюдается появление халцедона. Отчетливо проявляется перекристаллизация лейкоксена и переход его в анатаз. В большом количестве в породах присутствуют выделения ромбоэдрических кристалликов железистых карбонатов, типа пистомезита и сидероплезита. Карбонатный материал тонкоагрегатного или мелкокристаллического строения, состоящий из этих минералов, развивается по микротрещинам, пересекающим породу.

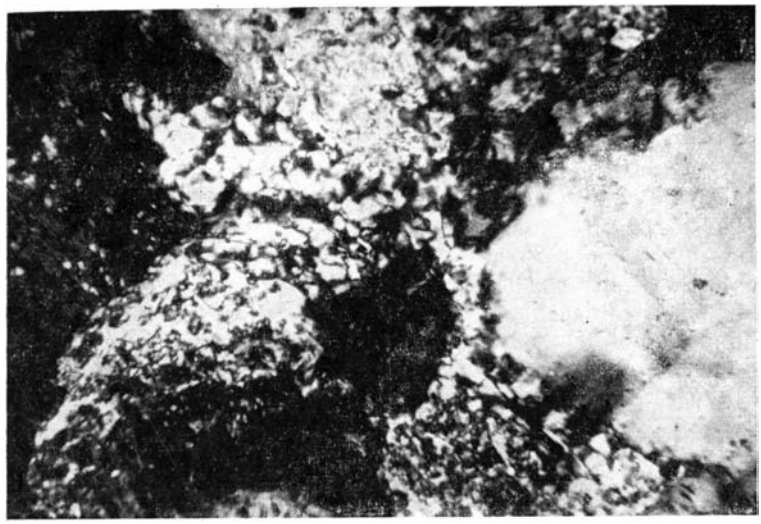
Нижняя зона мощностью 30—35 *м* отличается еще более глубокими изменениями пород. Здесь обломки полевых шпатов, эффузивов и метаморфических пород и материал цемента полностью замещены кварцем. В результате этого образовалась практически мономинеральная кварцевая порода, состоящая из крупных (0,5—1,0 *мм*) резко неправильной формы выделений кварца, заключенных среди мелкоагрегатных его зернышек, размером от нескольких микрон до 0,05—0,10 *мм*. В верхних горизонтах зоны иногда встречаются мелкие чешуйки серицита и хлорита. Среди кварцевого материала присутствуют в большом количестве прекрасно оформленные кристаллики анатаза, пирита, неправильной формы выделения лимонита и гематита. В некоторых замещенных кварцем зернах полевых шпатов сохраняются продукты первоначального разложения последних — чешуйки глинистых минералов и серицита. Обломки пол-



Фиг. 35. Песчаник крупнозернистый, олигомиктовый. Разложенное зерно микроклина с образованием в нем крупных выделений кварца; видно проникновение кварца из цемента по периферии микроклина. Увел. 200, ник. +. Чаданское месторождение. Улугхемская свита



Фиг. 36. Песчаник среднезернистый, олигомиктовый. В цементе сильно разложенное зерно полевого шпата, частично замещенное агрегатом кварцево-гирослюдистого материала; видна пора, выполненная серицитовым цементом. Увел. 160, ник.+. Чаданское месторождение. Улугхемская свита



Фиг. 37. Песчаник среднезернистый. Виден переход чешуек каолинита в серицит с сохранением структуры первоначального каолинитового цемента. Увел. 116, ник. +. Чаданское месторождение. Улугхемская свита

ностью окварцованных эффузивных пород обычно сохраняют элементы первоначальной структуры. Она проявляется в форме и ориентировке вторичных зернышек кварца, образованных по полевым шпатам и нередко содержащих продукты их разложения.

Макроскопически породы обеих зон отличаются высокой массивностью, часто содержат мелкие пятна лимонита; по своему внешнему виду они напоминают кварциты. В пределах нижней зоны широко распространены трещины, выполненные лимонитом, железистыми карбонатами — сидеритом, пистомезитом, анкеритом.

Очень близкие изменения установлены в разрезе одной из скважин месторождения Красная Горка. Здесь процессы полного окварцевания всех обломочных компонентов породы и переход ее в кварцит осуществляются в самых низах толщи (ниже пласта Улуг). Мощность вскрытой скв. 2 части толщи с процессами окварцевания не превышает 5 *м*. Более высокие горизонты (мощностью в 115 *м*) характеризуются широким развитием процессов серицитизации полевошпатового материала и некоторых обломков пород и довольно энергичной регенерацией зерен кварца. Тонкочешуйчатый серицит развивается также и по каолинитовому цементу породы.

Таким образом, в районе месторождения Красная Горка мы видим по существу те же две зоны, что и в отложениях угленосной толщи Чаданского месторождения. При этом мощность верхней зоны значительно выше, чем на Чаданском месторождении. Данные о мощности нижней зоны в нашем распоряжении отсутствуют. К сожалению, отсутствуют также указания о характере вторичных изменений песчано-гравийных пород в более высоких горизонтах разреза угленосной толщи этого района.

Подобные преобразования вещественного состава пород в обоих районах Тувинского прогиба не могут быть объяснены с позиций обычного регионального метаморфизма. По своему характеру эти изменения близки к тем, которые сопровождают формирование так называемых вторичных кварцитов. Согласно представлениям Н. И. Наковника (1947), образование вторичных кварцитов осуществляется преимущественно за счет

изменения кислых и средних эффузивов и в меньшей степени за счет метаморфических и осадочных пород. Возникновение этих процессов связывается гидротермальным метасоматическим воздействием небольших, близких к поверхности внедрений кислой и средней магмы. Часто подобные процессы возникают в непосредственной близости к каналам, питавшим поверхностные излияния лав такого состава.

Для вторичных кварцитов установлен ряд минералогических фаций, последовательно сменяющих одна другую по мере удаления от магматического очага: фация монокварцитов, фация высокоглиноземистых минералов (корунда, андалузита, алунита), кварц-серицитовая фация и др. По своему характеру зона серицитизации и зона глубокого окварцевания, установленные в разрезах Чаданского месторождения и месторождения Красная Горка Тувинского прогиба, очень близки к серицитовой фации и фации монокварцитов, выделенных Н. И. Наковником для вторичных кварцитов. Подобная аналогия наводит на мысль о присутствии в районе Чаданского месторождения и на месторождении Красная Горка послеюрских внедрений кислых или средних изверженных пород, воздействием которых и обусловлены столь глубокие изменения пород угленосной толщи в этих районах.

Проявления послеюрской магматической деятельности в западной части Тувинского прогиба были установлены рядом исследователей. Так, Г. В. Пинус (1952) отмечает на западе Тувы несколько точек излияния базальтовых лав в кайнозойское время. В. И. Теодорович (1953) в районе г. Шагонар установил интересный случай послеюрской гидротермальной деятельности, проявившейся в гематитизации, кальцитизации и эпидотизации среднеюрских угленосных пород. По его мнению, эти проявления не могут быть связаны с известными мелкими интрузиями кайнозойских базальтов.

В районе Чаданского месторождения проявления послеюрского магматизма были отмечены А. Л. Лосевым (Отчет за 1953 г.), установившим по западной, северной и южной частям месторождения ряд тел ярко-красных и желтовато-красных порфиритов и порфиров. Их послеюрский возраст определяется им по наличию активного контакта с юрскими отложениями. Одно из тел в западной части месторождения прорвано дайкой диабазов.

В районе месторождения Красная Горка известно крупное интрузивное тело диабазов, прорывающее породы юры. Эта интрузия удалена от изученного нами разреза по скв. 2 на расстояние в 5 *км*. Известно, что основные породы оказывают довольно слабое воздействие на окружающие их толщи. Вследствие этого представляется сомнительным, чтобы столь сильные изменения, какие установлены здесь в породах юры, могли быть связаны непосредственно с воздействием этого интрузивного тела. Характер изменений пород заставляет предполагать присутствие в районе скв. 2 более кислых пород, чем диабазы.

Алевролиты

По сравнению с другими типами пород угленосной толщи алевролиты в различных частях разреза и различных частях территории Тувинского прогиба распространены неравномерно. Роль их постепенно возрастает в направлении с северо-востока и востока на запад и юго-запад. Так, в улугхемской свите на Каахемском месторождении они составляют около 2% разреза, на Эрбекском — около 5%, на Элегестском и Меджигейском — около 10—12%. В юго-западном направлении, в сторону Онкажинского и Актальского месторождений, содержание их еще больше увеличивается и достигает 15—17%. Более резко возрастает количество алевролитов на запад от центральной угленосной площади и уже на Инитальском левобе-

режном месторождении оно составляет 25—28%, а на Чаданском — около 60%.

В нижнекызыльской свите роль алевролитов оказывается еще более высокой. Так, на востоке центральной угленосной площади (Каахемское месторождение) в нижней части этой свиты на долю алевролитов приходится до 20% всех пород, а на юго-западе (Меджигейское месторождение) количество их достигает 30%. Западнее, на Инитальском месторождении их содержание увеличивается до 37%. В разрезе горы Бом, где представлена вся нижнекызыльская свита, содержание алевролитовых пород превышает 50%.

Согласно принятой классификации среди алевролитов выделяются два литологических типа — крупнозернистые и мелкозернистые. Крупнозернистые алевролиты имеют бóльшее развитие, чем мелкозернистые, хотя роль их снижается в верхних горизонтах толщи. Довольно часто встречаются углистые алевролиты, главным образом мелкозернистые, содержащие свыше 50% гелефицированного и фюзенизированного растительного материала. Некоторые разности пород содержат значительную примесь карбонатного вещества.

Алевролиты окрашены в серый или темно-серый цвет. Наиболее светлая окраска характерна для крупнозернистых разностей, близких к мелкозернистому песчанику. Мелкозернистые алевролиты окрашены в более темный цвет, что связано с повышенным содержанием в них тонкого растительного материала. Углистые разности пород окрашены в бурый и черный цвет.

Алевролиты обладают обычно отчетливой слоистостью. Наиболее развиты различные типы волнистой, полого-волнистой (сплошной и прерывистой), линзовидной и горизонтальной слоистости. Косая слоистость встречается довольно редко и представлена мелкой косой однонаправленной сходящейся, мелкой косой однонаправленной штриховатой, косо-волнистой и мелкой перекрестно-волнистой (мульдообразной). Неслоистые текстуры представлены текстурами взмучивания, протыкания, оползания. Они особенно характерны для алевритовых осадков озерно-болотных фаций; несколько реже они встречаются в отложениях бассейновых и пойменных фаций.

Вещественный состав алевролитов характеризуется широким развитием кварца, полевых шпатов и слюд. В отдельных случаях фиксируются обломки различных пород. Содержание слюд часто очень высокое (до 25—40%). Среди них резко преобладает биотит, в меньшем количестве присутствует мусковит, встречаются единичные чешуйки хлорита. Чешуйки слюд обладают хорошей сохранностью, высоким двупреломлением, а биотит обычно обнаруживает отчетливый плеохроизм в бурых тонах. Форма обломков кварца и полевых шпатов, как правило, резко угловатая. В крупнозернистых алевролитах встречаются угловато окатанные обломки. В алевролитах в том или ином количестве присутствует глинистое вещество, состоящее из тонко измельченной гидрослюды.

Степень сортированности материала пород различна в зависимости от их генезиса. Оценка сортированности материала производилась визуально при микроскопических исследованиях. Установлено, что в алевролитах, накапливавшихся в удаленных от побережья участках бассейна, материал довольно однороден, а содержание глинистого компонента невысокое. Алевролитовые породы фации заболоченных приустьевых и прибрежно-бассейновых равнин, застойных и зарастающих озерных водоемов, заболачивающихся прибрежно-бассейновых равнин, а также застойных, часто заболачивающихся водоемов поймы характеризуются очень низкой сортировкой обломочного материала. Здесь присутствуют обломки резко различной размерности, а содержание глинистого материала может достигать 40% и более.

Карбонатный материал, присутствующий в породе, образует тонкодисперсную массу, довольно неравномерно распределенную среди преобладающей алеврито-глинистой фракции. Иногда он образует неправильные стяжения размером до 0,25—0,50 *мм* в диаметре, или даже мелкие конкреции до 1—2 *мм* (табл. XXVIII, *6*). Изучение карбонатного материала в иммерсионных жидкостях и сплавах показало, что в его состав входит широкая гамма минералов, обладающих показателями преломления No 1,654—1,829 и Ne 1,477—1,596, соответствующих разнообразным разновидностям железистых карбонатов от кальцита до сидероплезита.

Присутствие карбонатного вещества характерно для различных генетических типов алевритовых осадков бассейновых, пойменных и озерно-болотных фаций. Мелкие конкреции железисто-карбонатного состава характерны для отложений полуизолированных прибрежно-мелководных частей бассейна, залегающих в кровле угольных пластов.

Алевролиты отличаются довольно высоким содержанием растительного материала. При макроскопическом изучении отчетливо фиксируются мелкие и крупные обрывки стеблей и листьев, обычно бесформенные, но в некоторых случаях достигающие высокой степени сохранности. В породах часто присутствует тонкий растительный детрит, образующий послойные скопления. В большом количестве встречается более тонкий и сильно измененный растительный материал. Как показало микроскопическое изучение, он представлен коричневато-бурыми непрозрачными или полупрозрачными гелефицированными обрывками тканей, утратившими первичную форму. Их размер колеблется от 0,05 до 0,50 *мм* и более. Присутствуют также фюзенизированные обрывки; некоторые из них сохранили отчетливое клеточное строение. Особенно высокое содержание растительного материала, как в форме крупных обрывков растений, так и в виде очень тонко измельченного материала, оказывается в отложениях застойных, часто заболачивающихся водоемов поймы (табл. XIV, *7*), озерно-болотных (табл. XV, *6*; табл. XVI, *1*; табл. XVII, *4*) и в отложениях фаций прибрежных полуизолированных частей бассейна (табл. XXVIII, *3*).

При микроскопическом изучении алевролиты, как правило, обнаруживают отчетливую микрослоистость. Она обусловлена ориентированным расположением растительных остатков, выделений карбонатного материала, аллотигенных слюд, наличием тончайших прослоев, в различной степени обогащенных глинистым и карбонатным или растительным материалом. Микрослоистость наиболее отчетливо выражена в пойменных алевролитах (табл. XII, *3*; табл. XIII, *5*), а также в некоторых алевролитах бассейнового генезиса (табл. XXXII, *6*). Для алевролитов озерно-болотных фаций очень характерны перепутанные микротекстуры, проявляющиеся благодаря беспорядочному расположению растительного материала (табл. XV, *6*; табл. XVII, *4*; табл. XVIII, *4*).

В углистых алевролитах, как уже отмечалось, содержание растительного материала превышает 50%. Здесь он почти полностью подавляет терригенную часть породы (табл. XX, *5*). Растительный материал имеет обычно хлопьевидное сгустковое строение в результате неравномерной гелефикации. В большом количестве присутствуют фюзенизированные обрывки, в том числе с отчетливым клеточным строением.

В разрезе угленосной толщи углистые алевролиты залегают в почве, в кровле или внутри угольных пластов. В двух первых случаях нередко можно установить наличие постепенного (быстрого или медленного) перехода от угля через углистый алевролит в алевролит. Сравнительно редко углистые алевролиты образуют прослои, не связанные непосредственно с угольным пластом. Они отражают конечную стадию жизни водоемов на пойме или на обширных заболачивающихся прибрежных пространствах.

ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Глинистые породы в разрезе угленосной толщи представлены сильно уплотненными разностями — аргиллитами. Среди других типов пород они распространены весьма ограниченно.

В центральной части прогиба — Улугхемском бассейне — они составляют в разрезе не более 2—3%, причем основная их масса приходится на верхнюю часть толщи — нижнекызыльскую свиту. В составе улугхемской свиты аргиллиты встречаются крайне редко и лишь только на Чадаанском месторождении они играют значительно бо́льшую роль, где на их долю приходится до 8—9% всего разреза.

В пределах угленосной толщи аргиллиты образуют прослои мощностью от 0,3 до 1—2, редко 4 *м*, прослеживаемые на площади от нескольких сотен метров до 2—3 *км*. Они наиболее характерны для отложений фации застойных, часто заболачивающихся водоемов поймы, полуизолированных прибрежно-мелководных частей бассейна, самых глубоководных частей бассейна, иногда для заболоченных приустьевых аллювиальных равнин.

Аргиллиты окрашены обычно в серый и темно-серый цвет; углистые разности обладают бурой или черной окраской. Различия в интенсивности окраски обусловлены, как и в других породах, неодинаковым содержанием растительного вещества. Аргиллиты, в которых присутствует значительная примесь карбонатного материала, окрашены в буровато-серый цвет и слабо вскипают от соляной кислоты.

Породы отличаются значительной плотностью, в воде не размокают, зачастую с трудом разбиваются молотком. В большинстве случаев они обладают отчетливо выраженной горизонтальной слоистостью (сплошной или прерывистой), подчеркнутой тем или иным количеством слюды, крупных и мелких растительных остатков, детрита. Особенно хорошо выражена слоистость в отложениях фации прибрежных полуизолированных частей бассейна. Здесь они содержат на плоскостях наслоения значительное количество растительного материала, в том числе часто остатки листьев хорошей сохранности. В аргиллитах фации наиболее глубоководных частей бассейна слоистость выражена крайне слабо и подчеркивается в основном послойными скоплениями слюды и в меньшей степени растительным детритом. Органические остатки, помимо растительного материала, представлены мелкими раковинами пелеципод. Последние наиболее часто присутствуют в отложениях наиболее глубоководных частей бассейна и характеризуются высокой сохранностью.

Изучение вещественного состава пород производилось несколькими методами: под микроскопом (в шлифах, иммерсионных жидкостях, на ориентированных препаратах), термографически, под электронным микроскопом. Изучение фракции менее 0,001 *мм* представило некоторые затруднения из-за значительной плотности породы, препятствовавшей дезагрегированию породы и выделению в достаточных количествах глинистого материала.

При микроскопическом изучении в шлифах обращает на себя внимание в первую очередь довольно слабая сортированность материала большей части аргиллитов, проявляющаяся в присутствии алевритовой примеси. Особенно заметна эта примесь в породах, накапливавшихся в пойменных условиях. Здесь наряду с преобладающей глинистой массой в большом количестве встречаются зернышки кварца, полевых шпатов, чешуйки гидрослюды, хлорита, размером до 0,05—0,10 *мм*. Для зерен кварца и полевых шпатов характерна резко угловатая форма.

В аргиллитах, накопление которых осуществлялось в бассейновых условиях, материал отсортирован значительно лучше и примесь алевролитового материала встречается редко, а в породах, отлагавшихся в глубоководных частях бассейнов, она почти полностью отсутствует. Вся порода по

существу сложена тонкодисперсной глинистой массой, поляризующей свет в желтых и оранжево-желтых тонах интерференционной окраски.

В шлифах обычно удается констатировать некоторую примесь тонкодисперсного растительного материала. Он представлен гелефицированными или фюзенизированными обрывками тканей, размером не более 0,05 *мм;* сравнительно редко встречаются более крупные обрывки растений. Гелефицированные растительные остатки обладают колломорфной структурой и образуют изометричные полупрозрачные выделения. Обрывки фюзенизированных тканей непрозрачны и резко выделяются среди заключающей их глинистой массы. Некоторые из них сохраняют реликты клеточного строения. Заметная примесь тонкодисперсного растительного материала особенно характерна для аргиллитов, накапливавшихся в пойменных условиях. В породах фаций глубоководных частей бассейна содержание растительного материала крайне незначительно, а в ряде случаев он практически отсутствует.

Особое место среди аргиллитов занимают углистые разности, в своем распространении обычно тесно связанные с пластами каменных углей. Их изучение под микроскопом вызывает наибольшие затруднения. В этих породах органический материал полностью подавляет глинисто-алевритовую часть породы. Он обладает неправильной хлопьевидной структурой, интенсивной бурой окраской, отдельные участки его совершенно непрозрачны. Большая часть растительного вещества подверглась, по-видимому, значительной гелефикации, что привело к полной утрате растительными фрагментами их первичных контуров. Довольно часто в породе присутствуют и фюзенизированные обрывки тканей со следами хорошо сохранившегося клеточного строения.

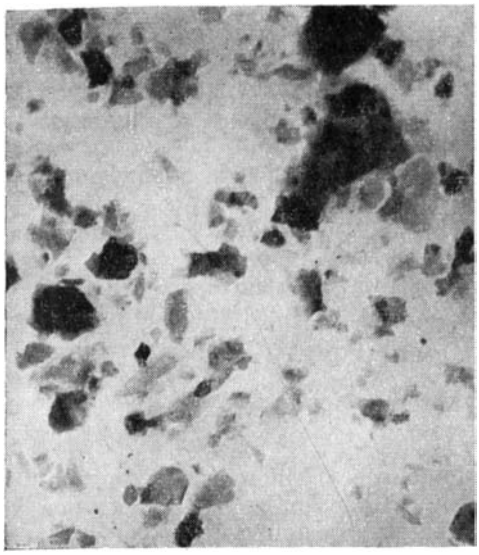
Карбонатный материал, присутствующий в породе в тех или иных количествах, обладает пелитоморфным строением и обычно довольно равномерно распределен среди глинистой массы. Изучение карбонатного вещества в иммерсионных жидкостях указывает на наличие нескольких минеральных разновидностей с показателем преломления в интервале 1,658—1,707. Наиболее вероятно, что помимо кальцита здесь присутствуют также магнезиально-железистые карбонаты вплоть до брейнерита.

Особенно высоким оказывается содержание карбонатного материала в алевритовых аргиллитах типа БПП-4 (фация полуизолированных прибрежно-мелководных частей бассейна; табл. XXVIII, *6*). В них наряду с тонкодисперсным карбонатным веществом встречаются микроконкреционные образования, имеющие правильную округлую форму и радиально-лучистое строение карбонатного материала.

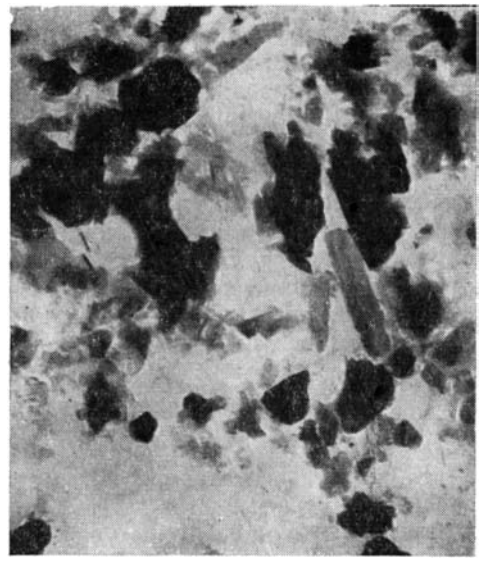
Изучение вещественного состава фракции меньше 0,001 *мм* показало, что она сложена гидрослюдой. Замеренные на срезах в ориентированных препаратах показатели преломления колеблются в следующих пределах: Ng_1 1,583—1,595, Np_1 1,562—1,574, $Ng_1 - Np_1$ от 0,021 до 0,30. Характерной для гидрослюды оказывается и форма срезов — резко удлиненные щепковидные пластины, часто с взаимно параллельными боковыми «гранями».

Электронномикроскопическое изучение фракции менее 0,001 *мм* позволяет установить наряду с резко преобладающей гидрослюдой ничтожные количества каолинита (фиг. 38, 39). Чешуйки гидрослюд изометричны, резко остроугольны, обычно просвечивают, обладают четкими, лишь изредка слабо размытыми очертаниями. Иногда встречаются сильно удлиненные таблички со взаимно параллельными гранями (фиг. 39). Чешуйки каолинита совершенно непрозрачны, изометричны, обладают очень резкими очертаниями. У них удается фиксировать следы двух или трех обломочных слабо сохранившихся граней.

Проведенное изучение аргиллитов, накапливавшихся в различных фациальных условиях (на пойме, в глубоководных частях бассейна или в



Фиг. 38. Электронная микрофотография глинистой фракции аргиллита из почвы угольного пласта. Резко преобладают полупрозрачные или непрозрачные чешуйки гидрослюды, иногда с размытыми краями. Единичная чешуйка каолинита. Увел. 10 000. Гора Бом. Верхнекызыльская свита



Фиг. 39. Электронная микрофотография глинистой фракции аргиллита наиболее глубоководной части бассейна. Состав аналогичен аргиллиту на фиг. 38. Отдельные чешуйки гидрослюды имеют резко удлиненную форму. Увел. 10 000. Гора Бом. Верхнекызыльская свита

его прибрежных изолированных и полуизолированных частях), показало, что они характеризуются весьма близкими особенностями состава: их субколлоидальная фракция (менее 0,001 *мм*) сложена почти исключительно гидрослюдой с ничтожным содержанием обломочного каолинита. Различия в составе касаются, по-видимому, лишь содержания алевритового материала; оно оказывается высоким лишь для пород, отлагавшихся на пойме, меньше для некоторых типов отложений прибрежных частей бассейна и очень низким для осадков центральных частей бассейна.

ХИМИЧЕСКИЕ И БИОХИМИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Эта группа осадочных пород в составе среднеюрской угленосной толщи Тувинского прогиба представлена известняками и каменными углями. здесь приводится лишь характеристика известняков, поскольку углям посвящаются отдельные главы.

Известняки по сравнению с другими породами развиты весьма незначительно. В Улугхемском бассейне они встречаются в нижнекызыльской (верхняя часть) и верхнекызыльской свитах, где на их долю приходится около 5% разреза. Они залегают в виде прослоев мощностью от 0,2—0,3 до 1—3 *м*, прослеживаемых на расстоянии до 10 *км* и более. В нижней части нижнекызыльской свиты единичные горизонты известняков установлены только на Меджигейском месторождении и на прилегающих к нему смежных участках, где они не выдержаны, быстро выклиниваются по простиранию и мощность их не превышает 0,2—0,3 *м*. Прослои известняков мощностью 0,5—0,6 *м* были обнаружены также в разрезе улугхемской свиты на Чаданском месторождении, где они составляют всего лишь

1,33%. На Актальском и Онкажинском месторождениях, где изучены лишь нижние части угленосной толщи, известняки не были обнаружены.

Известняки темно-серые, в редких случаях серые, при выветривании приобретают буровато- или желтовато-серый цвет. Характерна их высокая твердость; они с трудом раскалываются молотком, образуя неправильную раковистую поверхность излома.

Известняки часто содержат раковины пелеципод, изредка образующие массовые скопления; последние особенно характерны для верхнекызыльской свиты. Раковины отличаются хорошей сохранностью; в большинстве случаев присутствуют обе скрепленные между собой створки.

Микроскопическое изучение позволяет выделить два типа известняков: с примесью тонкоотмученного глинистого материала и с примесью глинисто-алевритового материала.

Известняки с примесью тонкоотмученного глинистого материала

Карбонатный материал представлен тонкоагрегатной массой буровато-серого или серого цвета, с пелитоморфной или микрозернистой структурой и отчетливым хлопьевидным или комочковидным строением (табл. XLV, *7*). Последнее обусловлено присутствием среди более или менее однородной массы тонкодисперсного карбоната комочков, сгустков и хлопьев неправильной формы, обладающие неодинаковыми оттенками буровато-серой окраски; их размер не превышает 0,5 *мм*. Иногда карбонатный материал состоит целиком из подобных хлопьевидных или комочковидных выделений; в сравнительно редких случаях при отсутствии мелких выделений порода обладает однородным зернистым строением (табл. XLVI, *4*).

Для определения минералогического состава карбонатного материала применялось изучение тонкого порошка породы в иммерсии. При этом было установлено присутствие минералов с показателями преломления No 1,658—1,682. В исключительно редких случаях были встречены зерна с No 1,690. В иммерсионном препарате наиболее часто встречаются зернышки с No в пределах 1,658—1,662. Зерна с более высокими показателями преломления встречаются реже, причем частота встречаемости тем ниже, чем выше показатель преломления. На основании результатов иммерсионного анализа можно утверждать, что карбонатный материал в описываемых породах представлен в основном кальцитом — от собственно кальцита до феррикальцита (по классификации Дана).

В известняках данного типа наряду с карбонатным материалом присутствует также значительная примесь тонкоотмученного глинистого вещества [1], а в отдельных, исключительно редких случаях удается обнаружить присутствие единичных зерен кварца мелкоалевритовой размерности. Общее содержание нерастворимого остатка в породе колеблется от 10 до 20%. По характеру своего строения глинистый материал известняков данного типа очень близок к описывавшимся ранее однородным аргиллитам.

Для известняков описываемого типа характерно очень низкое содержание или полное отсутствие растительного материала и довольно обычное присутствие остатков фауны, в основном пелеципод (табл. XLVI, *1*, *2*). Наличие растительного материала удается фиксировать только при микроскопическом изучении. Представлен он в основном мельчайшими (до 0,05 *мм*) обрывками фюзенизированных тканей, изредка более крупными (до 0,1—0,3 *мм*) комочками и хлопьями гелефицированного гумусового вещества.

При изучении шлифов в отраженном свете в карбонатно-глинистой массе породы удается фиксировать очень незначительное содержание аути-

[1] Специального изучения минералогического состава глинистой примеси известняков не производилось.

генного пирита в виде тончайших субмикроскопических зернышек (не более 3—5 *мк*).

Микротекстуры в известняках данного типа, как правило, отсутствуют, хотя в отдельных случаях удается наблюдать наличие неправильной горизонтальной слоистости за счет чередования слойков, в различной степени обогащенных глинистым материалом, или ориентированного расположения хлопьевидных выделений карбоната (табл. XLVI, *3*).

В разрезе угленосной толщи известняки с примесью тонкоотмученного глинистого материала приурочены к зонам развития наиболее глубоководных бассейновых осадков; иногда вверх и вниз по разрезу, а также по площади они непосредственно замещаются однородными тонкоотмученными аргиллитами, часто известковистыми, представляющими наиболее глубоководные отложения бассейна (фация БТГ).

Известняки с примесью глинисто-алевритового материала

Карбонатный материал в основной массе обладает пелитоморфной или микрозернистой структурой и обнаруживает буровато-серую или серую окраску, хлопьевидное или комочковидное строение. Среди тонкоагрегатного карбонатного материала присутствуют в значительном количестве выделения монокристаллического карбоната, обладающего нередко отчетливыми трещинами спайности и оптическими двойниками; их размер колеблется от 0,05 до 0,10 *мм*. В большинстве случаев в породе преобладает тонкоагрегатный карбонат, а более крупные монокристаллические образования находятся в резко подчиненном положении. Реже почти вся порода состоит из кристаллической разновидности карбоната при весьма низком содержании пелитоморфного (табл. XXXI, *3*).

При изучении в иммерсии отпрепарированного из шлифов пелитоморфного и микрозернистого материала в нем устанавливается присутствие карбонатных минералов с показателями преломления No в пределах 1,658—1,682. Как и в предыдущем типе известняков, в иммерсионных препаратах заметно преобладают зернышки с показателями преломления No в пределах 1,658—1,662. Для монокристаллических выделений карбоната No 1,658—1,662.

Проводилось окрашивание карбонатных пород этого типа раствором красной кровяной соли со слабой соляной кислотой и смесью чернил и соляной кислоты (Татарский, 1952). В первом случае кристаллические выделения карбонатного материала не окрашиваются; при реакции с фиолетовыми чернилами, подкисленными соляной кислотой, они отчетливо окрашиваются. Тонкоагрегатный карбонат в обоих случаях интенсивно прокрашивается.

Результаты окрашивания и изучения известняков данного типа в иммерсии дают основание утверждать, что пелитоморфный и микрозернистый карбонатный материал представляет тонкодисперсный агрегат кальцита и феррокальцита, монокристаллические же выделения среди тонкоагрегатного карбоната сложены кальцитом.

Обломочный материал в карбонатных породах этого типа представлен в основном мелкоалевритовыми обломками; часто в заметном количестве присутствуют зерна крупноалевритовой и мелкопесчаной размерностей. На отдельных участках удается фиксировать глинистый материал, более или менее равномерно распределенный среди карбонатной массы. Содержание обломочного материала (нерастворимый остаток) в целом довольно высокое — до 20—25 и даже до 35—40%. Подавляющее большинство обломков (особенно наиболее крупных) сильно корродировано карбонатным материалом, а в некоторых случаях от обломочного зерна сохранилась лишь его небольшая часть, обладающая неправильными причудливо изрезанными контурами. Характерно, что во всех случаях карбонат, образую-

щийся в результате замещения обломочного зерна, имеет отчетливо кристаллическое строение. И, наоборот, во многих монокристаллических выделениях карбоната присутствуют реликтовые остатки первичного обломочного зерна.

При микроскопическом изучении известняков с примесью алевритового материала обращает внимание высокое содержание в них растительных остатков, представленных крупными гелефицированными обрывками растений. Сильно гелефицированный материал нередко образует среди карбонатного вещества неправильные сгустки, хлопья или более или менее равномерно пропитывает всю породу. Остатки фауны в известняках данного типа, как правило, отсутствуют, в исключительно редких случаях были обнаружены единичные раковины пелеципод.

В отраженном свете отчетливо обнаруживается присутствие среди карбонатного материала значительной примеси аутигенного пирита как в виде очень мелких зернышек размером в 3—5 *мк*, так и в виде довольно крупных выделений (до 0,05—0,18 *мм*); аутигенный пирит очень часто развивается по растительным остаткам.

Микротекстуры в породе в большинстве случаев выражены вполне отчетливо. Наиболее часто они представлены неправильной горизонтальной слоистостью за счет ориентированного расположения растительных остатков и обломочных зерен.

В разрезе угленосной толщи известняки с примесью глинисто-алевритового материала, как правило, встречаются выше пород кровли угля, сложенной алевролитами или аргиллитами; довольно часто они залегают непосредственно выше пласта угля. В сравнительно редких случаях их тонкие прослои и линзы приурочиваются к почве или подпочве угольных пластов.

КРАТКИЕ ВЫВОДЫ

Подводя итоги микроскопическому изучению пород среднеюрской угленосной толщи Тувинского прогиба, следует обратить внимание на значительную сложность вещественного состава терригенных пород и малую пригодность их микропризнаков для диагностики фациальной принадлежности.

В гравелитах и песчаниках обнаружен комплекс весьма разнообразных породообразующих компонентов: полевые шпаты (средние плагиоклазы и щелочные разности), кварц и различные обломки пород, среди которых основную роль играют средние эффузивы. В значительно меньшем количестве присутствуют обломки кварцитов и кремнисто-слюдистых сланцев.

Эти особенности вещественного состава песчано-гравийных пород устанавливаются почти во всех районах развития угленосных отложений: в Улугхемском бассейне, на Инитальском и Онкажинском месторождениях. Исключение представляют Чаданское месторождение и нижние части разреза на месторождении Красная Горка. Для песчаных пород этих районов характерно высокое содержание кварца и соответственно более низкое — полевых шпатов и обломков пород.

Сложность вещественного состава пород в большинстве районов развития угленосных отложений свидетельствует о том, что размыванию подвергался весьма сложный комплекс пород. В нем, по-видимому, весьма существенную роль играли изверженные породы среднего и кислого ряда; присутствие обломков кварцитов и кремнисто-слюдистых сланцев указывает на то, что определенное значение имел размыв древних метаморфических сланцев. Доля участия материала осадочных пород более древних, чем юрские, неясна.

Низкая сортированность обломочного материала песчано-гравийных пород по вещественному составу и присутствие в них значительных коли-

честв неустойчивых к выветриванию обломков эффузивов могут, по-видимому, свидетельствовать о близости областей питания к районам накопления отложений угленосной толщи.

Значительно более однородный вещественный состав песчаников месторождений Чаданского и Красная Горка обусловлен процессами вторичного изменения этих пород, связанных, по-видимому, с проявлениями здесь послеюрской гидротермальной деятельности.

Как уже указывалось, значительное внимание при микроскопическом изучении уделялось седиментационным микропризнакам пород, непосредственно связанным с условиями образования последних. Такими признаками являются: различная степень сортированности обломочных зерен, примесь глинистого материала в алевролитах и песчаниках, неодинаковая степень разложенности полевых шпатов, присутствие карбонатного материала и растительных остатков и т. д.

Признак различной сортированности и окатанности зерен пород, более, чем какой-либо другой, чувствительный к изменению динамики водной среды, не является однозначным для отнесения породы к той или иной фации, хотя в ряде случаев очень помогает. Так, например, только русловые песчаники и гравелиты, как правило, имеют ритмическую сортировку, фиксируемую вполне отчетливо и под микроскопом, а близкие им по размерности породы речных выносов (подводная дельта) и особенно прибереговых подводных валов ею не обладают. Песчаники, алевролиты и аргиллиты в более глубоководных и удаленных от побережья частях отсортированы несколько лучше, чем в полуизолированных прибрежно-мелководных частях бассейна или различных участках поймы. Очень плохую сортировку материала и микротекстуры взмучивания имеют аргиллиты, алевролиты и мелкозернистые песчаники заболоченных приустьевых аллювиальных и прибрежно-бассейновых равнин, а также их застойных, часто зарастающих озерных водоемов.

Породы остальных фаций практически мало чем отличаются одна от другой по микропризнакам. Причина такого сходства пород различного генезиса, по-видимому, в значительной степени кроется в том, что изучаемые седиментационные микропризнаки оказываются не всегда достаточно чуткими к изменению фациальных условий. С другой стороны, сами условия, обусловливающие возникновение определенных микросвойств, очевидно, не испытывают значительных изменений при переходе, например, от небольших водоемов поймы к прибрежным полуизолированным частям бассейна. Практически неразличимы под микроскопом алевролиты и мелкозернистые песчаники фаций прирусловой части поймы, малоподвижного и подвижного мелководья. Следует также учитывать, что изменение особенностей микростроения пород в значительной степени зависит от изменения гранулометрического состава самих пород. Так, содержание растительного материала и гумуса, как правило, возрастает с утоньшением породы. Ту же закономерность имеет и примесь глинистого материала, количество которого увеличивается при переходе от мелкозернистых песчаников к мелкозернистым алевролитам.

Особенности микроскопического строения имеют некоторое значение для изучения глинистых и алеврито-глинистых пород, содержащих разнообразные минеральные включения (конкреции сидерита, пирита и т. п.). Так, наличие в алеврито-глинистых породах значительного количества тонкодисперсного железисто-карбонатного материала или сферических конкреций характеризует некоторые участки полуизолированных прибрежно-мелководных частей бассейна (тип БПП-4). Особенно важно изучение микроскопического строения известняков, без знания которого немыслимы выводы об их генезисе.

Песчаные породы по сравнению с алеврито-глинистыми имеют еще большее однообразие микропризнаков: микрослоистость и растительный

материал отсутствуют и обнаруживаются только в мелкозернистых разностях; появление карбонатного материала, по-видимому, связано в подавляющем большинстве случаев с эпигенетическими процессами; форма обломков мало показательна для выяснения генезиса и к тому же она испытывает значительные изменения за счет регенерации; цемент претерпевает сильные преобразования в ходе эпигенетического изменения породы, результатом чего является полная переработка исходного материала.

Таким образом, суммируя все сказанное, следует отметить, что микропризнаки пород угленосной толщи Тувы — структура, текстура, содержание тонкого растительного материала, сортированность породы и т. п.— за редким исключением не могут служить критериями для решения вопроса о фациальной принадлежности пород. В целом для обломочных и глинистых пород бо́льшее сходство наблюдается между породами близкой размерности и различных фаций, чем между различными по размеру породами одних и тех же фаций. Поэтому в основу нашего изучения положены макропризнаки, которые в ряде случаев дополняются микропризнаками и совместно с ними дают более цельное представление об их генезисе.

Глава IV

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ФАЦИИ, ПРИНЦИПЫ ИХ ВЫДЕЛЕНИЯ И ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ

ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ОТЛОЖЕНИЙ И ФАЦИЙ

Краткое ознакомление с различными литологическими (структурными) типами пород, слагающими среднеюрскую угленосную формацию Тувинского прогиба, позволяет перейти к выделению и рассмотрению их естественных парагенетических ассоциаций, т. е. литогенетических типов отложений.

Под литогенетическим типом отложений подразумевается один или несколько литологических типов пород, обладающих совокупностью определенных генетических признаков, которые отражают общность условий образования осадков. В основу выделения литогенетических типов отложений положены главнейшие первичные (генетические) признаки, различные сочетания которых определяют облик и специфику каждого типа. Под генетическими признаками понимаются такие, которые связаны с первичным происхождением осадка, из которого в дальнейшем, в результате диагенетических и последующих преобразований сформировалась горная порода. Одна часть этих признаков относится непосредственно к самим породам, а другая — к взаимоотношениям между различными типами пород.

Из всего разнообразия генетических признаков, относящихся как к самим породам, так и к их взаимоотношениям, основное внимание уделялось главнейшим признакам, которые наиболее полно и всесторонне позволяют судить об условиях формирования (образования, накопления и захоронения) осадков.

Под условиями образования осадков, т. е. под фациями понимается комплекс физико-географических условий (условия среды осадконакопления), в результате существования которых сформировались осадки, обладающие определенным сочетанием первичных признаков.

В результате детального литолого-фациального изучения среднеюрских угленосных отложений Тувинского прогиба среди них выявлено четыре группы отложений — аллювиальные, озерно-болотные, болотные (отложения торфяных болот) и бассейновые. По комплексу основных генетических признаков установлено 49 литогенетических типов отложений, отнесенных к 28 фациям. Предлагаемая классификация литогенетических типов отложений и фаций в кратком и неполном виде уже была опубликована (Тимофеев, $1953_{1,2}$, $1954_{2,3}$, 1958_2, 1960_1, 1961). В настоящей работе она излагается в более полном виде, включая отложения торфяных

болот, с более или менее детальной, поскольку это необходимо, характеристикой литогенетических типов отложений и условий их образования, т. е. фаций.

Аллювиальные отложения подразделяются на русловый и пойменный аллювий. Последний включает осадки прирусловой части поймы и застойных, часто заболачивающихся водоемов поймы (озера-старицы, сапропелевые и гумусовые озерно-болотные водоемы и т. п.).

Наряду с аллювиальными отложениями в незначительном количестве встречены делювиально-пролювиальные. Учитывая, что среднеюрские угленосные отложения образовались в межгорном прогибе с предшествующим длительным континентальным перерывом, естественно можно предполагать более широкое развитие этих отложений в основании угленосной толщи.

Озерно-болотные отложения объединяют терригенные, глинистые и углисто-терригенно-глинистые осадки со своеобразными структурно-текстурными особенностями; по времени своего образования они предшествовали развитию торфяных болот. Одни из них возникли в результате выравнивания и последующего заболачивания прибрежных и прибрежно-приустьевых пространств. Другие еще до периода сплошного заболачивания накапливались в мелких, в той или иной мере зарастающих застойных водоемах. Часть этих водоемов в различные стадии своего существования, особенно в конечную, подвергалась заиливанию с образованием терригенно-глинистых осадков, сильно обогащенных гумусовым и реже сапропелево-гумусовым материалом. К этой же группе отнесены углистые алеврито-глинистые отложения заиливающихся озер и торфяных болот побережья. Подобные условия возникали в периферических частях болот, а также в различные периоды, когда по тем или иным причинам нарушалось торфонакопление в торфяном болоте.

Болотные отложения представлены исключительно гумусовыми углями с весьма незначительной примесью в них сапропелевого материала. Исходным материалом для образования углей была высшая древесная растительность, которая в процессе своего превращения под воздействием основных факторов (различной продолжительности разложения растительных остатков в процессе гелефикации, гелефюзенизации и фюзенизации и различной обводненности и проточности болот), в неодинаковых условиях послужила материалом для возникновения различных генетических типов углей. Они образовались в неодинаковых по степени подвижности и устойчивости болотах при различной степени проточности, обводненности и аэрации водной среды.

Бассейновые отложения в значительной части накапливались в прибрежно-мелководных частях бассейна и только некоторые из них (отложения фаций БТГ и БКГ) — в относительно глубоководных и удаленных от побережья частях бассейна (по отношению к прибрежно-мелководным).

В соответствии с принципами определения понятий «литогенетический тип отложений» и «фация» должны находиться и их названия.

Литогенетический тип отложений — это порода (осадок) с комплексом основных генетических (первичных) признаков, а фация — условия среды осадко- и угленакопления, также с соответственным комплексом признаков. В этом их основные принципиальные различия, которые естественно должны быть отражены в названиях этих типов отложений и фаций.

Так, например, в названии литогенетического типа АР-2 — гравелит мелкозернистый, редко среднезернистый, песчаник крупно- и среднезернистый, разнозернистые, с ритмической сортировкой зерен и косой крупной однонаправленной прямолинейной слоистостью — отражены размерность основных слагающих пород и один из весьма характерных признаков — слоистость. В название литогенетического типа БПП-1 — аргиллит, алевролит мелкозернистый, почти черного цвета, с тонкой горизон-

тальной слоистостью и обилием обугленного растительного детрита — помимо наименования пород и слоистости входят цвет пород и наличие обугленного растительного детрита.

При определении названий остальных литогенетических типов отложений были использованы и некоторые другие признаки, такие как переслаивание различных типов отложений, чередование различных типов слоистости, наличие или отсутствие растительных остатков и фауны, степень их сохранности, размер растительных остатков, присутствие различных частей растений (корешки, стволы, листья и т. п.), наличие прослоев заиления, беспорядочных текстур, текстур взмучивания, оползания, следов жизнедеятельности илоядных животных, прослоев пород, резко отличных от вмещающих, включений конкреций, отсутствие слоистости, однородность и известковистость пород и т. п.

Все эти признаки при определенных сочетаниях каждого в отдельности или ряда из них с различными гранулометрическими типами пород и морфологическими типами слоистости дают, как правило, четкую характеристику каждому литогенетическому типу отложений. Анализ того или иного комплекса основных генетических признаков, присущих одному или нескольким литогенетическим типам отложений, позволяет перейти к восстановлению условий их образования, т. е. к фациям. Здесь, также как и при наименовании литогенетических типов отложений, очень важно правильно дать название каждой фации, которое бы не только по форме, но и по существу отражало бы условия образования тех или иных типов отложений.

Аллювиальные отложения образовывались в трех различных, но парагенетически связанных фациях, которые характерны для соответствующих участков речной долины — русла, прирусловой поймы и ее застойных заболачивающихся водоемов. Но в том же русле и на пойме, а также в прибрежно-мелководных частях бассейна, в застойных и зарастающих водоемах заболачивающихся прибрежно-бассейновых равнин и т. п., при различных палеогеографических и палеотектонических условиях накапливаются неодинаковые гранулометрические типы пород. Так, например, в Донбассе в русле накапливались, как правило, песчаные осадки (фация песчаных осадков русла), а в Тувинском прогибе — не только песчаные, но и гравийные осадки (фация гравийно-песчаных осадков русла). Поэтому вполне целесообразно в название фаций вставлять наименование пород, которые при данных условиях образовались. Этим самым не только уточняются условия их возникновения, но и устанавливаются различия между фациями различных палеогеографических обстановок осадко- и угленакопления.

Угленосные отложения, как известно, являются полифациальными образованиями. Они слагаются, как правило, из большого количества литогенетических типов, относящихся к аллювиальным, делювиально-пролювиальным, озерно-болотным, болотным (торфяные болота), прибрежно-бассейновым, морским и некоторым другим отложениям. Каждая из этих групп отложений, несомненно, имеет свои специфические, только ей присущие признаки, по которым устанавливаются условия их образования и которые должны найти отражение в наименовании фаций.

Нельзя согласиться с утверждением Ю. А. Жемчужникова и В. С. Яблокова (Ботвинкина, Жемчужников и др., 1956, стр. 8), что «названия фаций должны устанавливаться по единым признакам». Автор, как и раньше (Тимофеев, 1952), считает, что нельзя в название фаций всех групп отложений вкладывать один и тот же признак, отражающий условия образования осадков. Как, скажем, это можно сделать для таких резко различных по условиям среды осадконакопления фаций, как, например, речная долина, прибрежно-мелководная часть бассейна и торфяное болото? Что у них общего, какой «единый» признак может быть положен в название их

фаций? Такого признака нет и быть не может. Поэтому важно, чтобы входящие в название фаций признаки отражали генезис осадков. Если при рассмотрении зоны речной долины мы можем говорить о ее различных частях — русле, пойме, старицах и т. п., которые дают довольно четкое и ясное представление об условиях образования в них осадков, то таких четко морфологически обособленных частей, за редким исключением, нельзя выделить в прибрежно-мелководной части бассейна или совсем нельзя сделать для торфяных болот. Здесь нет ничего общего как в условиях среды осадко- и угленакопления, так и в типах образующихся осадков. Вполне естественно, что для речной долины должен быть один ведущий признак, для прибрежно-мелководных частей бассейна — другой, а для торфяных болот — третий. И все они должны входить в название фаций соответствующих групп отложений. Это значит, что для каждой группы отложений должен быть свой ведущий признак, отображающий специфику и условия накопления осадков. Для речной долины таким признаком могут быть различные ее части (русло, прирусловая часть, пойма и т. п.), т. е. морфологический признак; для торфяных болот — различная степень их подвижности или устойчивости (быстрота захоронения осадков), неодинаковая проточность или обводненность болота; для прибрежно-мелководных частей бассейна — различная динамика водной среды, хорошо проявляющаяся в различных типах слоистости; для открытых частей бассейна — удаленность их от побережья и относительная глубоководность.

Для удобства пользования названиями фаций и литогенетических типов отложений введена система буквенных и цифровых обозначений. Первая буква (А — аллювиальные, Б — бассейновые) или первые две буквы (ОБ — озерно-болотные, ТБ — отложения торфяных болот) обозначают группы отложений. Последующая приписка одной или двух букв к буквам группы характеризует сокращенное название фаций. Так, например: АР — фация гравийно-песчаных осадков русла, ОБП — фация песчано-алевритовых осадков заболоченных прибрежно-бассейновых равнин, БММ — фация алеврито-песчаных осадков прибрежного малоподвижного мелководья и т. д. Сокращенные названия литогенетических типов образуются прибавлением цифр к буквенным обозначениям фаций, например: АПП-2 — песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый, с мелкой косой штриховатой и косо-волнистой слоистостью, участками с прослоями заиления, ОБЗ-1 — аргиллит, алевролит мелкозернистый, углистый; БММ-1 — полого-волнистое переслаивание пород от аргиллита до песчаника мелкозернистого и т. п.

В тех случаях, когда к той или иной фации относится всего лишь один литогенетический тип, то к индексу последнего также приписывается цифра. Так, фация алеврито-глинистых осадков подножий склонов обозначается индексом ДПС, а относящийся к ней литогенетический тип — «алевролиты и аргиллиты с разнообразной по составу и размеру щебенкой пород» — индексом ДПС-1.

Прежде чем приступить к изложению и характеристике генетической классификации литогенетических типов отложений и фаций, следует кратко познакомиться с основными генетическими признаками.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРИЗНАКОВ

К числу признаков, относящихся непосредственно к самим породам, прежде всего принадлежат макро- и микроструктуры (гранулометрический состав, характер сортировки и окатанности зерен и т. п.), минеральный состав, текстура (тип слоистости, размер и углы наклона слоев и серий, обусловливающих слоистость и т. п.), органические остатки (флора

и фауна, их типы, степень сохранности, распределение в породе и т. п.), минеральные включения (конкреции, включения новообразованных минералов, их форма, распределение в породе и по разрезу), степень карбонатности осадков.

Такие признаки, как характер контактов и переходов между слоями, место пород в разрезе (в частности, в цикле и т. п.) относятся уже к взаимоотношению различных типов пород.

Значение и роль каждого из этих признаков, а также их характеристика с разной степенью детальности в той или иной мере освещены в работах Ю. А. Жемчужникова (1926, 1940, 1948, 1951), Л. В. Пустовалова (1940), Л. Б. Рухина (1953), Д. В. Наливкина (1955—1956), М. С. Швецова (1958), У. Х. Твенхофела (1936), Р. Р. Шрока (1950) и др. Кроме того, детальная и наиболее полная интерпретация генетических признаков на примере изучения угленосной толщи Донбасса дана Ю. А. Жемчужниковым, Л. Н. Ботвинкиной, П. П. Тимофеевым, А. П. Феофиловой и другими в «Атласе литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна» (Ботвинкина и др., 1956), в сборнике «Аллювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донбасса» (1954) и в монографии «Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна» (Жемчужников и др., 1959—1960). Довольно подробно они также освещены в «Методах изучения осадочных пород» (1957). Поэтому ниже мы ограничимся лишь весьма кратким изложением их основных черт и специфических особенностей применительно к среднеюрским угленосным отложениям Тувинского прогиба.

Структура и минеральный состав

Под структурой осадка понимаются те элементы его строения, которые определяются величиной и формой составных частиц, а также количественным соотношением частиц различной размерности. При макро- и микроскопическом изучении пород отмечалась величина зерен и изменение их крупности, форма, сортировка и окатанность зерен, их минералогический состав, тип цемента и его вещественный состав, соотношение зерен и цемента, характер гальки и неокатанных включений брекчий (размер, форма, состав и их текстурные особенности).

Различная структура осадков уже в первом приближении дает некоторые существенные представления о характере той среды, в которой происходило их накопление. В частности, она указывает на динамику среды, ее интенсивность и направленность, продолжительность и характер транспортировки материала и т. п. Поэтому подобная зависимость приводит к тому, что к определенным условиям среды всегда приурочиваются определенные структурные типы осадков. Так, в юрское время в Туве грубый гравийный и песчаный материал накапливался как в русле, так и в прибрежной зоне бассейна. Однако он различается не только по ряду текстурных и других признаков, но и по неодинаковому характеру сортировки и окатанности зерен, по соотношению количества зерен и цемента, хотя эти различия и не всегда бывают отчетливыми.

Более резкие структурные различия наблюдаются у мелкозернистых песчаников и алевритов озерно-болотного и прибрежно-бассейнового генезиса. Озерно-болотные алевролиты и мелкозернистые песчаники обладают большей неоднородностью состава за счет примеси глинистого материала, минеральных и органических включений, плохой сортировкой, неравномерным расположением зерен и цемента, тогда как прибрежно-бассейновые имеют лучшую сортировку материала, незначительную примесь зерен другой размерности, большую однородность и равномерность в распределении зерен и цемента.

Изучение размера, состава, формы и окатанности галек и их распределения в породе позволяет высказывать некоторые суждения о характере водной среды, ее направленности и интенсивности, о продолжительности переноса и расположения области сноса, глубине размыва и т. п. Различия в размерности обломочного материала отражают различия в скорости движения водной среды водоема или потока. Степень окатанности и неодинаковая сортировка зерен являются производными от длительности переноса обломочного материала, а также от характера этого переноса. От этих же причин в значительной мере зависит содержание цемента в породе.

Наличие на востоке Тувинского прогиба среди нижней части юрских отложений большого количества конгломератов, а также увеличение степени их окатанности и уменьшение размера галек в общем с северо-востока на юго-запад указывает на то, что основной областью сноса материала было Восточно-Тувинское нагорье. Об этом также в какой-то степени свидетельствует и состав галек.

На непродолжительную транспортировку материала указывают включения своеобразных неокатанных обломков песчано-алевритовых пород с первичной ненарушенной текстурой. Нарушенная текстура обломков (изгибание первичной слоистой текстуры и т. п.) с неопровержимостью свидетельствует о том, что осадок был размыт до того, как он превратился в твердую породу, и захоронен поблизости от места своего первичного залегания. Такие обломки чаще всего встречаются среди русловых отложений; своим происхождением они обязаны обрушению берегов в процессе миграции русла. Значительно реже обломки пород, но уже со следами окатанности, обнаруживаются в бассейновых песчаниках.

Текстура

Под текстурой осадка понимаются те элементы его строения, которые определяются пространственным расположением его составных частей.

Текстура, прежде всего слоистая, служит одним из основных и ведущих признаков, которые позволяют с большей долей вероятности говорить о генезисе осадков. К сожалению, в современной геологической литературе еще мало указаний на однозначное истолкование каждого типа слоистости, что, конечно, создает известные трудности при проведении работ. Однако детальное литологическое изучение осадков и на этот раз позволило внести некоторые уточнения в понимание того или иного типа слоистости и выявить их специфические особенности в зависимости от своеобразия обстановок осадконакопления и общих палеогеографических условий формирования юрских угленосных отложений Тувы.

Существующие трудности в истолковании генезиса ряда типов слоистости связаны с тем, что изучению слоистых текстур до недавнего времени уделялось очень мало внимания, как и вообще детальному макроскопическому литологическому изучению осадков. В результате этого до сих пор не существует единой классификации слоистых текстур, как нет и сводных работ [1], в которых можно было бы найти сопоставление всех типов слоистости современных и ископаемых осадков.

Более или менее систематизированные сведения о слоистости впервые встречаются в работах Вальтера (Walther, 1893—1894), Грабау (Grabau, 1911, 1917) и Андре (Andree, 1915), однако первая, далеко не совершенная классификация некоторых типов косой слоистости с перечислением большого количества признаков (свыше 20), была составлена Ю. А. Жемчужниковым (1926). На основании анализа соответствующих литератур-

[1] В 1962 г. опубликована монография Л. Н. Ботвинкиной «Слоистость осадочных пород». Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 59.

ных материалов и изучения песчано-глинистой угленосной толщи Подмосковного бассейна он установил пять типов косой слоистости — эоловый, тип потоков, речной, дельтовый и прибрежно-морской.

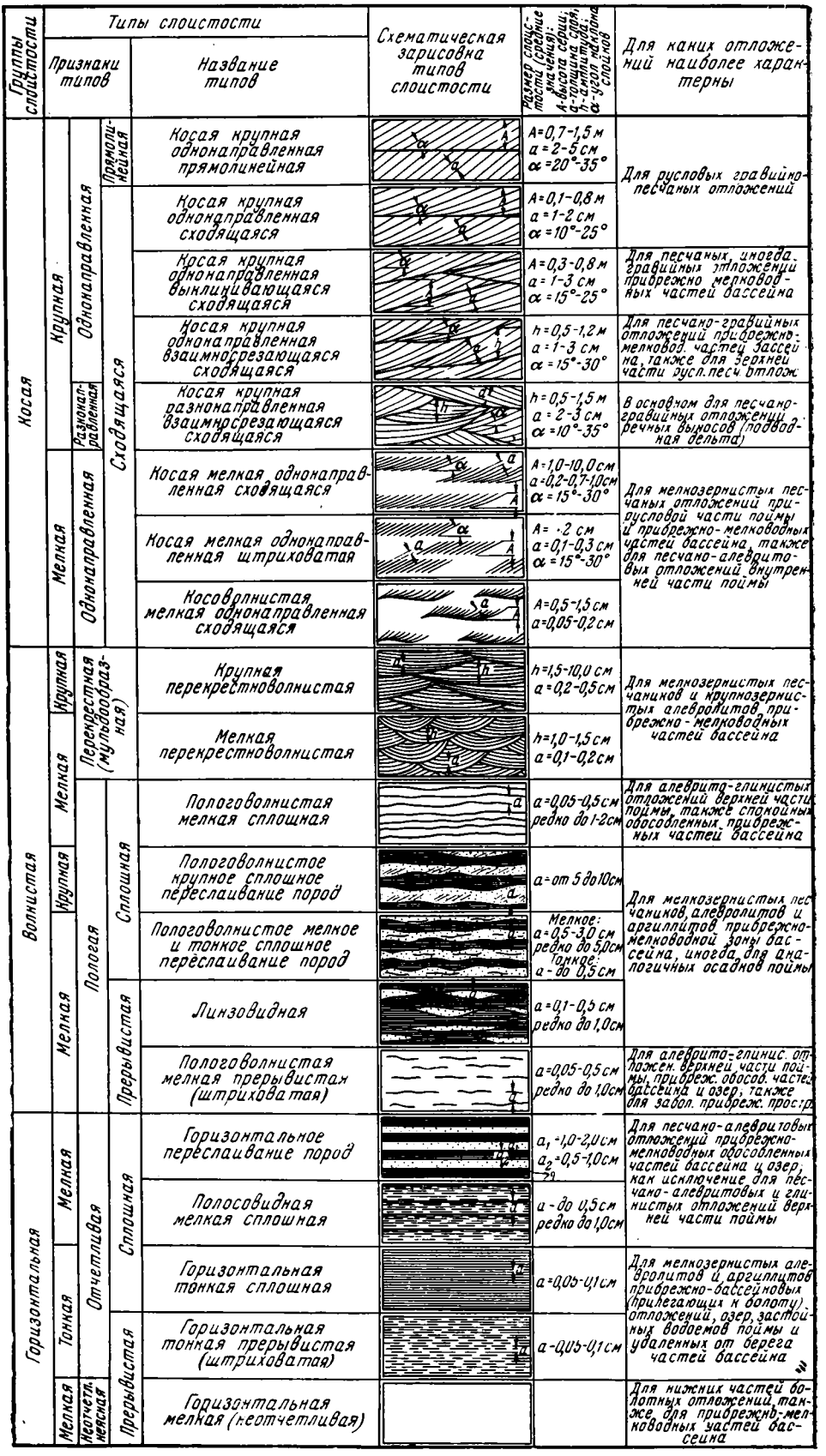
В дальнейшем, по мере расширения детального литологического изучения, особенно угленосных отложений, геологи стали больше уделять внимания слоистости, причем не только косой, но и косо-волнистой, горизонтальной, а также сложным типам слоистости. Часть из этих материалов в 1940 г. была опубликована в сборнике «Косая слоистость и ее геологическая интерпретация». Во вводной статье к этому сборнику Ю. А. Жемчужников (1940) детализирует и уточняет свою более раннюю классификацию (1926 г.), а другие авторы сборника описывают различные типы не только косой, но и волнистой (рябь мелководья и др.) слоистости пород различного возраста.

После выхода в свет этого сборника резко усилился интерес к слоистым текстурам и в печати стало появляться все больше и больше статей, в которых описываются различные типы косой, волнистой и горизонтальной слоистости, их всевозможные сочетания и даются указания на их генетическую интерпретацию. Так, на обширном материале Донбасса, собранном в результате длительного литологического изучения угленосной толщи (Аллювиальные отложения..., 1954; Ботвинкина, Жемчужников, Тимофеев и др., 1956; Жемчужников, Яблоков, Боголюбова и др., 1959—1960), доказано, что так называемого классического типа дельтовой слоистости в том виде, как он изображался до сих пор во всех руководствах, не существует. По классической схеме отложения дельты состоят из трех частей: горизонтально или слабо наклонных слоев (1), несогласно залегающих на серии косых слоев (2), в общем случае в верхней части прямолинейных, а ниже вогнутых кверху и переходящих незаметно в почти горизонтальные слои (3) основания дельтовой толщи. На самом деле отложения дельты (подводной) имеют крупную косую разнонаправленную взаимосрезающуюся сходящуюся слоистость, а в верхней и нижней частях — такую же слоистость, но более мелкую. Кроме того, здесь наблюдаются прослои с мелкой косой однонаправленной, мелкой косой штриховатой и косо-волнистой слоистостью. Для осадков надводной части дельты в целом не всегда характерно увеличение размера зерна снизу вверх по разрезу, хотя в ряде случаев это и наблюдается. На материале Донбасса дальнейшую детализацию и генетическую интерпретацию получили некоторые типы крупной и мелкой косой, волнистой и горизонтальной слоистости, а также типы сложного переслаивания.

В общих чертах вопросы слоистости пород разбираются в сводных работах Л. В. Пустовалова (1940), Л. Б. Рухина (1953), Д. В. Наливкина (1955—1956), М. С. Швецова (1958) и других исследователей, которые, обращаясь к первоисточникам, прежде всего ссылаются на работы Ю. А. Жемчужникова (1926, 1940). Недостаток всех этих сводных работ заключается в том, что они касаются главным образом типов косой слоистости, и, как правило, исключают из рассмотрения другие ее типы, имеющие немаловажное значение в решении вопросов генезиса осадков. Из зарубежных работ большой интерес представляют отдельные разделы по слоистости у Твенхофела (1936), Шрока (1950) и других.

Большинство исследователей считает, что слоистость может характеризоваться множеством признаков и, прежде всего, формой, размером, изменением гранулометрического состава и цвета, распределением растительных остатков и т. п. Однако не все эти признаки могут быть положены в основу типизации слоистости. Такими признаками следует считать форму и размер слоистости.

Форма слоистости обусловливается характером движения среды (группы слоистости), а ее размер — интенсивностью движения среды (типы слоистости). В зависимости от сочетания этих двух основных факторов



Фиг. 40. Морфологические типы слоистости

все многообразие типов слоистости юрских угленосных отложений Тувы может быть сведено к трем группам — косой, волнистой и горизонтальной слоистости (фиг. 40).

Косая слоистость своим возникновением обязана в основном горизонтальным движениям водной среды (речной поток, течения в водоемах различного размера), волнистая слоистость — сочетанию колебательных (вертикальных) и горизонтальных (в меньшей степени) движений водной среды (волнения, волнения и течения и т. п.), а горизонтальная слоистость свидетельствует об относительной неподвижности водной среды, что характерно для некоторых участков речных долин, озер, обособленных прибрежных и удаленных от побережья частей бассейнов.

В пределах каждой группы в зависимости от сочетания горизонтальных и вертикальных движений водной среды выделяются типы, которые характеризуют только им присущие условия среды осадконакопления. Кроме того, от величины интенсивности динамики среды зависит размер слоистости — чем она выше, тем образующиеся слои крупнее.

При изучении угленосных отложений анализировались также и другие текстурные особенности — знаки волнений и течений, ходы илоядных животных и червей, протыкания корешками растений, оползания, взмучивания, флюидоподобные, смятия, комковатость и т. п. Эти признаки по сравнению со слоистыми текстурами наблюдались реже, хотя в ряде случаев только по ним представилась возможность судить о генезисе тех или иных осадков (почвы и подпочвы угольных пластов — фации ОБУ, ОБП, застойные и зарастающие озерные водоемы заболачивающихся прибрежно-бассейновых равнин — фация ОБВ и т. п.).

Текстуры, так же как и структуры, приурочиваются к определенным типам осадков и характеризуют условия их образования. Так, косую крупную однонаправленную слоистость имеют песчано-гравийные русловые отложения, в которых наблюдается изменение типа слоистости от прямолинейной до сходящейся и перекрещивающейся. Это находится в полном соответствии с динамикой водной среды, где, как известно, преобладают горизонтальные движения. Мелкая, косая штриховатая и косо-волнистая слоистость встречается у пойменных и прибрежно-мелководных песчано-алевритовых осадков.

Волнистая слоистость, в том числе полого-волнистое переслаивание пород, в большинстве случаев наблюдается у бассейновых отложений и значительно менее характерна для пойменного аллювия.

Горизонтальная слоистость и горизонтальное переслаивание пород чаще всего встречаются у озерных и бассейновых отложений. Отложения подпочв, а иногда и почв угольных пластов в ряде случаев имеют мелкую неотчетливую прерывистую слоистость и, как правило, слабо выраженную комковатую текстуру, следы оползания, взумчивания, протыкания и им подобные текстуры.

Название, характер распределения и сохранность остатков флоры и фауны

При наших исследованиях изучение растительных остатков заключалось не столько в видовом их определении (которое не всегда существенно), сколько в определении их количества, характера распределения в разрезе, формы и размера обрывков, степени сохранности, характера их превращения (обугливание, минерализация и т. п.), принадлежности к определенным частям растений, условий их расположения в разрезе (горизонтальное, наклонное, вертикальное).

Сочетание этих признаков полностью зависит от динамики водной среды. В гравелитах и грубозернистых песчаниках сохраняются только крупные растительные остатки (стволы и крупные ветви деревьев), обуглен-

ные с поверхности и минерализованные в остальной части. В более мелкозернистых и тонкоотмученных осадках наблюдаются как мелкие обугленные обрывки растений и детрит, так и ненарушенные части растений (листья и т. п.), которые иногда доступны для видового определения. Последние чаще всего встречаются в аргиллитах и мелкозернистых алевролитах, залегающих в кровле угольных пластов.

Аналогичные наблюдения производились и над остатками фауны. В среднеюрских угленосных отложениях Тувы они встречаются только в верхней части разреза, который доступен для наблюдения в весьма ограниченном числе точек и не мог быть детально изучен. В тех случаях, когда фауна встречалась, ее подвергали определению и изучению в отношении сохранности, положения в слое и разрезе, размера массовости скопления и других признаков, которые могут указывать на тот или иной генезис заключающего ее осадка.

Минеральные включения

В юрских угленосных отложениях Тувы минеральные включения развиты незначительно. Изредка встречаются слабо выраженные конкреционные образования, представленные железисто-карбонатным материалом. Они имеют лепешковидную и эллипсоидальную форму и нечеткие контуры, как бы постепенно расплывающиеся в окружающей алевритоглинистой породе. Такие конкреции обычно встречаются в отложениях типа БПП-4, характеризующих прибрежно-мелководные застойные участки бассейна, прилегающие к прибрежным частям болот. Пальцеобразные и ветвистые конкреции, образующиеся обычно по корневым остаткам, имеют отчетливые контуры и свойственны почвенным отложениям.

При описании конкреций обращалось внимание на их размер, форму, характер залегания (одиночные, цепочкообразные, сплошными прослойками), количество конкреций, частоту встречаемости, характер перехода в окружающую породу (постепенный, резкий), внутреннее строение конкреций, наличие включений в конкрециях.

Очень редко встречаются мелкие кристаллы пирита, обычно приуроченные к осадкам кровли, а также к нижней или верхней частям угольных пластов. Их присутствие свидетельствует о восстановленности среды осадко- и угленакопления.

Вскипаемость с соляной кислотой

Этот признак весьма существен для угленосных отложений вообще и, в частности, для юрских пород Тувы. Повышение или понижение степени карбонатности отложений свидетельствует об общем изменении условий осадконакопления. Так, в разрезе юрских отложений Тувы наблюдается общее увеличение карбонатности разреза снизу вверх по разрезу, которое выражается сперва в появлении терригенных и глинистых пород с железисто-карбонатным и карбонатным цементом, а затем известняков, часто с примесью глинисто-алевритового материала. Это говорит о том, что в юрское время на территории Тувы вначале преобладали аллювиальные и озерно-болотные условия, сменившиеся впоследствии бассейновыми.

Контакты и переходы между слоями

Соприкосновение отдельных гранулометрических типов пород по какой-то условной или явной границе в сочетании с другими признаками помогает решать отдельные детали процесса накопления осадков. Особенно это важно в тех случаях, когда линия раздела между двумя слоями

возникла в процессе прерывистого осадконакопления, например в результате эрозионного размыва.

В юрских угленосных отложениях Тувы наблюдаются четыре морфологических типа контактов и переходов между слоями пород — постепенный, отчетливый, резкий и резкий с размывом.

Постепенный переход между слоями в значительной мере условен и фиксируется по очень постепенному и часто почти не улавливаемому на глаз изменению гранулометрического состава. Особенно трудно установить переходы между смежными разностями пород, например, между аргиллитом и мелкозернистым алевролитом. Постепенный переход может быть относительно «резким», когда довольно быстро происходит постепенное изменение размера зерна и один тип пород переходит в другой. Он же может быть растянут через «толщу» переслаивания в том случае, если она не выделяется в самостоятельный слой. Постепенный переход может быть выражен появлением или исчезновением растительных остатков и растительного детрита, которые обычно приурочиваются к плоскостям наслоения, а также установлен по изменению окраски слоев и чередованию слоев с различным содержанием карбонатного материала.

Отчетливый контакт устанавливается по налеганию друг на друга по ровной, иногда слегка волнистой, но всегда отчетливой линии двух близких гранулометрических разностей пород (аргиллит перекрывается алевролитом крупнозернистым или песчаником мелкозернистым или алевролит мелкозернистый — песчаником мелкозернистым). Отчетливый контакт фиксируется и тогда, когда в пределах одной и той же породы происходит резкое изменение окраски — обычно за счет появления в цементе окислов железа, железистых карбонатов и т. п.

Резкий контакт, так же как и отчетливый, наблюдается только тогда, когда покрывающая порода имеет резко отличный от покрываемой гранулометрический состав (гравелиты или крупнозернистые песчаники по ровной или слабо волнистой границе без следов размыва залегают на алевролитах, аргиллитах или углях). Гравелиты и песчаники в нижней части всегда несколько разнозернисты и менее отчетливо слоисты. Если и наблюдаются размывы, то они являются местными, не имеющими регионального распространения. Этот тип контакта обычно характерен для отложений подводной дельты и зон бассейна с наибольшей динамикой водной среды — зон приберегового сильноподвижного мелководья.

Резкий контакт с размывом фиксируется по резкому и несогласному налеганию гравийно-песчаных, иногда конгломератовых толщ на тонкие обломочные или глинистые породы. Породы, залегающие выше размыва, отличаются плохой сортировкой материала, у них отсутствует отчетливо выраженная слоистость, имеются включения галек или прослоев конгломератов (в гравелитах и песчаниках), большое количество обугленного растительного детрита, а также крупных и мелких обугленных и минерализованных стволов и стеблей деревьев. При прослеживании данного типа контакта по площади выясняется, что он имеет форму извилистой линии (в вертикальной плоскости разреза) с карманообразными углублениями в лежащих ниже породах, в результате чего лежащие выше породы залегают на их различных горизонтах. В наиболее отчетливом виде резкий контакт с размывом наблюдается в основании руслового аллювия, хотя он может быть встречен с меньшей амплитудой размыва и в подошве отложений подводной дельты.

Положение в разрезе и на площади (в цикле)

В ряде случаев положение в разрезе служит решающим указанием при отнесении породы к тому или иному литогенетическому типу. Если известен генезис двух типов пород, окружающих третий, то его происхож-

дение будет средним между ними. С помощью этого приема иногда можно уточнить генезис ряда генетических типов пород, в частности дельтовых, пойменных, озерных и др.

В юрских угленосных отложениях Тувы, кроме обломочных и глинистых пород, вмещающих угли, встречаются очень редко известняки, содержащие примесь того или иного количества песчано-алеврито-глинистого материала. При их микроскопическом изучении основное внимание уделялось распознаванию структуры, типа и состава цемента, терригенной (алеврито-песчаной) и глинистой примесей, минеральных новообразований, органических остатков — флоры и фауны. Методика их исследования хорошо освещена в ряде руководств (Ботвинкина, Жемчужников, Тимофеев и др., 1956; Наливкин, 1955—1956; Пустовалов, 1940; Рухин, 1953; Швецов, 1958), что освобождает нас от ее изложения.

В последующих четырех главах приводится характеристика и условия образования литогенетических типов среднеюрских угленосных отложений, развитых в пределах Тувинского межгорного прогиба.

Глава V

ФАЦИИ И ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ (А) И ДЕЛЮВИАЛЬНО-ПРОЛЮВИАЛЬНЫХ (ДП) ОТЛОЖЕНИЙ

ВВЕДЕНИЕ

Закономерности формирования современного аллювия и делювиально-пролювиальных отложений, их морфологические и генетические особенности более или менее детально освещены в литературе. Им посвящены как отдельные монографические описания, так и статьи и разделы работ многочисленных специализированных исследований (Николаев, 1946; Шанцер, 1948, 1951; Яковлев и др., 1954—1955; Апухтин и др. 1957), в которых приводится их детальная характеристика.

Значительно хуже обстоит дело с изучением их древних аналогов, которые многими исследователями, в том числе **Л. В. Пустоваловым** (1940) и другими, практически отрицались, поскольку, по их мнению, они не могли переходить в ископаемое состояние. Детальные литолого-фациальные исследования последних лет опровергли это мнение и доказали, что в древних толщах, особенно угленосных, аллювий имеет широкое распространение. Это было подтверждено работами Ю. А. Жемчужникова (1926, 1940, 1947, 1948, 1951, $1954_{1,2}$), Е. П. Брунс (1939, $1940_{1,2}$, 1948), Ю. А. Жемчужникова и Е. П. Брунс (1940), Г. Ф. Крашенинникова (1940, 1947, 1957), Т. Н. Давыдовой и Ц. Л. Гольдштейн (1947, 1949) и многих других. Особенно плодотворные результаты в этом отношении были получены Ю. А. Жемчужниковым, В. С. Яблоковым, П. П. Тимофеевым, Л. Н. Ботвинкиной, А. П. Феофиловой и другими исследователями при изучении угленосной толщи среднего карбона Донбасса. В опубликованных работах дана детальная характеристика закономерностей строения аллювия, его взаимоотношений с другими генетическими типами отложений, выявлены условия накопления, роль и значение аллювия для формирования угленосной толщи, установлены черты сходства между древним и современным аллювием, дана генетическая интерпретация каждого признака с указанием его роли при формировании руслового, пойменного и старичного аллювия.

В среднеюрской угленосной формации Тувинского прогиба также установлены аллювиальные отложения. Большая часть их образовалась здесь как в крупном водном потоке типа горно-равнинной реки, стекавшей с Восточно-Тувинского нагорья, так и более мелких реках, стекавших с окружавших прогиб возвышенных пространств. Эта река, которую мы называем пра-Улугхемом, пересекала центральную часть Тувы в юго-западном направлении и вдоль верхней части р. Элегест уходила в северо-западную Монголию. Пра-Улугхем в своих частях был неоднороден. В области Восточно-Тувинского нагорья и участках, прилегающих к нему, эта река протекала среди относительно сильно расчлененного рельефа

с довольно узкой долиной. Об этом свидетельствуют конгломераты и гравелиты Серлигхемской котловины и почти полное отсутствие пойменных отложений. Вниз по течению рельеф сглаживался, долина расширялась, уменьшался размер переносимого материала, улучшалась его сортировка и в отдельные периоды, особенно в начале нижнекызыльского времени, пра-Улугхем имел черты, близкие к типу равнинной реки. Здесь уже, как правило, аллювий представлен осадками не грубее крупнозернистого песчаника, гравелиты представляют исключение, а конгломераты практически не встречаются. В связи с этим в среднем и нижнем течении почти всегда присутствуют пойменные осадки, причем не только осадки прирусловой отмели, но и застойных, часто заболачивающихся водоемов поймы.

Пра-Улугхем несомненно имел многочисленные притоки, которые дренировали окружающие близко расположенные, хотя возможно значительно сглаженные горные сооружения. Один из таких крупных притоков, огибая с юга хребет академика Обручева, впадал в седиментационный бассейн в районе Кызыльской мульды. Впадая в пра-Улугхем, эти притоки нарушали и усложняли строение его аллювия, что иногда затрудняет выяснение особенностей образования угленосной толщи. Кроме того, в приустьевой части русло реки распадалось на ряд рукавов — протоков, которые в ряде случаев огибали возвышенные части юрского рельефа, особенно в начальный период эпохи углеобразования.

Несомненно, большое значение при формировании нижних горизонтов угленосной толщи имели делювиально-пролювиальные процессы, приводившие к накоплению соответствующих отложений. Они наиболее характерны для центральных и особенно восточных районов прогиба, имевших более расчлененный рельеф, способствовавший выносу в речные долины в большом количестве делювиального и пролювиального материала. Значительная часть этих отложений, несомненно, подвергалась той или иной переработке русловыми потоками, в результате которой также происходило усложнение строения как руслового, так и пойменного аллювия.

Механизм образования и стадии развития речных долин среднеюрского времени в Туве не представляет чего-либо принципиально отличного от формирования современных речных долин. Эти вопросы отражены в ряде упоминавшихся выше монографий и руководств, к которым и отсылаем читателей. Специфические особенности и детали строения аллювиальных и делювиально-пролювиальных отложений в той или иной мере будут освещены ниже, при изложении палеогеографических условий накопления угленосной толщи, а также при характеристике отдельных фаций.

ХАРАКТЕРИСТИКА ФАЦИЙ И ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Среди аллювиальных отложений среднеюрской угленосной толщи Тувинского прогиба различают русловой и пойменный аллювий. Последний разделяется на осадки прирусловой части поймы и осадки застойных, часто заболачивающихся водоемов поймы (табл. 3).

Фация гравийно-песчаных осадков русла — АР

В пределах русла реки образовывались, накапливались и переходили в ископаемое состояние осадки, относимые к трем литогенетическим типам — АР-1, АР-2 и АР-3. Генетически они представляют единое целое и, как правило, всегда сопровождают друг друга. Степень развития осадков каждого типа неодинаковая, и наиболее выдержанным, постоянным членом руслового аллювия являются отложения типа АР-2.

Таблица 3

Литогенетические типы и фации аллювиальных отложений,

Литогенетический тип		Фация			
название	индекс	индекс	главнейшие признаки		название
Гравелиты, песчаник крупнозернистый, разнозернистые, иногда конгломераты разногалечниковые, несортированные	АР-1	АР	Условия русла	Условия текущих вод в русле и на пойме	Гравийно-песчаных осадков русла
Гравелит мелкозернистый, редко среднезернистый песчаник крупно- и среднезернистый, разнозернистые, с ритмической сортировкой зерен и косой крупной однонаправленной прямолинейной слоистостью	АР-2				
Песчаник средне- и мелкозернистый, со слабо выраженной ритмической сортировкой зерен и косой крупной однонаправленной сходящейся слоистостью	АР-3				
Песчаник мелкозернистый, редко среднезернистый, с мелкой косой сходящейся слоистостью и прослоями с горизонтальной прерывисто-волнистой слоистостью	АПП-1	АПП	Условия поймы		Алеврито-песчаных осадков прирусловой части поймы
Песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый, с мелкой косой штриховатой и косо-волнистой слоистостью, участками с прослоями заиления	АПП-2				
Алевролит крупнозернистый, песчаник мелкозернистый с горизонтально-волнистой и линзовидной слоистостью, часто их переслаивание	АПВ-1	АПВ		Условия слабопроточных и застойных вод поймы	Глинисто-алевритовых осадков застойных, часто заболачивающихся водоемов поймы
Алевролиты, аргиллит, иногда углистые, с горизонтальной, редко горизонтально-волнистой слоистостью и большим количеством растительного детрита, обрывков стеблей и листьев хорошей сохранности	АПВ-2				

Тип АР-1. Гравелиты, песчаник крупнозернистый, разнозернистые, иногда конгломераты разногалечниковые, несортированные.

Отложения этого типа представлены разнозернистыми, главным образом мелкозернистыми (табл. II, *3*, *5*, *6*), а также средне- (табл. II, *4*) и значительно реже крупнозернистыми гравелитами, крупнозернистыми разнозернистыми гравийными песчаниками, иногда разногалечниковыми конгломератами (табл. I, *1—4*; табл. II, *1*; табл. III, *1*), сцементированными песчано-гравийным материалом. Среднезернистые песчаники представляют исключение. Сортировка материала, как правило, очень плохая; чем грубее порода, тем хуже она сортирована. В гравелитах и крупнозернистых песчаниках в изобилии присутствуют гальки различного размера и состава (табл. II, *6*), неокатанные и слабоокатанные обломки слоистых (без нарушения первичной текстуры) и неслоистых алевролитов и аргиллитов (табл. II, *1*, *3*).

Состав галек кварцевый, глинисто-алевритовый с примесью железистых окислов и железистых карбонатов, углистый. Также характерны гальки из гранитов, кварцевых порфиров, черных роговиков, андезитов и других кристаллических пород. В низах среднеюрской толщи встречаются гальки и обломки зеленовато-серых очень плотных палеозойских алевролитов и аргиллитов. В целом для отложений наблюдается хотя и слабое, но общее утоньшение материала снизу вверх по разрезу.

Цвет пород обычно серый, редко светло-серый. Темно-серый цвет обусловливается присутствием темноцветных минералов и обломков пород, а также обугленных и минерализованных растительных остатков. Темно-бурый и темно-коричневый цвета зависят от наличия в цементе железистых карбонатов.

Для отложений рассматриваемого типа характерна слабо выраженная косая крупная беспорядочная, часто разнонаправленная взаимосрезающаяся слоистость. Из-за грубости материала, а также из-за беспорядочного распределения в породе крупных и мелких обугленных растительных остатков, слоистость по образцам из керна определяется с трудом. Обычно ее удается наблюдать только в обнажениях. Угол наклона косых слойков колеблется от 5—10 до 25°, а их мощность непостоянна и достигает 8—12 *см*. Косые серии, как правило, не параллельны и срезают одна другую. Мощность их самая различная, но не превышает 1,5—2,0 *м*. В некоторых разрезах встречаются прослои, имеющие более или менее отчетливо выраженную горизонтально-волнистую прерывистую (табл. II, *5*) или сплошную слоистость, подчеркнутую в основном скоплением большого количества обугленных растительных остатков.

По всей толще присутствуют крупные растительные остатки — стебли и стволы диаметром до 40—50 *см*, но чаще не более 10—15 *см*. Преобладают обломки витренизированной древесины, толщиной до 2—3 *см* при длине 8—10 *см* (табл. I, *4*; табл. II, *2*, *3*, *5*). Крупные стволы витренизированы с поверхности, а в остальной части минерализованы. Мелкие витренизированные и фюзенизированные (последние встречаются относительно редко) обрывки растений обычно приурочены к прослоям с горизонтально-волнистой слоистостью, которая ими подчеркивается, а крупные — к более грубым породам.

Остатки фауны и их отпечатки не обнаружены и, очевидно, не встречаются.

Минеральные включения однообразны. Это — карбонаты от чистого кальцита до анкерита и брейнерита, являющиеся цементом в песчаниках и гравелитах (табл. II, *3*). В тех случаях, когда порода разбита трещинами, присутствует кальцит, заполняющий их. Линзы витрена также обычно обогащены кальцитом, который располагается по трещинам и наслоениям (табл. II, *3*). Участки пород с карбонатным цементом в зависимости от его количества то слабо, то энергично вскипают от соляной кислоты.

Породы этого типа всегда с эрозионным размывом залегают на лежащих ниже отложениях, имеющих различный генезис — бассейновый, озерно-болотный, а также аллювиальный. Форма контакта неровная, волнистая с карманообразными углублениями в подстилающих породах. Амплитуда размыва резко изменчива и достигает 15—20 *м*, иногда более. Вверх по разрезу контакт отчетливый (табл. III, *2*); редко постепенный переход обусловливается уменьшением размера зерен, улучшением сортировки материала и появлением крупной косой однонаправленной прямолинейной слоистости.

Мощность отложений типа АР-1 достигает 3—5, редко 7—10 *м*.

Тип АР-2. Гравелит мелкозернистый, редко среднезернистый, песчаник крупно- и среднезернистый, разнозернистые, с ритмической сортировкой зерен и косой крупной однонаправленной прямолинейной слоистостью.

Отложения этого типа слагаются мелкозернистым (табл. VII, *5*), редко среднезернистым (табл. VII, *3*) гравелитом и крупно- (табл. VI; *1*—*4*; табл. VII, *2*) и среднезернистым (табл. VII, *1*, *4*, *6*) песчаником. Все они разнозернисты, с включением более мелкого и более грубого материала, в том числе галек различного размера и состава (табл. VI, *1*; табл. VII, *6*).

Сортировка материала ритмическая (табл. VI, *1—4*; табл. VII, *1—4*, *6*), но в большинстве случаев выражена слабо и характерна тем, что в пределах слойка наблюдается постепенное утоньшение материала от нижней части слойка к его верхней границе. Кроме того, имеет место общее уменьшение размера зерен и разнозернистости, т. е. увеличение степени сортировки снизу вверх по разрезу как в пределах каждой косой серии, так и во всей толще. В результате этого в нижней части отложений этого типа различие в размере зерен между основанием косых слойков и косых серий, с одной стороны, и их верхних частей — с другой, больше, чем в верхней части отложений данного типа.

В целом для отложений типа АР-2 характерна косая крупная однонаправленная прямолинейная слоистость (табл. III, *2*; табл. IV, *1—3*; табл. V, *1—3*; табл. VI, *1—4*; табл. VII, *1—4*, *6*), которая подчеркивается ритмической сортировкой материала. Мощность косых слойков 1—2 *см*, редко более, а косых серий — 0,7—1,2 *м*; иногда, как исключение (для конгломератов), она достигает 1,5 *м*. Граница раздела косых серий, как правило, горизонтальная. Угол наклона косых слойков колеблется от 15 до 30—35°; он не всегда зависит от размерности пород, образующих косую слоистость. Очень часто более грубые породы имеют меньший угол наклона слойков, нежели менее грубые. Так, у мелкозернистых гравелитов (табл. IV, *3* и табл. V, *3*) наклон слойков достигает 15—25°, тогда как у крупнозернистых разнозернистых песчаников (табл. IV, *2*) он увеличивается до 30—35°. Вверх по разрезу толщи угол наклона косых слойков уменьшается, они начинают выполаживаться, исчезает четкость ритмической сортировки, а с ней и четкость самой слоистости.

В большинстве случаев косые серии параллельны одна другой, хотя очень часто, особенно в верхней части отложений этого типа, по направлению косой слоистости можно наблюдать их срезание или выклинивание (табл. IV, *2*). В верхней части толщи появляются прослои с тонкогоризонтальной слоистостью, мощностью 0,20—0,30 *м*, и такой же мощности прослои с косой мелкой пологой слоистостью.

По всей толще отложений присутствуют крупные обугленные растительные остатки — стебли и стволы деревьев, с поверхности частично или полностью обугленные (витренизированные, иногда фюзенизированные), а в остальной части минерализованные. Количество и размер растительных остатков убывают снизу вверх по разрезу. Имеются также мелкие обугленные стебли растений, обрывки и детрит, обычно располагающийся по плоскостям наслоения косых слойков.

Довольно часто также встречаются неокатанные или слабоокатанные, большей частью остроугольные обломки алевролитов и аргиллитов, иногда песчаники мелкозернистые с ненарушенной первичной текстурой.

Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено.

По разрезу толщи (по керну) участками наблюдаются минерализованные прослои темно-бурого цвета, то слабо, то энергично вскипающие от соляной кислоты. Микроскопическое изучение показало, что темно-бурой окраской песчаники и гравелиты обязаны цементу, имеющему анкерито-брейнеритовый состав. Часто в этих участках порода разбита вертикальными или слабо наклонными трещинами, заполненными чистым кальцитом. Мощность этих прослоев колеблется от 0,2 до 0,8—1,0 *м*, редко более. Наблюдения в обнажениях показали, что эти прослои представляют пластовые конкреции, иногда протягивающиеся на 20—30 *м* и более.

Вверх по разрезу переход постепенный за счет уменьшения размера зерна, незначительного увеличения сортировки материала и изменения типа слоистости — крупная косая прямолинейная сменяется сходящейся, причем одновременно ухудшается четкость изображения ее рисунка. С лежащими ниже отложениями типа АР-1 контакт отчетливый

(табл. III, *2*), изредка постепенный переход, устанавливаемый по исчезновению правильной косой слоистости и резкому ухудшению сортировки материала. Довольно часто можно наблюдать внутриформационные размывы (табл. VII, *5*); отложения, характеризующие размыв, во многом напоминают отложения типа АР-1.

Вдоль русла переход постепенный в отложения подводной дельты с крупной косой разнонаправленной слоистостью, а поперек долины по резкому контакту с размывом отложения данного типа прилегают к осадкам различного генезиса предыдущих циклов осадконакопления, т. е. к тем осадкам, в которых располагается речная долина.

Мощность отложений типа АР-2 колеблется в среднем от 8—10 до 15—20 *м* в пределах одного цикла осадконакопления.

Тип АР-3. Песчаник средне- и мелкозернистый, со слабо выраженной ритмической сортировкой зерен и косой крупной однонаправленной сходящейся слоистостью.

В строении отложений этого типа участвуют разнозернистые средне- (табл. VIII, *1*, *3*) и мелкозернистые (табл. VIII, *4*, *5*), иногда крупнозернистые песчаники. По сравнению с отложениями типа АР-2 разнозернистость менее выражена и породы имеют сравнительно лучшую сортировку материала. Здесь разнозернистость подчеркивается не только включением более грубого, но в основном более мелкого, алевритового и частично глинистого материала.

Для типа в целом характерна слабо выраженная косая крупная однонаправленная сходящаяся слоистость (табл. VIII, *1—3*, *5*, *6*), которая более отчетлива, когда она подчеркивается мелким растительным детритом (табл. VIII, *1*, *3*, *4*, *6*). Слабое проявление слоистости обусловлено не только тем, что для ее образования не было соответствующих условий, но большей однородностью (по сравнению с типом АР-2) материала, благодаря чему породы не всегда имеют четкую ритмическую сортировку. Угол наклона косых слойков 15—25°, а их мощность 1—2 *см*, часто меньше, особенно в частях, переходящих в прирусловые пойменные отложения. Мощность косых серий колеблется от 0,5—0,8 *м* в основании отложений данного типа до 0,1—0,2 *м* в верхней части. Характерно также общее уменьшение размера зерен снизу вверх по разрезу. В средней (иногда) и в верхней частях толщи между слоями косых серий встречаются прослои, в основном мелкозернистого песчаника, с горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистостью (табл. VIII, *4*), мощностью 0,1—0,2 *м*. В самой верхней части наблюдаются прослои с мелкой косой сходящейся, мелкой косой штриховатой и косо-волнистой слоистостью. Эта часть толщи обычно является переходной к пойменным отложениям.

Растительные остатки встречаются в виде обугленных обрывков и детрита. Иногда имеются включения крупных стеблей растений, в том числе стволов деревьев диаметром до 0,3—0,5 *м*. Особенно много мелких обрывков и детрита в прослоях с горизонтальной слоистостью.

Здесь так же, как и в отложениях типа АР-2, но в значительно больших количествах присутствуют включения неокатанных и слабоокатанных обломков алевролитов и аргиллитов с первичной текстурой или без нее (табл. VIII, *2*).

Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено.

В разрезе отложений этого типа реже, чем в предыдущем, встречаются прослои мощностью от 0,20—0,30 до 0,5 *м*, иногда 1,0 *м*, обогащенные карбонатным материалом. Приурочиваются они в основном к нижней части отложений данного типа, реже к верхней части. Эти так называемые пластовые конкреции имеют темно-бурую окраску разной интенсивности. Переход от конкреций в ниже- и вышележащие породы постепенный (в отложениях типа АР-2 он обычно более резкий) за счет умень-

шения количества карбонатного материала в цементе, представленного анкеритом и брейнеритом. Одновременно порода приобретает серый и светло-серый цвет.

Переходы в ниже- и вышележащие отложения обычно постепенные, редко контакты отчетливые. Вдоль русла отложения этого типа постепенно переходят в осадки подводной дельты, а поперек русла по резкому контакту с размывом примыкают к борту речной долины.

Мощность отложений типа АР-3, как правило, значительно меньше, чем типа АР-2 и достигает 3—5, редко 10 *м*.

Таким образом, суммируя все сказанное, для литогенетических типов АР-1, АР-2 и АР-3, в целом образующих единый парагенетический ряд, характерно: 1) наличие грубых пород от конгломератов (редко) и гравелитов до песчаников включительно; 2) разнозернистость пород и ее уменьшение снизу вверх по разрезу; 3) общее уменьшение размера зерен от основания толщи к ее верхней части; 4) крупная косая, в основном однонаправленная слоистость; 5) переход снизу вверх по разрезу косой, слабо выраженной, беспорядочной, часто разнонаправленной взаимосрезающейся слоистости (тип АР-1) в косую однонаправленную прямолинейную слоистость (тип АР-2), а затем последней в косую однонаправленную сходящуюся слоистость (тип АР-3); 6) ритмическая сортировка материала в пределах каждого косого слойка и косых серий; 7) многоярусное расположение косых серий; 8) уменьшение мощности серий косой слоистости снизу вверх по разрезу от 2,0—1,5 до 0,50—0,20 *м*; 9) наличие большого количества обуглившихся, редко окаменелых стволов и стеблей растений, а также детрита; 10) уменьшение снизу вверх по разрезу размера обломков и обрывков растительных остатков с одновременным увеличением количества детрита; 11) отсутствие фауны и ее отпечатков; 12) залегание толщи с эрозионным размывом на различных горизонтах пород бассейнового, озерно-болотного, болотного и аллювиального генезиса; 13) наличие внутриформационных размывов, придающих толще многоярусное строение; 14) значительное распространение и большая протяженность; 15) залегание ниже угольного пласта того цикла, в который входит аллювий, и выше эрозионного размыва.

Анализируя строение и основные признаки литогенетических типов АР-1, АР-2 и АР-3 и сравнивая их с аналогичными современными и древними отложениями, невольно убеждаешься в том, что они могли образоваться только в водной среде с однонаправленным характером движения. Таким водным потоком могла быть река, в частности ее русло.

Как известно, процесс заполнения речной долины осадками совершается вследствие миграции русла по дну долины. В каждом таком «временном» русле дно на стрежне покрывалось грубым гравийно-галечным материалом с примесью разнозернистого, большей частью крупнозернистого песка. Вкрест простирания стрежневой части русла, т. е. по мере приближения к берегам, происходило уменьшение размера материала до мелкого песка, который переносился во взвешенном состоянии или перекатывался по дну реки. В совокупности в пределах долины образовывалась толща руслового аллювия, грубость материала которой уменьшалась снизу вверх по разрезу. Кроме того, подчиняясь законам дифференциации, обломочный материал в процессе переноса подвергался раздроблению, в результате чего его размер уменьшался по мере удаления от области питания, т. е. вниз по течению реки.

О том, что это было русло, свидетельствует наличие в отложениях типов крупной косой, в основном однонаправленной слоистости, которая в различных частях русла имеет неодинаковый характер. В стрежневой части, где скорость водного потока велика и часто изменчива по силе и направленности, образовывалась крупная косая беспорядочная, часто

разнонаправленная взаимосрезающаяся слоистость. По мере удаления от стрежня уменьшалась сила потока, увеличивалась устойчивость его динамики, в результате чего возникала крупная косая однонаправленная прямолинейная, а у самого берега сходящаяся слоистость. Формирование косослоистых серий обусловливалось передвижением по дну песчаных и гравийных валов, которые нарастали вниз по течению и, непрерывно передвигаясь, покрывали друг друга.

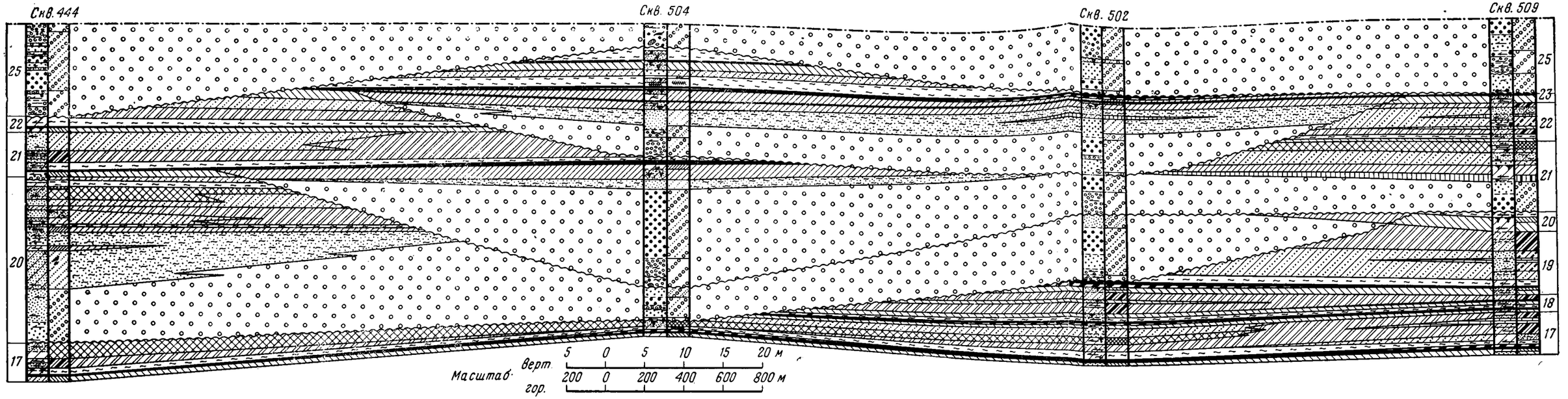
Весьма своеобразным и характерным признаком аллювиального типа слоистости служит ритмическая сортировка материала. Она связана с уменьшением крупности зерен как в каждом косом слойке от подошвы к его кровле, так и в пределах каждой косой серии также от основания к ее верхней части. Возникновение подобного рода сортировки объясняется дифференциацией осадков, влекомых по дну русла при формировании подводных валов с косой слоистостью. Они образовывались таким образом, что попадающие на гребень вала осадки, подчиняясь законам силы тяжести, постепенно осаждались, более грубые оказывались внизу слойка, а более мелкие — в верхней части. Периодическое уменьшение размера пород снизу вверх по разрезу объясняется ослаблением живой силы потока по мере формирования речной долины и накопления в ней комплекса руслового аллювия.

Этому же закону подчиняется распределение в разрезе обугленных и окаменелых растительных остатков. Поэтому с грубыми осадками связаны всегда крупные обломки и обрывки древесных остатков, а иногда и целые стволы деревьев. В прирусловой отмели, где накапливался средне- и мелкопесчаный материал, захоронялись мелкие обрывки растений и детрит.

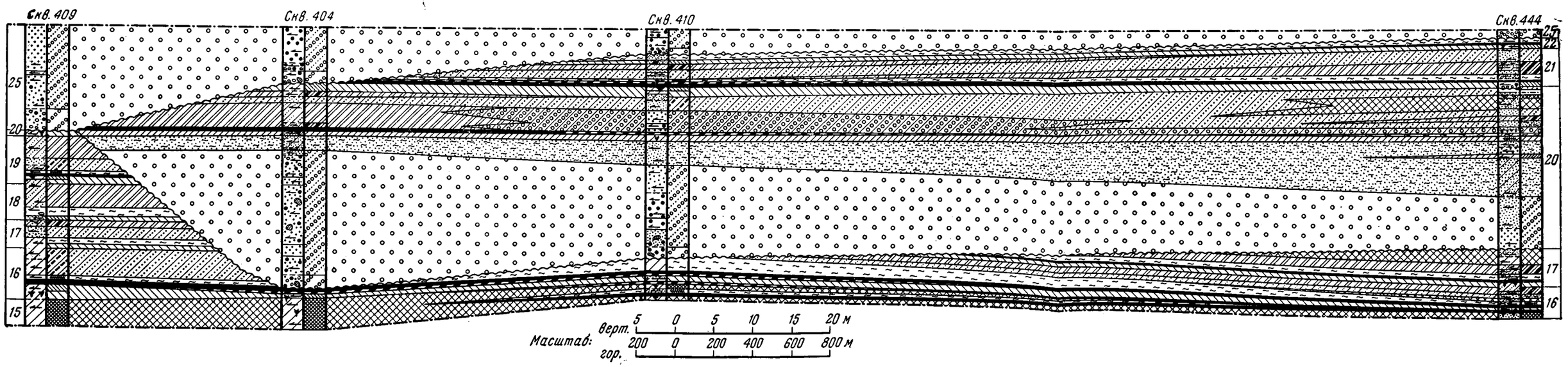
В результате меандрирования русло реки подмывало свои берега и обрушивало их отложения. Попадая в русло, этот материал не претерпевал значительного переноса, а обычно захоронялся где-то поблизости. Это приводило к тому, что обломки сохраняли угловатую форму; ненарушенная первичная текстура свидетельствует о значительной литификации отложений, слагающих берега реки. Аналогичные обломки отмечал автор (Тимофеев, 1954_1) в средней и верхней частях руслового аллювия среднего карбона Донбасса, Г. Ф. Крашенинников (1940) — в угленосной толще Челябинского бассейна.

О русловом генезисе отложений типов АР-1, АР-2 и АР-3 говорит их залегание с эрозионным размывом на различных горизонтах накопившихся ранее отложений бассейнового, озерно-болотного, болотного и даже аллювиального генезиса. Это в наглядной форме выявляется на фациальных профилях (фиг. 41—43). Так, русловой аллювий цикла 20 (фиг. 41) ложится на различные горизонты лежащих ниже циклов 19, 18, 17, а в районе скв. 404 размыв достигает отложений цикла 16 (фиг. 42). Аллювий цикла 10 (фиг. 43) перекрывает различные горизонты пласта Улуг. Эрозионные размывы фиксируются на значительной площади по налеганию на более тонкие породы более грубых, содержащих включения галек и обломков подстилающих пород. Линия контакта — волнистая. Амплитуда размыва весьма различна и в ряде случаев достигает 30—40 *м* и более.

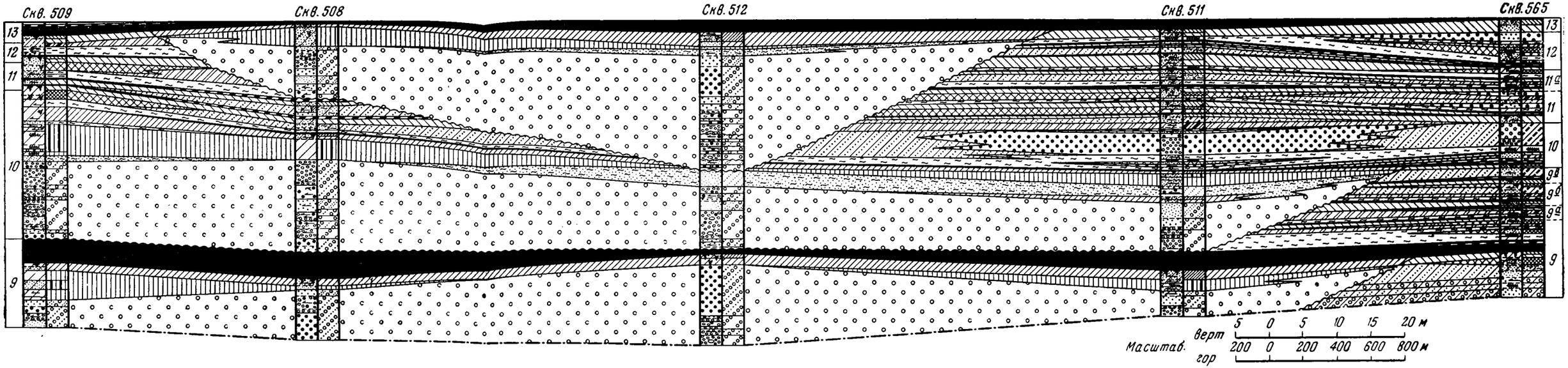
На аллювиальный генезис указывает также характер взаимоотношения аллювия с боковыми породами. При прослеживании распространения аллювия поперек речной долины устанавливается, что он всегда приурочивается к определенной площади, которая ограничивается отложениями иного генезиса (фиг. 41—43), причем здесь не наблюдается фациального перехода, а русловой аллювий по границе размыва примыкает к борту долины, промытой в ранее накопившихся отложениях. Так, это наблюдается в циклах 20, 21 и 23 (фиг. 41), 20 (фиг. 42) и 9, 10, 13 (фиг. 43). Несколько иная картина выявляется при прослеживании аллювия вдоль



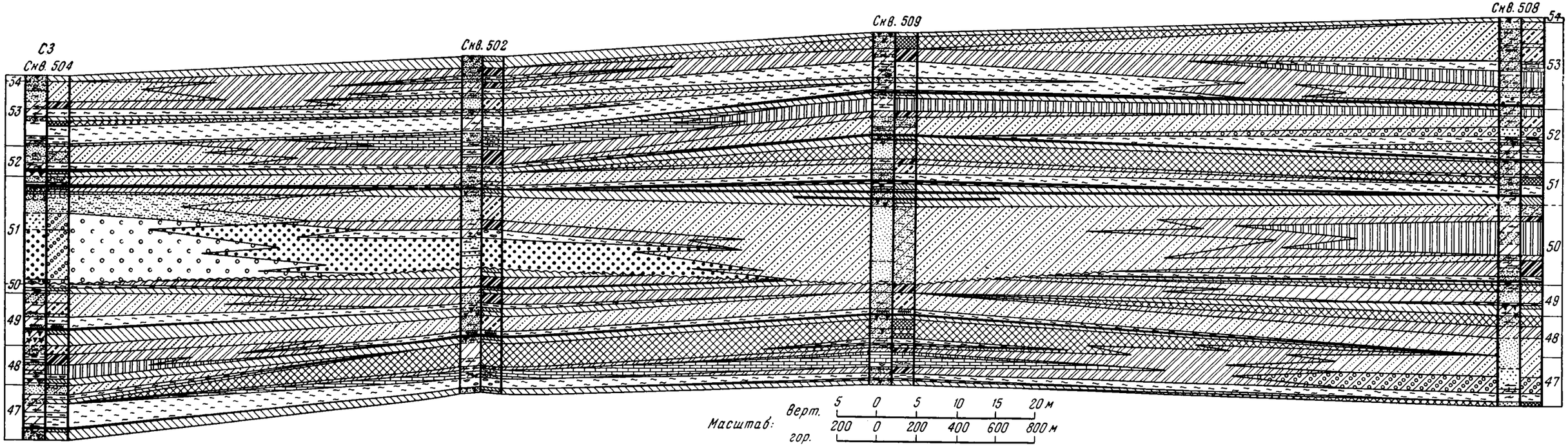
Фиг. 41. Эрозионные размывы в отложениях нижнекызыльской свиты и неоднократное унаследованное наложение друг на друга аллювия нескольких циклов.
Меджигейское месторождение. Условные обозначения см. на фиг. 46.



Фиг. 42. Характер взаимоотношения прибортовой части речной долины с подстилающими и боковыми породами в отложениях нижнекызыльской свиты.
Меджигейское месторождение. Условные обозначения см. на фиг. 46



Фиг. 43. Неоднократное унаследованное наложение речных долин и характер их взаимоотношения с подстилающими и боковыми породами в отложениях нижнекызыльской свиты.
Меджигейское месторождение. Условные обозначения см. на фиг. 46



Фиг. 44. Переход руслового и пойменного аллювия в отложения подводной дельты и далее в более удаленные от побережья отложения. Верхняя часть нижнекызыльской свиты.
Меджигейское месторождение. Условные обозначения см. на фиг. 46

русла в сторону бассейна седиментации. В этом случае (фиг. 44) аллювий переходит сначала в отложения подводной дельты, а затем в более удаленные от побережья терригенно-глинистые осадки.

Все эти признаки с несомненностью подтверждают русловой генезис отложений типов АР-1, АР-2 и АР-3. Подобные признаки наблюдаются у современных речных отложений, а также у ископаемых, выявленных почти во всех угленосных бассейнах как палеозойского, так и мезозойского и более молодого возраста.

Таким образом, приведенный комплекс признаков отложений типов АР-1, АР-2 и АР-3 свидетельствует о том, что они представляют единый парагенетический ряд. Их образование и накопление происходило в р у с л е, причем каждый из этих типов характеризует его отдельные участки. Отложения типа АР-1 залегают в основании аллювиальной толщи и отражают условия стрежневой части русла с сильно изменчивым режимом аккумуляции. Выше они перекрываются отложениями типов АР-2 и АР-3, накопление которых осуществлялось в прирусловой отмели, имеющей относительно более устойчивый режим осадконакопления. Отложения типа АР-2 наблюдаются в участках, примыкающих к стрежневой части русла, а типа АР-3 — к прирусловой части поймы. Поэтому отложения типов АР-2 и АР-3 отличаются лучшей сортировкой материала и более или менее отчетливой крупной косой однонаправленной слоистостью. Наклон косых слойков зависит как от силы водного потока и размера материала, так и от конфигурации гравийно-песчаных волн и ориентировки их гребней в плане, поскольку они меняются во времени.

Мощность отложений фации русла не превышает 12—15 *м* и редко достигает 20 *м*.

Фация алеврито-песчаных осадков прирусловой части поймы — АПП

В прирусловой части поймы накапливались отложения, относимые к двум литогенетическим типам — АПП-1 и АПП-2. Каждый из них имеет свои специфические особенности. Тип АПП-1 является связующим звеном между руслом и поймой. Хотя он и близок к отложениям прирусловой отмели, мы его все же относим к отложениям прирусловой части поймы, поскольку он образуется выше уреза воды в русле, т. е. фактически на пойме. Тип АПП-2 является характерным представителем данной фации и обладает признаками, свойственными собственно пойменным отложениям прирусловой части, образующимся во время половодий.

Тип АПП-1. Песчаник мелкозернистый, редко среднезернистый, с мелкой косой сходящейся слоистостью и прослоями с горизонтальной прерывисто-волнистой слоистостью.

Отложения данного типа представлены мелкозернистым (табл. IX, *2*, *3*; табл. X, *1*, *2*), иногда участками среднезернистым (табл. IX, *1*) песчаником. Песчаники, как правило, более или менее однородные, часто алевритовые, за исключением среднезернистых, в которых слоистость подчеркивается слабо выраженной ритмической сортировкой зерен.

Для пород этого типа характерна то плохо (табл. X, *1а*, *2*), то хорошо выраженная (табл. IX, *1—3*) мелкая косая слоистость. Угол наклона косых слойков достигает 20—25°, обычно меньше. Мощность косых серий 3—5, иногда 8—10 *см*. Толщина косых слойков всегда меньше 1 *см* и, как правило, не превышает 3—5 *мм*. Наряду с ней встречаются прослои, имеющие горизонтальную, горизонтально-волнистую (табл. IX, *1б*; табл. X, *1б*), горизонтальную волнисто-прерывистую (табл. IX, *1б*, *3*; табл. X, *2б*) слоистость. Она подчеркивается обугленным растительным детритом, алеврито-глинистым материалом и слюдой.

Среди растительных остатков преобладают мелкие обрывки и детрит. Располагаются они всегда по наслоению и напластованию, тем самым подчеркивая слоистость.

Остатки фауны и их отпечатки не встречены.

По аналогии с типом АР-3 здесь встречаются прослои темно-бурого цвета, обогащенные в цементе карбонатным материалом типа анкерита и брейнерита. Мощность прослоев обычно не превышает 0,10—0,20 *м*.

Переходы в ниже- и вышележащие отложения постепенные (табл. X, *1*), хотя наблюдаются и отчетливые контакты (с отложениями типа АР-3). Внутри отложений этого типа встречаются как отчетливые контакты, так и постепенные переходы. Вдоль русла в сторону бассейна они сменяются отложениями фаций алевритовых и песчаных осадков малоподвижного, подвижного и приустьевого мелководья.

Мощность отложений типа АПП-1 редко превышает 1—2 *м*.

Тип АПП-2. Песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый, с мелкой косой штриховатой и косо-волнистой слоистостью, участками с прослоями заиления.

Отложения этого типа слагаются песчаником мелкозернистым (табл. X, *4*, *5*; табл. XI, *1—5*; табл. XII, *1*, *2*, *4*; табл. XIII, *1*), часто алевритовым, алеврито-глинистым или глинистым (табл. XI, *3*; табл. XII, *2*, *3*), иногда близким к среднезернистому, алевролитом крупнозернистым (табл. X, *3*), редко мелкозернистым (табл. XII, *3*) и очень редко песчаником среднезернистым (табл. XIII, *2*), характеризующим местные внутриформационные размывы. Этим песчаникам присуща беспорядочная текстура (табл. XIII, *3а*).

Сортировка материала средняя, иногда более или менее хорошая в пределах ограниченных участков, обладающих мелкой косо-волнистой или горизонтальной прерывисто-волнистой слоистостью. Если рассматривать отложения типа в целом, то можно сказать, что они обладают плохой сортировкой, поскольку слоистость образована и подчеркивается присутствием большого количества алеврито-глинистого материала. Участками, особенно в верхней части отложений данного типа, наблюдается чередование алевролитов, мелкозернистых песчаников и аргиллитов. В целом для толщи характерно общее уменьшение размерности зерен снизу вверх по разрезу. Цвет отложений обычно серый и темно-серый.

Отложения данного типа имеют мелкую косую штриховатую (табл. X, *3*, *4*; табл. XI, *2*, *4*, *5*; табл. XII, *2*, *4*) и косо-волнистую (табл. X, *4*, *5*; табл. XI, *1—4*; табл. XII, *1*, *2*, *4*; табл. XIII, *1*) слоистость, сочетающуюся, как правило, с горизонтальной волнисто-прерывистой и горизонтально-волнистой (табл. X, *3—5*; табл. XI, *1*, *3*; табл. XII, *2*; табл. XIII, *1*, *2*), иногда горизонтальной (табл. XI, *1*, *3*). Слоистость подчеркивается большим количеством обугленного растительного детрита, слюдой и алеврито-глинистым материалом, причем последний обычно приурочивается к различным разновидностям горизонтально-волнистой слоистости. Размер слоистости очень маленький. Так, высота косых штрихов не более 1—2 *см*, а амплитуда волн косо-волнистой и горизонтально-волнистой сплошной и прерывистой слоистости не превышает 0,5—1,0 *см*. Угол наклона штрихов и волн не более 5—10°, редко больше. В тех случаях, когда имеются местные внутриформационные размывы, залегающие выше них осадки — среднезернистые, редко крупнозернистые песчаники — обладают неправильной, беспорядочного характера косой штриховатой, иногда мелкой косой сходящейся слоистостью, сочетающейся также с различными видами слоистости, характерными для отложений этого типа.

Для отложений типа АПП-2 характерно изменение формы и размера слоистости снизу вверх по разрезу (по мере уменьшения размера зерен и относительного улучшения их сортировки) от мелкой косой штрихова-

той через косо-волнистую до горизонтально-волнистой и горизонтальной. Участками, особенно в верхней части разреза и в частях, прилегающих к осадкам застойных и заболачивающихся водоемов поймы, наблюдаются текстуры взмучивания и оползания.

Растительные остатки, представленные обычно детритом, располагаются по слоистости, подчеркивая ее рисунок; чем больше размер слоистости, тем более крупным детритом она подчеркивается. Кроме того, крупный детрит всегда приурочивается к прослоям с горизонтальной и горизонтально-волнистой слоистостью. Здесь же иногда присутствуют крупные обрывки растений и растительные остатки хорошей сохранности. Остатков фауны и их отпечатков не встречено.

Минеральных включений, образующих желвакообразные и линзовидные прослои, не обнаружено. Однако при микроскопическом изучении в породах заметны мелкие рассеянные включения темноцветных и непрозрачных минералов, возможно типа анкерита и т. п.

Переходы в выше- и нижележащие отложения, как правило, постепенные, хотя с отложениями типа АПП-1 иногда имеется отчетливый контакт. Вдоль русла в сторону бассейна отложения типа АПП-2 сменяются отложениями фаций алеврито-глинистых и песчаных осадков прибрежных частей бассейна (БПП, БММ и др.), а по направлению к бортам долины либо переходят в отложения типов АПВ-1, АПВ-2, АПП-1, либо по резкой границе примыкают к осадкам предыдущих циклов осадконакопления.

Мощность отложений типа АПП-2 непостоянна и колеблется от 0,5—1,0 до 3—5 *м* и более.

Таким образом, для отложений типов АПП-1 и АПП-2 в целом наиболее характерны следующие признаки: 1) мелко-, редко среднезернистый песчаный и крупноалевритовый материал; 2) его относительно лучшая сортировка по сравнению с отложениями фации русла; 3) общее уменьшение размера зерен снизу вверх по разрезу; 4) мелкая косая сходящаяся, мелкая косая штриховатая и косо-волнистая слоистость, сочетающаяся с горизонтальной прерывистой и горизонтальной сплошной и прерывисто-волнистой; 5) наличие прослоев заиления с горизонтальной сплошной и прерывисто-волнистой слоистостью; 6) подчеркивание слоистости обугленным детритом, мелкоалевритовым и глинистым материалом; 7) парагенетическая связь (по разрезу) только с отложениями русла, с одной стороны, и с отложениями застойных, часто заболачивающихся водоемов поймы,— с другой; 8) залегание ниже угольного пласта того цикла, в который они входят, и выше руслового аллювия.

Основываясь на этом комплексе признаков, можно считать, что накопление отложений типов АПП-1 и АПП-2 происходило в речных долинах на пойме, в ее прирусловой части. Отложения типа АПП-1 соответствуют переходным отложениям между руслом и поймой и характеризуют внешнюю окраинную зону прирусловой части поймы, примыкающую к прирусловой отмели. Отложения типа АПП-2 относятся к более внутренним частям прирусловой части поймы, где более грубые прослои (мелкозернистые, иногда среднезернистые песчаники) с мелкой косой штриховатой и косо-волнистой слоистостью представляют отложения паводков, а более мелкозернистые прослои с большим количеством детрита соответствуют отложениям времени застоя и спада воды половодий.

Такой характер распределения осадков на пойме находит подтверждение в ряде работ, в той или иной мере освещающих строение современных речных отложений. Так, И. И. Плюснин (1936) установил, что «чем дальше пункт от русла, тем осадки тоньше, чем мощнее поток, тем обильнее осадки и тем шире прирусловые полосы отложений». Р. А. Еленевский

(1936) при изучении поймы Днепра выявил, что половодный процесс распределяет «речной аллювий по его механическим фракциям таким образом, что грубые песчаные элементы откладываются вблизи русла, глинистые в местах затухания движения в центральной и притеррасной областях». Такие же закономерности установлены для всех современных рек, на что имеются указания в литературе. Это закон, которому подчиняется процесс формирования осадков в речной долине вообще и на пойме в частности.

Существенное значение при отнесении отложений типов АПП-1 и АПП-2 к прирусловой части поймы имеет общий характер слоистости и, прежде всего, их форма и размер, которые свидетельствуют о малой, но относительно сильно изменчивой динамике водной среды, ослабевавшей в сторону соответствующего борта долины. В результате этого среди отложений прирусловой части поймы наблюдается пестрота, которая выражается как в чередовании различных типов осадков, так и в развитии разнообразных типов слоистости.

О пойменном характере данных отложений свидетельствует также их тесная генетическая связь с лежащим ниже русловым аллювием, с которым они представляют две части одного целого. Эта связь выражена в общем постепенном уменьшении размерности материала от руслового к пойменному аллювию, в постепенном изменении в том же направлении формы и размера слоистости от крупной косой однонаправленной прямолинейной и сходящейся через мелкую косую сходящуюся к мелкой штриховатой и косо-волнистой, что является следствием закономерного постепенного уменьшения динамики водной среды от русла к пойме, а в разрезе — от основания толщи к ее верхней части.

Мощность отложений фации прирусловой части поймы редко превышает 3—5 *м*.

Фация глинисто-алевритовых осадков застойных, часто заболачивающихся водоемов поймы — АПВ

Среди изученной угленосной толщи весьма незначительно развиты отложения застойных, часто заболачивающихся водоемов поймы. В этих условиях образовались осадки, относимые к двум литогенетическим типам — АПВ-1 и АПВ-2. В целом отложения фации АПВ характеризуют заключительный этап формирования осадков в речной долине.

Тип АПВ-1. Алевролит крупнозернистый, песчаник мелкозернистый, с горизонтально-волнистой и линзовидной слоистостью, часто их переслаивание.

Отложения типа слагаются в равной степени как мелкозернистыми песчаниками (табл. XIV, *2*, *3*), часто близкими к крупнозернистым алевролитам (табл. XIV, *1*), так и крупнозернистыми алевролитами, почти всегда глинистыми (табл. XIII, *3*) и мелкозернистыми (табл. XIII, *5*). Цвет пород большей частью темно-серый и зависит от примеси глинистого материала и обугленного растительного детрита; чем больше последнего, тем более темную окраску приобретает порода. Сортировка материала средняя и обычно бывает лучше тогда, когда однотипные породы имеют большую мощность. В случае переслаивания мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов сортировка ухудшается, особенно на контакте смежных слойков. Например, аргиллит может включать до 20—30% алевритового и мелкопесчаного материала.

Текстура отложений более или менее однообразна. Преобладает горизонтально-волнистая сплошная, либо прерывистая (табл. XIII, *3—5*; табл. XIV, *1—3*), а также линзовидная слоистость (табл. XIII, *3*). Этим типам слоистости, как правило, всегда сопутствует тонкая горизонтальная

слоистость (табл. XIII, *3*). Слоистость образована чередованием гранулометрических разностей пород и подчеркивается обугленным растительным детритом. В ряде случаев наблюдаются текстуры взмучивания (табл. XIII, *4*) и оползания.

Растительные остатки плохой сохранности и детрит встречаются в изобилии и располагаются по плоскостям напластования и наслоения, подчеркивая слоистость. Изредка в тонких породах — мелкозернистых алевролитах и аргиллитах — обнаруживаются растительные остатки хорошей сохранности. Когда выше отложений данного типа залегают отложения болот, то в верхней части обычно не удается различать какой-либо слоистости.

Остатков фауны и их отпечатков, а также минеральных включений не обнаружено.

Отложения этого типа имеют довольно локальное распространение, ограничены по мощности и вверх по разрезу постепенно переходят или в отложения типа АПП-2, или в ОБУ-1 и ОБУ-2. Если они залегают на осадках русла, то имеют с последними отчетливый контакт. На площади данные отложения генетически тесно связаны с отложениями типа АПП-2. Наблюдается постепенный переход отложений этих типов друг в друга. Вдоль русла в сторону устья они сменяются отложениями заболачивающихся приустьевых пространств, на которых в дальнейшем формировались болота.

Мощность отложений типа АПВ-1 непостоянна и колеблется от 0 до 1—2 *м*, очень редко достигая 3—5 *м*.

Тип АПВ-2. Алевролиты, аргиллит, иногда углистые, с горизонтальной, редко горизонтально-волнистой слоистостью и большим количеством растительного детрита, обрывков стеблей и листьев хорошей сохранности.

Отложения этого типа распространены весьма незначительно. Представлены они в основном мелкозернистыми алевролитами (табл. XIV, *7*) и значительно реже аргиллитами (табл. XIV, *5*), иногда углистыми. В ряде случаев они слагаются крупнозернистыми, часто глинистыми алевролитами (табл. XIV, *6*). К отложениям данного типа иногда приурочиваются маломощные прослои и линзы углей, глинисто-алевритовых углей и углистых пород. Сортировка материала средняя; она ухудшается, если налицо чередование гранулометрических разностей пород (табл. XIV, *4*). Цвет отложений темно-серый, порою черный за счет переполнения породы обугленным растительным детритом.

Текстура более или менее однообразна — это горизонтальная (табл. XIV, *6*, *7*) или горизонтально-волнистая слоистость, обусловленная чередованием различных гранулометрических разностей и подчеркнутая обугленным растительным детритом. В тех случаях, когда мощность слойков достигает 0,3—0,7 *см*, порода приобретает так называемую полосовидную слоистость, обычно образованную чередованием алевритового и глинистого материала (табл. XIV, *6*).

Растительные остатки многочисленны, порою они переполняют породу, располагаясь обычно по плоскостям напластования. Встречаются в изобилии как обугленный растительный детрит и обрывки растений плохой сохранности (табл. XIV, *5*, *6*), так и растительные остатки хорошей сохранности. Иногда присутствуют мелкие корешки растений. Остатков фауны и ее отпечатков не обнаружено (возможно, отсутствуют).

Минеральных включений не встречено. Иногда в цементе присутствуют железистые окислы, часто железистые карбонаты, которые приурочиваются к местам скопления обугленных растительных остатков.

Отложения данного типа залегают в самой верхней части речного аллювия, представляя конечную стадию заполнения мелких водоемов

поймы. Они имеют постепенные переходы вниз и вверх по разрезу, если выше залегают болотные, а ниже пойменные (типы АПВ-1 и АПП-2) отложения. Если они встречаются среди отложений типа АР-3, то обычно имеют резко очерченные границы. На площади отложения типа АПВ-2 имеют локальное распространение. Мощность их незначительна и в ряде случаев достигает 2—3, редко 5 *м*.

Таким образом, наиболее характерными признаками отложений фации АПВ служат: 1) наличие алеврито-глинистых, иногда мелкопесчаных отложений; 2) отсутствие хорошо отсортированных аргиллитов без примеси терригенного материала; 3) то плохая, то относительно хорошая сортировка материала; 4) тонкогоризонтальная или линзовидная слоистость; 5) частое переслаивание алевролитов с аргиллитом и мелкозернистым песчаником; 6) наличие большого количества растительных остатков, иногда хорошей сохранности, и детрита; 7) наличие прослоев и линз углей, глинисто-алевритовых углей и углистых пород; 8) тесная парагенетическая связь с отложениями прирусловой части поймы, с одной стороны, и отложениями болот — с другой; 9) залегание ниже угольного пласта цикла, в который они входят, и выше отложений прирусловой части поймы.

Такой комплекс признаков дает указание на накопление этих отложений в пониженных участках поймы, которыми могли быть мелкие застойные, часто заболачивающиеся водоемы — озера, старицы и т. п.

Разбирая строение пойменных отложений современных рек, Е. В. Шанцер (1951) считает, что по мере удаления от русла меняется тип половодных течений, которые постепенно теряют свою живую силу и приобретают способность переносить только все более и более тонкозернистый материал — супеси, глины и т. п. В пониженных частях поймы, где имеются благоприятные условия для застоя вод, накапливаются темно-серые, иногда почти черные суглинки и глины с обилием растительных остатков. Те же закономерности наблюдаются и в строении отложений типов АПВ-1 и АПВ-2. Залегая в верхней части речного аллювия и представляя конечную стадию жизни того или иного участка речной долины, они естественно имеют тот облик, который могут приобрести только отложения мелких застойных, часто заболачивающихся и зарастающих водоемов. Как в самих водоемах, так и в прилегающих частях на пойме поселялась травянистая и мелкая кустарниковая растительность, которая, отмирая, в ряде случаев давала тонкие невыдержанные прослои торфа. Осадки этих водоемов локально ограничены, не имеют фациальных переходов в боковые породы, что лишний раз подчеркивает их озерно-застойный режим, который мог возникнуть на пойме в пониженных участках, старицах, отшнурованных протоках и других им подобных аккумулятивных формах ее рельефа. Мощность осадков данной фации незначительна и редко достигает 3—5 *м*.

Таким образом, аллювиальные отложения среднеюрской угленосной толщи Тувы слагаются семью литогенетическими типами, осадки которых образовались в различных частях речной долины: типы АР-1, АР-2 и АР-3 — в русле (АР); типы АПП-1 и АПП-2 — в прирусловой части поймы (АПП) и типы АПВ-1 и АПВ-2 — в застойных, часто заболачивающихся водоемах поймы (АПВ). Как сами типы, так и условия их образования представляют парагенетический ряд, находясь во взаимной связи и сменяя друг друга в определенной последовательности. Русло и пойма — это части единого процесса формирования речной долины и накопления в ней осадков. В силу этого имеет место направленное изменение условий

образования речных отложений, что наглядно выявляется при сравнении отдельных фаций (табл. 4). Так, по мере изменений условий от русла к пойме, к ее застойным водоемам, происходит уменьшение размера зерен пород от конгломератов и гравелитов до аргиллитов и углей, изменение слоистости от крупной косой однонаправленной через мелкую косую до

Таблица 4

Сравнительная характеристика пород различных фаций аллювиальных отложений

Основные генетические признаки	Фации		
	АР	АПП	АПВ
Породы	Песчаник от крупно- до мелкозернистого, гравелит мелко-, реже среднезернистый, иногда гравелит крупнозернистый и конгломераты. В верхней части прослои алевролитов. Общее уменьшение размера зерен снизу вверх по разрезу и относительное улучшение их сортировки	Песчаник мелко-, редко среднезернистый, алевролит крупнозернистый. В различных частях, особенно в средней и верхней, прослои и линзы алевролита мелкозернистого и аргиллита, Общее уменьшение размера зерен снизу вверх по разрезу и относительное улучшение их сортировки	Алевролиты, аргиллиты, редко углистые, иногда песчаник мелкозернистый. Общее уменьшение размера зерен снизу вверх по разрезу
Слоистость	Крупная косая однонаправленная прямолинейная (АР-2) и сходящаяся (АР-3) слоистость с ритмической сортировкой зерен в каждом косом слойке и серии — от более крупных в основании к более мелким в верхней части. В нижней части толщи (АР-1) — слабо выраженная крупная косая беспорядочная, иногда разнонаправленная и взаимосрезающаяся слоистость. Угол наклона косых слойков колеблется от 10—15 до 30—35°	Косая мелкая сходящаяся (высота серий до 10 *см*), косая мелкая штриховатая (высота штрихов 2—3 *см*), косо-волнистая, чередующаяся с горизонтальной прерывисто-волнистой, горизонтальной сплошной и прерывистой. Угол наклона косых слойков от 5—10 до 20—25°	Горизонтально-волнистая сплошная и прерывистая, линзовидная, горизонтальная. Пологоволнистое, редко горизонтальное, в основном мелкое (0,5—5 *см*) и тонкое (до 0,5 *см*) переслаивание пород
Растительные остатки	Крупные и мелкие обугленные, иногда минерализованные растительные остатки — стволы и стебли деревьев. Размер стволов в диаметре достигает 40—60 *см*. Встречается также обугленный растительный детрит	Мелкие обугленные обрывки растений и многочисленный детрит	Мелкие обугленные обрывки растений, часто хорошей сохранности также многочисленный детрит
Фауна	Отсутствует	Отсутствует	Не обнаружена, возможно, отсутствует
Контакты и переходы по разрезу и на площади	В основании толщи резкий контакт с эрозионным размывом; верхний контакт отчетливый, редко постепенный переход. Имеются внутриформационные эрозионные размывы. Поперек русла по резкой границе с эрозионным размывом отложения примыкают к бортам долин, а вдоль русла по течению постепенно переходят в отложения подводной дельты	Нижний контакт отчетливый, иногда постепенный переход; верхний переход постепенный. Иногда встречаются внутриформационные размывы. Поперек русла по резкой границе с эрозионным размывом отложения примыкают к бортам долины, а вдоль русла вниз по течению постепенно переходят в отложения верхней части подводной дельты	Нижний и верхний переходы постепенные. На площади отложения имеют локальное распространение и не имеют фациальных переходов в окружающие породы фации АПП
Положение в цикле осадконакопления	Ниже угольного пласта того цикла, в который они входят, но выше эрозионного размыва	Ниже угольного пласта того цикла, в который они входят, но выше отложений фаций АР	Ниже угольного пласта того цикла, в который они входят, но выше, как правило, отложений фации АПП
Мощность	Обычно 12—15, редко 20 *м*	Обычно 3—5, редко 7—8 *м*	Обычно 1—2, редко 3—5 *м*

горизонтально-волнистой и горизонтальной и т. п. Эти и другие их характерные генетические признаки, а также направленное их изменение дают возможность определенно говорить об аллювиальном генезисе рассматриваемых литогенетических типов отложений.

ХАРАКТЕРИСТИКА ФАЦИЙ И ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ДЕЛЮВИАЛЬНО-ПРОЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Делювиальные и пролювиальные отложения в условиях относительно сильно расчлененного рельефа, который был характерен для центральных и восточных районов прогиба, а также его прибортовых частей, сопутствовали речным отложениям и генетически были тесно связаны с ними. Они, особенно пролювиальные, в начальную стадию образования угленосной формации несомненно имели широкое развитие. Однако, к сожалению, делювиальные и пролювиальные отложения изучены нами весьма слабо, как и в целом разрез нижней части улугхемской свиты, не содержащей в большинстве районов прогиба угольных пластов. Это объясняется тем, что почти все скважины, в том числе описанные и просмотренные автором, ограничивались подсечением разведуемого угольного пласта Улуг (№ 2), отстоящего от основания угленосной толщи на 100 *м* и более. Только на Элегестском (южная часть) и Меджигейском (пласт

Таблица 5

Литогенетические типы и фации делювиально-пролювиальных отложений

Литогенетический тип		Фация		
название	индекс	индекс	главнейшие признаки	название
Алевролиты и аргиллиты с разнообразной по составу и размеру щебенкой пород	ДПС-1	ДПС	Условия текучих вод	Алеврито-глинистых осадков подножий склонов (внутренняя часть делювиального шлейфа)
Конгломераты и гравелиты, иногда щебенчатые, с прослоями и линзами песчано-алевритового материала	ДПК-1	ДПК		Конгломерато-гравийных осадков конусов выноса оврагов

Меджигейский), Онкажинском (пласт № 3) и Чаданском (пласт Чаданский) месторождениях некоторые скважины вскрыли полный разрез угленосной толщи, поскольку интересующий разведчиков угольный пласт приурочивался к первому циклу осадконакопления. На Меджигейском месторождении по скв. 404 (фиг. 48) установлены делювиальные отложения. Наряду с этим при изучении обнажений на Онкажинском, Меджигейском, Эрбекском, Каахемском месторождениях, в Экки-Оттугской синклиналии, Сессерлигско-Тапсинской мульде, по р. Бий-Хем и в других местах были фиксированы крупнообломочные пролювиальные отложения, парагенетически связанные с русловым аллювием (табл. 5).

Фация алеврито-глинистых осадков подножий склонов — внутренняя часть делювиального шлейфа — ДПС

Среди отложений, которые могут иметь делювиальный генезис, установлен один генетический тип (ДПС-1). Его отложения, в отличие от всех других, слагающих угленосную толщу, имеют весьма специфические структурные и текстурные особенности.

Тип ДПС-1. Алевролиты и аргиллиты с разнообразной по составу и размеру щебенкой пород.

Отложения типа слагаются крупно- и мелкозернистыми (табл. XIV, *8*) алевролитами с прослоями аргиллитов и редко мелкозернистых песчаников, а также аргиллитами. Для них характерно включение неокатанных и слабоокатанных обломков — щебенки пород от аргиллита до песчаников включительно с ненарушенной первичной текстурой. Кроме того, встречаются крупные и мелкие песчаные и гравийные зерна кварцевого состава, разбросанные по всей породе. Цвет пород темно-серый и серый. Сортировка материала очень плохая из-за включения материала самой различной размерности и его беспорядочного расположения.

Текстура отложений своеобразная — беспорядочная и пятнистая за счет включения зерен и обломков пород. Первичная текстура последних по отношению к вмещающей породе может занимать самое различное, часто беспорядочное положение. В отдельных участках иногда наблюдается неясная горизонтальная или слабонаклонная слоистость.

Растительные остатки немногочисленны, в основном это обрывки растений и детрит, которые располагаются беспорядочно. Все это вместе взятое придает породе крупноостроугольный излом. Остатков фауны и их отпечатков, а также минеральных включений не обнаружено.

Отложения типа ДПС-1 встречены среди руслового аллювия и имеют с ним отчетливые границы. В сторону центральной части речной долины они фациально замещаются русловым аллювием, а в противоположную сторону примыкают к берегу, сложенному доюрскими породами. Мощность отложений типа ДПС-1 не превышает 10—15 *м*.

Этот весьма незначительный, но своеобразный и отличный от всех остальных отложений комплекс признаков свидетельствует об особых условиях образования отложений данного типа. Осадки, представляющие скопления плохо отсортированных, различных по размеру и составу обломков пород, сцементированных алеврито-глинистым, участками мелкопесчаным материалом, накапливались у подножий возвышенностей доюрского рельефа. Они, очевидно, являются внутренней частью делювиального шлейфа, на строение и конфигурацию которого большое влияние оказывал относительно сильно расчлененный рельеф фундамента прогиба. Отложений периферических частей делювиального шлейфа, обращенного в сторону склона (конгломерато-гравийный материал с примесью алеврито-глинистого) и русла (алеврито-глинистый материал), нами не встречено. Они несомненно участвуют в строении нижней части угленосной толщи и при ее детальном разбуривании будут обнаружены.

Фация конгломерато-гравийных осадков конусов выноса оврагов — ДПК

Наряду с накоплением делювия из оврагов на аллювиальную равнину выносился бурными временными потоками и образовывал конуса выноса грубообломочный, плохо отсортированный материал — отложения типа ДПК-1. По своему составу и строению они резко отличаются от руслового аллювия, а также и от делювия, хотя в ряде случаев это не всегда можно установить.

Тип ДПК-1. Конгломераты и гравелиты, иногда щебенчатые, с прослоями и линзами песчано-алевритового материала.

Отложения этого типа представлены разногалечниковыми конгломератами и разнозернистыми гравелитами, часто плохо окатанными, иногда щебенчатыми. Они, как правило, образуют крупные линзы, которые отличаются друг от друга не только размером и конфигурацией, но и составом

слагающего материала; последним в значительной мере определяется степень его окатанности. Сортировка материала слабая, иногда плохая. Залегание линз неправильное; часто на разных уровнях не однонаправленное. Среди грубых осадков встречаются тонкие прослои и линзы песчаного и алеврито-глинистого материала, иногда хорошо отсортированного. В целом разрез в нижней части слагается более грубыми осадками, а по мере удаления от прибортовых и возвышенных частей прогиба вверх по разрезу они сменяются все более и более тонкозернистыми. В противоположность аллювию они не подразделяются на русловые, пойменные и старичные отложения.

Слоистость для отложений типа ДПК-1 не характерна, хотя участками наблюдается слабо выраженная полого-наклонная, подчеркнутая алеврито-глинистым материалом. Встречаются обрывки и обломки растительных остатков. Остатков фауны и их отпечатков, а также минеральных включений не встречено.

Отложения типа ДПК-1 залегают среди руслового аллювия, иногда перекрывают пойменный аллювий. В сторону центральной части речной долины они вначале сменяются более тонкозернистым и лучше отсортированным песчано-алевритовым материалом, а затем фациально замещаются русловым и пойменным (редко) аллювием. В противоположную сторону осадки грубеют, ухудшается их сортировка, материал становится щебенчато-валунным и по довольно отчетливой границе примыкает к вершине и стенкам оврагов. Мощность отложений этого типа колеблется от 3—5 до 15—20 *м*.

Своеобразная структура и текстура отложений типа ДПК-1, их залегание среди речных осадков, локальное распространение (в сторону, противоположную от возвышенностей рельефа), приуроченность к нижней части угленосной толщи и совместное залегание с аллювием в понижениях фундамента прогиба — все это свидетельствует о том, что они являются отложениями конусов выноса оврагов. В ряде случаев это не что иное, как осадки селевых потоков, от которых они могут практически не отличаться. При широком развитии отложений конусов выноса, очевидно, образовывались сплошные полосы осадков, протягивающиеся вдоль возвышенностей и бортов прогиба, т. е. возникали пролювиальные шлейфы. Специфика отложений типа ДПК-1 несомненна; они имеют значительное распространение среди континентальных отложений большинства мезозойских угленосных формаций, а также характерны для современных межгорных и предгорных прогибов.

Таким образом, в начальную стадию образования угленосной формации наряду с интенсивным накоплением речных осадков происходил значительный вынос на аллювиальные равнины разнородного по размеру и составу обломочного материала. В одних случаях это был плоскостной смыв с накоплением делювия у подножий склонов, в других — кратковременными селевыми или более или менее длительно действовавшими бурными потоками выносился из оврагов пролювиальный материал, который скапливался у устьев оврагов и в некотором удалении от них. Образование делювиальных и пролювиальных осадков не было постоянным; оно зависело от ряда причин и, прежде всего, от характера рельефа, интенсивности эрозионной деятельности и состава пород, которые подвергались разрушению под действием механического и химического выветривания.

Глава VI

ФАЦИИ И ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОЗЕРНО-БОЛОТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ — ОБ

ВВЕДЕНИЕ

На границе суши и крупного бассейна в среднеюрское время в Тувинском межгорном прогибе существовал комплекс условий, в которых отлагались как собственно болотные — гумусовые торфяники, давшие впоследствии угли различной степени изменения, так и терригенно-глинистые отложения. Последние возникли в процессе заболачивания прибрежных и приустьевых пространств, а также при переработке и заполнении мелких застойных, часто заиливающихся и зарастающих озерных водоемов побережья и отдельных частей торфяных болот.

Процесс формирования отложений озерно-болотного комплекса начинался после того, как прибрежная часть бассейна превращалась в прибрежную сушу. Эти участки бывшего дна имели относительно расчлененный рельеф, состоящий из пониженных и повышенных частей, где первые заполнялись в основном за счет разрушения последних. В пониженных участках создавался своеобразный застойный режим и поселялась мелкая древесная и травянистая растительность. Здесь накапливались терригенно-глинистые осадки с неправильной горизонтальной прерывисто-волнистой и линзовидной слоистостью, имеющей неровные и неотчетливые плоскости наслоения, порою осложненные текстурами взмучивания и оползания. Иногда водоемы, зарастая на различных стадиях своего существования, давали прослои и линзы, обогащенные гумусовым веществом. Часто это заканчивалось образованием углей.

В дальнейшем начиналось общее заболачивание прибрежных пространств, которое захватывало также приустьевые части речных долин. Помимо мелких растений поселялись крупные древесные влаголюбивые растения — гинкговые, цикадовые, хвойные и др. Вся эта растительность препятствовала свободному проникновению вглубь болота со стороны бассейна и суши вод, несущих терригенно-глинистый материал, и последний отлагался по окраинам болота. Однако, учитывая, что область юрского осадко- и угленакопления в Тувинском прогибе простиралась в виде относительно узкой полосы и к ней с северо-запада и юго-востока близко подходила суша, дренируемая притоками пра-Улугхема, в болота то там, то здесь периодически в разное время проникали водные потоки, нарушавшие и усложнявшие процессы формирования торфяников. В результате этого очень часто угольные пласты приобретали сложное строение как за счет алеврито-глинистых прослоев, так и за счет включения глинистого и терригенного материала в углях.

Заболачивание прибрежной суши было не одновременным — в устьях речных долин оно начиналось позже, чем на остальном побережье. Это связано с тем, что процесс выравнивания побережья заканчивался скорее,

чем выработка продольного и поперечного профиля речной долины, где мигрирующее русло и его многочисленные блуждающие протоки и рукава мешали постоянному поселению и закреплению растительности. Поэтому первые слои торфа, переходившие в ископаемое состояние, появлялись сначала на побережье.

Древесная растительность своими корнями перерабатывала тот субстрат, на котором она поселялась, и создавала из него своеобразный тип отложений — почву и подпочву угольных пластов. Переработке подвергались и отложения, образовавшиеся в процессе выравнивания прибрежной части суши, и те, которые накапливались ранее на дне бассейна или в речной долине. В дальнейшем, после того, как заканчивалось формирование поверхности субстрата болота, а отмиравшая растительность давала достаточный материал для образования торфа, начинался процесс накопления торфяников различного генезиса.

ХАРАКТЕРИСТИКА ФАЦИЙ И ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ОЗЕРНО-БОЛОТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Озерно-болотные отложения слагаются из отложений, образовавшихся как в условиях заболачивающегося побережья (собственно побережья и приустьевого побережья), так и в условиях зарастающих и заиливающихся застойных его водоемов (табл. 6).

Таблица 6

Литогенетические типы и фации озерно-болотных отложений

Литогенетический тип		Фация		
название	индекс	индекс	главнейшие признаки	название
Алевролиты, аргиллит, с комковатой текстурой и корневыми остатками — почва угольного пласта	ОБУ-1	ОБУ	Условия заболачивающегося побережья	Глинисто-алевритовых осадков заболоченных приустьевых аллювиальных равнин
Алевролиты, иногда песчаник мелкозернистый, с корневыми остатками — подпочва угольного пласта	ОБУ-2			
Алевролиты с комковатой текстурой и корневыми остатками — почва угольного пласта	ОБП-1	ОБП		Песчано-алевритовых осадков заболоченных прибрежно-бассейновых равнин
Алевролиты, песчаник мелкозернистый, с корневыми остатками и флюидоподобной текстурой — подпочва угольного пласта	ОБП-2			
Алевролиты, песчаник мелкозернистый, с неправильной горизонтальной прерывисто-волнистой и линзовидной слоистостью, неровными плоскостями наслоения, часто текстурами взмучивания и оползания	ОБВ-1	ОБВ	Условия зарастающих и заиливающихся застойных водоемов заболачивающегося побережья	Алевритовых осадков застойных и зарастающих озерных водоемов заболачивающихся прибрежно-бассейновых равнин
Алевролиты без видимой слоистости, с остроугольно-раковистым изломом, включением растительного детрита и обрывков растений, в том числе корешков, часто с прослоями и линзами углей и углистых пород	ОБВ-2			
Аргиллит, алевролит мелкозернистый, углистые	ОБЗ-1	ОБЗ		Углистых алеврито-глинистых осадков заиливающихся озер и торфяных болот побережья
Аргиллит, алевролит мелкозернистый, углисто-листоватые, с обилием обрывков растений, часто с листовой флорой хорошей сохранности	ОБЗ-2			

Фация глинисто-алевритовых осадков заболоченных приустьевых аллювиальных равнин — ОБУ

В устье речной долины происходило образование весьма своеобразных, в основном алеврито-глинистых отложений, предшествующих последующему торфонакоплению. Они представлены двумя литогенетическими типами, из которых первый — тип ОБУ-1 — характеризует почву, а второй — тип ОБУ-2,— располагающийся по разрезу ниже первого,— подпочву угольных пластов.

Тип ОБУ-1. Алевролиты, аргиллит, с комковатой текстурой и корневыми остатками — почва угольного пласта.

Отложения этого типа слагаются алевролитами и аргиллитами, причем первые преобладают. Алевролиты как мелкозернистые (табл. XV, *2*, *4*), так и крупнозернистые (табл. XV, *1*, *3*), глинистые, разнозернистые, неоднородные, плохо отсортированные. Цвет пород изменяется от темно-серого, часто темно-бурого в верхней части, до серого и светло-серого.

Для пород данного типа характерно отсутствие слоистой текстуры. Это обычно порода с комковатой отдельностью, наиболее интенсивной в средней и верхней частях. Комковатость обусловлена многочисленными включениями корневых остатков, особенно мелких, которые пронизывают породу преимущественно в вертикальном и близком к нему направлениях (табл. XV, *1—4*). Крупные корневые остатки в самой верхней части (15—20 *см*) обычно не встречаются, а располагаются ниже. Наряду с этим наблюдаются слабо выраженные флюидоподобные текстуры, напоминающие текстуры взмучивания.

Помимо мелких и крупных корешков встречается много неопределимых растительных остатков и детрит, количество которых убывает вниз по разрезу. Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено.

Минеральных образований также не обнаружено. Самые верхние части отложений этого типа иногда содержат в цементе железистые окислы и железистые карбонаты в ассоциации с гумусовым веществом.

Отложения типа вверх по разрезу постепенно сменяются углями и углистыми породами, но часто имеют с ними отчетливый контакт. Вниз по разрезу они всегда постепенно переходят в отложения типа ОБУ-2. На площади они фациально замещаются почвенными образованиями, развивающимися на побережье за пределами речных долин (типы ОБП-1 и ОБП-2). Мощность отложений типа ОБУ-1 обычно незначительна и редко превышает 0,6—1,0 *м*.

Тип ОБУ-2. Алевролиты, иногда песчаник мелкозернистый, с корневыми остатками — подпочва угольного пласта.

Отложения этого типа слагаются в основном крупно- (табл. XV, *6*) и мелкозернистыми алевролитами, иногда мелкозернистыми песчаниками (табл. XV, *5*). Они имеют обычно серую, иногда темно-серую окраску, особенно в тех случаях, когда они являются глинистыми. Сортировка материала различная: в верхней части, где имеются флюидоподобные текстуры, обычно плохая, а ниже — средняя, поскольку здесь наблюдаются слоистые текстуры, обусловленные чередованием пород различного гранулометрического состава.

Текстурные признаки различны. В тех участках, где имеются хорошо различимые корневые остатки, наблюдается неправильная перепутанная текстура. Иногда с ней сочетается более или менее отчетливо выраженная флюидоподобная текстура, возникавшая в результате взмучивания осадков при формировании поверхности субстрата болота. Здесь же наблюдаются текстуры оползания и протыкания, исчезающие вниз по разрезу. Текстуры протыкания отчетчиво проявляются в тех местах, где они

приурочиваются к слоистым породам (табл. XV, *5*), на которых формируются болота — в данном случае на отложениях типа АПП-2.

По всей толще присутствуют корневые остатки, количество и размер которых убывают сверху вниз по разрезу; одновременно увеличивается количество растительного детрита и обрывков растений. Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено.

Минеральные включения встречаются в виде отдельных зерен в цементе. Это обычно карбонаты, в основном железистые, придающие породе буроватую окраску. В верхней части угленосной толщи, где в разрезах присутствуют известняки, цементом в подпочвенных отложениях часто служит кальцит.

Вверх и вниз по разрезу отложения данного типа постепенно переходят соответственно в отложения почвы (ОБУ-1) и отложения фаций поймы (АПВ, иногда АПП). По площади они постепенно сменяются отложениями заболачивающихся прибрежно-бассейновых равнин (ОБП).

Мощность отложений типа ОБУ-2 непостоянная и колеблется от 0,5—0,8 до 1,5—2,0 *м*, редко больше.

Таким образом, для отложений типов ОБУ-1 и ОБУ-2 в целом характерны следующие признаки: 1) в основном алеврито-глинистый, иногда мелкопесчаный материал; 2) плохая сортировка материала, часто флюидоподобная комковатая текстура; 3) многочисленные крупные и мелкие корневые остатки; 4) убывание количества корешков сверху вниз по разрезу; 5) отсутствие фауны и ее отпечатков; 6) темно-бурая и буровато-пепельная окраска с переходом в темно-серую и серую вниз по разрезу; 7) непосредственное залегание ниже угольных пластов; 8) постепенный переход в отложения поймы и, как правило, отчетливый контакт с угольными пластами и углистыми породами.

Вполне очевидно, что отложения, содержащие большое количество корневых остатков, перекрываемые угольными пластами и залегающие в пределах устьевой части речной долины, могли формироваться только в болотах, где произрастали крупные и мелкие деревья. По мере старения речной долины, в ее устьевой части, т. е. в верхней части надводной дельты, создавались благоприятные условия для заболачивания, в ходе которого происходило некоторое переформирование ранее накопившихся осадков, относимых к фациям поймы. В результате этого образовывались плохо отсортированные алеврито-глинистые, иногда мелкопесчаные осадки с неправильной перепутанной текстурой. Здесь же возникали текстуры взмучивания и оползания, придававшие осадкам своеобразные черты. Одновременно с этим и особенно в заключительную стадию выработки субстрата болота появлялась сперва мелкая, а затем крупная древесная растительность, которая своими корнями еще более усложняла строение осадков.

Корни деревьев, проникая в осадки, воздействовали на них с различной интенсивностью. В верхней части отложений фации их было больше и они сильнее изменяли структурные и текстурные признаки осадка (отложения почвы угольных пластов), чем в нижней части, где корешков значительно меньше (отложения подпочвы угольных пластов). Однако корни почти всегда проникали и в лежащие ниже осадки, не подвергавшиеся переработке, т. е. в осадки фации застойных, часто заболачивающихся водоемов поймы, редко — прирусловой части поймы. В этих случаях всегда видна первичная текстура, нарушенная текстурами протыкания.

Анализ признаков показывает, что отложения литогенетических типов ОБУ-1 и ОБУ-2 образовывались в пределах речной долины в результате **заболачивания и зарастания** древесной растительностью ее устьевой части, относимой к верхам **надводной дельты**. Процесс переработки ранее накопившихся осадков поймы и их заболачивание в

различных частях надводной дельты в силу специфических особенностей своего формирования протекал с различной интенсивностью. Поэтому и мощность отложений фации заболоченных приустьевых равнин непостоянна и колеблется от 0,5—0,7 до 2—3 *м*.

Фация песчано-алевритовых осадков заболоченных прибрежно-бассейновых равнин — ОБП

За пределами надводной дельты вдоль берега бассейна также происходило заболачивание прибрежной суши. Здесь в результате переработки ранее накопившихся бассейновых осадков происходило образование двух литогенетических типов. Первый тип, ОБП-1, отложения которого подстилают угольные пласты, представляет почву, а второй тип, ОБП-2, постепенно переходящий вверх по разрезу в первый,— подпочву угольных пластов.

Тип ОБП-1. Алевролиты с комковатой текстурой и корневыми остатками — почва угольного пласта.

Отложения типа слагаются мелко- (табл. XVI, *1*) и крупнозернистыми (табл. XV, *7*; табл. XVI, *2*, *3*) алевролитами, иногда мелкозернистыми песчаниками, очень редко аргиллитами. Цвет пород темно-серый, редко серый; в верхней части обычно темно-серый, буровато-пепельный. Сортировка материала, как правило, плохая, хотя участками наблюдается средняя и даже хорошая.

Текстура, как и для отложений типа ОБУ-1, своеобразная, обусловленная включением того или иного количества крупных корешков, располагающихся обычно вертикально (табл. XV, *7*; табл. XVI, *2*, *3*), а также их ответвлений и многочисленных мелких корешков. Вся масса корешков придает породе комковатое строение, в результате чего она не только в сухом, но и в сыром виде распадается на кусочки различного размера. Наряду с корешками присутствуют обугленные растительные остатки и детрит (табл. XVI, *1*), располагающиеся в различных направлениях. Хотя и не всегда, но в отложениях почвы имеются флюидоподобные текстуры (табл. XV, *7*), образованные за счет взмучивания и переотложения осадков. Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено.

Минеральные образования для отложений этого типа не характерны. В частности, отсутствуют конкреционные образования по корневым остаткам. Иногда, как и в отложениях типа ОБУ-1, в самой верхней части, непосредственно контактирующей с углями или углистыми породами, имеются темно-бурые участки, обогащенные железисто-карбонатным цементом.

Отложения данного типа сменяются вверх по разрезу, большей частью резко, углями или углистыми породами; с последними часто наблюдаются постепенные переходы. Вниз по разрезу эти отложения всегда постепенно переходят в отложения типа ОБП-2 или фации ОБВ, БММ и БПМ, редко других. На площади они сменяются осадками заболоченных приустьевых аллювиальных равнин (фация ОБУ).

Мощность отложений типа ОБП-1 незначительна и колеблется от 0,30—0,50 до 0,8—1,2 *м*.

Тип ОБП-2. Алевролиты, песчаник мелкозернистый, с корневыми остатками и флюидоподобной текстурой — подпочва угольного пласта.

Отложения типа представлены мелко- и крупнозернистыми (табл. XVI, *4*, *5*; табл. XVII, *1—4*) алевролитами, а также мелко- и очень редко среднезернистыми песчаниками (табл. XVII, *3б*). Цвет пород серый и темно-серый; чем тоньше порода, тем она более глиниста и тем темнее окрашена. Сортировка материала в общем очень плохая. Изредка участ-

ками, особенно при переходе в лежащие ниже типы фации БММ и др., сортировка несколько улучшается.

Для данного типа в целом характерны очень своеобразные и хорошо выраженные флюидоподобные текстуры. В их строении участвуют породы от аргиллита до мелкозернистого песчаника и даже в редких случаях до среднезернистого. По форме это иногда подобие переслаивания (табл. XVII, *1*) с неровными, расплывчатыми плоскостями наслоения, иногда — неправильные включения разнозернистого материала, образующие расплывчатые границы соприкосновения пород (табл. XVI, *4*, *5*; табл. XVII, *2*). Для этих участков крупные корневые остатки не характерны; здесь обычно изобилуют мелкие и тонкие корешки, нарушающие текстурные особенности и усложняющие их рисунок, но не придающие породе комковатости. Наряду с корневыми остатками присутствуют в большом количестве растительные обрывки и детрит, располагающиеся как по «наслоению» текстур, так и в самых различных направлениях. Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено.

Минеральные включения очень редки. В средней и верхней частях нижнекызыльской свиты, где встречаются карбонатные породы, в том числе известняки, в цементе отложений данного типа часто присутствуют чистый кальцит и железистые карбонаты. Кроме того, весьма редко можно наблюдать слабо выраженные конкреционные образования, очевидно, представляющие псевдоморфозы сидерита (?) по корневым остаткам.

Вверх по разрезу и на площади отложения типа ОБП-2 постепенно сменяются соответственно почвенными образованиями типа ОБП-1 и осадками заболоченных приустьевых аллювиальных равнин (фации ОБУ). Вниз по разрезу они также постепенно переходят в отложения фации ОБВ, с которыми имеют много общих черт, а при отсутствии последних в отложения фаций БММ, БПМ и некоторых других.

Мощность отложений типа ОБП-2 непостоянна и достигает 1,5—2,0 *м*.

Таким образом, отложения фации ОБП имеют следующий комплекс признаков: 1) песчано-алевритовый материал; 2) плохую сортировку материала, комковатую и флюидоподобную текстуры; 3) большое количество крупных и мелких корешков растений; 4) убывание количества корешков сверху вниз по разрезу; 5) отсутствие фауны и ее отпечатков; 6) темно-бурую и буровато-пепельную окраску с постепенным переходом вниз по разрезу сперва в темно-серую, а затем серую; 7) непосредственное залегание ниже угольных пластов; 8) постепенный переход в отложения застойных и зарастающих водоемов заболачивающихся прибрежно-бассейновых равнин (фация ОБВ) или, при их отсутствии, в алевритопесчаные и песчаные осадки подвижного (фация БПМ) и прибрежного малоподвижного (фация БММ) мелководья.

Если сравнивать эти признаки с комплексом признаков фации глинисто-алевритовых осадков заболоченных приустьевых аллювиальных равнин (ОБУ), то между ними обнаруживается весьма много общих черт. Это, прежде всего, говорит о том, что отложения типов ОБП-1 и ОБП-2 возникли также в результате заболачивания, но уже не устьевых частей речных долин, а участков побережья, находящихся за их пределами. Располагаясь в разрезе всегда ниже угольных пластов, отложения фации ОБП перекрывают либо осадки застойных и зарастающих озерных водоемов побережья (фация ОБВ), если они присутствуют, либо чаще всего осадки приберегового малоподвижного (фация БММ) и подвижного (фация БПМ) мелководья. В этом и состоит принципиальное отличие фации песчано-алевритовых осадков заболоченных прибрежно-бассейновых равнин (ОБП) от фации глинисто-алевритовых осадков заболоченных приустьевых аллювиальных равнин (ОБУ). Кроме того, для отложений фации ОБП характерен более грубый, главным образом песчано-алеври-

товый размер пород, поскольку они образуются за счет переработки мелко- и среднепесчаного и в значительно меньшей мере алевролитового материала фаций БММ и БПМ.

Заболачивание побережья начиналось уже после того, как в основном закончилось выравнивание и переработка бывшего участка дна бассейна, превращенного в результате поднятия в прибрежную часть суши и образование фации ОБВ. В процессе сплошного заболачивания происходило дальнейшее переформирование верхних частей осадков как фации ОБВ, так и фаций бассейнового генезиса — БММ, БПМ и др. В конечном итоге возникали плохо отсортированные песчано-алевритовые отложения с комковатой, а в средней и верхних частях с более или менее ясно выраженными флюидоподобными текстурами. Одновременно с этим поселялась древесная растительность, которая, воздействуя своими многочисленными корнями на осадок, придавала отложениям данной фации своеобразное строение.

В верхней части, также как и в фации ОБУ, образовывалась почва (тип ОБП-1), а ниже — подпочва (тип ОБП-2) угольных пластов. Крупные корешки своими периферическими частями часто пронизывали не только отложения данной фации, но и проникали глубже в осадки лежащих ниже фаций, нарушая их первичную текстуру.

Рассмотрение этих признаков не оставляет сомнения в том, что образование отложений типов ОБП-1 и ОБП-2 происходило в результате заболачивания прибрежной суши, располагающейся за пределами речных долин. В силу специфических условий и неодинаковой интенсивности процессов заболачивания мощность отложений фации изменчива и колеблется от 0,5—0,7 до 3—4 *м*.

Фация алевритовых осадков застойных и зарастающих озерных водоемов заболачивающихся прибрежно-бассейновых равнин — ОБВ

Образование и накопление осадков в пределах только что освободившегося от вод участка прибрежного дна, выведенного на дневную поверхность в результате поднятия, имело свои особенности. Это приводило к возникновению отложений двух литогенетических типов, ОБВ-1 и ОБВ-2, хотя и различающихся между собою рядом признаков, но представляющих единый процесс заполнения мелких водоемов заболачивающихся прибрежно-бассейновых равнин.

Тип ОБВ-1. Алевролиты, песчаник мелкозернистый, с неправильной горизонтальной прерывисто-волнистой и линзовидной слоистостью, неровными плоскостями наслоения, часто текстурами взмучивания и оползания.

Отложения этого типа представлены в основном крупнозернистым алевролитом (табл. XVIII, *1*, *4*; табл. XIX, *2*) и мелкозернистым песчаником (табл. XVIII, *2*, *3*; табл. XIX, *1*), обычно глинистыми. Значительно реже встречаются алевролиты мелкозернистые. Цвет пород от серого до темно-серого; порода тем темнее, чем больше она глиниста и чем больше она содержит обугленного растительного материала. Сортировка материала в общей массе очень плохая, но в отдельных участках самая различная— от плохой до хорошей.

Текстурные особенности весьма своеобразные. Как правило, отсутствует хорошо выраженная слоистая текстура, а если она и есть, то наблюдается смешение нескольких типов слоистости. В большинстве случаев характерна неправильная горизонтальная волнисто-прерывистая (табл. XVIII, *1*, *2*) слоистость, участками линзовидная, с неровными плоскостями наслоения. Неровность плоскостей наслоения обусловлена

своеобразием процесса осадконакопления, при котором большое значение имели явления взмучивания, оползания, жизнедеятельности илоядных животных и многочисленная мелкая растительность, мешавшая в ряде случаев образованию правильных слоистых текстур. Все эти текстуры хорошо видны на табл. XVIII, *1—3*, табл. XIX, *1*, *2*.

Текстуры взмучивания образованы за счет того материала, которым слагается сама порода. Они обычно хорошо проявляются там, где порода состоит из переслаивания двух или трех неодинаково окрашенных гранулометрических разностей. В тех случаях, где порода слагается почти одним и тем же размером зерна, текстура неотчетливая. Если же присутствуют корневые остатки, то к ним приурочивается более тонкий, чем основная порода, материал темно-серого цвета (табл. XIX, *1*). Когда порода более или менее однородна и зерен другой размерности мало, текстуры взмучивания так нарушают осадок, что меньшая фракция наблюдается в виде беспорядочно разбросанных изолированных пятен (табл. XVIII, *3*). Все эти текстуры в общем можно назвать флюидоподобными.

Растительные остатки и детрит многочисленны. Распределяются они по породе беспорядочно, участвуя в строении и в ряде случаев подчеркивая различные текстуры. Кроме того, встречаются единичные крупные корешки и иногда очень много мелких, очевидно, представляющих корневую систему подводной и надводной травянистой и кустарниковой растительности. Распределяются они в породах этого типа неравномерно; можно наблюдать их концентрацию в отдельных участках, образующих большей частью беспорядочное скопление. Остатков фауны и их отпечатков не встречено.

Каких-либо минеральных включений не обнаружено. Исключение представляют те очень редкие случаи, когда порода более или менее равномерно пропитывается железисто-карбонатным цементом, придающим ей темно-бурую окраску.

Отложения данного типа имеют сравнительно локальное распространение и их протяженность на площади не превышает 3—5 *км*, обычно меньше. Вверх и вниз по разрезу они постепенно сменяются соответственно отложениями заболачивающихся участков прибрежно-бассейновых равнин и прибрежных частей бассейна. На площади они в большей части по отчетливой границе сменяются прибрежно-бассейновыми отложениями.

Мощность отложений типа ОБВ-1 разнообразна и достигает 5—8 *м*, иногда более.

Тип ОБВ-2. Алевролиты без видимой слоистости, с остроугольно-раковистым изломом, включением растительного детрита и обрывков растений, в том числе корешков, часто с прослоями и линзами углей и углистых пород.

Отложения этого типа слагаются как мелко- (табл. XIX, *3*, *5*), так и крупнозернистыми (табл. XX, *1*) алевролитами, иногда аргиллитами (табл. XIX, *4*) и очень редко мелкозернистым песчаником. Относительно часто среди отложений присутствуют прослои и линзы угля и углистых пород, отражающие условия временного и локального заболачивания озерных водоемов.

Цвет пород в основном серый, чаще темно-серый за счет примеси глинистого материала и мелкого обугленного растительного детрита. Сортировка материала средняя, часто плохая; участками можно наблюдать хорошую.

Текстурные признаки в отложениях этого типа выражены значительно хуже, чем в типе ОБВ-1. В большей части вообще трудно различать какую-либо текстуру, но иногда наблюдается слабо выраженная текстура,

обусловленная включением мелких обугленных растительных остатков, в основном мелких корешков травянистой и кустарниковой растительности. В этих случаях обнаруживается мелкая «сетчатая» текстура (табл. XIX, *3*, *5*). Изредка наблюдаются крупные флюидоподобные текстуры, напоминающие аналогичные текстуры в отложениях типа ОБВ-1. Здесь можно видеть текстуры взмучивания, протыкания, следы жизнедеятельности илоядных животных.

Из растительных остатков присутствуют главным образом мелкие корешки травянистой и кустарниковой растительности (табл. XIX, *3*, *5*). Крупные корешки представляют исключение. Кроме того, часто в изобилии встречаются мелкий обугленный растительный детрит и обрывки растительных тканей. Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено, хотя и не исключено их наличие.

Минеральные включения в виде отдельных конкреционных образований отсутствуют. В цементе встречается железисто-карбонатный материал, придающий породе буроватую окраску.

Отложения данного типа обычно залегают выше отложений типа ОБВ-1, к которым переходят постепенно. Вверх по разрезу они переходят в почвенные и подпочвенные образования как по отчетливой, так и по постепенной границе. На площади осадки типа ОБВ-2 через отчетливый контакт, а часто постепенный переход сменяются прибрежно-мелководными осадками бассейна.

Мощность отложений типа ОБВ-2, как правило, очень незначительная, не более 0,5—1,5 *м*.

Таким образом, для отложений данной фации характерен ряд признаков: 1) алевритовый, иногда мелкопесчаный состав осадков; 2) частые прослои и линзы углей и углистых пород; 3) темно-серая окраска пород; 4) в общем плохая, лишь участками приближающаяся к хорошей сортировка материала; 5) неправильная горизонтальная прерывисто-волнистая и линзовидная слоистость, с неровными плоскостями наслоения, часто с текстурами взмучивания и оползания в нижней части и остроугольно-раковистым изломом в верхней части; 6) мелкие корешки растений в верхней части толщи; 7) многочисленные обрывки растительных тканей и детрит, расположенные большей частью беспорядочно; 8) отсутствие фауны и ее отпечатков; 9) локальное распространение; 10) залегание ниже отложений фации ОБП; 11) постепенный переход в покрывающие отложения фации заболоченных прибрежно-бассейновых равнин и подстилающие отложения фаций приберегового малоподвижного и подвижного мелководья; 12) отчетливый контакт с боковыми породами и только в верхней части часто постепенный переход в прибрежно-мелководные осадки бассейна.

Залегание отложений данной фации ниже почвенных и подпочвенных образований заболоченных прибрежно-бассейновых равнин говорит в пользу того, что их накопление происходило до заболачивания побережья. Неправильная и неясная текстура осадков ОБВ-1 и ОБВ-2 и их локальное распространение свидетельствуют об их накоплении в относительно мелких, полностью изолированных, зарастающих водоемах озерного типа, с застойным режимом.

Подобные озерные водоемы возникали на поднимающейся прибрежно-мелководной части бассейна, которая постепенно в результате отступания вод бассейна превращалась в прибрежную сушу. Поднимавшееся дно прибрежной части бассейна в силу ряда причин имело относительно расчлененный рельеф, состоящий из чередования пониженных и повышенных частей. По мере поднятия пониженные участки постепенно отшнуровывались от бассейна и превращались в изолированные озерные водоемы, хотя некоторые из них в течение своей жизни временно или

постоянно могли сообщаться между собой. Одновременно с этим начиналось переформирование рельефа поднятого участка дна за счет разрушения повышенных частей и сноса их материала в пониженные участки. Появление сперва травянистой, а затем мелкой кустарниковой растительности способствовало возникновению условий, характерных для застойных и зарастающих озерных водоемов. В силу локального распространения этих озер мощность осадков данной фации непостоянна и редко достигает 5—10 *м*, а обычно меньше. В дальнейшем эти участки вовлекались в общее заболачивание с образованием почвенных и подпочвенных отложений типов ОБП-1 и ОБП-2.

Фация углистых алеврито-глинистых осадков заиливающихся озер и торфяных болот побережья — ОБЗ

В условиях заиливающихся озер и торфяных болот заболачивающегося побережья возникали углистые (тип ОБЗ-1) и углисто-листоватые (тип ОБЗ-2) аргиллиты и мелкозернистые алевролиты. По своей природе и составу они являются переходными отложениями между собственно углями и терригенно-глинистыми осадками, образующимися на пойме, в пределах болот или в прибрежной части бассейна.

Тип ОБЗ-1. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, углистые.

В большей части отложения этого типа слагаются углистыми аргиллитами (табл. XX, *2*, *3*, *5*; табл. XXI, *1*), а также углистыми мелкозернистыми алевролитами (табл. XX, *4*; табл. XXI, *2*, *3*) с большим количеством тонко рассеянного углистого вещества, придающим породам черный цвет и шелковистый блеск.

Углистые аргиллиты представляют собою тонкую, в большей части непрозрачную пелитово-углистую массу, почти не изменяющуюся под действием поляризованного света. Как правило, почти во всех аргиллитах присутствуют зерна мелкоалевритовой размерности, располагающиеся в породе то послойно, то беспорядочно (табл. XX, *5*). Мелкозернистые углистые алевролиты также неоднородны и содержат примесь как глинистого, так и крупного алевритового материала, подчеркивающего горизонтальную слоистость. Последняя характерна для участков, прилегающих к аргиллитам и алевролитам, представляющим почву или кровлю угольных пластов, а также межпластовые прослои.

Для аргиллитов, а особенно для мелкозернистых алевролитов, характерна тонкая горизонтальная слоистость (табл. XXI, *1*, *2*), в результате чего порода раскалывается на тонкие горизонтальные плитки. В ряде случаев алевролиты обладают горизонтально-прерывистой и линзовидной слоистостью за счет включения более грубого алевритового и песчаного материала. Углистые аргиллиты иногда не слоисты и имеют угловато-раковистый излом.

Растительный материал представлен детритом; в тех случаях, когда его много, различаются мелкие споры, кутикула, гелефицированные и фюзенизированные растительные остатки. Остатков фауны и их отпечатков не встречено.

Минеральные включения редки; они встречаются в виде мелких кристаллов пирита, возможно марказита; иногда в большом количестве присутствуют темно-бурые хлопьевидные сгустки окислов железа.

Углистые аргиллиты и алевролиты не вскипают от соляной кислоты. Если в кровле угольных пластов залегают в той или иной степени обогащенные карбонатным материалом породы или алеврито-глинистые известняки, что характерно для средней и верхней частей нижнекызыльской свиты, то подстилающие их углистые породы под действием кислоты иногда слабо вскипают. Присутствие же по трещинам и на плоскостях

наслоения пленочек вторичного кальцита (табл. XXVI, *1*) не вызывает вскипания породы от соляной кислоты.

Углистые породы в разрезе приурочиваются к угольным пластам или их почвенным образованиям, а иногда полностью замещают угольные пласты. Во всех случаях они имеют то отчетливый контакт, то постепенный переход с углями и глинисто-терригенными породами, слагающими кровлю и почву, а также межпластовые прослои.

Мощность отложений типа ОБЗ-1, как правило, весьма незначительна и не превышает 0,2—0,5 *м*, хотя и достигает иногда 0,8—1,5 *м*. Последнее характерно для участков, где наблюдается фациальное выклинивание зон углеобразования.

Тип ОБЗ-2. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, углисто-листоватые, с обилием обрывков растений, часто с листовой флорой хорошей сохранности.

Отложения типа слагаются углистым аргиллитом (табл. XXI, *5*, *6*), часто алевритовым (табл. XXI, *4*) и мелкозернистыми алевролитами, имеющими черный цвет, матовый или полуматовый блеск.

Под микроскопом аргиллиты представляют тонкую, мало прозрачную массу, слабо действующую на поляризованный свет. Они почти всегда имеют примесь тонкоалевритового материала, расположенного в породе то равномерно, то беспорядочно, часто приуроченного к плоскостям наслоения. Алевролит мелкозернистый, всегда глинистый и имеет различную степень отсортированности.

Для аргиллита характерна тонкая горизонтальная слоистость, подчеркиваемая иногда мелкоалевритовым материалом и всегда большим количеством хорошо сохранившихся растительных остатков (табл. XXI, *6*) и детрита. Мелкозернистые алевролиты имеют также тонкую горизонтальную, иногда линзовидную слоистость, с изобилием на плоскостях наслоения детрита и растительных остатков, большей частью витренизированных, а также фюзенизированных. Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено.

Минеральные образования, так же как и в типе ОБЗ-1, представляют исключение. Если они и встречаются, то представлены мелкими кристалликами пирита, но чаще темно-бурыми сгустками окислов железа с расплывчатыми контурами.

Вскипаемость с соляной кислотой не характерна. Она проявляется в тех же случаях, как и в отложениях типа ОБЗ-1.

Отложения типа ОБЗ-2 приурочиваются к угольным пластам или почвенным образованиям, но чаще всего к тем участкам, где происходит фациальное замещение гумусовых углей углистыми породами.

Мощность отложений типа ОБЗ-2 непостоянна и обычно не превышает 0,2—0,5 *м*, редко достигая 0,8—1,0 *м*.

Таким образом, для отложений литогенетических типов ОБЗ-1 и ОБЗ-2 в целом характерен следующий комплекс признаков: 1) в основном глинистый и значительно реже мелкоалевритовый состав; 2) углистость (до 30—35%); 3) черный и темно-бурый цвет; 4) тонкое горизонтальное и листоватое сложение; 5) наличие в ряде случаев растительных остатков хорошей сохранности; 6) отсутствие фауны и ее отпечатков; 7) приуроченность к зоне угольных пластов, с которыми имеются фациальные переходы.

Малочисленный, но весьма своеобразный комплекс признаков указывает на образование углистых и углисто-листоватых аргиллитов и мелкозернистых алевролитов в тех участках, где по тем или иным причинам создавались благоприятные условия для скопления сравнительно небольшого количества гумусового вещества. Такие участки, несомненно, распо-

Таблица 7

Сравнительная характеристика пород различных фаций озерно-болотных отложений

Основные генетические признаки	Фации			
	ОБУ	ОБП	ОБВ	ОБЗ
Породы	Алевролиты и аргиллиты, иногда песчаник мелкозернистый, неоднородные, алеврито-глинистые. Цвет пород в верхней части — темно-бурый, в нижней — темно-серый	Алевролиты и песчаник мелкозернистый, иногда аргиллиты, неоднородные, алеврито-глинистые. Цвет пород в верхней части — темно-бурый в нижней — темно-серый	Алевролиты и песчаник мелкозернистый, редко аргиллиты неоднородные, участками до хорошей сортировки. Цвет пород темно-серый и серый, участками до темно-бурого	Аргиллиты и алевролиты мелкозернистые, углистые и углисто-листоватые. Цвет пород темно-бурый и черный
Слоистость	Отсутствует; характерна комковатая отдельность, неправильная «перепутанная» текстура, осложненная текстурами взмучивания, оползания, протыкания. В нижней части иногда слоистая текстура отложений фации АПВ — горизонтально-волнистая и линзовидная слоистость, осложненная гекстурами протыкания	Отсутствует; характерна комковатая отдельность и флюидоподобная текстура. В нижней части иногда слоистая текстура отложений фации БММ, БПМ и др. — горизонтальная волнистая и прерывистая, косо-волнистая, мелкая косая штриховатая и др.	Неправильная горизонтальная, прерывисто-волнистая и линзовидная, с неровными плоскостями наслоения; частые текстуры взмучивания и оползания. В верхней части отложения без видимой слоистости, с остроугольно-раковистым изломом	Тонкая горизонтальная, иногда горизонтально-прерывистая и линзовидная слоистость; при отсутствии слоистости породы имеют угловато-раковистый излом
Растительные остатки	В изобилии крупные и мелкие корешки растений, а также обрывки растений и детрит.	В изобилии крупные и мелкие корешки растений, а также обрывки растений и детрит	Многочисленные обрывки растений и детрит, в верхней части корешки растений	В углисто-листоватых породах многочисленные растительные остатки часто хорошей сохранности; в углистых породах — как исключение.
Фауна	Не обнаружена	Не обнаружена	Не обнаружена	Не обнаружена
Контакты и переходы по разрезу и на площади	Верхний — отчетливый контакт, иногда постепенный переход; нижний — постепенный переход. На площади замещаются отложениями фации ОБП. Залегают на отложениях поймы	Верхний — отчетливый контакт, иногда постепенный переход; нижний — постепенный переход. На площади замещаются отложениями фации ОБУ. Залегают на отложениях застойных и зарастающих озер (фация ОБВ) или на отложениях прибрежных фаций бассейна — БММ, БПМ и др.	Верхний — постепенный переход; нижний — постепенный переход, иногда отчетливый контакт. На площади по отчетливой границе оконтуривается бассейновыми отложениями фаций БММ, БПМ и др.	Верхний и нижний контакты отчетливые, иногда постепенные переходы. На площади замещаются как терригенно-глинистыми осадками, так и углями
Положение в цикле осадконакопления	Ниже угольных пластов аллювиально-озерно-болотных и аллювиально-прибрежно-бассейновых циклов; средняя часть цикла	Ниже угольных пластов озерно-болотных и бассейновых циклов; нижняя часть цикла	В верхней части озерно-болотных и бассейновых циклов	В нижней части озерно-болотных и бассейновых циклов, иногда в их верхней части.
Мощность	Обычно от 0,5—0,7 до 2—3 *м*	Обычно от 0,5—0,7 до 3—4 *м*	Обычно 3—5, редко до 10 *м*	0,05 — 0,5 *м* редко больше

лагались в зоне развития прибрежных и приустьевых болот, поскольку углистые породы всегда сопровождают угольные пласты или сами их замещают.

При этих условиях возникновение углистых осадков происходило поразному. В одном случае терригенно-глинистые осадки обогащались небольшим количеством (до 30—35%) гумусового вещества. Это могло

осуществляться при заилении окраинных частей торфяных болот, благодаря чему в почве угольных пластов появлялись углистые алевролиты и аргиллиты. Заиливанию подвергались также некоторые мелкие озерные водоемы. Несколько иначе их образование происходило в другом случае. Здесь в различные периоды торфонакопления и в различные участки болота могли внедряться водные потоки, несущие то или иное количество терригенно-глинистого материала. Поэтому в разрезах угольных пластов наблюдаются линзы терригенно-глинистых пород, которые по разрезу и на площади переходят сперва в их углистые аналоги, а затем в угли. Если в разрезах пластов появляются выдержанные прослои терригенно-глинистых пород, то это могло быть связано с временным прекращением торфонакопления на значительной площади за счет погружения болота под уровень вод бассейна. То же самое претерпевали болота в конечную стадию своего существования, когда торфяники покрываются осадками кровли. Однако всякое временное нарушение торфонакопления в конечном итоге заканчивалось заиливанием и накоплением при этом терригенно-глинистых осадков.

Образующиеся таким образом отложения двух генетических типов ОБЗ-1 и ОБЗ-2 представляют одно целое и в разрезе и на площади связаны переходами. Углисто-листоватые алевролиты и аргиллиты с обилием растительных остатков являются отражением начальной стадии заиливания озер и торфяных болот, когда роль терригенного осадконакопления была еще велика. В дальнейшем, по мере их затухания и увеличения количества поступающего растительного материала, развивались биохимические процессы, в результате которых образовывавшееся гумусовое вещество пропитывало глинисто-терригенные осадки. В силу непостоянства процесса образования углистых пород последние имеют сравнительно ограниченное распространение как на площади, так и по разрезу, а поэтому характеризуются незначительной мощностью, которая колеблется от 0,05 до 0,5 *м*, редко больше.

Таким образом, в условиях заболачивающегося побережья и в его застойных и зарастающих водоемах, а также в заиливающихся озерах и торфяных болотах возникали терригенно-глинистые, частично углистые осадки со своеобразным для каждого из них комплексом признаков (табл. 7). Анализ каждого признака в отдельности и их комплексов, а также приуроченности отложений этих типов в разрезе и на площади позволили выяснить условия их формирования. Отложения типов ОБВ-1 и ОБВ-2 образовывались при заполнении пониженных участков поднявшейся прибрежной части дна бассейна, где в процессе переработки его рельефа создавались благоприятные условия для возникновения зарастающих водоемов с застойным режимом. В дальнейшем, когда процессы выравнивания побережья заканчивались, начиналось общее его заболачивание, благодаря чему в пределах приустьевой части речной долины образовывались отложения типов ОБУ-1 и ОБУ-2, а за ее пределами вдоль побережья — отложения типов ОБП-1 и ОБП-2. Углистые (тип ОБЗ-1) и углисто-листоватые (тип ОБЗ-2) аргиллиты и мелкозернистые алевролиты являются переходными отложениями к углям, а поэтому их накопление в значительной мере зависело от общего хода процесса торфонакопления в болотах.

Глава VII

ФАЦИИ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОТЛОЖЕНИЙ ТОРФЯНЫХ БОЛОТ — ТБ

ВВЕДЕНИЕ

Отложения торфяных болот представляют своеобразные, резко отличные от пород всей остальной части угленосной толщи отложения, образованные органическими растительными остатками, которые в период торфообразования претерпели глубокие качественные изменения. В результате этих изменений (первичных и наложенных, или вторичных) возникли угли, неодинаковые как по своей изначальной природе, так и по ряду признаков, приобретенных в процессе своего становления.

Основным исходным материалом среднеюрских углей Тувинского мезозойского межгорного прогиба послужила высшая древесная растительность,— главным образом древесина, листья, пробковая ткань папоротникообразных, хвойных, цикадовых и гинкговых растений. В значительно меньшем количестве в сложении углей участвуют стойкие элементы, такие как кутикула, оболочки спор, пыльца и смола.

Крупная древесная растительность при соответствующих благоприятных условиях в изобилии поселялась на пониженных заболоченных участках побережья и в устьях рек, впадавших в седиментационный бассейн. Кроме того, особенно в периферических частях болот, а также по побережью мелких озер, существовавших среди болот, произрастала мелкая кустарниковая растительность. В этих условиях образовывались гелито-телинитовые, фюзинито-телинитовые, гелифюзинитоподобные телинитовые и посттелинитовые, гелито-посттелинитовые, гелито-прекоплинитовые и гелито-коллинитовые угли. Формирование перечисленных выше углей зависело от направленности процессов биохимического разложения растительного материала — гелефикации, фюзенизации и гелефюзенизации (гелефикации с последующей фюзенизацией) — и от быстроты захоронения торфогенного слоя под вновь образовавшиеся слои. Последнее определялось относительной степенью подвижности или устойчивости области торфонакопления, т. е. геотектоническими условиями, которые регулировали продолжительность биохимического разложения растительного материала.

Подобного типа угли формировались не только на заболачивающемся побережье и в устьях рек, но и в пределах речных долин, где на пойме спорадически возникали благоприятные условия для торфонакопления. Эти торфяники в отличие от остальных характеризовались локальным распространением и относительно повышенным содержанием терригенно-глинистого материала, а также несколько иным характером разложения растительного материала. Весьма незначительное участие в сложении гумусовых углей принимают водоросли. Пластов угля, полностью состоя-

щих из сапропелевого материала, автору не известно, хотя существование их и не исключается.

В приводимой ниже характеристике генетических типов углей и условий их образования опущена характеристика микрокомпонентов, поскольку последние принципиально ничем не отличаются от микрокомпонентов углей, развитых в других угольных бассейнах и месторождениях различного возраста. Они достаточно подробно освещены в опубликованной литературе (Жемчужников и др., 1959—1960; Гинзбург, 1958).

ХАРАКТЕРИСТИКА ФАЦИЙ И ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ОТЛОЖЕНИЙ ТОРФЯНЫХ БОЛОТ

Отложения торфяных болот, развитые среди среднеюрских угленосных отложений Тувинского межгорного прогиба, относятся к четырем генетическим группам углей: 1) углям со слабой степенью разложения растительного материала — телинитам, 2) углям с относительно слабой степенью разложения растительного материала — посттелинитам, 3) углям с относительно сильной степенью разложения растительного материала — преколлинитам, 4) углям с сильной степенью разложения растительного материала — коллинитам. В пределах каждой группы в зависимости от ряда факторов (направленности и длительности процесса разложения растительного материала, степени обводненности и проточности болот) образовывались генетические типы углей с характерными для каждого из них признаками.

Угли со слабой степенью разложения растительного материала — телиниты. Фации подвижных торфяных болот — ТБП

Для углей первой группы весьма характерно слабое разложение растительного материала, в результате чего они слагаются в основном крупными обрывками остудневших растительных тканей, не потерявших своей первоначальной клеточной структуры. Эта стадия называется телинитовой.

Среди углей этой группы различают шесть генетических типов (табл. 8): гелифюзинитоподобный телинит (ТБП-1а), гелито-телинит древесинный с фюзеном (ТБП-2а), гелито-телинит лигнитовый (лигнит, ТБП-2б), гелито-телинит древесинный (ТБП-3а), гелито-телинит паренхимный (паренхит, ТБП-3б), фюзинито-телинит (фюзено-ксиленовый уголь, ТБП-4а).

Тип ТБП-*1*а. Гелифюзинитоподобный телинит (табл. XXII, *1*, *2*).

Основным признаком данного типа угля является резкое преобладание гелефюзеноподобного вещества, представленного главным образом крупными обрывками тканей, измененных до ксиловитрено-фюзена и витренофюзена. Одновременно присутствуют в небольшом количестве полупрозрачная и непрозрачная основная масса (гелифюзинито-коллинит), цементирующая гелефюзеноподобный аттрит. В основную массу также включены редкие микроспоры, кутикула и единичные обрывки тканей коры. Из гелефицированных компонентов встречаются мелкие обрывки витренизированных тканей и прожилки коллинита.

Гелифюзинитоподобные телинитовые угли содержат различное количество минеральной примеси, вследствие чего могут выделяться то более, то менее зольные разности. К последним обычно приурочивается повышенное количество гелефицированных компонентов (табл. XXII, *2*).

Особенностью отложений этого типа является беспорядочное, но более или менее равномерное распределение микрокомпонентов.

Таблица 8

Генетические типы и фации отложений подвижных торфяных болот

Генетический тип		Фация				
название	индекс	индекс	главнейшие признаки			название
			характер превращения растительного материала (химизм среды)	степень обводненности болота	подвижность водной среды болота	
Гелифюзинитоподобный телинит	ТБП-1а	ТБП-1	Анаэробно-аэробный	Обводненное	Проточное	Подвижных обводненно-проточных торфяных болот
Гелито-телинит древесинный с фюзеном	ТБП-2а	ТБП-2	Аэробно-анаэробный	Сильно обводненное	Слабо проточное	Подвижных сильно обводненных слабо проточных торфяных болот
Гелито-телинит лигнитовый (лигнит)	ТБП-2б					
Гелито-телинит древесинный	ТБП-3а	ТБП-3	Анаэробный		Непроточное (застойное)	Подвижных сильно обводненных застойных торфяных болот
Гелито-телинит паренхимный (паренхит)	ТБП-3б					
Фюзинито-телинит (фюзено-ксиленовый уголь)	ТБП-4а	ТБП-4	Аэробный и анаэробно-аэробный	Слабо обводненное и «сухое»		Подвижных слабо обводненных и «сухих» застойных торфяных болот

Макроскопически уголь черный, с сероватым оттенком, матовый или полуматовый. Последнее связано с неодинаковым содержанием гелефицированного вещества или минеральной примеси. Структура угля обычно однородная или штриховатая. Мощность отложений типа ТБП-1а обычно 0,10—0,20 *м*, иногда несколько больше.

Тип ТБП-2а. Гелито-телинит древесинный с фюзеном (табл. XXII, *3*).

Угли данного типа слагаются в основном из различных фрагментов гелефицированных тканей с небольшим участием фюзенизированных. В отложениях этого типа несколько в большем количестве, чем в отложениях предыдущего, присутствуют кутинизированные элементы, в частности микроспоры, ткани коры, а также частички фюзенового и гелефюзеноподобного вещества. Из гелефицированных компонентов весьма характерен витрен «В», меньше — витрен — «А» и витреновый аттрит.

Минеральная примесь представлена в основном алевритовой и глинистой разностями; встречается она в малых количествах. Увеличение гелефюзеноподобного вещества в углях этого типа обычно влечет за собой повышение количества терригенно-глинистого материала.

Макроскопически гелито-телинитовые древесинные угли с фюзеном черные, полублестящие, полосчатые. Мощность их колеблется от 0,10 до 0,50—0,60 *м*, в среднем около 0,20—0,30 *м*.

Тип ТБП-2б. Гелито-телинит лигнитовый (лигнит).

Гелито-теленит лигнитовый состоит из скопления целых обломков стволов, которые обычно цементируются небольшим количеством углистого аргиллита или гелифюзинитоподобным телинитовым углем. Обломки стволов обнаруживают хорошо выраженную клеточную структуру

растительной ткани и по характеру превращения принадлежат к ксилену, ксиловитрену и структурному витрену.

Макроскопически уголь полублестящий с небольшим количеством матовой основы. Залегает он слоями небольшой мощности — до 20 *см*. Часто эти слои являются в пласте маркирующими. На площади они нередко переходят в углистые аргиллиты или гелифюзинитоподобные телинитовые угли.

В изученных углях лигниты встречены в незначительном количестве и их мощность, как правило, не превышает 0,20—0,50 *м*.

Тип ТБП-3а. Гелито-телинит древесинный (табл. XXII, *4*; табл. XXIII, *1*).

Древесинные гелито-телинитовые угли представляют скопление крупных гелефицированных форменных элементов, из которых наиболее характерны для данного типа ксиловитрены с полузаплывшими и заплывшими клетками, ксиловитрены комковатые (табл. XXIII, *1*), витрены структурные (табл. XXII, *4*), бесструктурные и витрен «В» (табл. XXII, *4*; табл. XXIII, *1*). Угли типа в основном слагаются из тканей древесины, в меньшем количестве присутствуют коровые и механические ткани с толстостенными клетками. Фюзенизированные компоненты для этого типа не характерны и представляют исключение. Вещество коллинита (однородная основная масса) присутствует то в большем, то в меньшем количестве и в ряде случаев может достигать 30% от общего гелефицированного вещества. Кутинизированные элементы встречаются в малом количестве, за исключением паренхитов.

Смоляных тел немного, хотя они и являются обычной составной частью углей данного типа. Минеральная примесь не характерна.

Макроскопически древесинные гелито-телинитовые угли черные, блестящие и полублестящие, с линзовидной и линзовидно-полосчатой структурой, обусловленной витреном.

Мощность углей этого типа колеблется от 0,10—0,20 до 2—3 *м* и более.

Тип ТБП-3б. Гелито-телинит паренхимный (паренхит) (табл. XXIII, *2, 3*).

Паренхиты состоят из скопления листьев, как правило, оконтуренных кутикулой. Листовая паренхима превращена в ксиловитрен с комковатой структурой. Листья почти всегда плотно прилегают друг к другу, образуя агрегат паренхимных тканей. Иногда листья погружены то в большее, то в меньшее количество коллинита, в котором встречаются единичные микроспоры и частички фюзенового аттрита. Кроме того, здесь присутствуют фрагменты древесинных тканей, представленных ксиловитреном и витреном.

Минеральная примесь для паренхимных углей не характерна, однако иногда между листьями наблюдаются тонкие пленочки глинистого вещества, в результате чего по наслоению уголь оказывается матовым.

Макроскопически паренхиты полублестящие или полуматовые в зависимости от обогащения их кутикулой и минеральной примесью. Они легко расслаиваются по наслоению.

Мощность слоев паренхимных углей измеряется сантиметрами.

Тип ТБП-4а. Фюзинито-телинит (фюзено-ксиленовый уголь) (табл. XXIII, *4*).

Фюзинито-телинитовые угли состоят в основном из крупных обрывков тканей, стеблей и стволов, измененных в процессе фюзенизации с незначительной предварительной гелификацией до семиксилено-фюзена, ксилено-фюзена и фюзена. Перечисленные микрокомпоненты обычно плотно прилегают один к другому, образуя агрегат тканей. Иногда между отдель-

ными микрокомпонентами обнаруживаются прожилки гелефицированного вещества типа витрена «В» или однородной основной массы — коллинита. В последней встречаются единичные микроспоры, обрывки кутикулы и другие форменные элементы (смола, ткани коры и т. п.).

Минеральная примесь присутствует в незначительном количестве, поэтому угли, как правило, всегда малозольные.

Макроскопически фюзинито-телинитовые угли имеют черный цвет, матовый блеск и штриховато-полосчатую структуру.

Мощность слоев данного типа угля изменяется от 0,02—0,03 до 0,5—0,8 *м*.

Таким образом, из краткого рассмотрения состава и строения генетических типов углей первой группы следует, что связующим звеном для них и основным признаком их выделения является слабое разложение исходного растительного материала, которое, как было показано ранее (Тимофеев, 1952, 1955$_3$, 1956$_1$, 1960$_2$, 1961), определялось своеобразными палеогеографическими и геолого-тектоническими условиями осадко- и угленакопления. В Тувинском межгорном прогибе подобного типа угли образовывались в аллювиально-озерно-болотных, аллювиально-прибрежно-бассейновых и бассейновых обстановках, которые характеризовались повышенной подвижностью областей торфонакопления. В этих условиях процессы превращения растительного материала в торф, происходившие под воздействием биохимических факторов и протекавшие в поверхностном (торфогенном) слое (Жемчужников, 1941; Курбатова-Беликова, 1954), ограничивались начальной, т. е. телинитовой стадией. Это объясняется тем, что растительный материал каждого торфогенного слоя в подвижных болотах сравнительно недолго подвергался биохимическому разложению, поскольку он довольно быстро захоронялся под вновь образовавшимся торфогенным слоем или поступавшим терригенно-глинистым материалом. В погребенном торфогенном слое микробиологические и химические процессы уступали место физико-химическим, которые в дальнейшем уже не меняли достигнутой степени разложения растительного вещества, а следовательно, и генетического типа углей.

Однако фациальные условия торфонакопления в различных частях подвижных болот не были одинаковыми. Так, в застойных, слабо обводненных и «сухих» болотах протекали процессы фюзенизации с незначительной предварительной гелефикацией растительных тканей, которые в аэробной и анаэробно-аэробной среде изменялись до семиксилено-фюзена, ксилено-фюзена и фюзена с образованием фюзинито-телинитовых углей (фация подвижных слабо обводненных и «сухих» застойных торфяных болот).

Иного типа процессы протекали в сильно обводненных застойных болотах. Здесь в анаэробной среде растительные ткани подвергались гелефикации с образованием древесинных гелито-телинитовых и паренхимных гелито-телинитовых (паренхитов) углей (фация подвижных сильно обводненных застойных торфяных болот). Наряду с этим существовали и такие сильно обводненные болота, которые имели слабую проточность. Последняя приводила к тому, что некоторые более рыхлые и, очевидно, менее разложенные обрывки тканей подвергались выборочной фюзенизации. Кроме того, слабая проточность обусловливала привнос несколько повышенного количества терригенно-глинистого материала; его, как правило, больше там, где больше включений обрывков фюзенизированных тканей. В этих условиях возникали древесинные гелитотелиниты с фюзеном и лигниты (фация подвижных сильно обводненных слабо проточных торфяных болот).

Наряду со слабо обводненными застойными и сильно обводненными застойными и слабо проточными болотами в подвижных областях торфо-

накопления имелись участки со значительно меньшей обводненностью, но с повышенной проточностью. Подобные условия создавали анаэробно-аэробную среду, в которой возникали гелифюзинитоподобные телиниты [1]. Здесь растительные ткани, достигнув наибольшей гелификации в пределах телинитовой стадии, подвергались более сильной фюзенизации и окислению с преобразованием до ксиловитрено-фюзена, витрено-фюзена и некоторого количества непрозрачной основной массы. Повышенная проточность в болотах благоприятствовала тому, что наряду с преобладающим биохимическим разрушением растительных тканей происходило их значительное механическое раздробление. Об этом свидетельствует также повышенное содержание терригенной (преимущественно) и глинистой примесей, которые чаще располагаются беспорядочно, чем послойно (фация подвижных обводненно-проточных торфяных болот).

Угли с относительно слабой степенью разложения растительного материала — посттелиниты. Фации относительно подвижных торфяных болот — ТБОП

Угли данной группы слагаются растительными тканями, которые потеряли свою первоначальную форму и клеточное строение, т. е. по сравнению с предыдущей, телинитовой стадией претерпели дальнейшее биохимическое раздробление. Эта стадия состояния растительного вещества названа нами посттелинитовой.

Таблица 9

Генетические типы и фации отложений относительно подвижных торфяных болот

Генетический тип		Фация				
			главнейшие признаки			
название	индекс	индекс	характер превращения растительного материала (химизм среды)	степень обводненности болота	подвижность водной среды болота	название
Гелифюзинитоподобный посттелинит	ТБОП-1а	ТБОП-1	Анаэробно-аэробный	Обводненное	Проточное	Относительно подвижных обводненно-проточных торфяных болот
Гелито-посттелинит с фюзеном	ТБОП-2а	ТБОП-2	Аэробно-анаэробный	Сильно обводненное	Слабо проточное	Относительно подвижных сильно обводненных слабо проточных торфяных болот
Гелито-посттелинит	ТБОП-3а	ТБОП-3	Анаэробный		Непроточное (застойное)	Относительно подвижных сильно обводненных застойных торфяных болот

К углям с подобной степенью разложения растительного материала отнесены три генетических типа (табл. 9): гелифюзинитоподобный посттелинит (ТБОП-1а), гелито-посттелинит с фюзеном (ТБОП-2а) и гелито-посттелинит (ТБОП-3а).

[1] Название углей этого типа дано нами пока условно с использованием частично старой терминологии. Гелифюзинитоподобные телиниты резко отличаются от фюзинито-телинитов не только петрографическими признаками, но и особенностями их химического строения. Так, фюзинито-телиниты бурых углей практически не содержат гуминовых кислот, а в гелифюзинитоподобных телинитах и посттелинитах их количество достигает 70—80%. В каменных углях они по-разному ведут себя при коксовании: фюзены фюзинито-телинитов не изменяются, а гелифюзеноподобное вещество из гелифюзинитоподобных углей вовлекается в коксование и претерпевает значительные изменения.

Тип ТБОП-1а. Гелифюзинитоподобный посттелинит.

Гелифюзинитоподобные посттелинитовые угли состоят из мелких с примесью небольшого количества крупных растительных остатков витрено-фюзеновой структуры. Растительные остатки большей частью имеют расплывчатые контуры и почти никогда не обнаруживают клеточного строения. Фрагменты гелефицированных тканей, как правило, отсутствуют. Из кутинизированных элементов в угле отмечаются микроспоры и обрывки кутикулы. Уголь обогащен минеральной примесью.

Макроскопически уголь полуматовый и матовый, с прямым изломом, имеет сероватый цвет. В пласте залегает слоями небольшой мощности, обычно до 0,2 *м*.

Тип ТБОП-2а. Гелито-посттелинит с фюзеном (табл. XXIV, *1—3*)

Гелито-посттелинитовые угли с фюзеном слагаются из мелких (табл. XXIV, *2*, *3*), иногда более крупных (табл. XXIV, *1*) гелефицированных растительных остатков с большей или меньшей примесью фюзенизированных и гелефюзеноподобных тканей. Форма отдельных частичек разнообразная — полосовидная, линзовидная, эллипсоидально-округлая и угловатая. Контуры частичек то хорошо, то плохо ограниченные, в ряде случаев расплывчатые. В исходном материале угля отмечаются паренхимные, древесинные, коровые и механические ткани, а также микроспоры, кутикула и смоляные тела. Отложения этого типа имеют много общих черт с гелито-посттелинитовыми углями, описываемыми ниже. Основное отличие связано с присутствием фюзенового и гелифюзеноподобного вещества, с повышенным содержанием минеральной примеси, с более разнородной структурой угля и в ряде случаев с большим разнообразием размеров слагающих компонентов.

Макроскопически гелито-посттелинитовые угли с фюзеном являются полуматовыми, штриховатыми и имеют черный цвет.

Мощность углей данного типа колеблется от 0,05 до 0,20—0,25 *м*.

Тип ТБОП-3а. Гелито-посттелинит (табл. XXIV, *4*)

Гелито-посттелинитовые угли слагаются из мелких, претерпевших более длительное разложение обрывков тканей, размером обычно менее 0,2 *мм*. Они представлены в основном ксиловитреном, витреном и редко ксиленом. Форма отдельных частичек линзовидная, полосовидная, округлая. Контуры обычно четкие, редко расплывчатые. В исходном материале отложений отмечаются паренхимные, древесинные, коровые, механические ткани стволов, в меньшем количестве — микроспоры, кутикула, смоляные тельца и другие форменные элементы. В ряде случаев отмечаются крупные фрагменты гелефицированных тканей и единичные мелкие включения фюзена. Все перечисленные составные части угля цементируются незначительным количеством основной массы — коллинита, имеющей более темную окраску в сравнении с другими гелефицированными компонентами.

В отличие от гелито-теллинитов охарактеризованный тип угля имеет не только более измельченный, но и более остудневший растительный материал, в связи с чем в отложениях типа отмечается несколько повышенное содержание кутинизированных компонентов.

Минеральная примесь для отложений этого типа не характерна, и ее количество увеличивается при повышенном содержании обрывков фюзенизированных тканей.

Макроскопически гелито-посттелинитовые угли полублестящие и блестящие, черного цвета, штриховатые; они являются основным породообразующим типом данной группы.

Мощность слоев достигает 1,0—1,5 *м*, иногда более.

Из краткой характеристики трех генетических типов этой группы углей следует, что для них весьма характерно более сильное по сравнению с телинитовой стадией разложение растительного материала, в результате чего ткани утратили свою первоначальную форму и клеточное строение, а угли приобрели весьма своеобразную мелкоаттритовую структуру.

Угли трех генетических типов неодинаковы по составу, а также по соотношению и расположению отдельных форменных элементов Это обусловливается различными фациальными условиями их накопления в относительно подвижных болотах.

Гелито-посттелинитовые угли образовывались в анаэробной среде в сильно обводненных застойных болотах, где растительные ткани в процессе гелефикации изменялись в основном до ксиловитрена и витрена. Относительно продолжительное разложение приводило к тому, что фрагменты растений распадались на мелкие частички, приобретавшие линзовидную, эллипсоидально-округлую, иногда полосовидную форму. Спорадическое ослабление резко восстановительной среды (слабая проточность и т. п.) приводило к тому, что отдельные более рыхлые, менее разложенные ткани окислялись и приобретали черную окраску (фация относительно подвижных сильно обводненных застойных торфяных болот).

В этих же болотах, но при появлении в них более или менее постоянной слабой проточности (аэробно-анаэробная среда) образовались также гелито-посттелинитовые угли, содержащие включения незначительного количества мелких и, реже, крупных обрывков фюзена или гелефюзеноподобного вещества. Одновременно с этим они приобретали более разнородную структуру, часто большую неоднородность по размеру слагающих компонентов и повышенное содержание минеральной примеси (фация относительно подвижных сильно обводненных слабо проточных торфяных болот).

По мере увеличения проточности и уменьшения обводненности болот возникала анаэробно-аэробная среда, в которой растительные ткани вначале подвергались процессу предельной гелефикации в пределах посттелинитовой стадии, а затем фюзенизации. В результате этого своеобразного и сложного процесса возникали гелифюзинитоподобные посттелинитовые угли. Как было показано выше, они по всем своим признакам резко отличаются от фюзинитовых углей, т. е. таких, которые своим возникновением обязаны процессу фюзенизации. Повышенная проточность в болотах обусловливала привнос довольно значительного количества глинистого и еще больше терригенного материала. Для гелифюзинитоподобных посттелинитов характерна еще более разнородная структура и текстура: обрывки тканей имеют, как правило, неровные и разрыхленные края, различный размер и форму, часто беспорядочное расположение (фация относительно подвижных обводненно-проточных торфяных болот). Последнее свидетельствует о том, что в процессе образования гелифюзинитоподобных посттелинитовых углей значительная роль, помимо биохимических факторов, принадлежала механическому раздроблению.

Угли с относительно сильной степенью разложения растительного материала — прекоплиниты. Фации относительно устойчивых торфяных болот — ТБОУ

В следующую, третью стадию обрывки растительных тканей настолько сильно подвергались разложению, что уже не обнаруживают четких контуров. Однако они еще не достигли предельного разложения, при котором образуется коллинитовое вещество угля. Поэтому стадия, предшествующая коллинитовой, нами названа прекоплинитовой.

Среди изученных углей с относительно сильной степенью разложения исходного растительного материала нами установлены два генетических типа (табл. 10): гелито-прекоплинит с фюзеновым аттритом (ТБОУ-2а) и гелито-прекоплинит (ТБОУ-3а).

Таблица 10

Генетические типы и фации отложений относительно устойчивых торфяных болот

Генетический тип		Фация				
			главнейшие признаки			
название	индекс	индекс	характер превращения растительного материала (химизм среды)	степень обводненности болота	подвижность водной среды болота	название
Гелито-прекоплинит с фюзеновым аттритом	ТБОУ-2а	ТБОУ-2	Аэробно-анаэробный	Сильно обводненное	Слабо проточное	Относительно устойчивых сильно обводненных слабо проточных торфяных болот
Гелито-прекоплинит	ТБОУ-3а	ТБОУ-3	Анаэробный		Непроточное (застойное)	Относительно устойчивых сильно обводненных застойных торфяных болот

Тип ТБОУ-2а. Гелито-прекоплинит с фюзеновым аттритом.

Гелито-прекоплинитовые угли с фюзеновым аттритом состоят из очень мелких гелефицированных обрывков тканей, представленных главным образом витреном. Обрывки тканей претерпели относительно сильное разложение, в результате чего они не обнаруживают четких контуров. Местами, соприкасаясь друг с другом, они образуют своеобразную «губчатую» структуру гелефицированного вещества.

Подобное превращение растительного материала не позволяет различать первоначальные ткани и поэтому исключает их подразделение по исходному материалу, как это сделано для гелито-телинитов. Кутинизированные элементы встречаются в небольшом количестве; это главным образом микроспоры. Особенность отложений углей данного типа — присутствие значительной примеси фюзена и того или иного количества минерального вещества. Макроскопически гелито-прекоплинитовые угли с фюзеновым аттритом полублестящие, штриховато-полосчатые, черного цвета. Мощность слоев не превышает 0,15—0,25 *м*.

Тип ТБОУ-3а. Гелито-прекоплинит (табл. XXV, *1*, *2*).

Гелито-прекоплинитовые угли слагаются очень мелкими гелефицированными обрывками тканей, потерявшими структуру, но еще иногда сохранившими в слабом виде свою форму. Последние при довольно сильном разложении в ряде случаев сливаются между собой, образуя участки со своеобразной «губчатой» структурой.

Из кутинизированных микрокомпонентов присутствуют микроспоры, кутикула, единичные смоляные тела и водоросли. Фюзенизированные ткани отсутствуют или единичны и сильно раздроблены.

Минеральная примесь для этих углей не характерна. Макроскопически угли блестящие и полублестящие, однородные, реже штриховатые. Мощность отдельных слоев достигает 0,30—0,50 *м*.

Таким образом, для охарактеризованных выше углей этой группы общим признаком служит относительно сильное по сравнению с предыдущими группами разложение исходного растительного материала, которое привело практически к полной потере ими своей первоначальной структуры и формы.

Угли этих типов очень близки по составу, структуре, текстуре и другим признакам и различаются только незначительным содержанием фюзенизированных обрывков растительных тканей и некоторым количеством

минерального вещества. Все это является следствием очень сходных условий их накопления в относительно устойчивых торфяных болотах.

Гелито-преколлинитовые угли образовывались в сильно обводненных непроточных (застойных) торфяных болотах, где существовали условия анаэробной среды. Здесь растительные ткани в процессе гелификации претерпевали длительное биохимическое разложение и это приводило к образованию на отдельных участках слабо выраженной «губчатой» структуры (фация относительно устойчивых сильно обводненных застойных торфяных болот).

Присутствие фюзенового аттрита в углях второго типа объясняется сменой анаэробной среды на аэробно-анаэробную, вызванной появлением слабой проточности болот. Одновременно с фюзенизацией отдельных мелких обрывков тканей осуществляется привнос главным образом глинистого материала, содержание которого, как правило, увеличивается параллельно возрастанию количества фюзенового аттрита (фация относительно устойчивых сильно обводненных слабо проточных торфяных болот).

Угли с сильной степенью разложения растительного материала — коллиниты. Фация устойчивых торфяных болот — ТБУ

Последняя, четвертая стадия характеризуется весьма сильным разложением растительных тканей, при котором структура вещества угля становится однородной (разжижение) или хлопьевидной (коагуляция). Эта стадия предельного разложения растительного материала в процессе гелификации называется коллинитовой.

В этой группе углей, как и в предыдущей, установлено два генетических типа (табл. 11): гелито-коллинит с фюзеновым аттритом (ТБУ-2а) и гелито-коллинит (ТБУ-3а).

Таблица 11

Генетические типы и фации отложений устойчивых торфяных болот

Генетический тип		Фация				
			главнейшие признаки			
название	индекс	индекс	характер превращения растительного материала (химизм среды)	степень обводненности болота	подвижность водной среды болота	название
Гелито-коллинит с фюзеновым аттритом	ТБУ-2а	ТБУ-2	Аэробно-анаэробный	Сильно обводненное	Слабо проточное	Устойчивых сильно обводненных слабо проточных торфяных болот
Гелито-коллинит	ТБУ-3а	ТБУ-3	Анаэробный		Непроточное (застойное)	Устойчивых сильно обводненных застойных торфяных болот

Тип ТБУ-2а. Гелито-коллинит с фюзеновым аттритом (табл. XXV, *3*).

Особенностью строения отложений данного типа является резкое преобладание в угле прозрачной основной массы — коллинита, представляющего собой результат сильного разложения растительного материала в процессе гелификации. Структура вещества коллинита однородная (стадия разжижения) или хлопьевидная (стадия коагуляции). Гелифицированные форменные элементы — ксилен, ксиловитрен, витрен — единичны. Микроспоры и кутикула встречаются в небольшом количестве. Для отложений этого типа в целом характерен фюзенизированный аттрит и иногда фюзенизированные фрагменты.

В отдельных случаях наблюдаются водоросли типа *Pila*.

Минеральные примеси присутствуют то в меньшем, то в большем количестве, обычно ассоциируясь с повышенным содержанием фюзенового аттрита.

Макроскопически угли полублестящие, зольные, полуматовые, черного цвета. Структура однородная, реже штриховатая.

Мощность слоев данного типа углей, как правило, небольшая и не превышает 0,5 *м*.

Тип ТБУ-3а. Гелито-коллинит (табл. XXV, *4*).

Гелито-коллинитовые угли имеют много общего с описанным выше типом и отличаются практически полным отсутствием фюзенового аттрита и значительно меньшим содержанием минеральной, главным образом глинистой примеси. Гелифицированные ткани представляют исключение, споры и кутикула встречаются в малых количествах. Исходный материал из-за его полного разложения неопределим.

Макроскопически угли полублестящие, однородные, черного цвета, с полураковистым изломом. Гелито-коллиниты представляют одни из основных породообразующих типов изученных углей средней и верхней части угленосной толщи.

Мощность отложений этого типа угля колеблется от долей сантиметра до 1—1,5 *м*.

Из краткого рассмотрения углей двух генетических типов данной группы следует, что общим признаком для них является резкое преобладание прозрачной основной массы — коллинита. Гелифицированные форменные элементы — ксилен, ксиловитрен, витрен — единичны. Совершенно невозможно распознавание в них исходных растительных тканей, поскольку все они, за редким исключением, претерпели сильное разложение. Оно осуществлялось в устойчивых торфяных болотах, где отмиравшая растительность длительное время подвергалась воздействию биохимических процессов, т. е. каждый поверхностный растительный слой в болоте значительное время оставался торфогенным. В подобных условиях возникла коллинитовая структура торфяника — угольного вещества.

Однако условия образования углей этих типов были несколько различны. Гелито-коллинитовые угли накапливались в анаэробной среде в сильно обводненных застойных (непроточных) болотах. Эти условия в устойчивых болотах обеспечивали весьма сильное разложение и более или менее однородную структуру угольного вещества (фация устойчивых сильно обводненных застойных торфяных болот). В ряде участков болот в зависимости от общих палеогеографических условий появлялась некоторая проточность, которая сказывалась на строении угольного вещества. Это приводило к формированию также гелито-коллинитовых углей, но уже содержащих включения мелких обрывков фюзена — фюзенового аттрита. Одновременно с этим осуществлялся привнос глинистого материала (фация устойчивых сильно обводненных слабо проточных торфяных болот).

Из общего обзора строения, условий накопления и захоронения растительного материала, преобразованного в процессах гелефикации, фюзенизации и гелефюзенизации в торфяники, можно проследить единый непрерывный ряд его разложения и разделить его по структурным особенностям на четыре стадии — телинитовую, посттелинитовую, преколлинитовую и коллинитовую. Каждая из этих стадий отражает определенные соотношения геолого-тектонических и палеогеографических условий жизни Тувинского мезозойского межгорного прогиба. В одних случаях, когда та или иная часть прогиба в зоне торфообразования характеризовалась устойчивым или относительно устойчивым режимом, в озерно-болотных и прибрежно-бассейновых обстановках образовывались угли с коллинитовой и

прекоплинитовой структурами — угли четвертой и третьей генетических групп. В свою очередь, в болотах этих обстановок существовали неодинаковые фациальные условия, отличавшиеся различной степенью обводненности и проточности, в результате чего в зависимости от геотектонических особенностей возникали гелито-коллинитовые и прекоплинитовые угли с фюзеновым аттритом (ТБУ-2а, ТБОУ-2а) и без него (ТБУ-3а, ТБОУ-3а).

Угли совсем другой природы возникали в аллювиально-озерно-болотных, аллювиально-прибрежно-бассейновых и бассейновых обстановках осадко- и угленакопления. Для них в целом был свойствен менее стабильный характер болот, приводивший к появлению углей с телинитовой и посттелинитовой структурами — углей первой и второй генетических групп. В этих обстановках по сравнению с предыдущими было большее разнообразие фациальных условий, в результате чего в них образовалась более широкая гамма генетических типов углей — от фюзинито-телинитов (ТБП-4а) и гелифюзинитоподобных телинитов (ТБП-1а) и посттелинитов (ТБОП-1а) до гелито-телинитов и гелито-посттелинитов с фюзеном (ТБП-2а, ТБОП-2а) и без фюзена (ТБП-3а, ТБП-3б, ТБОП-3а).

Следовательно, при одном и том же геолого-тектоническом режиме в соответствующих обстановках осадко- и угленакопления существовали различные фациальные условия, приводившие в процессе гелификации, фюзенизации и гелефюзенизации к формированию различного по составу, но одинакового по степени разложения вещества углей.

Глава VIII

ФАЦИИ И ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ БАССЕЙНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ — Б

ВВЕДЕНИЕ

Незначительное современное площадное развитие в пределах Тувинского прогиба среднеюрских угленосных отложений, разрозненность отдельных месторождений и отсутствие непосредственной их связи с одновозрастными отложениями Монголии несколько затрудняют определение типа бассейна седиментации. Однако, исходя из литолого-фациального состава отложений, направленного регионального изменения фаций и своеобразной истории геологического развития Тувы в течение палеозоя и мезозоя, можно думать, что это был, несомненно, не озерный водоем в том виде, в каком он обычно понимается — ограниченная площадь, небольшая мощность (несколько десятков метров) осадков и более или менее зонально-концентрическое их распределение по дну водоема. Это был и не морской водоем со всеми ему присущими признаками и, прежде всего, наличием морской фауны.

Основываясь на весьма характерном направленном изменении фаций в пределах прогиба, согласно которому в юго-западном направлении аллювиальные отложения через озерно-болотные постепенно сменяются бассейновыми, включающими известняки с раковинами пелеципод, можно предполагать, что среднеюрский бассейн седиментации занимал относительно большую площадь, далеко уходя за пределы Тувы на территорию Монголии. Учитывая общее распределение суши и морских водоемов на территории Евразии в юрское время, этот бассейн представлял собою часть своеобразного крупного бассейна континентального типа, который не был замкнутым, а через серию ему более или менее подобных водоемов, приурочивавшихся, возможно, к современной долине Великих озер, соединялся с располагавшимся на юго-западе и юге морским бассейном альпийской геосинклинальной области. В связи с этим он имел черты крупного континентального бассейна типа моря-озера, уровень которого зависел не только от местных условий (изменение баланса поступавших вод и т. д.), но и, очевидно, в какой-то мере регулировался морским бассейном. Своеобразный тектонический режим, выразившийся в определенном типе колебательных движений, во взаимодействии с факторами местного значения привел к образованию ритмически построенной толщи осадков, а благоприятный в меру жаркий и влажный климат — к развитию пышной болотной растительности, давшей после отмирания торфяники различной мощности.

Среднеюрский бассейн седиментации приурочивался к мезозойскому прогибу и в виде относительно неширокой полосы протягивался с северо-востока на юго-запад и запад Тувы. Это крупное море-озеро в начальную

стадию своего существования имело причудливые очертания берегов, поскольку оно заполняло пониженные формы досреднеюрского рельефа. Бассейн седиментации был окружен возвышенностями, из которых наиболее приподнятой частью было Восточно-Тувинское нагорье, откуда пра-Улугхемом доставлялась основная часть обломочного материала. Кроме того, в этот бассейн впадало множество мелких рек, усложнявших распределение в нем осадков.

Берега бассейна большей частью были сильно изрезанными, особенно в северной, северо-восточной и восточной частях, где развивались обширные болота. Пра-Улугхем, впадавший в бассейн с северо-востока, имел сильно разветвленную дельту с множеством рукавов и протоков, пространства между которыми также подвергались заболачиванию. У берегов, примыкавших к торфяным болотам, происходило накопление маломощных алевритово-глинистых осадков темно-серого, иногда почти черного цвета с большим количеством обугленных растительных остатков, в том числе хорошей сохранности (фация БПП). Были и возвышенные участки побережья, где у самого берега накапливались осадки зоны малоподвижного или подвижного мелководья.

Материал, выносимый пра-Улугхемом, разносился по площади бассейна. В прибрежных частях его с малоподвижной и подвижной динамикой водной среды отлагались алевритовые и мелко-, редко среднезернистые песчаные осадки. Более крупный песчаный и отчасти гравийный материал слагал подводную часть дельты и подводные валы. В более спокойных и относительно удаленных от побережья участках бассейна, куда по тем или иным причинам терригенно-глинистый материал привносился в небольшом количестве и не подавлял органическую жизнь, образовывались песчано-алевритовые известняки, которые вглубь бассейна сменялись глинистыми, а последние — относительно чистыми известняками, содержащими в ряде случаев большое количество осадков фауны пелеципод.

ХАРАКТЕРИСТИКА ФАЦИЙ И ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ БАССЕЙНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Бассейновые осадки, развитые в пределах Тувинского межгорного прогиба, располагаются на площади не изолированно, а их литогенетические типы парагенетически связаны и в определенных направлениях сменяют друг друга. Среди них наибольшее распространение имеют осадки прибрежно-мелководных частей бассейна. Отложения относительно глубоководных и наиболее удаленных от побережья частей бассейна встречаются значительно реже; наибольшего развития они достигают в верхней части верхнекызыльской свиты, хотя и не составляют там большей части разреза (табл. 12).

Фация алевритово-глинистых осадков полуизолированных прибрежно-мелководных частей бассейна — БПП

В прибрежно-мелководной части бассейна, непосредственно примыкавшей к внешнему краю торфяного болота, в полуизолированных, порою сильно вдававшихся в торфяное болото участках, накапливались почти исключительно глинистые и мелкоалевритовые осадки, относимые к типам БПП-1, БПП-2, БПП-3, БПП-4, БПП-5. Отложения данных типов, имеющие свои специфические особенности, в одном разрезе практически не встречаются одновременно и в зависимости от конкретных условий развиты различно вплоть до частичного или полного выпадения из разрезов.

Таблица 12

Литогенетические типы и фации бассейновых отложений

Литогенетический тип		Фация		
название	индекс	индекс	главнейшие признаки	название
Аргиллит, алевролит мелкозернистый, почти черного цвета, с тонкой горизонтальной слоистостью и обилием обугленного растительного детрита	БПП-1	БПП	Прибрежно-мелководные части бассейна	Алеврито-глинистых осадков полуизолированных прибрежно-мелководных частей бассейна
Аргиллит, алевролит мелкозернистый, с тонкой горизонтальной слоистостью и листовой флорой хорошей сохранности	БПП-2			
Алевролит мелкозернистый глинистый, аргиллит, с тонкой горизонтальной, участками линзовидной слоистостью, обрывками растений и растительным детритом	БПП-3			
Аргиллит, иногда алевролит мелкозернистый, со слабо выраженными тонкой горизонтальной слоистостью и железисто-карбонатными комкреционными образованиями	БПП-4			
Алевролиты, иногда песчаник мелкозернистый, с линзовидной, горизонтальной и горизонтальной прерывисто-волнистой слоистостью, подчеркнутой растительным детритом, участками с прослоями переслаивания	БПП-5			
Алевролиты, иногда песчаник мелкозернистый, сильно известковистые, с редким растительным детритом	БКМ-1	БКМ		Алеврито-карбонатных осадков прибрежно-мелководной части бассейна
Известняк с примесью глинисто-алевритового материала, растительным детритом, иногда с остатками фауны	БКМ-2			
Полого-волнистое переслаивание пород от аргиллита до песчаника мелкозернистого	БММ-1	БММ		Алеврито-песчаных осадков прибрежного малоподвижного мелководья
Полого-волнистое переслаивание пород от аргиллита до песчаника мелкозернистого, с текстурами взмучивания и оползания, иногда со следами жизнедеятельности илоядных животных	БММ-2			
Песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый, с горизонтальной прерывисто-волнистой слоистостью	БПМ-1	БПМ		Песчаных осадков подвижного мелководья
Песчаник мелкозернистый с косо-волнистой и мелкой косой штриховатой слоистостью	БПМ-2			
Песчаник мелкозернистый, реже среднезернистый, с горизонтальной прерывисто-волнистой, мелкой косой выполаживающейся и косо-волнистой слоистостью	БПМ-3			
Песчаник крупно- и среднезернистый, иногда гравелит мелкозернистый, с косой крупной, в основном разнонаправленной взаимосрезающейся сходящейся слоистостью, крупными и мелкими обрывками растений	БУМ-1	БУМ		Гравийно-песчаных осадков сильно подвижного приустьевого мелководья (отложения центральной части подводной дельты)
Песчаник средне- и крупнозернистый, иногда мелкозернистый, с косой крупной, в основном однонаправленной выклинивающейся и взаимосрезающейся сходящейся слоистостью	БСМ-1	БСМ		Песчаных осадков сильноподвижного мелководья (отложения прибереговых подводных валов)

Таблица 12 (окончание)

Литогенетический тип		Фация		
название	индекс	индекс	главнейшие признаки	название
Аргиллит, алевролит мелкозернистый, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью, растительным детритом и редкими остатками фауны	БТГ-1	БТГ	Относительно глубоководные и наиболее удаленные от побережья части бассейна	Алеврито-глинистых осадков наиболее глубоководных частей бассейна
Аргиллит, алевролит мелкозернистый, со слабо выраженной тонкой горизонтальной слоистостью и остатками фауны	БТГ-2			
Аргиллит, алевролит мелкозернистый, однородные	БТГ-3			
Аргиллит сильно известковистый с остатками фауны	БКГ-1	БКГ		Глинисто-карбонатных осадков наиболее удаленных от побережья и относительно глубоководных частей бассейна
Известняк с примесью глинистого материала и остатками фауны	БКГ-2			

Исключение представляет тип БПП-5, который, будучи переходным к отложениям смежных фаций, обычно сопутствует одному из остальных типов фаций БПП.

Тип БПП-1. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, почти черного цвета, с тонкой горизонтальной слоистостью и обилием обугленного растительного детрита.

Отложения этого типа слагаются чаще всего аргиллитом (табл. XXVI, *2*) и алевролитом мелкозернистым (табл. XXVI, *1*, *4*), иногда глинистым (табл. XXVI, *3*). Цвет пород темно-серый, практически почти черный. Сортировка материала средняя — среди более или менее однородной глинистой массы присутствуют отдельные зерна алевритовой размерности, располагающиеся по плоскостям наслоения или в виде включений по всей породе. Обычно количество включений увеличивается вверх по разрезу. В мелкозернистых алевролитах примесь более крупных зерен менее заметна: совместно с глинистым материалом они располагаются по плоскости наслоения. Кроме того, в том или ином количестве глинистый материал приурочивается ко всей толще алевролита, главным образом к ее нижней части.

Аргиллиты и мелкозернистые алевролиты обладают то слабо, то хорошо выраженной тонкой горизонтальной слоистостью, которая обнаруживается по способности породы раскалываться на плоско-параллельные плитки. Слоистость подчеркивается, как правило, скоплением большого количества обугленного растительного материала, детрита и мелких линз витрена (табл. XXVI, *1—4*), а также присутствием на плоскостях наслоения материала иного гранулометрического размера (табл. XXVI, *1*). В ряде случаев слоистость не обнаруживается, и породы имеют остроугольно-раковистый излом.

Растительные остатки в большей части представлены обугленными, то мелкими (табл. XXVI, *4*), то крупными (табл. XXVI, *2*) обрывками, располагающимися по плоскостям наслоения. Помимо этого, для отложений типа в целом характерно присутствие тонкого, более или менее равномерно распределенного витренизированного растительного детрита. К основанию слоя обычно увеличивается количество обугленного растительного детрита, который и придает породе черную окраску. Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено.

Минеральные включения не встречены и, по-видимому, отсутствуют совершенно. Изредка растительные остатки пиритизированы в участках, прилегающих к угольным пластам.

Отложения данного типа вверх по разрезу имеют постепенный переход обычно через отложения типа БПП-5. В исключительных случаях, когда выше залегают песчаники фаций БММ, БПМ и БСМ, контакт отчетливый или даже с размывом. Вниз по разрезу, большей частью по отчетливой границе, они сменяются углями и постепенно переходят в углистые аргиллиты и мелкозернистые алевролиты, а также глинистые угли. На площади они соприкасаются с различными типами бассейновых фаций БКМ, БММ и БТГ и переходят в них постепенно, а с типами фаций БПМ, БУМ, БСМ имеют всегда отчетливый контакт. Кроме того, как по площади, так и по разрезу они встречаются совместно с типами фаций БММ и БПМ, в которые постепенно переходят.

Мощность отложений типа БПП-1 невелика и в редких случаях превышает 0,5 *м*.

Тип БПП-2. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, с тонкой горизонтальной слоистостью и листовой флорой хорошей сохранности.

В строении данного типа участвуют аргиллиты (табл. XXVII, *3, 4, 7*), часто алевритовые (табл. XXVII, *5, 6*), мелкозернистые алевролиты (табл. XXVI, *5*) глинистые и менее часто, но всегда, как правило, глинистые крупнозернистые алевролиты (табл. XXVI, *6*; табл. XXVII, *1, 2*). Цвет пород от темно-серого до почти черного на контактах с углистыми породами и углями. Сортировка материала средняя, ухудшающаяся с увеличением крупности зерна.

Слоистость выражена по-разному. В аргиллитах и глинистых мелкозернистых алевролитах — тонкая горизонтальная слоистость, обычно подчеркиваемая растительными остатками и детритом. В более грубых разностях пород тонкая горизонтальная слоистость проявляется не только скоплением растительного материала, но и наличием на плоскостях наслоения материала иной размерности. В ряде случаев, особенно в самых верхних частях отложений данного типа, можно наблюдать мелкую линзовидную слоистость, обычно за счет включения более грубого материала вплоть до мелкозернистого песчаника. Не исключено и наличие остроугольно-раковистого излома, который особенно характерен для глинистых разностей пород.

Растительный материал встречается в изобилии. Присутствуют как многочисленные неопределимые обрывки растений и детрит, так и растительные остатки хорошей сохранности. Среди последних встречены *Coniopteris hymenophylloides* Brongn. (табл. XXVII, *6*), *Coniopteris* sp. (табл. XXVII, *5*), *Cladophlebis haiburnensis* L. et H. (табл. XXVII, *1, 2*). *Cl. hymenophylloides* Brongn., *Cladophlebis* sp. (табл. XXVI, 6; табл. XXVII, *4, 7*), *Czekanowskia* sp. (табл. XXVII, *7*), *Equisetites* sp. (табл. XXVII, *3*), *Leptostrobus* sp., *Pterophyllum* sp., *Baiera* sp. и др. Располагаются они по плоскостям наслоения. Остатков фауны и их отпечатков не найдено.

Минеральные включения не обнаружены и, по-видимому, отсутствуют совершенно. Изредка отдельные растительные остатки пиритизированы в участках, прилегающих к угольным пластам.

Переходы вниз (в тип БПП-1) и вверх (в типы БПП-3, БПП-4, БПП-5, БММ-1, БММ-2) по разрезу, как правило, постепенные. Если отложения этого типа залегают непосредственно на углях и углистых породах, то контакт отчетливый. Такой же, а иногда резкий контакт наблюдается при залегании на них отложений фаций БММ, БПМ, БСМ. На площади в нормальном разрезе отложения типа постепенно сменяются осадками фаций БПП, БММ, БТГ. В болотные отложения они переходят, как правило, постепенно, хотя встречаются и отчетливые контакты.

Мощность отложений типа БПП-2 также незначительна и не превышает 0,5—1,0 *м*, хотя иногда достигает 2—3 *м*.

Тип БПП-3. Алевролит мелкозернистый глинистый, аргиллит, с тонкой горизонтальной, участками линзовидной слоистостью, обрывками растений и растительным детритом.

Отложения этого типа слагаются аргиллитом (табл. XXVIII, *3*), алевролитом мелкозернистым, часто глинистым (табл. XXVIII, *2*) и алевролитом крупнозернистым, почти всегда глинистым (табл. XXVIII, *1*). Преобладающими породами для данного типа являются алевролиты мелкозернистые, глинистые. Цвет пород более или менее одинаковый — темно-серый; его оттенки зависят от присутствия того или иного количества растительных остатков и глинистого материала. Сортировка средняя и чем грубее породы, тем она хуже. Она более или менее равномерна, если слоистость выражена слабо, и неравномерная, если слоистость отчетливая. В последнем случае к плоскостям наслоения и прилегающим участкам приурочивается примесь более грубого материала, которая убывает вниз и вверх от прослоя.

Слоистость по сравнению с типами БПП-1 и БПП-2 более разнообразная. Помимо тонкой горизонтальной, довольно часто, хотя и участками, особенно в верхней части отложений типа БПП-3, встречается линзовидная слоистость, обусловленная присутствием более грубого материала вплоть до песчаника мелкозернистого. Мощность линз — доли миллиметра при длине до 3—5 *см*. На плоскостях — слюда, обугленный растительный детрит, крупные (табл. XXVIII, *1*, *2*) и мелкие обрывки растений. Тонкая горизонтальная слоистость большей частью обнаруживается по способности породы колоться на плоско-параллельные плитки.

В верхней части отложений этого типа, переходной к типам БПП-5, БММ-1, БММ-2 и др., породы приобретают не только мелкую линзовидную, но и отчетливую горизонтальную, горизонтальную волнисто-прерывистую слоистость за счет включения более грубого материала. В участках, лишенных слоистости, породы имеют остроугольно-раковистый излом.

Растительные остатки встречаются в виде обрывков плохой сохранности, а также детрита. Определимые растительные остатки представляют исключение. Располагаются они по плоскостям наслоения. Детрит, кроме того, может располагаться беспорядочно по всей породе. Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено.

Минеральные включения не встречены, за исключением тонких пленочек пирита по растительным остаткам, если отложения данного типа контактируют с угольными пластами.

При залегании на угольных пластах или болотных образованиях отложения типа БПП-3 имеют отчетливый контакт, а с отложениями типа БПП-1, БПП-2 — постепенный переход. Последний характерен также при переходе в отложения типов БПП-5, БММ-1, БММ-2, БПМ-1, БТГ-1, БТГ-2, БТГ-3. На площади эти отложения постепенно переходят в отложения фаций БММ, БПМ (через маломощный прослой), БТГ, АПВ и ОБВ.

Мощность отложений типа БПП-3 изменчива и в среднем не превышает 0,8—1,2 *м*, редко больше.

Тип БПП-4. Аргиллит, иногда алевролит мелкозернистый, со слабо выраженными тонкой горизонтальной слоистостью и железисто-карбонатными конкреционными образованиями.

В строении отложений данного типа участвуют в основном аргиллиты, часто алевритовые (табл. XXVIII, *5*) и глинистые, алевролиты мелкозернистые (табл. XXVIII, *4*). Как исключение, могут присутствовать крупнозернистые, близкие к мелкозернистым глинистые алевролиты (табл. XXVIII, *6*). Цвет пород темно-серый, иногда почти черный, пят-

нистый за счет присутствия минеральных включений, представленных в ряде случаев микроконкрециями сферосидерита (табл. XXVIII, *6*).

Слоистые текстуры для отложений этого типа не характерны: наблюдается очень слабо выраженная тонкая горизонтальная слоистость. Однако в большей части и она не обнаруживается, а поэтому породы имеют остроугольно-раковистый излом. Иногда можно наблюдать псевдогоризонтальную слоистость за счет расположения слабо видимых темно-бурых конкреций сидерита.

Растительные остатки не характерны для отложений данного типа, хотя они почти всегда присутствуют, но в очень малых количествах. Это большей частью обрывки растений, иногда хорошей сохранности, и детрит. Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено.

Минеральных включений много; это слабо выраженные в разрезе отложений пояски или отдельные конкреционные образования, близкие по составу к сидеритам. Форма их большей частью округлая или уплощенная. Размер конкреций, как правило, не превышает 2—3 *см* в диаметре и 3—4 см в длину. Контуры конкреций неотчетливые, часто расплывчатые. Поэтому их очень трудно, а практически невозможно извлекать из породы. Располагаются они послойно, но чаще, поскольку их очень мало, залегают в виде отдельных включений. Встречаются тонкие слабо сидеритизированные слойки, протягивающиеся через весь керн, также с расплывчатыми границами. Кроме того, часто присутствуют микроконкреции сферосидерита, чаще образующие незначительные по размеру скопления.

Отложения данного типа встречаются очень редко и притом лишь в верхнекызыльской и в верхней части нижнекызыльской свиты. Они почти всегда по отчетливой границе залегают на отложениях почвы бассейновых циклов и вверх по разрезу постепенно сменяются отложениями типов БПП-5, БММ-1, БММ-2, БТГ-1, БТГ-2, БТГ-3 и даже БКГ-1. На площади они переходят в отложения типов БПП-1, БПП-2, БПП-3, БММ-1, БММ-2, иногда в озерно-болотные.

Мощность отложений типа БПП-4 незначительна и большей частью не превышает 1,0 *м*.

Тип БПП-5. Алевролиты, иногда песчаник мелкозернистый, с линзовидной, горизонтальной и горизонтальной прерывисто-волнистой слоистостью, подчеркнутой растительным детритом, участками с прослоями переслаивания.

Отложения данного типа слагаются в основном крупнозернистыми, часто глинистыми (табл. XXIX, *1, 2*) и значительно реже мелкозернистыми алевролитами. Встречаются также мелкозернистые песчаники, особенно в частях, переходных в лежащие выше отложения. Ими слагаются отдельные прослои, и они участвуют в строении переслоя. Аргиллиты также не характерны для этого типа и слагают отдельные прослои. Цвет пород темно-серый, несколько светлее в тех участках, которые представлены более грубым материалом. Сортировка материала в общем средняя, а в отдельных слоях от плохой до хорошей.

Здесь слоистость еще более отчетливая, чем в предыдущих типах данной фации. Наиболее характерна для них горизонтальная, напоминающая ленточную или мелкую полосовидную (табл. XXIX, *1, 2*), сочетающуюся с линзовидной. Она образована за счет чередования четко обособленных гранулометрических разностей пород и подчеркивается присутствием на плоскостях слюды, мелкого растительного детрита и глинистого материала. В участках, обогащенных песчаным материалом (табл. XXIX, *1б*), характерна горизонтальная прерывисто-волнистая и даже мелкая косая штриховатая слоистость. Она также подчеркивается растительным детритом, слюдой и глинистым материалом. В частях, переходных к отложениям фаций БММ, наблюдаются текстуры взмучивания.

Многочисленные растительные остатки представлены в основном мелким обугленным детритом. Встречаются также мелкие и крупные обрывки растений. Располагаются они по плоскостям наслоения, подчеркивая слоистость. Фауны и ее отпечатков не встречено.

Изредка в качестве цемента присутствуют железистые карбонаты, придающие породе слабо-бурую окраску.

Отложения данного типа вниз по разрезу обычно постепенно сменяются отложениями типов БПП-2, БПП-3, БПП-4, а по отчетливой границе — углями. Покрываются они породами фаций БММ, БПМ, редко БТГ или ОБП и ОБВ, с которыми также имеют постепенные переходы. На площади эти отложения переходят в те же типы, которые их покрывают и подстилают.

Мощность отложений типа БПП-5 непостоянна и колеблется от 0,5—1,0 до 2—3 *м*, иногда более.

Таким образом, суммируя все сказанное, для упомянутых выше литогенетических типов, образующих парагенетический ряд, в целом характерны следующие признаки: 1) глинистый и глинисто-алевролитовый состав отложений; 2) отсутствие однородных аргиллитов и алевролитов; 3) цвет пород от темно-серого до почти черного; 4) тонкая горизонтальная, то слабо, то хорошо выраженная слоистость, сменяющаяся вверх по разрезу линзовидной и полосовидной; 5) многочисленные обугленные растительные остатки, в том числе хорошей сохранности; 6) отсутствие фауны; 7) непосредственное залегание в кровле угольных пластов; 8) как правило, вверх по разрезу смена отложений этих типов алеврито-песчаными отложениями малоподвижного и подвижного мелководья; 9) слабо выраженные темно-бурые пояски или конкреции, близкие по составу к сидеритам (тип БПП-4).

Весьма характерно для отложений данной фации их залегание непосредственно в кровле угольных пластов или отложений, их замещающих, образующихся на границе суши и бассейна. Руководствуясь даже только этим признаком, можно утверждать, что алеврито-глинистые отложения типов БПП-1, БПП-2, БПП-3, БПП-4 и БПП-5 могли образоваться в прибрежно-мелководных частях бассейна, прилегающих к внешнему краю болота. Этот край, обращенный в сторону бассейна, несомненно, имел причудливые очертания, благодаря чему возникали полуизолированные сильно застойные части бассейна. В этих полуизолированных, глубоко вдававшихся в болота частях бассейна накапливались в основном относительно тонкоотмученные осадки с тонкой горизонтальной слоистостью, подчеркнутой большим количеством детрита и растительных остатков как хорошей, так и плохой сохранности. Непосредственное накопление алеврито-глинистых осадков у края болота, с одной стороны, и их соседство с зоной малоподвижного и подвижного мелководья, находящейся уже в открытой мелководной части бассейна — с другой, привело к отсутствию хорошей сортировки материала, столь характерной для отложений более глубоководных и удаленных от побережья частей бассейна (фация БТГ). Здесь всегда среди глинистых и алевритовых осадков встречается в том или ином количестве примесь более грубого или более тонкого материала.

Условия прибрежно-мелководных и полуизолированных частей бассейна благоприятствовали накоплению глинистых осадков со слабо выраженными тонкой горизонтальной слоистостью и железисто-карбонатными конкреционными образованиями. Эти условия возникали в те периоды жизни бассейна, когда резко сокращалось поступление в него грубого терригенного материала, что, в свою очередь, часто приводило к накоплению в прибрежно-мелководных частях бассейна карбонатных осадков с примесью алеврито-глинистого материала (БКМ), практически отсутствующих в наиболее удаленных от побережья и относи-

тельно глубоководных частях бассейна (фация БКГ). В этих случаях морские воды временами попадали в полуизолированные, глубоко вдававшиеся в сушу части бассейна, где смешивались с опресненными водами, содержащими то или иное количество окислов железа. Условия застоя и слабой аэрации благоприятствовали возникновению восстановительной среды, необходимой для образования железисто-карбонатных конкреций.

По мере удаления от берега вглубь бассейна усиливалась динамика водной среды, что приводило к погрублению осадков и появлению в них линзовидной и горизонтально-волнистой слоистости. Поэтому отложения типа БПП-5 по существу характеризуют зону, переходную к прибрежному малоподвижному мелководью. Мощность осадков фации БПП редко превышает 1,5—2,0 *м*, но иногда достигает 3—5 *м*.

Фация алеврито-карбонатных осадков прибрежно-мелководной части бассейна — БКМ

В прибрежно-мелководной части бассейна иногда возникали условия, приводившие к накоплению алеврито-песчаных, сильно известковистых осадков (тип БКМ-1) и известняков, в той или иной степени обогащенных алеврито-глинистым, часто песчаным материалом (тип БКМ-2). По сравнению с другими фациями отложения данной фации развиты незначительно и характерны в основном для верхнекызыльской и верхней части нижнекызыльской свиты и только на западе встречаются в отложениях улугхемской свиты.

Тип БКМ-1. Алевролиты, иногда песчаник мелкозернистый, сильно известковистые, с редким растительным детритом.

Отложения этого типа слагаются в основном алевролитом мелкозернистым (табл. XXIX, *3*, *4*; табл. XXX, *2*, *3*), реже крупнозернистым (табл. XXX, *1*), иногда песчаником мелкозернистым. Как алевролиты, так и песчаники мелкозернистые, всегда глинистые, с довольно плохой сортировкой материала (табл. XXIX, *4*). Цвет пород большей частью темно-серый, иногда, в зависимости от примеси железисто-карбонатного материала и мелкого обугленного детрита, темно-бурый.

Помимо кварца, преобладающего в породах, полевых шпатов, мусковита, биотита, хлорита и весьма небольшого количества обломков пород (мелкозернистые песчаники), породы данного типа содержат микрозернистый кальцит и железистые карбонаты (до 10—20%), обладающие пелитоморфным или тонкозернистым строением. В ряде случаев наблюдается коррозия обломочных зерен и замещение их по периферии карбонатным веществом.

Слоистая текстура не характерна для отложений этого типа, хотя часто наблюдается неправильная линзовидная или горизонтальная волнисто-прерывистая слоистость (табл. XXX, *1*), образованная за счет примеси обычно более темного глинистого и светлого карбонатного материала. К участкам скопления глинистого материала почти всегда приурочивается растительный детрит (табл. XXIX, *3*, *4*).

Остатки фауны составляют исключение. Встречены неопределимые отпечатки раковин пелеципод (табл. XXX, *2*) и их обломки (табл. XXIX, *3*).

Минеральные включения очень редки. В ряде случаев на границе с отложениями типа БКМ-2 алевролиты обогащаются (до 40—45%) микрозернистым железисто-карбонатным материалом, который местами образует мелкие темно-бурые конкреции, предположительно сидеритового состава.

Отложения типа БКМ-1 имеют, как правило, локальное распространение и обычно довольно резко или постепенно переходят в разрезе и на площади в различные бассейновые отложения. Исключение представляют

отложения типа БКМ-2, а также породы фации БКГ, с которыми они всегда имеют постепенный переход.

Мощность отложений типа БКМ-1 весьма изменчива и колеблется от 0,1 до 0,8—1,2 *м*.

Тип БКМ-2. Известняк с примесью глинисто-алевритового материала, растительным детритом, иногда с остатками фауны.

Отложения этого типа представлены известняками, большей частью мелкокристаллическими, то глинисто-алевритовыми (табл. XXX, *4*), то алеврито-глинистыми (табл. XXXI, *2*, *3*), то алевритовыми (табл. XXXI, *4*) и весьма нередко песчанистыми (табл. XXXI, *1*). Карбонатный материал в своей большей части обладает пелитоморфной или микрозернистой структурой и имеет хлопьевидное или комочковидное строение. Последнее обусловлено тем, что среди более или менее однородной массы микрозернистого карбоната присутствуют неправильной формы комочки, сгустки и хлопья буровато-серой окраски различных оттенков. В ряде случаев среди тонкоагрегатного карбонатного материала присутствуют выделения более крупных кристаллов карбоната, обладающего нередко отчетливыми трещинами спайности. Эти карбонаты имеют резко подчиненное значение.

В известняках обнаруживается до 30—40% примеси песчано-алеврито-глинистого материала; наиболее характерны обломки мелкоалевритовой (в основном кварц) и глинистой размерности. Большая часть обломков обычно корродирована карбонатным материалом и иногда так значительно, что от них сохраняются лишь небольшие участки с неправильными, причудливо изрезанными контурами. Иногда среди карбонатов, замещающих обломочные зерна, присутствуют реликты первичного обломочного зерна. Цвет известняков обычно серый, светло-серый, иногда темно-серый и темно-бурый.

Очень часто известняки имеют горизонтальную (табл. XXXI, *1*) и горизонтальную прерывисто-волнистую (табл. XXX, *4*), участками слабо выраженную косо-волнистую слоистость. Наблюдается и микрослоистость, большей частью горизонтальная, образованная ориентированным расположением обломочных зерен. К плоскостям наслоения приурочиваются растительный детрит и алеврито-глинистый материал. Растительные обрывки часто гелефицированы; среди основной карбонатной массы они образуют неправильные сгустки и хлопья, которые более или менее равномерно пропитывают известняк. Встречаются остатки фауны — *Subcardinia* cf. *turjanensis* Martins. и другие формы.

Минеральные примеси не характерны для отложений этого типа, хотя очень часто среди карбонатного материала устанавливается значительная примесь аутигенного пирита, который иногда образует псевдоморфозы по растительным остаткам.

Известняки данного типа на площади и по разрезу имеют локальное распространение и очень редко по постепенной границе сменяются известняками или известковистыми аргиллитами фации БКГ, а также аргиллитами и алевролитами типа БКМ-1. С остальными бассейновыми отложениями они имеют то отчетливый контакт, то постепенный переход. В ряде случаев линия отчетливого контакта становится извилистой за счет ее нарушения илоядными животными (табл. XXXI, *5*). Мощность известняков обычно не превышает 0,5—1,0 *м*, редко достигая 1,5—3,0 *м*.

Таким образом, для отложений данной фации характерны следующие основные признаки: 1) карбонатные осадки с примесью алеврито-глинистого и песчаного материала, а также алевролиты и мелкозернистые песчаники, сильно известковистые; 2) пелитоморфная или микрозернистая структура и хлопьевидное или комочкообразное строение карбонатного материала; 3) средняя, иногда плохая сортировка материала; 4) темно-

серый, иногда серый цвет; 5) то слабо, то хорошо выраженная горизонтальная, горизонтально-волнистая, порою косо-волнистая, иногда линзовидная слоистость; 6) как правило, многочисленные растительные остатки и детрит; 7) редкие остатки опресненных пелеципод; 8) аутигенный пирит, образующий псевдоморфозы по растительным остаткам; 9) залегание выше угольных пластов; 10) постепенный переход или отчетливый контакт с отложениями фаций БПП, с одной стороны, и фаций БММ и БПМ, с другой.

Залегание отложений данной фации среди прибрежно-мелководных отложений и их постепенный или отчетливый контакт с осадками полуизолированных прибрежно-мелководных частей бассейна, с одной стороны, и осадками прибрежного мелководья, а также подвижного мелководья, с другой, говорят о том, что их накопление также происходило в бассейне, причем в его прибрежно-мелководной части. Такие условия могли возникать в те моменты жизни Тувинского прогиба, когда по тем или иным причинам резко сокращалось поступление в бассейн седиментации грубого обломочного материала, подавлявшего до этого органическую жизнь в прибрежной части бассейна. В результате этого здесь появлялись относительно спокойные условия, при которых отлагались в основном алевритовые и глинистые сильно карбонатные осадки, а в более пониженных и в значительной мере защищенных от поступления большого количества даже тонкоотмученного материала местах накапливались известняки с незначительной его примесью. Подобного рода обособленность очагов накопления известняков и сильно карбонатных пород подтверждается их локальным распространением в разрезе в виде линз и прослоев. Этому не противоречит также наличие в известняках бурых сгустков и хлопьев железистого карбонатного материала, которые возникали при смешении опресненных вод, богатых железистыми окислами, с карбонатными водами. Накопление отложений типов БКМ-1 и БКМ-2 в прибрежно-мелководной части вполне согласуется с плохой сортировкой терригенно-глинистой примеси в известняках, несколько лучшей в сильно карбонатных алевролитах, аргиллитах и песчаниках, с присутствием большого количества обугленных и гелефицированных растительных остатков. И, наконец, незначительное количество, редкая встречаемость фауны и ее плохая сохранность, а также незначительная мощность отложений говорят о неустойчивости и частой изменчивости условий осадконакопления, которые, скорее всего, могли существовать в прибрежном мелководье. Влияние побережья сказывается как на составе отложений фации, так и на структурных, текстурных и других особенностях их строения. Мощность отложений фации БКМ в целом непостоянна, сильно изменчива как по разрезу, так и на площади и колеблется в пределах от 0,5 до 1,5—3,0 *м*.

Фация алеврито-песчаных осадков прибрежного малоподвижного мелководья — БММ

В зоне прибрежного малоподвижного мелководья происходило попеременное накопление маломощных слойков песчаного, алевритового и глинистого состава. Образовывавшееся при этом переслаивание пород в одних случаях осложнялось различного рода текстурами (тип БММ-2), а в других не приобретало их (тип БММ-1). Отложения типов БММ-1 и БММ-2 на площади и по разрезу тесно связаны между собою и фациально замещают друг друга.

Тип БММ-1. Полого-волнистое переслаивание пород от аргиллита до песчаника мелкозернистого.

В отличие от пород всех генетических типов, участвующих в строении угленосной толщи, отложения этого типа слагаются чередованием аргиллита с алевролитами (табл. XXXII, *б*), алевролитов и алевролитов с пес-

чаниками мелкозернистыми (табл. XXXII, *1—5*; табл. XXXIII, *1—3*), причем последние имеют преобладающее развитие. Цвет пород в зависимости от их состава колеблется от темно-серого до светло-серого, и чем грубее породы, участвующие в переслаивании, тем более светлую окраску они имеют.

Сортировка материала в общем средняя; она лучше в центральных частях каждого слойка и ухудшается по мере приближения к границам.

Слоистые текстуры могут быть подразделены на два порядка. Первый порядок — это переслаивание слойков, сложенных различными гранулометрическими разностями. Второй порядок — слоистость внутри каждого слойка. Слоистость первого порядка различается по размеру переслаивания. Если размер слойков не превышает 0,5 см, то такое переслаивание называется тонким (табл. XXXII, *2, 3*; табл. XXXIII, *1, 2*); при размере от 0,5 до 5 *см* — мелкое переслаивание (табл. XXXIII, *1, 3*); если размер колеблется от 5 до 20 *см* — крупный переслой; при размере слойков более 20 *см* выделяется самостоятельный слой. Однако очень часто наблюдается сочетание двух или трех по размеру переслаиваний (табл. XXXII, *1, 2*; табл. XXXIII, *1*).

Слоистость второго порядка различна. В одних случаях это горизонтальная волнисто-прерывистая (табл. XXXII, *1, 2*; табл. XXXIII, *1*), в других — мелкая косая штриховатая (табл. XXXIII, *3*), иногда косо-волнистая. Однако две последних практически встречаются в тех слойках, мощность которых более 0,5 см, т. е. в мелком и крупном переслаивании.

Переслаивание и слоистость внутри него подчеркиваются обугленным растительным детритом, обрывками растений и слюдой. Встречаются также растительные остатки хорошей сохранности — *Cladophlebis* sp. (табл. XXXII, *4*) и др. Остатков фауны, а также минеральных включений не обнаружено. Очень редко встречаются участки, обогащенные в цементе железисто-карбонатным материалом.

Отложения данного типа как в разрезе, так и на площади постепенно переходят в отложения фаций БПП, БКМ, БПМ, БТГ, ОБП, ОБВ, а с отложениями фаций БУМ и БСМ часто имеют отчетливый и даже резкий контакт. Если они сменяются типами фаций БПП, БТГ, ОБП и ОБВ, то это происходит за счет увеличения в прослое более тонкозернистых алевритовых и глинистых пород и уменьшения мощности слойков. При переходе в более грубые осадки — типы фаций БПМ, БУМ, БСМ увеличивается количество и мощность песчаных прослоев.

Мощность отложений типа БММ-1 различна и колеблется от 0,5—1,0 до 5—8 *м*, чаще она не превышает 3—4 *м*.

Тип БММ-2. Полого-волнистое переслаивание пород от аргиллита до песчаника мелкозернистого, с текстурами взмучивания и оползания, иногда со следами жизнедеятельности илоядных животных.

Отложения этого типа характеризуются переслаиванием аргиллита и алевролитов (табл. XXXIV, *3*; табл. XXXVI, *2*), алевролитов (табл. XXXVI, *1а*), алевролитов и песчаника мелкозернистого (табл. XXXIII, *4*; табл. XXXIV, *1, 2*; табл. XXXV, *1—6*). Общая окраска отложений колеблется от темно-серой до светло-серой. Сортировка материала несколько хуже, чем в отложениях типа БММ-1, поскольку наличие большого количества текстур взмучивания, оползания и других значительно ее ухудшает.

В отложениях данного типа также различается тонкое (табл. XXXV, *1*), мелкое (табл. XXXIII, *4, 5*; табл. XXXIV, *1, 2*; табл. XXXV, *2, 3, 6*; табл. XXXVI, *2*), крупное и смешанное (табл. XXXV, *2—4*) переслаивание, причем, если в типе БММ-1 большее развитие имеет тонкое переслаивание, то здесь преобладает мелкое и смешанное переслаивание. Наиболее

характерным признаком для типа в целом является наличие многочисленных своеобразных текстур взмучивания (табл. XXXIII, *4*, *5*; табл. XXXIV, *1*, *3*; табл. XXXV, *4*, *5*; табл. XXXVI, *1*, *2*), оползания (табл. XXXIV, *3б*), протыкания (табл. XXXIV, *2*), следов жизнедеятельности илоядных животных (табл. XXXIV, *1*, *2*; табл. XXXV, *1*).

Поскольку в этом типе больше развито мелкое переслаивание, постольку здесь лучше выражена слоистость второго порядка — горизонтальная прерывисто-волнистая (табл. XXXIII, *4*, *5*; табл. XXXV, *1—4*, *6*; табл. XXXVI, *2*), мелкая косая штриховатая (табл. XXXV, *3*, *4*), косо-волнистая и др. Слоистость первого и второго порядков подчеркивается большим количеством обугленного растительного детрита, обрывков растений (табл. XXXIV, *4*) и слюдой. Фауны и ее отпечатков, а также минеральных включений не обнаружено. Имеются участки, содержащие в цементе железисто-карбонатный материал.

Вверх и вниз по разрезу, а также по площади отложения этого типа постепенно сменяются бассейновыми (фации БПП, БПМ, БСМ, БТГ и др.) отложениями и иногда имеют отчетливый или даже резкий контакт с отложениями фаций БУМ и БСМ.

Мощность отложений типа БММ-2 непостоянна и колеблется от 0,5 до 2—3 *м*, редко больше.

Таким образом, для отложений типов БММ-1 и БММ-2 характерен следующий комплекс признаков: 1) переслаивание пород от аргиллита до песчаника мелкозернистого; 2) слоистость второго порядка в слойках — горизонтальная прерывисто-волнистая, мелкая косая штриховатая, косоволнистая; 3) большое количество обугленных растительных остатков, чаще плохой сохранности, и детрита, подчеркивающих слоистость и переслаивание; 4) наличие текстур взмучивания и оползания, иногда следы жизнедеятельности илоядных животных; 5) тесная генетическая связь с отложениями фаций БПП, БПМ и др.

Основываясь на этом комплексе признаков, можно считать, что наиболее подходящие условия для образования отложений фации БММ могли существовать в зоне прибрежного малоподвижного мелководья. Об этом свидетельствует частое переслаивание пород от аргиллита до мелкозернистого песчаника, которое могло быть обусловлено, скорее всего, сезонным привносом материала и его разносом вдоль зоны побережья различного рода течениями и волновыми движениями. О том, что это была очень мелководная и притом прибрежная зона, говорит наличие текстур взмучивания, оползания и иногда следов жизнедеятельности организмов, а также и то, что переслаивание подчеркивается относительно большим количеством растительного детрита. Об их мелководном и прибрежном характере свидетельствует также их тесная парагенетическая связь с отложениями полуизолированных прибрежно-мелководных частей бассейна, с одной стороны, и с более удаленными от побережья, но также мелководными отложениями подвижного мелководья, в которые они постепенно переходят — с другой. В первом случае это происходит за счет общего уменьшения размера зерна, уменьшения мощности, а затем полного исчезновения песчаных и крупноалевролитовых слойков, появление тонко- и микрогоризонтальной слоистости, большого количества растительных остатков, в том числе хорошей сохранности. Во втором случае постепенно увеличивается мощность песчаных слойков, которые вытесняют все остальные, и отложения типа переходят в отложения фаций БПМ, БСМ и др.

Существует несколько точек зрения относительно происхождения переслаивания пород подобного типа. Одни исследователи объясняют его климатическими факторами, другие — сезонностью в привносе материала, а третьи — приливно-отливными движениями водной среды.

К первому объяснению прибегают, как правило, очень редко и то в исключительных случаях, так как оно скорее пригодно для истолкования более общих закономерностей, а не таких деталей, как образование переслоя, ко второму — значительно чаще, а к третьему — чаще всего. Объяснить образование переслоя приливно-отливными движениями водной среды в нашем конкретном случае нельзя, поскольку мы здесь имеем дело с глубоко вдававшимся в континент бассейном седиментации, который, хотя и мог быть через серию подобных бассейнов связан с морским водоемом, но вряд ли подвергался воздействию приливно-отливных течений. Это практически исключается.

Нам кажется более вероятным, и это находится в полном согласии со всем комплексом остальных признаков, что такое переслаивание пород связано с какими-то периодическими, скорее всего сезонными колебаниями в привносе материала. Так, в дождливые сезоны реки в большом количестве выносили в море наиболее грубый материал, а различного рода течения и волны, возможно незначительные, разносили его на значительную площадь. В засушливые времена года снос материала, главным образом наиболее тонкозернистого, значительно уменьшался. Он разносился и размещался по площади дна, обратно пропорционально размещению грубых осадков. Следовательно, отложения этой зоны по существу являются переходными от прибрежно-мелководных, полуизолированных частей бассейна к более открытым частям его, в которых уже накапливались преимущественно грубозернистые осадки.

Мощность отложений фации БММ редко превышает 3—5 *м*, иногда достигает 7—8 *м*.

Фация песчаных осадков подвижного мелководья — БПМ

Выносимые пра-Улугхемом и другими мелкими реками песчано-гравийные осадки разносились вдоль побережья. Мелко- и, редко, среднепесчаный материал отлагался в зоне подвижного мелководья, где в силу некоторого незначительного разнообразия условий образовывались то песчано-алевритовые осадки с горизонтальной прерывисто-волнистой слоистостью (тип. БПМ-1), то песчаные осадки с косо-волнистой и мелкой косой штриховатой слоистостью (тип БПМ-2), то песчаные осадки, сочетающие слоистость первых двух типов (тип БПМ-3). Они в разрезе и на площади взаимосвязаны и всегда фациально замещают друг друга.

Тип БПМ-1. Песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый, с горизонтальной прерывисто-волнистой слоистостью.

Отложения типа слагаются в основном песчаником мелкозернистым (табл. XXXVI, *3—6*; табл. XXXVII, *1а*) и алевролитом крупнозернистым, часто с примесью глинистого материала. Цвет пород серый, светло-серый, иногда темно-серый. Сортировка материала средняя, участками плохая.

Слоистая текстура этих пород очень отчетливая. Для них характерна горизонтальная прерывисто-волнистая, участками горизонтальная сплошная волнистая (табл. XXXVI, *3—6*; табл. XXXVII, *1*) слоистость. На их границе с отложениями типа БПМ-2 встречается косо-волнистая и мелкая косая штриховатая (табл. XXXVII, *1б*), а на границе с отложениями типов БММ-1 и БММ-2 — слоистость переслаивания, иногда осложненная текстурами взмучивания (табл. XXXVI, *6*).

Растительные остатки многочисленны и совместно со слюдой и глинистым материалом подчеркивают слоистость. Среди растительного материала встречаются как обрывки, детрит, так и остатки хорошей сохранности. Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено.

Минеральные включения не встречаются. Однако довольно часто на-

блюдаются участки мощностью до 1,0—1,2 *м*, с железисто-карбонатным цементом, который придает породе буроватую окраску.

Отложения данного типа большей частью как по разрезу, так и на площади парагенетически связаны с отложениями типов БММ-1, БММ-2, БПП-3, БУМ-1, БСМ-1, с которыми почти всегда связаны постепенным переходом, и только иногда с типами БУМ-1 и БСМ-1 имеют отчетливый и даже резкий контакт.

Мощность отложений типа БММ-1 непостоянна и колеблется от 0,5 до 2—3 *м*, редко больше.

Тип БПМ-2. Песчаник мелкозернистый с косо-волнистой и мелкой косой штриховатой слоистостью.

В строении отложений этого типа участвуют почти исключительно песчаники мелкозернистые (табл. XXXVII, *2—4*; табл. XXXVIII, *1—3*, *5*), иногда алевритовые (табл. XXXVII, *5*), глинистые (табл. XXXVII, *2*), близкие к среднезернистым (табл. XXXVIII, *3*) и среднезернистые (табл. XXXVIII, *4*). В ряде случаев отложения типа слагаются алевролитом крупнозернистым. Преобладающий цвет пород серый и светло-серый; темно-серый представляет исключение. Сортировка материала средняя, но лучше, чем в отложениях типа БПМ-1.

Характерна мелкая косая штриховатая (табл. XXXVII, *2б*, *3*, *5*; табл. XXXVIII, *1*, *3*), косо-волнистая (табл. XXXVII, *4*, *5*; табл. XXXVIII, *2—5*), редко мелкая косая выполаживающаяся (табл. XXXVII, *5*) и слабо выраженная горизонтальная прерывисто-волнистая (табл. XXXVII, *2*; табл. XXXVIII, *1*) слоистость. Мелкая косая штриховатая и косо-волнистая слоистости, как правило, всегда сопровождают одна другую; очень редко к ним примешивается горизонтальная прерывисто-волнистая слоистость. Мелкая косая выполаживающаяся слоистость обычно приурочивается к среднезернистым песчаникам и встречается в осадках, переходных к отложениям типов БУМ-1 и БСМ-1. В участках, прилегающих к подпочвенным образованиям или переслаиванию, обнаруживаются текстуры взмучивания, оползания и др.

Растительный материал в основном представлен обугленным детритом, который совместно со слюдой подчеркивает слоистость. Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено.

Минеральные включения не встречены. В качестве цемента часто присутствует железисто-карбонатный материал, придающий породе бурую окраску. Мощность этих прослоев до 1—2 *м*.

Отложения типа БПМ-2, так же как и отложения типа БПМ-1, по разрезу и на площади сочетаются с отложениями типов БММ-1, БММ-2, БПМ-1, БПМ-3, БУМ-1, БСМ-1, БТГ-1, БТГ-2, БТГ-3 и даже БКГ-1, а также ОБП-1, ОБП-2, ОБВ-1, ОБВ-2 и связаны с ними большей частью постепенными переходами, хотя отчетливые и резкие контакты не представляют исключения.

Мощность отложений типа БПМ-2 колеблется от 0,8—1,2 до 3—5 *м*.

Тип БПМ-3. Песчаник мелкозернистый, реже среднезернистый, с горизонтальной прерывисто-волнистой, мелкой косой выполаживающейся и косо-волнистой слоистостью.

Отложения этого типа слагаются песчаником мелкозернистым (табл. XXXIX, *2—6*), иногда алевритовым, алеврито-глинистым, глинистым (табл. XXXIX, *5*), редко алевролитом крупнозернистым (табл. XXXIX, *1*), но все же чаще песчаником среднезернистым. Цвет пород серый и светло-серый, редко темно-серый. Сортировка материала средняя, но иногда ниже средней из-за присутствия алеврито-глинистого материала.

Характерный тип слоистости — горизонтальная прерывисто-волнистая, сочетающаяся с косо-волнистой (табл. XXXIX, *2—4*, *6*). Встречается мел-

кая косая выполаживающаяся слоистость (табл. XXXIX, *1*, *5*), сопровождающаяся также горизонтально-волнистой и горизонтальной, прерывисто-волнистой слоистостью. Слоистость подчеркивается обугленным растительным детритом и слюдой. Кроме того, встречаются мелкие обрывки растений. Остатков фауны и их отпечатков не обнаружено.

Минеральных включений нет. Однако, так же как и в отложениях типов БПМ-1 и БПМ-2, имеются участки мощностью до 1,5 *м*, обогащенные железисто-карбонатным материалом, цементирующим породу.

Отложения данного типа как по разрезу, так и по площади постепенно сменяются озерно-болотными (фации ОБП и ОБВ) и бассейновыми отложениями. Однако чаще всего они парагенетически связаны с отложениями типов БММ-1, БММ-2, БПМ-1, БПМ-2, БУМ-1 и др.

Мощность отложений типа БПМ-3 не превышает 3—5 *м*.

Таким образом, для отложений литогенетических типов БПМ-1, БПМ-2 и БПМ-3 в целом характерны следующие признаки: 1) в основном мелкопесчаный и крупноалевритовый, редко среднепесчаный материал; 2) сочетание горизонтальной прерывисто-волнистой слоистости с косо-волнистой и мелкой косой штриховатой, иногда выполаживающейся слоистостью; 3) растительный детрит и слюда, реже — растительные остатки хорошей сохранности, подчеркивающие слоистость; 4) отсутствие фауны; 5) в ряде случаев железисто-карбонатный цемент; 6) тесная парагенетическая связь с отложениями фаций прибрежного малоподвижного мелководья, с одной стороны, и фации сильно подвижного мелководья, в том числе приустьевого мелководья — с другой.

Все эти признаки и прежде всего слоистость с несомненностью свидетельствуют о том, что накопление осадков, относимых к литогенетическим типам БПМ-1, БПМ-2 и БПМ-3, происходило в зоне подвижного мелководья бассейна, т. е. в той его части, где господствовала относительно слабая динамика водной среды при преобладании течений над волнениями. В случаях их наложения друг на друга при различных соотношениях они давали мелкую косую штриховатую, горизонтальную прерывисто-волнистую и косо-волнистую (незавершенную перекрестную) слоистость — слоистость «передвигающейся ряби течений». Накопление осадков данной фации в зоне подвижного мелководья доказывается также тесной парагенетической связью их с прибрежно-мелководными отложениями фаций БПП, БКМ и БММ, с одной стороны, и более удаленными от побережья отложениями фаций БСМ, БТГ — с другой. Относительно большое количество растительных остатков и детрита и отсутствие фауны говорят также о прибрежно-мелководных условиях их образования в зоне подвижного мелководья.

Мощность отложений данной фации не превышает 3—5 *м*.

Фация гравийно-песчаных осадков
сильно подвижного приустьевого мелководья
(отложения центральной части подводной дельты) — БУМ

Выносимые реками в водоем осадки частично отлагались вблизи их устьев, образуя подводные продолжения руслового и пойменного аллювия, т. е. отложения подводной дельты. Они представлены осадками только одного литогенетического типа БУМ-1 с весьма характерным и резко отличным от других отложений комплексом признаков.

Тип БУМ-1. Песчаник крупно- и среднезернистый, иногда гравелит мелкозернистый, с косой крупной, в основном разнонаправленной взаимосрезающейся сходящейся слоистостью, крупными и мелкими обрывками растений.

Отложения этого типа слагаются главным образом средне- (табл. XL, 2) и крупнозернистыми (табл. XL, *1*, *4*), а также мелкозернистыми, близ-

кими к среднезернистым песчаниками (табл. XLI, *1*). Довольно часто в строении отложений данного типа участвуют гравелиты, в основном мелкозернистые, хотя средне- (табл. XL, *3*) и крупнозернистые не представляют исключения.

Сортировка материала различная, в общем средняя, колеблется от плохой (табл. XL, *3*) до хорошей (табл. XL, *4*). Почти во всех породах типа присутствует примесь алевритового, часто глинистого материала, который совместно с детритом и растительными остатками то подчеркивает слоистость, то располагается беспорядочно. Кроме того, в различных частях толщи, но чаще в средней, имеются прослои конгломератов и крупнозернистых гравелитов. Помимо этого отдельные гальки и крупные гравийные зерна встречаются среди гравелитов и песчаников. Ритмическая сортировка зерен внутри косых серий и в слойках отсутствует. Форма зерен угловато-окатанная и полуокатанная.

Преобладающий цвет пород — серый и светло-серый, в зависимости от присутствия того или иного количества обугленных древесных остатков и детрита, а также наличия в цементе железистых карбонатов.

Текстурные признаки довольно разнообразны. Наиболее характерна косая крупная разнонаправленная взаимосрезающаяся, большей частью выполаживающаяся слоистость (табл. XL, *1—3*; табл. XLI, *1*), то плохо, то хорошо выраженная. Угол наклона косых слойков колеблется от 10 до 35°. К основанию косые слойки выполаживаются до горизонтального состояния. Мощность косых слойков достигает 2—3 *см*, а мощность серий изменяется от 0,5 до 1,5 *м*.

В пределах отложений этого типа встречаются прослои более тонких и более грубых пород с различными типами слоистости. Так, прослои песчаных пород часто имеют мелкую косую штриховатую и косо-волнистую слоистость, а мелкозернистые песчаники и алевролиты обладают горизонтальной и горизонтальной волнисто-прерывистой слоистостью (табл. XLI, *1*). Кроме того, встречаются прослои той или иной размерности, не имеющие какой-либо четко выраженной слоистой текстуры. В одних случаях это более или менее хорошо отсортированные породы (табл. XL, *4*) с едва заметной крупной косой разнонаправленной слоистостью, а в других — плохо отсортированные песчаники и гравелиты с большим количеством крупных и мелких обугленных растительных обломков, располагающихся в различных направлениях.

Растительные остатки являются обязательной принадлежностью отложений данного типа. Здесь имеются как крупные (до 0,5—0,6 *м* в диаметре) и мелкие обломки стволов деревьев, так и обрывки стеблей растений. Все они, как правило, витренизированы, но встречаются и фюзенизированные. Крупные стволы деревьев в центральных частях всегда минерализованы.

Остатков фауны и их отпечатков не встречено.

Минеральные включения отсутствуют. Исключение составляют те случаи, когда те или иные участки отложений этого типа содержат в качестве цемента железисто-карбонатный материал, придающий породе массивность и темно-бурую окраску и заставляющий ее энергично вскипать от соляной кислоты.

Отложения этого типа залегают выше угольного пласта того цикла, в который они входят. Вверх по разрезу они постепенно сменяются отложениями фаций БПМ, БММ и др., а с подстилающими отложениями большей частью имеют отчетливый или резкий контакт с признаками их размыва. То же самое наблюдается в пределах этой толщи с заключенными в ней прослоями грубых и более тонких пород. На площади отложения типа БУМ-1 в сторону бассейна и вдоль побережья постепенно переходят в отложения фаций БГМ, БММ, БСМ и др., а в сторону берега — в русловой аллювий.

Мощность отложений типа БУМ-1 непостоянна и колеблется от 1—2 до 5—10 *м*, иногда более.

Отложения данной фации, хотя в ряде случаев по внешнему виду и напоминают русловой аллювий, по комплексу признаков резко отличаются от последнего. Совместное нахождение отложений типа БУМ-1 в тесной и непосредственной парагенетической связи с некоторыми бассейновыми осадками, образующимися в зонах сильно подвижного мелководья, указывает прежде всего на их бассейновый генезис. В свою очередь, они находятся не только в парагенетической связи с бассейновыми отложениями, но также постепенно сменяются русловым и пойменным аллювием, представляя его продолжение в сторону бассейна. Уже это одно говорит о том, что грубые песчаники и мелкозернистые гравелиты с крупной косой, в основном разнонаправленной взаимосрезающейся сходящейся слоистостью, не имеющей ритмической сортировки в пределах каждого косого слойка и каждой косой серии, образовывались в прибрежной части бассейна, непосредственно прилегающей к устью реки, т. е. они по существу представляют собою осадки подводной дельты, скорее всего, ее центральной части.

Отложения типа БУМ-1 почти всегда залегают на подстилающих породах с отчетливым или резким контактом, часто со следами размыва, что весьма характерно для подводной дельты. Воды рек, выносившие осадки в бассейн, в силу гидродинамических особенностей размывали прибрежное дно и в зависимости от силы потока вырабатывали донные формы рельефа, которые тут же заполнялись осадками. Вместе с осадками выносилось большое количество крупных и мелких стволов деревьев, обрывков растений и детрита, образовывавших участками беспорядочные скопления — «свалки». Сильная подвижность водной среды и наличие грубого материала не благоприятствовали поселению фауны, а если последняя и существовала здесь, то у нее было очень мало шансов на переход в ископаемое состояние.

Следовательно, песчаники и гравелиты литогенетического типа БУМ-1 образовывались в зоне сильно подвижного мелководья в приустьевых частях рек и являются подводными выносами рек, т. е. отложениями подводной дельты.

Фация песчаных осадков сильно подвижного мелководья (отложения прибереговых подводных валов) — БСМ

Не все осадки, поставляемые реками в бассейн, формировали отложения подводной дельты. Бóльшая часть осадков (несколько меньшей крупности) разносилась вдоль побережья и образовывала различные аккумулятивные формы рельефа. В непосредственной близости от подводной дельты и в зонах с наибольшей динамикой водной среды отлагались средне- и крупнозернистые песчаники с крупной косой, в основном однонаправленной слоистостью — отложения типа БСМ-1. По комплексу признаков они отличаются не только от речного аллювия, но и от близких по генезису осадков подводной дельты.

Тип БСМ-1. Песчаник средне- и крупнозернистый, иногда мелкозернистый, с косой крупной, в основном однонаправленной выклинивающейся и взаимосрезающейся сходящейся слоистостью.

Отложения этого типа представлены средне- (табл. XLII, *3*, *4*) и крупнозернистыми, часто мелкозернистыми песчаниками (табл. XLI, *2*, *3*). Гравелиты представляют исключение. В отложениях наблюдаются многочисленные прослои как более тонкого, так и более грубого материала, иногда имеются участки переслаивания песчаников с алевролитами. Сортировка материала средняя, участками хорошая и равномерная (табл. XLI, *4*), осо-

бенно там, где не наблюдается отчетливо выраженной слоистости. Форма зерен угловато-окатанная и полуокатанная. Цвет пород серый, иногда темно-серый.

В данных отложениях не устанавливается преобладания какого-либо типа слоистости, хотя для них весьма характерна крупная косая, в основном однонаправленная выклинивающаяся взаимосрезающаяся слоистость (табл. XLI, *2*, *3*; табл. XLII, *1*, *3*) без ритмической сортировки материала каждого косого слойка.

Угол наклона косых слойков изменяется от 0 до 20—25°, редко больше, но чаще всего он составляет 10—15°. Очень часто устанавливается чередование крупной косой слоистости с мелкой косой, косо-волнистой, горизонтальной волнисто-прерывистой и горизонтальной слоистостями. Так, мелкая косая слоистость встречается в прослоях мелко- и среднезернистого песчаника, косо-волнистая (табл. XLII, *4*) — в мелкозернистом песчанике и алевролитах, а горизонтальная и горизонтальная волнисто-прерывистая — в алевролитах и аргиллитах.

Слоистость выражена весьма слабо. Если она подчеркивается мелкими обрывками растений и детритом, она приобретает отчетливый рисунок (табл. XLIII, *3*), а иногда визуально не устанавливается совсем. Обычно чем грубее порода, тем меньше в ней обугленного детрита и тем хуже выражена слоистость.

В обнажениях очень хорошо наблюдается выклинивание косых серий крупной косой слоистости (табл. XLII, *1*): видно, как на больших участках одна серия срезает другую или выклинивается, причем в пределах каждой косой серии наблюдаются различные углы наклона косых слойков. Здесь же имеются прослои с горизонтальной прерывистой слоистостью; участками вообще не наблюдается какой-либо слоистости.

Весьма характерно для отложений этого типа наличие прослоев переслаивания (табл. XLII, *2*), образованных в основном алевролитами и мелко- и среднезернистыми песчаниками. Поскольку на площади они постепенно переходят в переслаивания фации БММ, постольку они обладают тем же комплексом признаков. Для них также весьма часты текстуры взмучивания, оползания, возможно, следы жизнедеятельности илоядных животных.

В различных частях толщи, особенно там, где она слагается мелко-, редко среднезернистыми песчаниками, присутствуют включения неокатанных и слабо окатанных обломков пород угленосной толщи с почти не нарушенной первичной текстурой. Здесь же встречаются крупные и мелкие обугленные растительные остатки.

Растительные остатки сравнительно редки и их значительно меньше, чем в отложениях фации БУМ. Представлены они в основном мелкими обрывками растений и детритом. Крупные обрывки представляют исключение. Остатков фауны и их отпечатков не встречено.

Минеральные включения для отложений данного типа не характерны. В качестве цемента присутствует железисто-карбонатный материал, придающий породе темно-серую и темно-бурую окраску. В этих участках породы вскипают от соляной кислоты.

Отложения типа залегают выше угольного пласта того цикла, в который они входят. По разрезу и на площади они сменяются отложениями фаций БПМ, БММ, БУМ, иногда БКМ, БТГ и имеют с ними то постепенные переходы, то отчетливые и в редких случаях резкие контакты.

Мощность отложений типа БСМ-1 непостоянна и, как правило, не превышает 5—8 *м*, но чаще меньше.

Приведенная выше характеристика отложений фации БСМ свидетельствует о том, что их образование могло происходить только в бассейне, причем в той его мелководной части, которая имела наиболее сильную подвижность водной среды. Это подтверждается прежде всего непосред-

ственным их залеганием в соседстве с отложениями подводной дельты, с одной стороны, и отложениями подвижного (фация БПМ) и прибереговго малоподвижного (фация БММ) мелководья — с другой. О бассейновом генезисе говорит также относительно хорошая отсортированность грубого песчаного материала, которую он мог приобретать в процессе довольно продолжительного переноса в зоне сильно подвижного мелководья. В этой зоне преобладали главным образом более или менее однонаправленные движения водной среды, обеспечившие образование крупной косой, в основном однонаправленной слоистости. Однако малая устойчивость водной среды приводила к возникновению выклинивающихся и взаимосрезающихся серий со сходящейся слоистостью. Эти условия, очевидно, не были благоприятными для развития пышной органической жизни, а та, которая, возможно, и существовала, в силу своеобразия обстановки ничего не оставляла для последующего захоронения.

Следовательно, средне- и крупнозернистые песчаники литогенетического типа БСМ-1 формировались в зоне сильно подвижного мелководья, образуя отложения прибереговых подводных валов (подводные бары и т. п.).

Фация алеврито-глинистых осадков наиболее глубоководных частей бассейна — БТГ

Накопление осадков происходило не только в различных зонах прибрежного мелководья, но и в относительно глубоководных и наиболее удаленных от побережья частях бассейна. Здесь помимо карбонатных осадков, относимых к следующей фации, отлагались почти исключительно аргиллиты и мелкозернистые алевролиты. На одних из них еще чувствовалось влияние побережья (тип БТГ-1), а на других — оно практически не сказывалось (типы БТГ-2 и БТГ-3). В целом отложения всех трех типов парагенетически связаны между собой и на площади и по разрезу фациально замещают друг друга.

Тип БТГ-1. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью, растительным детритом и редкими остатками фауны.

Отложения этого типа слагаются аргиллитом (табл. XLIII, *3*, *4*), алевролитом мелкозернистым (табл. XLIII, *1*) и весьма редко алевролитом крупнозернистым (табл. XLIII, *2*). Алевролиты обычно глинистые, а среди аргиллитов иногда имеется примесь мелкоалевритового материала, которой, однако, значительно меньше, чем в аналогичных породах фации БПП. Сортировка материала средняя, часто более или менее хорошая. Цвет пород темно-серый.

Текстурные особенности пород довольно однообразны. Это, в основном, то плохо, то более или менее хорошо выраженная тонкая горизонтальная слоистость, которая в ряде случаев обнаруживается по способности породы раскалываться на плоско-параллельные плитки. Неслоистые или слабо слоистые породы обладают остроугольно-раковистым изломом. Слоистость подчеркивается обрывками растений, часто хорошей сохранности, редко фауной.

Растительные остатки наблюдаются в небольшом количестве. Это в большинстве случаев детрит и обрывки и лишь изредка остатки хорошей сохранности *Coniopteris, Cladophlebis* (табл. XLI, *1*, *2*) и др. Остатки фауны и их отпечатки встречаются редко. Обнаружены *Subcardinia sp., Pseudocardinia martinensis* (Leb.) (табл. XLIII, *3*, *4*) и другие, часто неопределимые остатки раковин или их отпечатки.

Минеральные включения для отложений данного типа не характерны. Изредка на границе с карбонатными отложениями фации БКГ аргиллиты

и алевролиты слабо вскипают с соляной кислотой, что обусловливается присутствием в цементе карбонатного материала.

Отложения этого типа преимущественно развиты в верхнекызыльской и верхней части нижнекызыльской свит и по разрезу и площади сопрягаются с отложениями фаций БКГ, БПМ, БММ. По разрезу они имеют с ними часто отчетливые контакты, а на площади — постепенные переходы.

Мощность отложений типа БТГ-1 обычно незначительна и редко превышает 0,8—1,0 *м*.

Тип БТГ-2. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, со слабо выраженной тонкой горизонтальной слоистостью и остатками фауны.

Отложения этого типа представлены аргиллитом (табл. XLIII, *5—7*; табл. XLIV, *2*, *3*, *5*, *6*; табл. XLV, *1*, *2*), значительно реже алевролитом мелкозернистым (табл. XLIV, *1*, *4*, *7*; табл. XLV, *3*). Алевролиты крупнозернистые представляют исключение. Сортировка материала средняя, часто в той или иной мере хорошая. Цвет пород темно-серый.

Отложения имеют различно выраженную тонкую горизонтальную слоистость, которая не всегда устанавливается визуально и определяется по их способности раскалываться на плоско-параллельные плитки. Иногда слоистость подчеркивается остатками фауны, располагающимися по плоскостям наслоения.

Растительные остатки практически не встречаются. Этим в значительной мере объясняется кажущееся отсутствие слоистости, которая лучше выражена там, где присутствует подчеркивающий ее обугленный детрит.

Наиболее характерным признаком данного типа служит присутствие в отложениях большого количества пелеципод и их отпечатков. Встречены *Ferganoconcha gigas* nov. sp., *Sibiriaconcha lancoviensis* Leb., *Subcardinia sibiriensis (Leb)*, *Tutuella* (?) sp., *Pseudocardinia pusiella* nov. sp. (табл. XLIII, *5*, *7*; табл. XLIV, *2—6*; табл. XLV, *1—3*) и другие формы. Располагаются они в большей части по плоскостям наслоения, но встречены и вертикально закрепленные формы.

Минеральные включения не обнаружены. На границе с известняками и известковистыми породами фации БКГ отложения типа БТГ-2 имеют карбонатный цемент или прослои карбонатного материала, вскипающие с соляной кислотой.

Отложения данного типа развиты главным образом в верхнекызыльской и верхней части нижнекызыльской свит и на площади постепенно переходят в алеврито-песчаные и глинисто-карбонатные отложения фаций БКГ, БТГ, БПМ, БММ и др. По разрезу они в большей части имеют с этими фациями отчетливый контакт.

Мощность отложений типа БТГ-2 изменчива и колеблется от 0,1—0,2 до 1,0—1,5 *м*, иногда более.

Тип БТГ-3. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, однородные

Отложения этого типа в основном слагаются однородным аргиллитом (табл. XLV, *4*) и очень редко мелкозернистым алевролитом. При скрещенных николях тонкоотмученные аргиллиты представляют агрегат слабо раскристаллизованной основной массы, слабо изменяющийся в поляризованном свете (табл. XLV, *5*). В ней различаются чешуйки глинистых минералов, гидрослюды, серицита и мусковита. Встречаются выделения аутигенного кварца или халцедона, а также карбонатов.

В алевролитах мелкозернистых глинистых и алевролитах мелкозернистых основная масса слагается обломками кварца, имеющими угловатую форму, и чешуйками слюды. В алевролитах мелкозернистых в отличие от аргиллитов встречается растительный материал, представленный гелефицированными мелкими хлопьями и сгустками. Встречаются обрывки растительных тканей.

Сортировка материала средняя, иногда хорошая. Цвет пород серый и темно-серый, в зависимости от примеси карбонатного, железисто-карбонатного материала и небольшого количества мельчайших гелефицированных обрывков растений.

В большей части для отложений этого типа характерна скрытая тонкая горизонтальная слоистость, которая обычно не обнаруживается по образцам, но устанавливается по раскалыванию керна на плоско-параллельные плитки. Весьма слабо проявляется и микрослоистость, которая устанавливается по ориентированному расположению чешуек слюдистых минералов.

Растительные остатки практически не встречаются, но нахождение остатков фауны вероятно.

Минеральные включения отсутствуют. В участках, прилегающих к отложениям фации БКГ, благодаря наличию карбонатного и железисто-карбонатного цемента возможна слабая вскипаемость пород с соляной кислотой. Иногда это можно видеть на образцах, где участки, обогащенные карбонатным материалом, имеют более светлую окраску.

Отложения данного типа развиты в основном в верхнекызыльской и верхней части нижнекызыльской свит и на площади и по разрезу постепенно сменяются алеврито-глинистыми и карбонатными отложениями фаций БТГ, БКГ, БПМ и др. По разрезу они имеют чаще отчетливый контакт, чем постепенный переход.

Мощность отложений типа БТГ-3 редко превышает 0,8—1,0 *м*.

Таким образом, для трех литогенетических типов фации БТГ характерны следующие признаки: 1) в основном относительно тонкоотмученный глинистый и мелкоалевритовый материал; 2) то плохо, то хорошо выраженная тонкая горизонтальная слоистость; 3) средняя и более или менее хорошая сортировка материала; 4) присутствие фауны крупных мелководных бассейнов; 5) редкая встречаемость мелкого растительного детрита (тип БТГ-1); 6) отсутствие минеральных включений, а на контакте с отложениями фации БКГ — карбонатный, иногда железисто-карбонатный цемент; 7) тесная парагенетическая связь с отложениями фаций БКГ, БПМ, БММ и др.

Весьма существенным признаком для отложений фации БТГ служит присутствие многочисленных остатков фауны, которые, по указанию Г. Г. Мартинсона, характеризуют сравнительно крупные мелководные бассейны, находящиеся в какой-то связи с крупными озерными водоемами северо-восточных и юго-западных по отношению к Туве районов. Следовательно, эти осадки образовывались в водном бассейне, причем почти полное отсутствие включений растительных обрывков и детрита говорит о значительной удаленности зоны осадконакопления от побережья. На это указывает и преобладание тонкоотмученного более или менее хорошо отсортированного материала, а также непосредственный фациальный переход отложений типов БТГ-1, БТГ-2 и БТГ-3 в относительно почти лишенные примеси терригенно-глинистого материала карбонатные осадки, с одной стороны, и в терригенные отложения прибрежно-мелководных частей бассейна — с другой (фиг. 45). В этой зоне не было благоприятных условий для спокойного осаждения глинистого и мелкоалевритового материала с тонкой горизонтальной слоистостью. Следовательно, образование литогенетических типов БТГ-1, БТГ-2 и БТГ-3 происходило в наиболее глубоководной зоне бассейна.

Мощность отложений данной фации колеблется в пределах 1—2 *м*, иногда увеличивается до 3,0—5,0 *м*, что характерно для верхней части нижнекызыльской свиты.

Фация глинисто-карбонатных осадков наиболее удаленных от побережья и относительно глубоководных частей бассейна — БКГ

Как указывалось, в зонах, наиболее удаленных от побережья и слабо досягаемых не только для грубого песчано-гравийного, но и для тонкоотмученного материала, помимо глинистых и мелкоалевритовых осадков накапливались также сильно известковистые аргиллиты с большим количеством остатков пелеципод (тип БКГ-1) и известняки с небольшой примесью глинистого материала и остатками фауны (тип БКГ-2). Отложения этих двух типов наиболее развиты в верхней части нижнекызыльской и особенно в верхнекызыльской свите, т. е. в той части разреза среднеюрской толщи, для которых углепроявление уже не характерно.

Тип БКГ-1. Аргиллит сильно известковистый с остатками фауны

Отложения этого типа слагаются, как правило, сильно известковистым аргиллитом (табл. XLV, *6*); мелкозернистые алевролиты представляют исключение. Примесь карбонатного материала колеблется от 5—10 до 30—40%. Цвет пород серый и темно-серый.

Аргиллиты по структуре однородны и слагаются тонкоагрегатной слабо раскристаллизованной массой, состоящей из глинистых минералов и различных минералов слюды — серицита, мусковита и др. Карбонатный материал представлен тонкозернистыми пелитоморфными или микрозернистыми разностями, расположенными в аргиллите то равномерно, то послойно.

Слоистые текстуры в общем выражены слабо. Это, как правило, тонкая горизонтальная слоистость, устанавливаемая по раскалыванию породы на плоско-параллельные плитки или по послойному скоплению карбонатного материала. Иногда на участках, смежных с известняками типа БКГ-2, наблюдается полосовидное переслаивание более светлых известково-глинистых и более темных глинистых прослоев различной мощности. Переходы между слойками то отчетливые, то постепенные.

Растительные остатки не встречены. Остатки фауны присутствуют в различных количествах (табл. XLV, *6*) и какой-либо определенной закономерности не подчиняются, хотя больше и чаще они появляются в пограничных слоях с известняками. Минеральные включения не встречены.

Отложения данного типа залегают приблизительно в средней части между угольными пластами, относящимися к различным циклам. На площади и по разрезу аргиллиты постепенно сменяются отложениями фаций БТГ, БКГ (тип БКГ-2) и некоторыми другими. Иногда они с ними же имеют отчетливый контакт.

Мощность отложений типа БКГ-1 различна и колеблется от 0,1—0,2 до 0,8—1,5 *м*, иногда достигает 5—8 *м*.

Тип БКГ-2. Известняк с примесью глинистого материала и остатками фауны.

Отложения этого типа представлены массивными известняками (табл. XLVI, *1*), часто глинистыми (табл. XLV, *7*; табл. XLVI, *2*, *3*). Карбонатный материал состоит из тонкоагрегатной, в основном кальцитовой массы, имеющей пелитоморфную или микрозернистую структуру и отчетливое хлопьевидное или комочковидное строение (табл. XLV, *7*). Изредка карбонатный материал обладает однородным зернистым строением (табл. XLVI, *4*). Цвет пород серый и темно-серый.

В известняках встречается то или иное количество глинистого материала (до 10—20%) и, как исключение, терригенные зерна мелкоалевритовой размерности. Глинистое вещество состоит из тонкоагрегатной крем-

нисто-глинистой, слабо раскристаллизованной массы, в которой имеются тончайшие выделения аутитенного кварца и мельчайшие чешуйки гидрослюды.

Слоистые текстуры не характерны для отложений этого типа, хотя в отдельных случаях наблюдается неправильная микрогоризонтальная слоистость, обусловленная чередованием слойков, в различной степени обогащенных глинистым материалом.

Растительные остатки не встречаются. Иногда в шлифах различаются сильно гелефицированные ткани, имеющие хлопьевидное строение. Остатки фауны весьма характерны (табл. XLVI, *1*, *2*) и встречаются в изобилии, порою образуя скопления раковин и ядер пелеципод (табл. XLVI, *1*). Минеральные включения не встречены.

Известняки, так же как и отложения типа БКГ-1, располагаются примерно посредине между угольными пластами двух различных циклов. По разрезу и на площади они сменяются по отчетливой границе или с постепенным переходом отложениями фации БТГ и редко какими-либо другими.

Мощность известняков сравнительно небольшая и в верхней части нижнекызыльской свиты достигает 2—3 *м*, редко больше.

Таким образом, для литогенетических типов БКГ-1 и БКГ-2 характерен следующий комплекс признаков: 1) карбонатный состав осадков, иногда с примесью небольшого количества глинистого материала, а также сильно известковистые аргиллиты с фауной пелеципод; 2) пелитоморфная или микрозернистая структура карбонатного материала и отчетливое хлопьевидное или комочковидное, часто однородное зернистое строение; 3) более или менее хорошая отсортированность аргиллитов, исключая ее карбонатную примесь; 4) слабо выраженная тонкая горизонтальная слоистость аргиллитов и практически полное отсутствие ее в известняках; 5) практически отсутствие растительных остатков и детрита; 6) многочисленная фауна пелеципод, характерная для крупных мелководных водоемов; 7) отсутствие минеральных включений; 8) залегание, как правило, между угольными пластами; 9) тесная парагенетическая связь с отложениями фации БТГ.

Условия накопления отложений фации БКГ имеют много общих черт с описанными выше для фации БТГ. Прежде всего, тесная парагенетическая связь с отложениями типов БТГ-2 и БТГ-3 (фиг. 45) говорит о том, что известняки образовывались в тех относительно глубоководных частях бассейна, куда по ряду причин терригенно-глинистый материал практически не доставлялся. В этих условиях могла спокойно происходить химическая садка карбонатного материала и существовать многочисленная, хотя и однообразная фауна. Благодаря этому возникали относительно чистые пелитоморфные однороднозернистые известняки, часто имеющие хлопьевидное или комочковидное строение, без какой-либо слоистой текстуры. Образовавшиеся здесь аргиллиты приобретали слабо выраженную горизонтальную слоистость, порою за счет периодического поступления карбонатного материала. Это могло быть связано с сезонностью, когда в относительно сухие периоды года вообще уменьшалось поступление в бассейн терригенно-глинистого материала и органическая жизнь и садка карбонатов распространялись на бо́льшую площадь. Значительная удаленность от побережья предохраняла эти зоны от поступления большого количества растительного материала и детрита, которые здесь встречаются весьма редко.

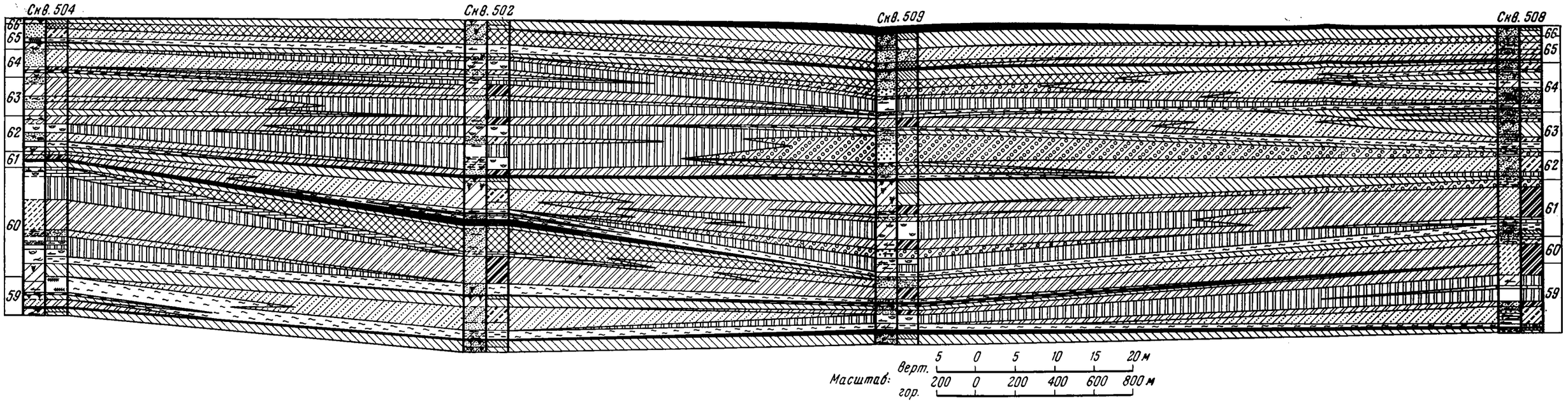
Весь этот комплекс говорит о том, что известняки и сильно известковистые аргиллиты с многочисленными остатками фауны накапливались в зонах, наиболее удаленных от побережья, и очевидно, относительно глубоководных, в значительной степени лишенных воздействия побережья на седиментацию.

Мощность отложений фации БКГ непостоянна: у известняков она, как правило, не превышает 2—3 *м*, редко больше, а у известковистых аргиллитов достигает 5—8 *м*.

Изучение признаков литогенетических типов бассейновых отложений позволило дифференцированно подойти к выяснению и уточнению условий их образования (табл. 13). Прежде всего в пределах бассейна выделяются две крупных части — прибрежно-мелководная и относительно глубоководная, наиболее удаленная от побережья.

В прибрежно-мелководной части бассейна осадконакопление происходило в нескольких зонах. Отложения типов БПП-1, БПП-2, БПП-3, БПП-4 и БПП-5 образовывались у внешнего, обращенного к бассейну края болота, в глубоко вдававшихся в сушу полуизолированных прибрежно-мелководных частях бассейна. Здесь же, возможно, в значительной степени еще более изолированных частях, удаленных от основных путей миграции терригенно-глинистого материала по дну водоема, формировались сильно карбонатные, плохо отсортированные мелкозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты (тип. БКМ-1), а также известняки с относительно большим количеством терригенно-глинистого материала (тип БКМ-2). В более открытых частях бассейна в зависимости от силы и направленности динамики водной среды накапливались в основном песчаные и даже гравийные осадки. Так, в зоне прибрежного малоподвижного мелководья накапливались осадки типов БММ-1 и БММ-2, в подвижном мелководье — типов БПМ-1, БПМ-2 и БПМ-3, в приустьевом сильно подвижном мелководье — типа БУМ-1, а далее в глубь бассейна, также в зоне сильноподвижного мелководья — типа БСМ-1. В начальную стадию формирования угленосной толщи, когда распределение осадков на дне водоема в значительной мере усложнялось поступавшим материалом с многочисленных возвышенностей доюрского рельефа, омываемых водами бассейна, у побережья образовывались скопления плохо отсортированных, различных по размеру и составу обломков пород, сцементированных алевритово-песчано-глинистым материалом.

В условиях относительно глубоководных и наиболее удаленных от побережья частей бассейна образовывались почти исключительно глинистые и карбонатные осадки. На части из них еще сказывалось влияние берега (тип БТГ-1), а на другие он почти не оказывал никакого воздействия (типы БТГ-2 и БТГ-3). В периоды, когда привнос терригенно-глинистого материала в водоем резко сокращался, и материал этот в значительной мере оседал у побережья, происходило накопление карбонатных (тип БКГ-2) и сильно карбонатных аргиллитов (тип БКГ-1), тесно парагенетически связанных между собою и замещающих друг друга по разрезу и на площади.



Фиг. 45. Соотношение между прибрежными и более глубоководными песчано-алеврито-глинистыми карбонатными отложениями. Верхняя часть нижнекызылской свиты. Меджигейское месторождение. Условные обозначения см. на фиг. 46.

Сравнительная характеристика пород различных фаций бассейновых отложений

Основные генетические признаки	Фации							
	БПП	БКМ	БММ	БПМ	БУМ	БСМ	БТГ	БКГ
Породы	Аргиллит, часто алевритовый, алевролит мелкозернистый, как правило, глинистый, иногда алевролит крупнозернистый, глинистый, редко песчаник мелкозернистый (тип БПП-5). Цвет пород от темно-серого и серого до почти черного	Известняки алеврито-песчаные, реже глинисто-алевритовые, с микрозернистой структурой и хлопьевидным строением. Часто алевролиты, иногда песчаник мелкозернистый, сильно известковистые (до 30—40% кальцита и железистых карбонатов). Цвет пород — серый, темно-серый, иногда темно-бурый	Аргиллиты, алевролиты, песчаник мелкозернистый. Цвет пород серый и темно-серый	Песчаник мелкозернистый, иногда алевритовый и алеврито-глинистый, алевролит крупнозернистый, часто глинистый, часто песчаник среднезернистый. Цвет пород светло-серый, серый, иногда темно-серый	Песчаники средне- и крупнозернистые, реже мелкозернистые часто гравелит мелкозернистый. Средне- и крупнозернистые гравелиты представляют исключение. Цвет пород серый и светло-серый	Песчаники средне-и крупнозернистые, часто мелкозернистые. Гравелиты представляют исключение. Прослои переслаивания песчаников с алевролитами. Цвет пород серый и светло-серый	Аргиллиты, иногда алевритовые, алевролит мелкозернистый, часто глинистый. Цвет пород темно-серый, иногда серый	Известняки массивные, часто слабо глинистые, с микрозернистой структурой и хлопьевидным, часто однородным строением. Часто аргиллиты сильно известковистые, содержащие до 30—40% карбонатного материала. Цвет пород серый и темно-серый
Слоистость	Тонкая горизонтальная, то слабо, то хорошо выраженная. В средней и верхней частях горизонтальная, линзовидная и мелкая полосовидная	Часто горизонтальная, горизонтальная прерывисто-волнистая, неправильная линзовидная, участками косо-волнистая, редко микрогоризонтальная	Первый порядок — тонкое, мелкое, крупное и смешанное переслаивание пород. Второй порядок — слоистость внутри слойков переслаивания — горизонтальная прерывисто-волнистая, мелкая косая штриховатая, косо-волнистая. Часто текстуры взмучивания, оползания и следы жизнедеятельности илоядных животных	Косо-волнистая, мелкая косая штриховатая, мелкая косая выполаживающаяся, горизонтальная волнисто-прерывистая, иногда сплошная	Косая крупная разнонаправленная взаимосрезающаяся, большей частью сходящаяся, выраженная то плохо, то хорошо. Угол наклона косых слойков от 10 до 35°. Мощность косых слойков 2—3 *см*, косых серий — 0,5—1,5 *м*	Характерна крупная косая, в основном однонаправленная, выклинивающаяся, взаимосрезающаяся слоистость. Угол наклона косых слойков от 0 до 20—25°, чаще 10—15°. Часто чередование крупной косой с мелкой косой, косо-волнистой, горизонтальной, прерывисто-волнистой и др. Иногда прослои переслаивания	Хорошо (часто плохо) выраженная тонкая горизонтальная	Слабо выраженная тонкая горизонтальная, иногда микрогоризонтальная. Часто отсутствует
Растительные остатки	В изобилии крупные и мелкие стебли растений, ветки и листья, часто хорошей сохранности	Обрывки растений, часто гелефицированные, детрит	Многочисленные обрывки плохой, реже хорошей сохранности, детрит	Многочисленные обрывки растений, детрит	Многочисленные крупные и мелкие обломки стволов деревьев, обрывки стеблей растений, детрит	Обрывки растений плохой сохранности, детрит	Редкие обрывки растений, детрит	Как правило, не встречаются. Иногда мелкие обрывки гелефицированных тканей
Фауна	Не обнаружена	В небольших количествах *Subcardinia* cf. *turfanensis* Martins. и другие неопределимые отпечатки	Не обнаружена	Не обнаружена	Не обнаружена	Не обнаружена	Часто многочисленные остатки *Subcardinia sibiriensis* (Leb.), *Ferganoconcha gigas* nov. sp. и другие, иногда неопределимые остатки	Многочисленные раковины *Subcardinia sibirensis* (Leb.), *Ferganoconcha gigas* nov. sp. и др., часто образующие скопления
Контакты и переходы по разрезу и на площади	Верхний — чаще постепенный переход, чем отчетливый контакт. Нижний — почти всегда отчетливый контакт. Залегают на озерно-болотных отложениях вообще и на угольных пластах, в частности. На площади замещаются отложениями фаций БКМ, БММ, БПМ, БТГ, АПВ, ОБУ, ОБП	Верхний и нижний контакты, как правило, отчетливые, иногда постепенный переход в отложения фаций БПП, БММ, БПМ, БТГ и др. На площади часто постепенный переход с отложениями тех же фаций	По разрезу и на площади постепенные переходы в отложения фаций БПП, БКМ, БПМ, БУМ, БСМ, БТГ, ОБП и ОБВ, иногда с отложениями фаций БУМ и БСМ — отчетливый и даже резкий контакт	По разрезу и на площади, как правило, постепенно переходят в отложения фаций ОБП, ОБВ, БММ, БСМ и др. Иногда отчетливый или даже резкий контакт с отложениями фаций БУМ и БСМ	Верхний переход постепенный в отложения фаций БПМ, БММ и др.; нижний контакт отчетливый или даже резкий с отложениями фаций БПП, БММ. На площади постепенно переходят в отложения фаций АР, АПП, БСМ, БПМ, с остальными бассейновыми отложениями — чаще отчетливые контакты	По разрезу и на площади сменяются отложениями фаций БПМ, БММ, БУМ, иногда БКМ, БТГ и имеют то постепенный переход, то отчетливые и в редких случаях резкие контакты	По разрезу часто отчетливые контакты, на площади постепенные переходы в отложения фаций БКГ, БПМ, БММ	По разрезу часто отчетливые контакты, а на площади постепенные переходы в отложения фаций БТГ, БПМ, БММ и др.
Положение в цикле осадконакопления	Непосредственно в кровле угольных пластов или терригенно-глинистых озерно-болотных отложений всех типов циклов	Выше угольного пласта аллювиально-прибрежно-бассейновых и прибрежно-бассейновых циклов	Выше угольного пласта, приблизительно в средней части бассейновых и в верхней части континентально-бассейновых, иногда континентальных циклов	Выше угольных пластов, приблизительно в средней части бассейновых и в верхней части континентально-бассейновых циклов	Выше угольного пласта континентальных, континентально-бассейновых и прибрежно-бассейновых циклов	Выше угольного пласта континентально-бассейновых и бассейновых циклов	Выше угольного пласта, приблизительнно в средней части бассейновых циклов	Выше угольного пласта, приблизительно в средней части бассейновых циклов
Мощность	В среднем 1,0—2,0 *м*, редко достигает 3,0—5,0 *м*	Обычно 0,5—1,0 *м*, редко достигает 1,5—3,0 *м*	Редко превышает 3,0—5,0 *м*, иногда достигает 7,0—8,0 *м*	Обычно 3,0—5,0 *м*, иногда меньше	Колеблется от 1,0—2,0 до 5,0—10,0 *м*, иногда более	Не превышает 5,0—8,0 *м*, часто меньше	Обычно 1,0—2,0, иногда до 3,0—5,0 *м*	Обычно колеблется от 0,4 до 1,0—2,0 *м*, иногда до 3,0 *м*
Прочие	Для типа БПП-4 характерны слабо выраженные пояски или отдельные конкреционные образования железисто-карбонатного состава	Часто среди карбонатного материала аутигенный гирит; иногда пирит образует псевдоморфозу по растительным остаткам	Иногда участками железисто-карбонатный цемент бурого цвета	Иногда участками железисто-карбонатный цемент бурого цвета	Иногда участками интенсивное обогащение железисто-карбонатным цементом бурого цвета	Иногда участками интенсивное обогащение железисто-карбонатным цементом бурого цвета	Прослои карбонатного материала на границе с известняком типа БКГ-2	—

Глава IX

ЦИКЛИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА, ТИПЫ ЦИКЛОВ И ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

ВВЕДЕНИЕ

Идея о циклическом строении осадков возникла значительно раньше, чем она получила какое-либо существенное применение для истолкования происхождения того или иного комплекса отложений. Исследователи у нас и за границей уже давно подметили, что многие толщи, особенно угленосные, состоят из переслаивания различных типов осадков, периодически повторяющихся в разрезе. Так, Е. П. Ковалевский (1827, 1829) указывал это более 130 лет назад для Донбасса, а позднее Гопперт (Goeppert, 1848) для угленосных отложений Силезии. По мнению Гопперта, многократное переслаивание угольных пластов и вмещающих пород зависело от периодических смещений береговой линии, вызывавшихся опусканиями и поднятиями земной коры. В более совершенной форме эта идея была сформулирована у замечательного русского естествоиспытателя Н. А. Головкинского (1868) в его докторской диссертации «О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна». Однако в современной геологической литературе об этом вспомнили только в 1949 г., когда Г. И. Сократов (1949), восстановив историческую справедливость, а вместе с тем и приоритет русской науки в области разработки вопросов формирования слоистых осадочных образований, показал, что так называемый закон Вальтера был установлен Н. А. Головкинским еще в 1869 г., т. е. за 25 лет до появления в печати работы Вальтера.

Г. И. Сократов показал, что Н. А. Головкинский на основе своих исследований «приходит к сводной схеме формирования слоистой структуры, которая показывает расположение осадков по горизонтали и вертикали при сочетании плавного трансгрессивного и регрессивного движения береговой линии и по существу содержит прообраз того, что в 1872 г. у Ньюберри получило название цикла (вернее круга, так как Ньюберри употребил слово circle, а не cycle) отложения, в дальнейшем стало именоваться циклом седиментации и в настоящее время легло в основу теории циклического образования слоистых осадочных толщ» (Сократов, 1949, стр. 74—75).

В 1872 г. Ньюберри (Newberry, 1872) при изучении палеозойских, триасовых и меловых отложений Северной Америки впервые употребил выражение «цикл отложений» (cycles of deposition), под которым понимал ряды или группы отложений, чередующихся между собою, и представленные каждый в отдельности континентальными, морскими и мелководными осадками. Менее чем через 25 лет Ф. Н. Чернышев и Л. И. Лутугин (1897), основываясь на ритмической повторяемости различных типов пород, создали стратиграфическую схему расчленения карбона Донбасса,

по существу мало чем измененную последующими исследователями. Ритмическое строение угленосной толщи Донбасса отмечали позже П. И. Степанов, Б. Ф. Мефферт и другие исследователи. Однако они только фиксировали его без истолкования существа и причин этого явления. В 1912 г. Удденом (Udden, 1912) циклическое осадконакопление было доказано для североамериканских параллических угольных бассейнов, в 1920—1921 гг. установлено Кукуком (Kukuk, 1920) в Рурском бассейне, а Стемпом (Stamp, 1921) в Англо-Франко-Бельгийском бассейне; Стемп отметил, что циклическая закономерность обусловлена колебательными движениями.

В 30-х годах как у нас в СССР, так и за границей широкое распространение получило детальное литолого-фациальное изучение угленосных отложений, а вместе с тем и дальнейшее становление идей циклической седиментации. Если Удден только установил циклическое строение североамериканских угольных бассейнов, то Уэллер (Weller, 1930) впервые до некоторой степени обосновал эту закономерность на примере изучения каменноугольных отложений Иллинойса. Аналогичные заключения для других бассейнов Северной Америки были сделаны Моором (Moore, 1930), Стоутом (Stout, 1931), Ванлесом и Шепардом (Wanless a. Shepard, 1936) и другими, а также Прюво (Pruvost, 1935, 1942) сперва в Парижском бассейне юрского возраста, а затем в Северном и Франко-Вестфальском каменноугольных бассейнах.

Детальные литологические исследования Е. П. Брунс (1935, 1940$_3$), Н. Н. Форш (1935) и других, проводившиеся под руководством С. Ф. Малявкина, способствовали дальнейшему развитию идей циклического осадконакопления. Эти работы, а также гипотетические построения Ю. А. Жемчужникова (1935) о циклическом характере угленосной толщи Донбасса, заставили исследователей при изучении угленосных отложений учитывать возможное их циклическое строение. И действительно, циклическое строение угленосных отложений было установлено в Кузнецком, Донецком, Кизеловском, Карагандинском, Подмосковном, Печорском, Буреинском и других бассейнах.

Однако в этих бассейнах не только было доказано циклическое строение отложений, но и было показано его разнообразие, зависящее в значительной степени от неодинакового характера колебательных движений и приуроченности бассейнов к различным структурным элементам земной коры.

Анализ накопленного фактического материала по детальному литолого-фациальному изучению угольных бассейнов позволил Ю. А. Жемчужникову предсказать будущее циклическому методу. На первом всесоюзном угольном совещании в 1944 г. Ю. А. Жемчужников (1947, стр. 17) заявил, что «теория циклического осадконакопления — это не только эффективный способ восприятия и охвата многообразных фактов в единой общей концепции, но и новый острый метод познания угленосных толщ, открывающий широкие перспективы». И это было сказано, несмотря на то, что против идей цикличности выступала группа геологов во главе с Г. Ф. Крашенинниковым (1947).

После первого угольного совещания идеи о циклическом осадконакоплении угленосных толщ получили дальнейшее развитие. За этот период было подтверждено не только циклическое строение большинства угольных бассейнов, в том числе мезозойского возраста, имеющих преимущественно континентальный генезис. Было также доказано, что цикличность в различных бассейнах выражена неодинаково и зависит от многих факторов и что основной причиной цикличности все же являются колебательные движения, которые совместно с другими факторами (палеогеография и др.) обусловили своеобразие и разнообразие накопления углей и вмещающих их отложений.

В начальную стадию разработки циклического анализа мало уделялось внимания фациальному составу осадков (в те времена и фациальный анализ был весьма примитивным), хотя почти всегда и во всех работах он в той или иной мере учитывался, а в ряде случаев им руководствовались при выделении циклов. По мере расширения и развития наших знаний совершенствовались фациальный и циклический методы. Одни исследователи признавали только фациальный метод и не замечали или старались не замечать циклического строения отложений, в том числе угленосных. Другие подходили более всесторонне к объектам изучения: наряду с изучением фаций они искали и находили плохо или хорошо выраженную цикличность, которая почти всегда (может быть, за некоторым исключением) представляла чередование фациальных комплексов. Особенно широкие размеры это приняло за последние 15—20 лет, когда фации стали неотъемлемой частью циклического анализа. Подобное обстоятельство вынудило значительную часть сторонников этого метода (Ю. А. Жемчужников, Л. Н. Ботвинкина, П. П. Тимофеев, В. С. Яблоков и другие) именовать его не просто циклическим, а фациально-циклическим. При этом необходимо отметить, что здесь не произошла замена одного метода другим, как это утверждает Г. Ф. Крашенинников (1957), а его форма была приведена в соответствие с содержанием.

Нельзя также согласиться с Г. Ф. Крашенинниковым, когда он предлагает фациально-циклический метод называть просто фациальным только из-за того, что циклы, по его мнению, являются «...одним из выводов фациального изучения угленосных отложений» (Крашенинников, 1957, стр. 184). С нашей точки зрения, этого делать нельзя, поскольку как фации, так и циклы не являются целью изучения, а служат лишь средством для достижения цели, т. е. методическим приемом для решения вопросов формирования угленосных отложений. Циклический метод в применении последовательных сторонников циклической седиментации, у которых, как правильно отмечает Г. П. Леонов, идея о цикличности процесса осадконакопления сочетается с генетическим подходом к выделению фаций и их комплексов (а это не что иное, как фациально-циклический метод), был всегда более широким, более всесторонним, чем фациальный метод вообще, особенно в понимании Г. Ф. Крашенинникова, который при решении вопросов формирования угленосных формаций игнорировал одну из главнейших особенностей их строения — цикличность. Этого нельзя сказать о фациально-циклическом методе, сущность которого состоит «во-первых, в выделении литогенетических типов отложений и их фаций на основе комплекса главнейших генетических признаков, во-вторых, в раскрытии закономерной смены (парагенетической связи) этих типов отложений и их фаций, и, в-третьих, в установлении определенной повторяемости их комплексов (явление цикличности или ритмичности)» (Тимофеев, 1952, стр. 60).

За последние 15—20 лет появилось много рукописных и печатных работ, в которых излагаются основные положения метода фациально-циклического анализа и те результаты, которые были достигнуты при изучении угленосных толщ. В 1957 г. вышла из печати докторская диссертация Г. Ф. Крашенинникова (1957), в которой имеется глава, посвященная критике метода циклического анализа. Казалось бы, что автор должен был объективно подойти к анализу циклического метода с учетом новых материалов. К сожалению, этого не случилось; в ней полностью, с небольшими дополнениями, не имеющими принципиального значения, воспроизводится доклад, сделанный Г. Ф. Крашенинниковым (1947) в 1944 г. на первом угольном совещании. В силу этих причин, а также одностороннего подхода к оценке метода, его критика вряд ли может быть серьезно воспринята последовательными сторонниками циклической седиментации, т. е. сторонниками фациально-циклического метода.

В настоящее время вряд ли кто сомневается в том, что не только угленосные, но и некоторые другие отложения (меденосные и др.) имеют циклическое строение. Сейчас геологов интересует другая сторона вопроса — как цикличность проявляется в осадках различного генезиса (не только угленосных) и возраста, какова связь между цикличностью и типами бассейнов седиментации, какова причина этого явления, какова взаимосвязь осадко- и угленакопления с цикличностью и т. п. Разрешение указанных и многих других вопросов послужит дальнейшему совершенствованию методов изучения осадочных образований, особенно угленосных отложений.

ЦИКЛИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА

Детальное литолого-фациальное изучение юрских угленосных отложений Тувы, как было показано выше, позволило выявить свыше 40 литогенетических типов, каждый из которых по совокупности первичных (генетических) признаков был отнесен к той или иной фации. Дальнейший анализ показал, что типы и их фации распределяются в разрезе в определенной последовательности, образуя парагенетически связанные комплексы-циклы. Под ц и к л о м осадконакопления нами понимается полифациальный комплекс отложений, состоящий из парагенетически связанных различных литогенетических типов, закономерно сменяющих друг друга в определенной последовательности. Но циклы, в свою очередь, также чередуются в разрезе, причем они чередуются в определенной последовательности, отражая направленность процесса осадко- и угленакопления. Такого рода чередование циклов различных типов образует циклическое строение разрезов.

Обратимся к разрезам изученной угленосной толщи. Возьмем, например, разрез по скв. 502 (фиг. 50) и посмотрим, из каких литогенетических типов он слагается, как они располагаются и какие парагенетические ряды они образуют. Анализируя разрез снизу вверх по разрезу, увидим, что в нижней части он состоит из чередования литогенетических типов аллювиальных, озерно-болотных, болотных и бассейновых отложений, а участками — только из аллювиальных. В верхней же части аллювиальные отложения отсутствуют, и разрез слагается преимущественно бассейновыми осадками, перемежающимися с озерно-болотными и болотными. Кроме того, в центральной части встречаются отрезки (циклы 46, 47), почти сплошь состоящие из чередования озерно-болотных и болотных типов. Улугхемская свита почти сплошь состоит из чередования комплексов аллювиальных и частично делювиально-пролювиальных отложений; только в самой нижней части ее на Меджигейском, Элегестском (пос. Усть-Элегест) и Онкажинском месторождениях, а также в отдельных участках разреза — из аллювиальных, озерно-болотных, болотных и бассейновых (скв. 568, 409, 404, 209 и др.).

Анализ чередования литогенетических типов показывает, что наиболее устойчивыми среди прочих являются отложения почв и подпочв (ОБУ-1, ОБУ-2, ОБП-1, ОБП-2) и часто их сопровождающие угольные пласты или углистые породы. Между этими типами чаще всего располагаются бассейновые, в основном прибрежные отложения. В некоторых случаях, особенно в улугхемской свите, нормальный разрез «нарушается» вклиниванием аллювиальных и делювиально-пролювиальных отложений, которые с эрозионным размывом в основании залегают на осадках различного генезиса. Это приводит к тому, что здесь между озерно-болотными и болотными осадками располагаются или аллювиальные и бассейновые или только аллювиальные, иногда делювиально-пролювиальные (Каахемское месторождение, Серлигхемский угленосный район и другие участки восточной части прогиба).

Если бы мы подвергли подобному анализу все изученные разрезы, то могли бы убедиться, что они также содержат чередование литогенетических типов, которые группируются в парагенетически связанные комплексы-циклы. Однако никогда не наблюдается парагенетической связи между аллювиальными и бассейновыми отложениями, если первые залегают на последних, причем они ложатся по резкой границе с эрозионным размывом.

Из изложенного следует, что юрские угленосные отложения Тувы состоят из парагенетически связанных комплексов-циклов, закономерно чередующихся в разрезе, где каждый цикл представляет соответствующий набор литогенетических типов отложений. Эти комплексы-циклы, хотя и имеют много общих черт (направленность в изменении чередования типов от континента к бассейну, присутствие почти во всех озерно-болотных осадках и т. п.), все же отличаются друг от друга набором литогенетических типов, преимущественным развитием одних типов над другими, т. е. как раз теми признаками, которые положены нами в основу типизации циклов.

ТИПЫ ЦИКЛОВ И ИХ МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ РАЗНОВИДНОСТИ

В советской и иностранной геологической литературе пока нет единого мнения о том, какие признаки должны быть положены в основу типизации циклов. Одни, как, например, Г. А. Иванов (1947_2, стр. 74), считают, что «изучение разрезов угленосных отложений позволяет выделить в них достаточно определенные гранулометрические циклы, которые являются естественными литолого-стратиграфическими элементами разреза, выдерживающимися на значительные расстояния и имеющими корреляционное значение». Однако по ряду причин это не всегда так, и поэтому Г. А. Иванов (1947_2, стр. 20) делает оговорку, что гранулометрические циклы «...не всегда отвечают одному периоду (циклу) колебательных движений» и что «в ряде случаев в течение одного периода (цикла) колебательных движений может происходить образование осадков со сменой гранулометрического состава несколько раз».

Другая, бóльшая часть исследователей (Ю. А. Жемчужников, Л. Н. Ботвинкина и другие), в том числе и автор данной работы, считают, что в основу циклического анализа и выделения циклов должен быть положен, прежде всего, фациальный состав и закономерная смена одних фаций другими и, во-вторых, чередование или смена фациальных комплексов в разрезе. Обязательным условием для них — и это необходимо подчеркнуть — должно быть их распространение и выдержанность на достаточно широкой площади.

Имеются и такие исследователи (Стемп, Уэллер и другие), которые в определение циклов вводят размыв, причину возникновения циклов и т. п.

Что же должно быть положено в основу выделения и разграничения циклов? Вполне очевидно, что чередование гранулометрических разностей пород и их неоднократная смена в разрезе, зависящие от самых разнообразных причин, не могут служить поводом для выделения циклов. Совсем неприемлемо выделение циклов только от размыва до размыва.

В основу выделения и типизации циклов нами положен анализ и характер литогенетических типов и их фаций, их возможные сочетания, порождающие циклическое строение разреза и одновременно указывающие на закономерности его развития. В соответствии с этим выделяется три группы циклов: 1) континентальные, 2) континентально-бассейновые, 3) бассейновые (фиг. 46), причем среди первой и третьей групп выделяются типы.

Как видно из самого названия данной группы, в сложении циклов участвуют исключительно континентальные отложения, а именно аллювиальные, делювиально-пролювиальные, озерно-болотные и болотные. В зависимости от того, из каких осадков состоят континентальные циклы, в них различают два типа. Если цикл преимущественно слагается из аллювиальных и озерно-болотных отложений, он относится к аллювиально-озерно-болотному типу, а если аллювиальные отсутствуют, то к озерно-болотному типу.

Аллювиально-озерно-болотный тип цикла. По своему строению данный тип цикла подразделяется на две части: нижнюю (подугольную), сложенную русловым и пойменным аллювием, и верхнюю (надугольную), представленную озерно-болотными отложениями. Верхняя и нижняя части цикла разграничиваются одним или несколькими угольными пластами или их замещающими алевритo-глинисто-углистыми породами. В качестве примера данного типа цикла возьмем цикл № 30 по скв. 444 Меджигейского месторождения (фиг. 46, *а*).

В основании цикла с эрозионным размывом на отложениях предыдущего цикла залегает толща русловых песчаников, от мелко- до крупноразнозернистых, с разнозернистым гравелитом в нижней части. Вверх по разрезу размер зерна постепенно уменьшается, и степень сортировки материала увеличивается. Толща руслового аллювия сменяется сперва мелкозернистыми песчаниками прирусловой части поймы (АПП), а затем алевролитами и алевритo-глинистыми песчаниками застойных водоемов поймы (АПВ). Выше залегают мелкозернистые алевролиты заболоченных приустьевых аллювиальных равнин (ОБУ), перекрываемые маломощным угольным пластом. Верхняя часть толщи в основном состоит из алевролитов застойных и зарастающих озерных водоемов заболачивающихся прибрежно-бассейновых равнин (ОБВ). Среди них присутствуют отложения болот — маломощные пропластки углей, а также небольшой мощности глинистые алевролиты темно-серого или почти черного цвета, приурочивающиеся к кровле угольных пластов. Этим обычно и заканчивается цикл; выше залегают отложения почвы, относимые уже к следующему циклу.

Подобного типа циклы немногочисленны и в основном встречаются в нижней части нижнекызыльской свиты (фиг. 50). Их примером могут быть циклы 26 и 33 по скв. 502, 509 и др. В ряде случаев в верхней части цикла среди озерно-болотных отложений могут присутствовать также некоторые типы бассейновой группы, такие как переслаивание пород, мелкозернистые песчаники с косо-волнистой и мелкой косой штриховатой и горизонтально-волнистой слоистостью, которые, как известно, могли образовываться и в мелких заболачивающихся озерных водоемах среди болот или в приустьевых частях на пойме.

Строение аллювиально-озерно-болотных циклов может быть нарушено наложенными размывами, уничтожающими меньшую или большую часть разрезов циклов. В зависимости от этого может быть выделено три морфологических разновидности. Первая разновидность — когда оказывается размытой только часть верхней половины цикла, сложенного озерно-болотными осадками. Вторая разновидность возникает из-за размыва всей верхней половины цикла, и аллювий лежащего выше цикла непосредственно перекрывает угольный пласт. Если же размытыми оказываются не только верхняя часть цикла и угольный пласт с почвой и подпочвой, но и часть аллювия, т. е. когда аллювий верхнего цикла ложится с размывом на аллювий нижнего цикла, появляется третья разновидность этого типа цикла. Циклы третьей разновидности очень характерны для улугхемской свиты большей части Тувы.

Мощность аллювиально-озерно-болотных циклов колеблется от 15—17 до 25 *м*. Так, для цикла № 30 по скв. 444 она составляет 21,84 *м*, причем большая часть, т. е. 17,24 *м*, приходится на нижнюю часть цикла. Соотношение мощностей частей цикла приблизительно 4 : 1, т. е. нижняя часть больше верхней приблизительно в 3—4 раза. Мощности морфологических разновидностей различны и зависят от амплитуды размыва. К этой группе циклов следует отнести также такие, в строении нижней части которых наряду с аллювием принимают участие пролювиальные и отчасти делювиальные (фиг. 48, цикл 3) отложения. В связи с тем, что преобладающее развитие они имеют в низах угленосной толщи, которые нами из-за упомянутых выше причин изучены слабо, мы не выделяем их в самостоятельную группу и даже тип циклов и рассматриваем вместе с аллювиально-озерно-болотными циклами.

Озерно-болотный тип цикла. В отличие от описанного выше цикла озерно-болотный тип отличается полным отсутствием аллювия. В его строении участвуют главным образом озерно-болотные и в небольшом количестве, возможно, бассейновые типы, хотя фактически в этих случаях они могли отлагаться и в мелких обособленных водоемах озерного типа.

Так, озерно-болотный цикл № 45 по скв. 502 (фиг. 46, *б*) на Меджигейском месторождении начинается с отложений почвы, отражающей условия заболоченных прибрежно-бассейновых равнин. В ряде случаев присутствуют маломощные угольные пласты (0,1—0,2 *м*) или несколько сближенных пластов. В кровле обычны аргиллиты или мелкозернистые алевролиты почти черного цвета, часто со слабо выраженными конкрециями сидеритового состава, что является одной из характерных особенностей озерно-болотных циклов. Остальная часть, как правило, слагается осадками застойных зарастающих озерных водоемов заболачивающихся прибрежно-бассейновых равнин (фиг. 50, скв. 502, цикл 46; фиг. 47, скв. 395, циклы 7 и 8). В ряде случаев, как это имеет место в данном цикле, разрез заканчивается переслаиванием песчаников и алевролитов незначительной мощности.

Наложенные эрозионные размывы вызывают появление двух морфологических разновидностей. Одна из них характеризуется отсутствием части озерно-болотных осадков, залегающих выше угольного пласта. Во второй разновидности размывом уничтожаются осадки вплоть до угольного пласта или его почвы.

Озерно-болотные циклы незначительно развиты в Улугхемском бассейне. Они характерны для нижнекызыльской свиты, т. е. для зоны, являющейся переходной от аллювиально-озерно-болотных и аллювиально-прибрежно-бассейновых циклов к бассейновым циклам. Они также встречаются в улугхемской свите на Чаданском месторождении (фиг. 47, скв. 395).

Мощности озерно-болотных циклов обычно колеблются от 2—3 до 10—11 *м*, но в среднем не превышают 7—9 *м*. Мощность данного цикла 9,39 *м*.

Континентально-бассейновые циклы

Континентально-бассейновые циклы представлены всего лишь одним аллювиально-прибрежно-бассейновым типом (фиг. 46, *в*). Он так же, как и аллювиально-озерно-болотный, подразделяется на две части. Нижняя часть, подугольная, слагается исключительно русловым и пойменным аллювием. Из пойменных отложений могут присутствовать как осадки прирусловой части поймы, так и ее застойных, часто заболачивающихся водоемов. Выше идут озерно-болотные отложения, обычно всегда заканчивающиеся образованием угольного пласта, чаще всего рабочей мощности. Надугольная часть слагается осадками бассейнового типа. В кровле обычно залегают алевролиты или аргиллиты полуизолированных прибрежно-мелководных частей бассейна. Далее они сменяются переслаиванием фа-

ции прибережного малоподвижного мелководья. Не всегда, но очень часто присутствуют средне- и крупнозернистые песчаники зоны сильно подвижного мелководья, сменяющегося выше мелкозернистыми песчаниками подвижного мелководья. Остальная часть цикла обычно представлена переслаиванием, среди которого иногда присутствуют озерно-болотные осадки застойных озерных водоемов заболачивающихся прибрежно-бассейновых равнин. Порядок чередования литогенетических типов верхней половины цикла может быть и иным. Так, выше угля могут непосредственно залегать алевролиты и песчаники подвижного мелководья (фиг. 48, скв. 409, цикл 13) и др., переслаивание алевролитов, песчаников и аргиллитов прибережного малоподвижного мелководья (фиг. 48, скв. 404, цикл 20; фиг. 50, скв. 504, цикл 33 и др.), которые сменяются вверх по разрезу типами бассейнового генезиса в различном порядке. Однако, как правило, выше углей почти всегда залегают аргиллиты и алевролиты прибереговых и полуизолированных мелководных частей бассейна (БПП).

Циклы данного типа довольно широко развиты и характерны для нижнекызыльской свиты. Строение циклов этого типа также нарушается наложением эрозионных размывов, в зависимости от амплитуды которых выделяются три морфологических разновидности. Первая из них характеризуется отсутствием части бассейновых отложений, а две другие, по мере увеличения глубины размыва, аналогичны второй и третьей разновидностям аллювиально-озерно-болотного типа цикла.

Мощность аллювиально-прибрежно-бассейновых циклов колеблется от 15—20 до 30 *м*, но в среднем не превышает 25 *м*. Так, мощность цикла № 26 по скв. 504 (фиг. 46, *в*) 25,73 *м*. Соотношение мощностей нижней и верхней частей цикла приблизительно 2,5—3,0 : 1, т. е. меньше, чем для аллювиально-озерно-болотных циклов. Мощности морфологических разновидностей полностью зависят от глубины наложенного эрозионного размыва.

Бассейновые циклы

Циклы бассейнового типа значительно развиты как в центральной части Тувы, слагая верхи нижнекызыльской, а главным образом верхнекызыльскую свиту, так и на западе Тувы, участвуя в строении разреза улугхемской свиты Чаданского месторождения. Бассейновые циклы в основном состоят из бассейновых осадков и только в самой нижней части — из озерно-болотных, причем среди последних имеются не только угли и замещающие их породы, но и отложения почв и подпочв заболоченных прибрежно-бассейновых равнин. По набору литогенетических типов выделяются два типа цикла — прибрежно-бассейновый и бассейновый.

Прибрежно-бассейновый тип цикла. Циклы этого типа (фиг. 46, *г*), так же как и озерно-болотные, начинаются с осадков, характеризующих заболоченные прибрежно-бассейновые равнины с интенсивным торфонакоплением, приводящим часто к образованию угольных пластов рабочей мощности. Угольные пласты почти всегда и везде покрываются аргиллитами и мелкозернистыми алевролитами прибереговых, полуизолированных и мелководных частей бассейна (БПП). Среди последних фактически не встречается осадков типа БПП-4, т. е. аргиллитов, иногда алевролитов с бурыми конкрециями, которые, как мы видели выше, характерны для озерно-болотных, а также (о чем будет сказано ниже) для бассейновых циклов. Далее вверх по разрезу они сменяются переслаиванием прибережного малоподвижного мелководья, затем песчаниками подвижного мелководья. Приведенный на фиг. 46, *г* цикл этим и заканчивается. Однако в ряде случаев имеют место иные порядки набора типов, среди которых в тех или иных комбинациях встречаются осадки, относящиеся к фациям мелководной и прибереговой части бассейна с различной степенью подвижности водной среды.

Континентально-бассейновые

Аллювиально-прибрежно-бассейновый
Скв. 504
(гл. 266,40-298,00; J_2 цкг)

Континентальные →

Аллювиально-озерно-болотный
Скв. 444
(гл. 139,80-162,90; J_2 цкг)

Литологическая колонка | Литогенетические типы | Фации

0,25
0,05
0,10
0,60

Цикл №30

Цикл №26

Озерно-болотный
Скв. 502
(гл. 147,60-160,00; J_2 цкг)

Цикл №45

Бассейновые

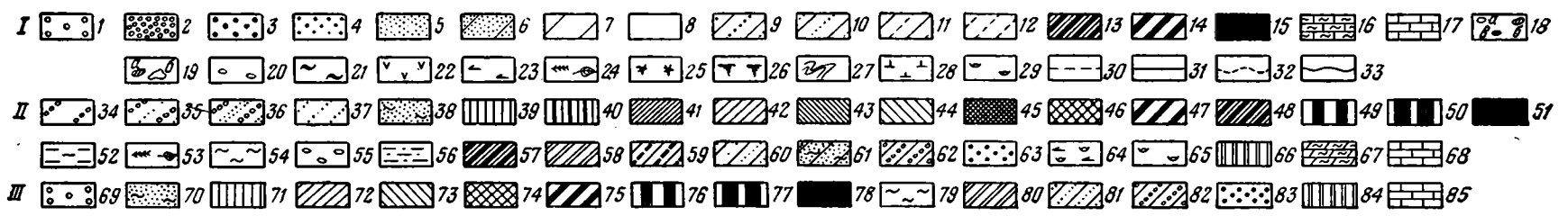
Прибрежно-бассейновый
Скв. 502
(гл. 88,50-98,50; J_2 цкг)

Цикл №56

Бассейновый
Скв. 502
(гл. 74,50-86,50; J_2 цкг)

Цикл №58

а б в г д



Фиг. 46. Типы циклов в среднеюрских угленосных отложениях Тувинского прогиба.

I. Литологические колонки: *1* — гравелит среднезернистый; *2*—гравелит мелкозернистый; *3* — песчаник крупнозернистый; *4* — песчаник среднезернистый; *5* — песчаник мелкозернистый; *6* — алевролит крупнозернистый; *7* — алевролит мелкозернистый; *8* — аргиллит; *9* — чередование песчаников средне- и мелкозернистых с алевролитами; *10* — чередование песчаника мелкозернистого с алевролитами; *11* — чередование алевролитов; *12* — чередование алевролитов с аргиллитом; *13*—алевролит мелкозернистый, углистый; *14*—аргиллит углистый; *15* — уголь гумусовый; *16* — известняк алеврито-глинистый; *17* — известняк; *18* — галька: кварцевая и изверженных пород (*а*), алеврито-глинистая (*б*) и угольная (*в*); *19* — неокатанные включения алевролита (*а*) и аргиллита (*б*); *20* — конкреции сидерита; *21* — линзы витрена; *22*—растительный детрит; *23* — обрывки растений; *24* — листовая флора хорошей сохранности; *25* — корневые остатки; *26* — комковатость породы — почвенные образования; *27* — флюидоподобная текстура; *28*— известковистость пород; *29*— остатки фауны; *30* — постепенный переход; *31* — отчетливый контакт; *32* — резкий контакт; *33* — резкий контакт с размывом. *II.* Литогенетические типы отложений. Аллювиальные (А): *34* — гравелиты, песчаник крупнозернистый, разнозернистые, иногда конгломераты разногалечниковые, несортированные (АР-1); *35* — гравелит мелкозернистый, редко среднезернистый, песчаник крупно- и среднезернистый, разнозернистые, с ритмической сортировкой зерен и косой крупной однонаправленной прямолинейной слоистостью (АР-2); *36* —песчаник средне- и мелкозернистый, со слабо выраженной ритмической сортировкой зерен и косой крупной однонаправленной сходящейся слоистостью (АР-3); *37* — песчаник мелкозернистый, редко среднезернистый, с мелкой косой сходящейся слоистостью и прослоями с горизонтальной прерывисто-волнистой слоистостью (АПП-1); *38* —песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый, с мелкой косой штриховатой и косо-волнистой слоистостью, участками с прослоями заиления (АПП-2); *39* — алевролит крупнозернистый, песчаник мелкозернистый, с горизонтально-волнистой и линзовидной слоистостью, часто их переслаивание (АПВ-1); *40*—алевролиты, аргиллит, иногда углистые, с горизонтальной, редко горизонтально-волнистой слоистостью и большим количеством растительного детрита, обрывков стеблей и листьев хорошей сохранности (АПВ-2). Озерно-болотные (ОБ): *41*—алевролиты, аргиллит, с комковатой текстурой и корневыми остатками — почва угольного пласта (ОБУ-1); *42* — алевролиты, иногда песчаник мелкозернистый, с корневыми остатками — подпочва угольного пласта (ОБУ-2); *43* — алевролиты с комковатой текстурой и корневыми остатками — почва угольного пласта (ОБП-1); *44*—алевролиты, песчаник мелкозернистый с корневыми остатками и флюидоподобной текстурой—подпочва угольного пласта (ОБП-2); *45* — алевролиты, песчаник мелкозернистый, с неправильной горизонтальной прерывисто-волнистой и линзовидной слоистостью, неровными плоскостями наслоения, часто с текстурами взмучивания и оползания (ОБВ-1); *46*— алевролиты без видимой слоистости, с остроугольно-раковистым изломом, включением растительного детрита и обрывков растений, в том числе корешков, часто с прослоями и линзами углей и углистых пород (ОБВ-2); *47* — аргиллит, алевролит мелкозернистый, углистые (ОБЗ-1); *48* — аргиллит, алевролит мелкозернистый, углисто листоватые с обилием обрывков растений, часто с листовой флорой хорошей сохранности (ОБЗ-2). Болотные (отложения торфяных болот — ТБ): *49* — группа телинитовых и постелинитовых углей — гелиты, фюзиниты, гелифюзинитоподобные; *50* — группа преколлинитовых и коллинитовых углей — гелиты и гелиты с фюзеновым аттритом; *51* — уголь гумусовый, нерасчлененный. Бассейновые (Б): *52*—аргиллит, алевролит мелкозернистый, почти черного цвета, с тонкой горизонтальной слоистостью и обилием мелкого обугленного растительного детрита (БПП-1); *53* — аргиллит, алевролит мелкозернистый, с тонкой горизонтальной слоистостью и листовой флорой хорошей сохранности (БПП-2); *54* — алевролит мелкозернистый; глинистый, аргиллит, с тонкой горизонтальной, участками линзовидной слоистостью, обрывками растений и детритом (БПП-3); *55* — аргиллит, иногда алевролит мелкозернистый, со слабо выраженными тонкой горизонтальной слоистостью и железисто-карбонатными конкреционными образованиями (БПП-4); *56* — алевролиты, иногда песчаник мелкозернистый, с линзовидной, горизонтальной и горизонтальной прерывисто-волнистой слоистостью, подчеркнутой растительным детритом, участками с прослоями переслаивания (БПП-5); *57* — пологоволнистое переслаивание пород от аргиллита до песчаника мелкозернистого (БММ-1); *58*—пологоволнистое переслаивание пород от аргиллита до песчаника мелкозернистого с текстурами взмучивания и оползания, иногда со следами жизнедеятельности илоядных животных (БММ-2); *59* — песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый, с горизонтальной прерывисто-волнистой слоистостью (БПМ-1); *60* —песчаник мелкозернистый с косо-волнистой и мелкой косой штриховатой слоистостью (БПМ-2); *61* — песчаник мелкозернистый, реже среднезернистый, с горизонтальной прерывисто-волнистой, мелкой косой выполаживающейся и косо-волнистой слоистостью (БПМ-3); *62* — песчаник крупно- и среднезернистый, иногда гравелит мелкозернистый, с косой крупной, в основном разнонаправленной взаимосрезающейся сходящейся слоистостью, с крупными и мелкими обрывками растений (БУМ-1); *63* — песчаник средне- и крупнозернистый, иногда мелкозернистый, с косой крупной, в основном однонаправленной выклинивающейся и взаимосрезающейся сходящейся слоистостью (БМС-1); *64* — аргиллит, алевролит мелкозернистый, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью, растительным детритом и редкими остатками фауны (БТГ-1); *65* — аргиллит, алевролит мелкозернистый со слабо выраженной тонкой горизонтальной слоистостью и остатками фауны (БТГ-2); *66* — аргиллит, алевролит мелкозернистый, однородные (БТГ-3); *67* — аргиллит сильно известковистый с фауной (БКГ-1); *68* — известняк с примесью глинистого материала и остатками фауны (БКГ-2). *III.* Фации. Аллювиальные (А): *69* — фация гравийно-песчаных осадков русла (АР); *70* — фация алеврито-песчаных осадков прирусловой части поймы (АПП); *71* — фация глинисто-алевритовых осадков застойных, часто заболачивающихся водоемов поймы (АПВ). Озерно-болотные (ОБ): *72* — фация глинисто-алевритовых осадков заболоченных приустьевых аллювиальных равнин (ОБУ); *73* — фация песчано-алевритовых осадков заболоченных прибрежно-бассейновых равнин (ОБП); *74* — фация алевритовых осадков застойных и зарастающих озерных водоемов заболачивающихся прибрежно-бассейновых равнин (ОБВ); *75* — фация углистых алеврито-глинистых осадков заиливающихся озер и торфяных болот побережья (ОБЗ). Болотные (ТБ): *76* — группа фаций телинитовых и постелинитовых углей подвижных от «сухих» до сильно обводненных застойных и проточных торфяных болот (ТБП); *77* — группа фаций преколлинитовых и коллинитовых углей устойчивых сильно обводненных застойных и сильно обводненных и слабо проточных торфяных болот (ТБУ); *78* — фация торфяного болота. Бассейновые (Б): *79* — фация алеврито-глинистых осадков полузилювиальных прибрежно-мелководных частей бассейна (БПП); *80* — фация алеврито-песчаных осадков прибрежного малоподвижного мелководья (БММ); *81* — фация песчаных осадков подвижного мелководья (БПМ); *82* — фация гравийно-песчаных осадков сильно подвижного приустьевого мелководья (отложения центральной части подводной дельты, БУМ); *83* — фация песчаных осадков сильно подвижного мелководья (отложения прибереговых подводных валов, БСМ); *84* — фация алеврито-глинистых осадков наиболее глубоководных частей бассейна (БТГ); *85* — фация карбонатных осадков наиболее удаленных от побережья и относительно глубоководных частей бассейна (БКГ)

Морфологические разновидности прибрежно-бассейновых циклов немногочисленны. Первая разновидность характеризуется отсутствием из-за размыва части бассейновых отложений, а вторая — полным их исчезновением, в результате чего остаются только угольные пласты и отложения почв и подпочв.

Мощность прибрежно-бассейновых циклов обычно невелика, редко превышает 8—10 *м*, а обычно не более 5—6 *м*. Так, мощность рассматриваемого цикла всего лишь 5,45 *м*.

Бассейновый тип цикла. В отличие от прибрежно-бассейновых циклов здесь присутствуют осадки, характеризующие условия удаленных от побережья и более глубоководных частей бассейна, а именно фации БТГ и БКГ. Типичным представителем бассейновых циклов является цикл № 58 по скв. 502 (фиг. 46, *д*), который, так же как и прибрежно-бассейновый, начинается с отложений заболоченных прибрежно-бассейновых равнин. Угольные пласты в этих циклах обычно маломощные, что для них очень характерно. Часто в кровле угольных пластов залегают отложения типа БПП-4, обычно отсутствующие в прибрежно-бассейновом типе цикла. Остальная часть цикла слагается осадками прибрежно-мелководных частей бассейна, среди которых часто значительное место принадлежит осадкам относительно глубоководных и удаленных от побережья частей бассейна. Так, в данном цикле переслаивание без текстур взмучивания и оползания сменяется известняком (0,30 *м*) с небольшим количеством глинистой примеси и фауной. Выше он покрывается известковистым аргиллитом (0,79 *м*) без фауны и растительных остатков. Остальная часть цикла представлена мелководными осадками. Бывают случаи, когда относительно глубоководные осадки получают значительно большее развитие. Так, в цикле № 62 по скв. 502 их мощность равна 3,36 *м*, в цикле № 50 по скв. 508 она достигает 4,66 *м* (фиг. 50) и т. д.

Наложение эрозионных размывов здесь также порождает несколько морфологических разновидностей. Первая из них характеризуется отсутствием самой верхней части цикла при сохранении отложений типов фаций БТГ и БКГ. Если амплитуда увеличивается и из разреза исчезают типы фаций БТГ и БКГ, то последующие разновидности не отличаются от разновидностей прибрежно-бассейновых циклов.

Мощности бассейновых циклов несколько большие, чем прибрежно-бассейновых и колеблются от 5—6 до 12—13 *м*. Мощность цикла № 58 по скв. 502 равна 8,60 *м*, цикла № 59 по скв. 508—12,68 *м* и т. д.

Таким образом, в сложении угленосных отложений участвуют пять типов циклов, которые, располагаясь закономерно по площади и разрезу, характеризуют условия их образования. Каждый тип цикла, как известно, состоит из комплекса парагенетически связанных литогенетических типов отложений, где каждому из них или группе их соответствуют свои условия образования, т. е. каждый цикл отвечает комплексу парагенетически связанных фаций. Комплекс парагенетически связанных фаций, закономерно сменяющих друг друга в определенной последовательности, называется нами обстановкой осадконакопления.

Так, аллювиально-озерно-болотный цикл, состоящий из аллювиальных и озерно-болотных осадков, свидетельствует о том, что для образования и накопления аллювия необходимы были условия речной долины, а озерно-болотные осадки, в том числе и угли, формировались на внешней, периферической части суши, обращенной в сторону бассейна. Таким образом, чтобы получить набор осадков подобного типа, нужно, чтобы на данной площади сперва накапливался комплекс аллювиальных, а затем озерно-болотных осадков.

Такой комплекс условий, состоящий из закономерно сменяющих друг друга фаций, будет характеризовать аллювиально-озерно-болотную обстановку. Если же данная местность в течение одного цикла представляла

Морфологические разновидности прибрежно-бассейновых циклов немногочисленны. Первая разновидность характеризуется отсутствием из-за размыва части бассейновых отложений, а вторая — полным их исчезновением, в результате чего остаются только угольные пласты и отложения почв и подпочв.

Мощность прибрежно-бассейновых циклов обычно невелика, редко превышает 8—10 *м*, а обычно не более 5—6 *м*. Так, мощность рассматриваемого цикла всего лишь 5,45 *м*.

Бассейновый тип цикла. В отличие от прибрежно-бассейновых циклов здесь присутствуют осадки, характеризующие условия удаленных от побережья и более глубоководных частей бассейна, а именно фации БТГ и БКГ. Типичным представителем бассейновых циклов является цикл № 58 по скв. 502 (фиг. 46, *д*), который, так же как и прибрежно-бассейновый, начинается с отложений заболоченных прибрежно-бассейновых равнин. Угольные пласты в этих циклах обычно маломощные, что для них очень характерно. Часто в кровле угольных пластов залегают отложения типа БПП-4, обычно отсутствующие в прибрежно-бассейновом типе цикла. Остальная часть цикла слагается осадками прибрежно-мелководных частей бассейна, среди которых часто значительное место принадлежит осадкам относительно глубоководных и удаленных от побережья частей бассейна. Так, в данном цикле переслаивание без текстур взмучивания и оползания сменяется известняком (0,30 *м*) с небольшим количеством глинистой примеси и фауной. Выше он покрывается известковистым аргиллитом (0,79 *м*) без фауны и растительных остатков. Остальная часть цикла представлена мелководными осадками. Бывают случаи, когда относительно глубоководные осадки получают значительно большее развитие. Так, в цикле № 62 по скв. 502 их мощность равна 3,36 *м*, в цикле № 50 по скв. 508 она достигает 4,66 *м* (фиг. 50) и т. д.

Наложение эрозионных размывов здесь также порождает несколько морфологических разновидностей. Первая из них характеризуется отсутствием самой верхней части цикла при сохранении отложений типов фаций БТГ и БКГ. Если амплитуда увеличивается и из разреза исчезают типы фаций БТГ и БКГ, то последующие разновидности не отличаются от разновидностей прибрежно-бассейновых циклов.

Мощности бассейновых циклов несколько большие, чем прибрежно-бассейновых и колеблются от 5—6 до 12—13 *м*. Мощность цикла № 58 по скв. 502 равна 8,60 *м*, цикла № 59 по скв. 508—12,68 *м* и т. д.

Таким образом, в сложении угленосных отложений участвуют пять типов циклов, которые, располагаясь закономерно по площади и разрезу, характеризуют условия их образования. Каждый тип цикла, как известно, состоит из комплекса парагенетически связанных литогенетических типов отложений, где каждому из них или группе их соответствуют свои условия образования, т. е. каждый цикл отвечает комплексу парагенетически связанных фаций. Комплекс парагенетически связанных фаций, закономерно сменяющих друг друга в определенной последовательности, называется нами обстановкой осадконакопления.

Так, аллювиально-озерно-болотный цикл, состоящий из аллювиальных и озерно-болотных осадков, свидетельствует о том, что для образования и накопления аллювия необходимы были условия речной долины, а озерно-болотные осадки, в том числе и угли, формировались на внешней, периферической части суши, обращенной в сторону бассейна. Таким образом, чтобы получить набор осадков подобного типа, нужно, чтобы на данной площади сперва накапливался комплекс аллювиальных, а затем озерно-болотных осадков.

Такой комплекс условий, состоящий из закономерно сменяющих друг друга фаций, будет характеризовать аллювиально-озерно-болотную обстановку. Если же данная местность в течение одного цикла представляла

собою только периферическую заболачивающуюся часть прибрежно-бассейновых равнин, которая после накопления углей оставалась сушей с обильным количеством мелких зарастающих озерных водоемов, то подобный комплекс условий будет отвечать озерно-болотной обстановке.

Данная местность при определенных условиях может превратиться в бассейн с отложением соответствующих осадков. В этом случае область накопления расширяется и происходит постепенная смена аллювиальных осадков озерно-болотными, а последних прибрежно-бассейновыми. Такой комплекс осадков свидетельствует о существовании аллювиально-прибрежно-бассейновой обстановки.

Но известны и такие случаи, когда та или иная территория большую часть времени остается бассейном и только на сравнительно незначительные промежутки превращается в прибрежное болото с накоплением в нем углей или углистых пород. Если диапазон изменения фаций колеблется от озерно-болотных до прибрежно-мелководных, то мы говорим о прибрежно-бассейновой обстановке. В противном случае, когда в разрез цикла входят относительно глубоководные и удаленные от побережья осадки, развитие получают собственно-бассейновые или бассейновые обстановки.

Таким образом, из рассмотрения циклов и анализа слагающих их литогенетических типов, а также соответствующих им фаций следует, что циклы представляют собою не только набор парагенетически связанных литогенетических типов отложений, но являются выражением определенных обстановок осадконакопления. Более подробно об обстановках осадконакопления и их соотношениях между собой будет сказано при анализе разрезов и характеристике условий формирования угленосных отложений.

К ВОПРОСУ О НАЧАЛЕ ЦИКЛОВ

В заключение данной главы следует остановиться на вопросе о том, что должно быть положено в основу определения начала различных типов циклов.

Изучение различных типов циклов среднеюрских угленосных отложений Тувы позволяет нам подразделять большинство циклов на два ряда отложений — на трансгрессивный и регрессивный. Трансгрессивный ряд представляет собой набор фаций, располагавшихся от континента в сторону бассейна, а регрессивный — в обратном направлении, т. е. от бассейна в сторону континента.

Следовательно, каждый цикл, соответствующий определенной обстановке осадконакопления, отражает ограниченный во времени и пространстве этап осадкообразования и характеризуется закономерной сменой фаций в двух направлениях: сначала в прямом, а затем в обратном направлении. Эта смена фаций в каждом цикле не является тождественной и отражает последовательный процесс развития осадконакопления, где «...переходит земля в состоянье одно из другого: то, что давала, не даст, а дает, чего не было раньше» [1].

Таким образом, в большей части каждый цикл состоит из двух рядов фаций — трансгрессивного и регрессивного и соответственно имеются два поворотных момента в развитии фаций — один от континентальных к бассейновым, а другой от бассейновых к континентальным. Вполне очевидно, что один из этих поворотных моментов и должен быть положен в основу разграничения циклов между собою, т. е. определения начала каждого цикла осадконакопления.

---

[1] Лукреций. О природе вещей. Изд-во АН СССР, 1945. Кн. V, стр. 331, стих. 835.

Наши работы в Донбассе (Тимофеев, 1952, 1956$_2$), а также анализ материалов по Туве и в последнее время по мезозойской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба (Тимофеев, 1962, 1963$_{1,2}$) убеждают нас в том, что за начало циклов следует брать поворотный момент от регрессивного к трансгрессивному ряду фаций, т. е. начало трансгрессивного ряда. Если руководствоваться этим принципом, то началом аллювиально-озерно-болотных и аллювиально-прибрежно-бассейновых циклов следует считать аллювиальные отложения, залегающие с размывом на осадках одного из предыдущих циклов. Начало озерно-болотных и бассейновых циклов в разрезе фиксируется отложениями почв и подпочв, отражающими поворотный момент от регрессии к трансгрессии.

Существует и другая точка зрения (например, Л. Н. Ботвинкиной и других), согласно которой за начало циклов принимается начало регрессивного ряда фаций. Подобный подход к определению начала циклов менее удачен по следующим соображениям.

Прежде всего, разграничение циклов следует проводить по тому переломному моменту в изменениях фаций, который более отчетливо выражен и более резко проявляется в разрезе. Таким моментом, несомненно, является переход от регрессивного к трансгрессивному ряду фаций. Действительно, рассматривая аллювиально-озерно-болотные и аллювиально-прибрежно-бассейновые циклы (фиг. 46, *а, в*), можно отчетливо видеть постепенный переход от трансгрессивных частей цикла к регрессивным, что выражается обычно в постепенном погрублении материала. Нижняя и верхняя границы циклов резкие. Первая выражена в виде эрозионного контакта, благодаря чему исчезает из разреза часть отложений и аллювий залегает на различных горизонтах нижележащих циклов. Верхняя граница также резкая; она устанавливается по появлению почвенных образований. Подобная граница характерна для начала озерно-болотных и бассейновых циклов.

Во-вторых, начало аллювиально-озерно-болотных и аллювиально-прибрежно-бассейновых циклов устанавливается по наличию в основании аллювия резкой границы, имеющей характер эрозионного (континентального) размыва. Эта линия контакта отображает практически конечную стадию регрессии и начало трансгрессии. С такой же предельной точностью устанавливается граница озерно-болотных и бассейновых циклов, где начало трансгрессии связано с основанием угольного пласта или отложениями, его заменяющими [1]. Из этого следует, что как в одних, так и в других циклах начало их фактически совпадает с началом формирования осадков, которые образуются на нулевом уровне бассейна. Таким образом, здесь имеет место единообразие в подходе к определению начала различных по морфологии и генезису типов циклов, которое заключается не только в том, что основание каждого цикла совпадает с началом трансгрессии и опусканием вообще, но и в том, что накопление осадков в каждом цикле происходит практически на одном и том же уровне, более или менее точно ориентированном в пространстве, а именно на уровне бассейна.

Несколько иное положение наблюдается, когда за основание циклов принимается начало регрессивных серий отложений. В аллювиально-озерно-болотных и аллювиально-прибрежно-бассейновых циклах нижняя граница циклов по существу будет та же самая, что и при нашем подходе,

[1] Фактически нижняя граница озерно-болотных и бассейновых циклов проводится по основанию почвенных образований, поскольку решающим фактором в почвообразовании является растительность, которая поселяется на болоте только после того, как заканчивается поднятие, прекращающее привнос осадков в зону зарождения болот. Поэтому те осадки, которые захватываются процессами почвообразования, мы относим к трансгрессивной фазе, хотя образование самих осадков в значительной степени обязано переходной фазе от регрессии к трансгрессии.

так как все, что оставила в большинстве случаев регрессия,— это поверхность размыва. Но поверхность размыва представляет конечную стадию регрессии, а ее начала [1] мы не видим. Поэтому в большинстве случаев за основание циклов здесь берется конечная фаза регрессии, иначе говоря, начало трансгрессии, так как регрессия здесь, как правило, не имеет своего вещественного выражения.

Не лучше обстоит дело с установлением нижней границы бассейновых (угольных и безугольных) циклов. В этом случае сторонники такого определения начала циклов, в частности Л. Н. Ботвинкина (1954), считают, что ее необходимо устанавливать по появлению в разрезе тех фаций, которые связываются с относительным погрублением материала. «Переход к регрессивному ряду фаций отмечается относительным погрублением осадка и весьма часто появлением в разрезе песчаных или песчано-алевритовых отложений, образующих единый песчаный горизонт, достаточно хорошо выдерживающийся в разрезе, хотя и содержащий переходы различных фаций» (Ботвинкина, 1954, стр. 125). Но появление грубого материала не обязательно связано с регрессией или ее началом, так как оно может быть обусловлено и другими причинами. Так, Д. В. Наливкин (1955—1956) считает, что оно может быть связано с различного рода течениями, с «псевдорегрессиями» без какого-либо участия регрессивных движений. Поэтому «поиски» основания циклов озерно-болотного и бассейнового типов часто очень затруднены и их нижняя граница приобретает «блуждающий» характер.

Какие же доводы приводят сторонники начала циклов с регрессивного ряда фаций? По существу всего лишь один: за основание циклов целесообразнее принять такой поворотный момент в развитии фаций, при котором изучаемое полезное ископаемое — угольный пласт — находилось бы в середине цикла. Это обосновывается тем, что при таком подходе можно проследить все развитие процесса осадконакопления, как предшествовавшего накоплению угольного пласта, так и последующего за ним, внутри единого седиментационного цикла. Л. Н. Ботвинкина считает, что в противном случае циклы должны начинаться с подошвы угольного пласта, чего, по ее мнению, делать нельзя, поскольку искусственно разрывается изучение угольных пластов и их почвенных образований. Кроме того, выделенные подобным образом циклы исключают возможность правильного сопоставления угольных пластов. Таким образом, и с генетической и с практической точки зрения подобное начало седиментационного цикла якобы неправильно и нерационально.

Но так ли это? Подобного рода утверждение может вызвать только недоумение. Фациально-циклический анализ при таком подходе превращается из средства достижения цели в самоцель, что нам представляется неправильным. Как можно сопоставлять циклы и заключенные в них угольные пласты изолированно друг от друга? Ведь каждый угольный пласт (он слагается одним или несколькими генетическими типами) наряду с остальными литогенетическими типами, входящими в данный цикл, является его неотъемлемой составной частью. Где бы угольный пласт ни находился — в нижней или верхней части цикла,— он представляет единое целое с циклом и поэтому сопоставляются не угольные пласты, а циклы.

Но известно также, что в угленосных толщах имеется много циклов, не содержащих угольных пластов. Если придерживаться точки зрения Л. Н. Ботвинкиной, то тогда безугольные циклы вообще нельзя сопоставлять не только между собой, но и с угольными циклами.

---

[1] В тех случаях, когда от нижележащего цикла осталась часть регрессивных отложений, Л. Н. Ботвинкина включает их в вышележащий континентально-бассейновый цикл.

Л. Н. Ботвинкина и другие утверждают, что при нахождении угольного пласта в центре цикла можно проследить доугольную и послеугольную историю осадконакопления в каждом цикле. Но как можно рассматривать каждый цикл в отдельности в отрыве от разреза в целом, от окружающих его циклов? Да и каждый цикл выявляется только после детального всестороннего изучения разреза, после выделения типов и фаций, после того, как будет проанализирована история формирования разреза не только по вертикальному разрезу, но и на площади. А выделив подобным образом циклы, уже нельзя говорить о том, что нельзя проследить развитие процесса осадконакопления до и после угольного пласта. А поскольку выделение циклов делается после детального анализа разреза, то непонятно, зачем для своей аргументации выделения циклов с начала регрессивных серий приводятся доводы, ставящие под сомнение самый принцип подразделения циклов. Этот аргумент несостоятелен еще и потому, что в циклах, выделенных по методу Л. Н. Ботвинкиной, угольные пласты в большинстве случаев располагаются не в центре циклов, а приурочиваются то к их нижним, то к верхним частям, поскольку симметричные циклы представляют исключение. Исходя из этого, следует, что один из основных доводов в пользу выделения циклов с начала регрессивных серий осадков теряет всякую логическую основу.

Здесь мы не ставили себе задачу дать детальное рассмотрение принципа разграничения циклов. Однако приведенное выше краткое обоснование дает нам основание считать, что правильнее и целесообразнее за начало циклов брать переломный момент, который соответствует смене регрессивного ряда фаций трансгрессивным.

С нашей точки зрения подобный подход является не только более однотипным для всех типов циклов, встречающихся в угленосных толщах, но и более простым, поскольку начало циклов связано с такими фациями, которые понятны не только специалисту-литологу, но и геологу-разведчику, а также многочисленному коллекторскому составу — основному документатору разрезов в разведочных и поисковых геологических партиях.

Глава X

СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ОСАДКОВ ЮРСКОЙ УГЛЕНОСНОЙ ФОРМАЦИИ

В предыдущих главах мы познакомились с фациальным составом отложения и теми типами циклов-обстановок осадко- и угленакопления, которые они образуют. Для выяснения палеогеографии угленосной формации необходимо предварительно выяснить распределение фаций и обстановок осадко- и угленакопления в разрезе и на площади.

ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ ЮРСКОЙ УГЛЕНОСНОЙ ФОРМАЦИИ

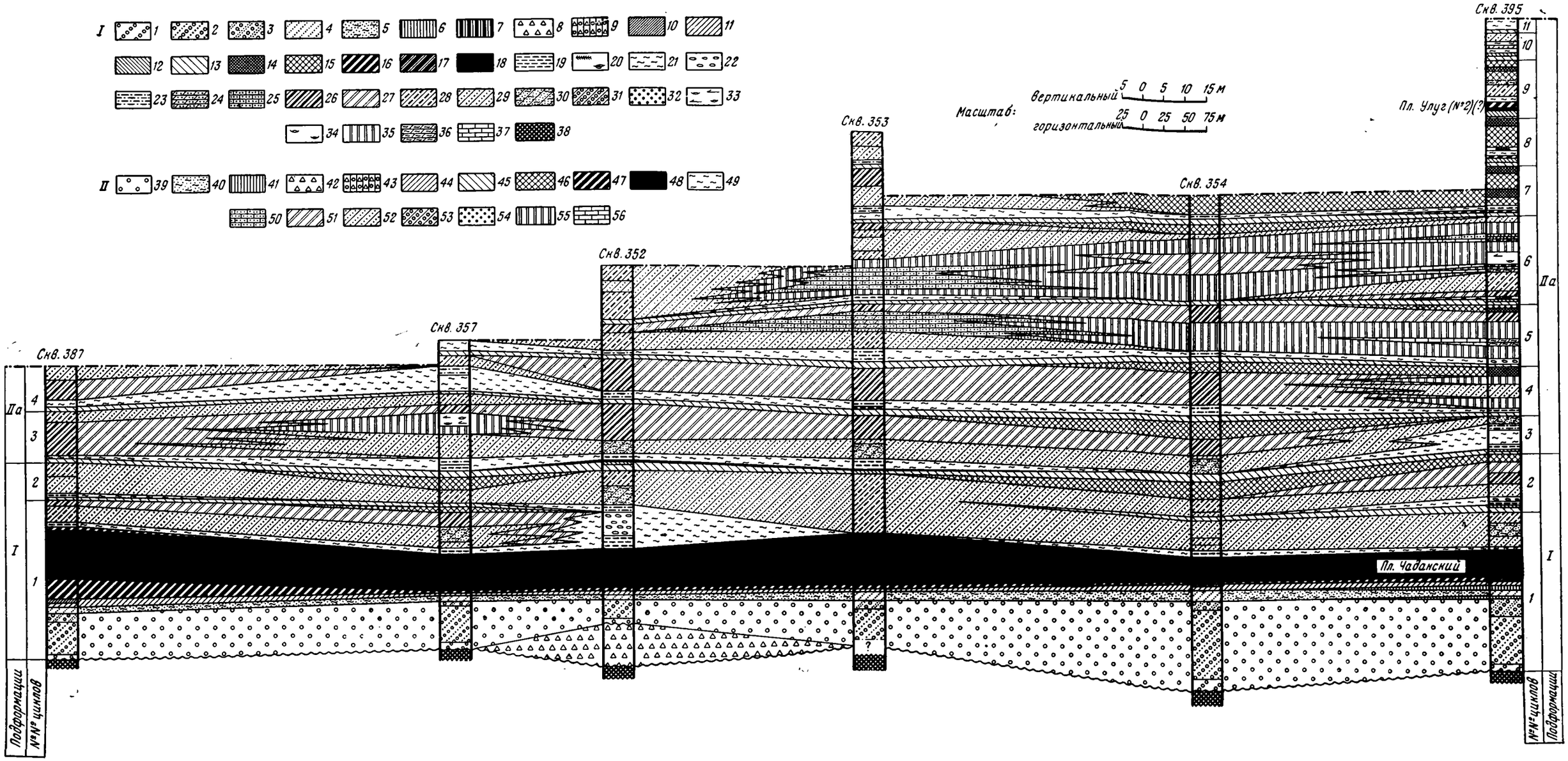
Юрская угленосная формация Тувинского мезозойского прогиба, как было показано выше, слагается из чередующихся в разрезе и на площади пяти типов циклов — аллювиально-озерно-болотных, озерно-болотных, аллювиально-прибрежно-бассейновых, прибрежно-бассейновых и бассейновых, которые могут быть как угленосными, так и безугольными. Эти циклы чередуются в определенной последовательности и образуют более крупные отрезки разреза — макроциклы, каждый из которых представляет соответствующий этап в образовании формации, а следовательно, и в истории геологического развития прогиба. Эти макроциклы мы называем подформациями.

Юрская угленосная формация Тувинского мезозойского прогиба состоит из трех таких макроциклов-подформаций. Ими снизу вверх по разрезу являются: I — аллювиально-озерно-болотная слабо угленосная; II — алювиально-озерно-прибрежно-бассейновая угленосная, III — аллювиально-прибрежно-бассейновая слабо угленосная. Каждая подформация может быть в какой-то мере условно подразделена на две части: нижнюю, в сложении которой в основном преобладают континентальные отложения, и верхнюю, состоящую главным образом из озерно-болотных и бассейновых отложений. В целом от одной подформации к другой снизу вверх по разрезу уменьшается роль континентальных и увеличивается количество бассейновых отложений.

Для иллюстрации строения подформаций составлены схематические фациальные профили по тем месторождениям, которые наиболее детально изучены автором. Разрезы скважин показаны в литогенетических типах отложений, а промежутки между ними — в фациях.

Аллювиально-озерно-болотная слабо угленосная подформация

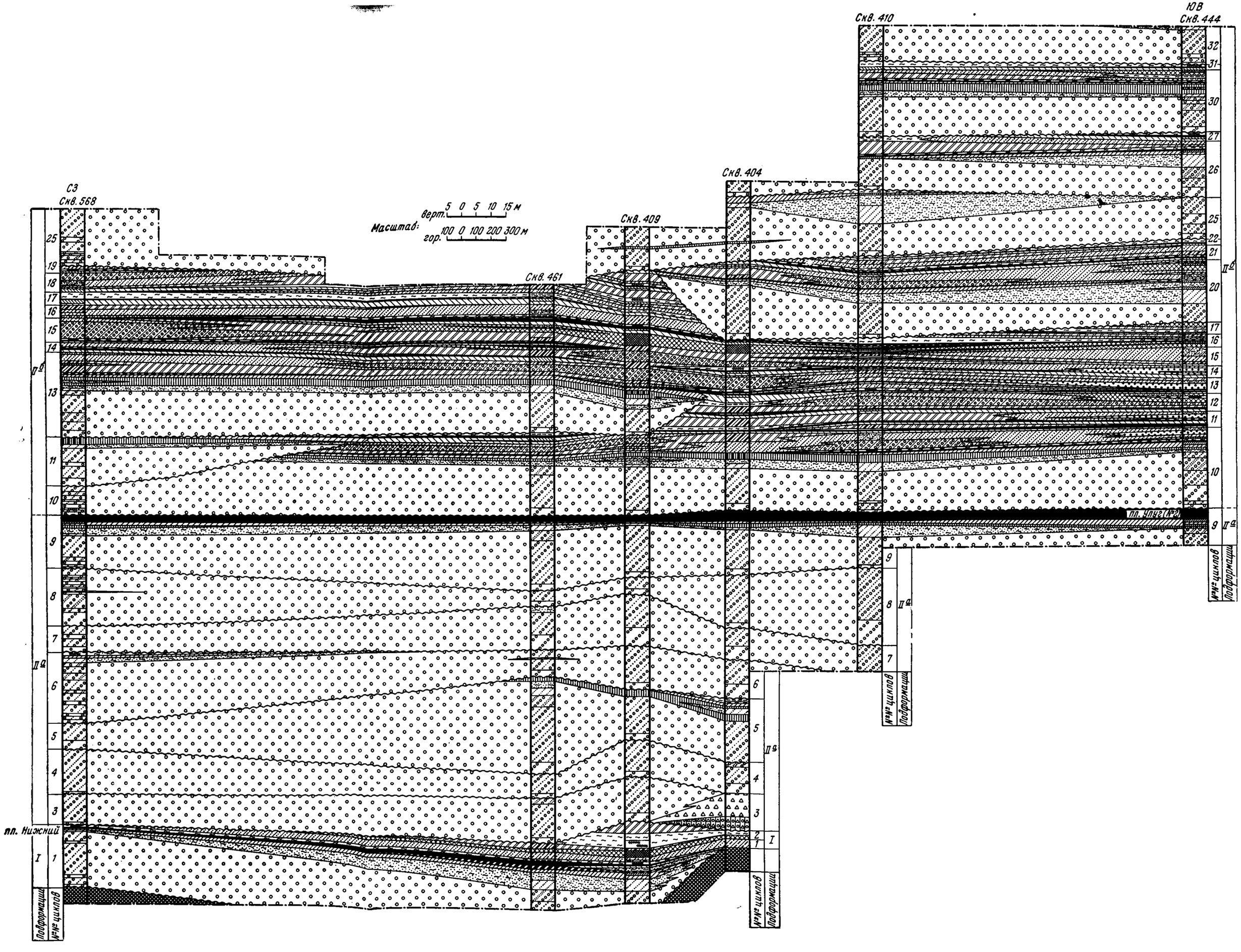
В пределах прогиба данная подформация развита повсеместно в тех местах, где в настоящее время устанавливаются юрские угленосные отложения. Исключение представляют районы Эрбекского и Чихачевского



Фиг. 47. Схематический фациальный профиль первой (I) и второй (нижняя часть — IIа) подформаций через центральную и северо-западную части Чаданского месторождения.

Литогенетические типы отложений. Аллювиальные (А): *1* — гравелиты, песчаник крупнозернистый, разнозернистые, иногда конгломераты разногалечниковые, несортированные (АР-1); *2* — гравелит мелкозернистый, редко среднезернистый, песчаник крупно- и среднезернистый, разнозернистые, с ритмической сортировкой зерен и косой крупной однонаправленной, прямолинейной слоистостью (АР-2); *3* — песчаник средне- и мелкозернистый, со слабо выраженной ритмической сортировкой зерен и косой крупной однонаправленной, сходящейся слоистостью (АР-3); *4* — песчаник мелкозернистый, редко среднезернистый с мелкой косой сходящейся слоистостью и прослоями с горизонтальной прерывисто-волнистой слоистостью (АПП-1); *5* — песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый с мелкой косой штриховатой и косо-волнистой слоистостью, участками с прослоями заиления (АПП-2);*6* — алевролит крупнозернистый, песчаник мелкозернистый, с горизонтально-волнистой и линзовидной слоистостью, часто их переслаивание (АПВ-1); *7* — алевролиты, аргиллит, иногда углистые, с горизонтальной, редко горизонтально-волнистой слоистостью, и большим количеством растительного детрита, обрывков стеблей и листьев хорошей сохранности (АПВ-2). Делювиально-пролювиальные (ДП): *8* — алевролиты и аргиллиты с разнообразной по составу и размеру щебенкой пород (ДПС-1); *9* — конгломераты и гравелиты, иногда щебенчатые с прослоями и линзами песчано-алевритового материала (ДПК-1). Озерно-болотные (ОБ): *10* — алевролиты, аргиллит, с комковатой текстурой и корневыми остатками — почва угольного пласта (ОБУ-1); *11* — алевролиты, иногда песчаник мелкозернистый, с корневыми остатками — подпочва угольного пласта (ОБУ-2); *12* — алевролиты с комковатой текстурой и корневыми остатками — почва угольного пласта (ОБП-1); *13* — алевролиты, песчаник мелкозернистый, с корневыми остатками и флюидоподобной текстурой — подпочва угольного пласта (ОБП-2); *14* — алевролиты, песчаник мелкозернистый, с неправильной горизонтальной прерывисто-волнистой и линзовидной слоистостью, неровными плоскостями наслоения, часто текстурами взмучивания и оползания (ОБВ-1); *15* — алевролиты без видимой слоистости, с остроугольно-раковистым изломом, включением растительного детрита и обрывков растений, в том числе корешков, часто с прослоями и линзами углей и углистых пород (ОБВ-2); *16* — аргилит, алевролит мелкозернистый, углистые; *17* — аргиллит, алевролит мелкозернистый, углисто-листоватые, с обилием обрывков растений, часто с листовой флорой хорошей сохранности (ОБЗ-2) Болотные (ТБ): *18* — уголь гумусовый нерасчлененный. Бассейновые (Б): *19* — аргиллит, алевролит мелкозернистый, почти черного цвета, с тонкогоризонтальной слоистостью и обилием обугленного растительного детрита (БПП-1); *20* — аргиллит, алевролит мелкозернистый, с тонкой горизонтальной слоистостью и листовой флорой хорошей сохранности (БПП-2); *21* — алевролит мелкозернистый, глинистый, аргиллит, с тонкой горизонтальной, участками линзовидной слоистостью, обрывками растений и детритом (БПП-3); *22* — аргиллит, иногда алевролит мелкозернистый, со слабо выраженными тонкой горизонтальной слоистостью и железисто-карбонатными конкрециональными образованиями (БПП-4); *23* — алевролиты, иногда песчаник мелкозернистый, с линзовидной, горизонтальной и горизонтальной прерывисто-волнистой слоистостью, подчеркнутой растительным детритом, участками с прослоями переслаивания (БПП-5); *24* — алевролиты, иногда песчаник мелкозернистый, сильно известковистые, с редким растительным детритом (БКМ-1); *25* — известняк с примесью глинисто-алевритового материала, растительным детритом, иногда остатками фауны (БКМ-2); *26* — пологоволнистое переслаивание пород от аргиллита до песчаника мелкозернистого (БММ-1); *27* — полого-волнистое переслаивание пород от аргиллита до песчаника мелкозернистого, с текстурами взмучивания и оползания, иногда со следами жизнедеятельности илоядных животных (БММ-2); *28* — песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый, с горизонтальной прерывисто-волнистой слоистостью (БПМ-1); *29* — песчаник мелкозернистый с косо-волнистой и мелкой косой штриховатой слоистостью (БПМ-2); *30* — песчаник мелкозернистый, реже среднезернистый, с горизонтальной прерывисто-волнистой, мелкой косой выполаживающейся и косо-волнистой слоистостью (БМП-3); *31* — песчаник крупно- и среднезернистый, иногда гравелит мелкозернистый, с косой крупной, в основном разнонаправленной взаимосрезающейся сходящейся слоистостью, с крупными и мелкими обрывками растений (БУМ-1); *32* — песчаник средне- и крупнозернистый, иногда мелкозернистый, с косой крупной, в основном однонаправленной выклинивающейся и взаимосрезающейся сходящейся слоистостью (БСМ-1); *33* — аргиллит, алевролит мелкозернистый со слабо выраженной горизонтальной слоистостью, растительным детритом и редкими остатками фауны (БТГ-1); *34* — аргиллит, алевролит мелкозернистый, со слабо выраженной тонкой горизонтальной слоистостью и остатками фауны (БТГ-2); *35* — аргиллит, алевролит мелкозернистый, однородные (БТГ-3); *36* — аргиллит сильно известковистый с остатками фауны (БКГ-1); *37* — известняк с примесью глинистого материала и остатками фауны (БКГ-2); *38* — доюрские породы. Фации. Аллювиальные (А): *39* — фация гравийно-песчаных осадков русла (АР); *40* — фация алевролито-песчаных осадков прирусловой части поймы (АПП); *41* — фация глинисто-алевритовых осадков застойных, часто заболачивающихся водоемов поймы (АПВ). Делювиально-пролювиальные (ДП): *42* — фация алевролито-глинистых осадков подножий склонов (внутренняя часть делювиального шлейфа, ДПС); *43* — фация конгломерато-гравийных осадков конусов выноса оврагов (ДПК). Озерно-болотные (ОБ): *44* — фация глинисто-алевритовых осадков заболоченных приустьевых аллювиальных равнин (ОБУ); *45* — фация песчано-алевритовых осадков заболоченных прибрежно-бассейновых равнин (ОБП); *46* — фация алевритовых осадков застойных и зарастающих озерных водоемов заболачивающихся прибрежно-бассейновых равнин (ОБВ); *47* — фация углистых алевролито-глинистых осадков заиливающихся озер и торфяных болот побережья (ОБЗ). Болотные (ТБ): *48* — фация торфяного болота. Бассейновые (Б): *49* — фация алевролито-глинистых осадков полуизолированных прибрежно-мелководных частей бассейна (БПП): *50* — фация алевролито-карбонатных осадков прибрежно-мелководной части бассейна (БКМ); *51* — фация алевролито-песчаных осадков прибрежного маловодного мелководья (БММ): *52* — фация песчаных осадков подвижного мелководья (БПМ); *53* — фация гравийно-песчаных осадков сильноподвижного приустьевого мелководья (отложения центральной части подводной дельты, БУМ); *54* — фация песчаных осадков сильноподвижного мелководья (отложения прибереговых подводных валов, БСМ); *55* — фация алевролито-глинистых осадков наиболее глубоководных частей бассейна (БТГ); *56* — фация глинисто-карбонатных осадков наиболее удаленных от побережья и относительно глубоководных частей бассейна (БКГ)

П. П. Тимофеев



Фиг. 48. Схематический фациальный профиль первой (I) и второй (нижняя — II*а* и средняя — II*б* части) подформаций через Элегестское (юго-восток) Медижигейское (северо-запад) месторождения. Условные обозначения см. на фиг. 47

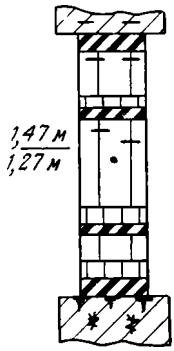
месторождений и Сессерлигско-Тапсинской мульды. Эти отложения частично отсутствуют и на юге Меджигейского месторождения, а также, возможно, и в ряде других пунктов, которые в доюрском рельефе были возвышенностями.

Отложения аллювиально-озерно-болотной слабо угленосной подформации во всех частях прогиба залегают с эрозионным размывом на различных горизонтах палеозойских пород. На западе прогиба, в пределах Чаданского месторождения (фиг. 47), разрез подформации начинается аллювиально-прибрежно-бассейновым циклом, аллювиальные отложения которого участками замещаются делювиально-пролювиальными отложениями. Русловой аллювий в основном представлен мелко- и среднезернистыми песчаниками с относительно слабо выраженной косой слоистостью. Пойменные отложения выражены слабо и представлены в основном алевролитами и мелкозернистыми песчаниками прирусловой части поймы и изредка алевролитами и аргиллитами застойных, часто заболачивающихся водоемов поймы. С этим циклом связано самое мощное на этом месторождении угленакопление, представленное пластом Чаданским. Его мощность колеблется от 2,4 до 13,4 *м*. Уголь этого пласта представлен гелитами и фюзинитами с телинитовой и посттелинитовой структурами. Для него харктерно малое содержание золы, не превышающее 10%. Верхняя часть этого цикла представлена отложениями прибрежно-мелководных полуизолированных частей бассейна. В остальном подформация слагается отложениями одного-двух прибрежно-бассейновых, слабо или полностью неугленосных циклов, среди которых встречаются как песчаники и алевролиты застойных и зарастающих озерных водоемов заболачивающихся прибрежных равнин, так и алевролиты и аргиллиты, иногда с фауной, наиболее глубоководных частей бассейна.

Верхняя граница данной подформации на Чаданском месторождении устанавливается условно по основанию цикла № 3 или № 4. Ее отложения постепенно сменяются осадками озерно-болотных и прибрежно-бассейновых циклов. Мощность первой подформации не превышает 40—50 *м*.

Сходный разрез первая подформация имеет на Онкажинском и Меджигейском (фиг. 48) месторождениях. Отличие состоит в том, что аллювий здесь представлен более грубым материалом — крупноразнозернистыми песчаниками и гравелитами с линзами и прослоями мелкогалечниковых конгломератов. В ряде случаев наблюдается несколько повышенная мощность аллювия за счет заполнения пониженных участков рельефа. В этих местах аллювий представлен обычно более грубым материалом. У подножий возвышенностей рельефа и на некотором удалении от них встречаются делювиально-пролювиальные отложения, переходящие в русловой, иногда пойменный аллювий. Второе отличие заключается в том, что происходит общее сокращение угленосности разреза подформации. Так, мощность пласта угля, являющегося аналогом пласта Чаданского на Чаданском месторождении, на Онкажинском месторождении не превышает 4,6 *м* (пласт № 3), а на Меджигейском месторождении — не более 1,25—1,45 *м* (пласт Меджигейский, он же № 1). Они приурочиваются к аллювиально-прибрежно-бассейновым циклам и имеют телинитовую и участками посттелинитовую структуру. Угли этих пластов представлены гелитами, обогащенными фюзеновым материалом, частично фюзинитами. Меджигейский пласт (фиг. 49) начинается углистым аргиллитом, который сменяется гелито-посттелинитом, а затем гелито-телинитом с включениями небольшого количества спор. После маломощного прослоя углистого аргиллита (0,05 *м*) вновь появляется в разрезе пласта гелито-посттелинит (0,1 *м*), переходящий в гелито-телинит (0,49 *м*), участками обогащенный то спорами, то опак-массой, а в верхней части — глинистым материалом. Далее идут прослои углистого аргиллита (0,08 *м*) и гелито-

посттелинита (0,08 *м*) с включением отдельных спор. Разрез пласта заканчивается гелито-телинитом с единичными спорами, а в самом верху — с рассеянным глинистым веществом. Перекрывается он углистым аргиллитом (0,1 *м*), а последний — мелкозернистым алевролитом озерного генезиса. Как и для угольного пласта № 3, так и Меджигейского, характерна повышенная зольность, особенно в участках, смежных с прослоями терригенных пород. Она более значительна для пласта № 3 и ее содержание колеблется от 13,93 до 74%.



Фиг. 49. Строение угольного пласта Нижнего (пласта Меджигейского) на Меджигейском месторождении. Условные обозначения см. на фиг. 51

Верхняя часть первой подформации в зависимости от амплитуды наложенного эрозионного размыва представлена одним-двумя прибрежно-бассейновыми или озерно-болотными циклами. В ряде случаев размыв достигает пласта № 3, или Меджигейского и тогда отложения вышележащей второй подформации непосредственно перекрывают различные горизонты аллювия нижнего цикла первой подформации. В зависимости от этого мощность подформации колеблется от 25—30 до 70—75 *м*. Аналогичный разрез подформация имеет на юго-востоке Элегестского и юге Каахемского месторождений.

На севере Элегестского месторождения данная подформация начинается аллювиально-озерно-болотным циклом с заключенным в нем маломощным (0,2—0,3 *м*) пластом углистого аргиллита. Разрез подформации заканчивается уцелевшей от размыва нижней частью озерно-болотного цикла, содержащего пласт угля, состоящий из глинистого угля (0,2 *м*) и углистого аргиллита (0,3 *м*). Мощность подформации в этом районе не превышает 20—30 *м*.

На севере Каахемского месторождения и в Экки-Оттугской синклинали, т. е. в районах, расположенных восточнее, северо-восточнее и севернее Меджигейского и Элегестского месторождений, первая подформация представлена исключительно русловым аллювием. Он слагается в самой нижней части разногалечниковыми конгломератами и разнозернистыми гравелитами (фиг. 10), которые вверх по разрезу сменяются чередованием крупно- и среднезернистых песчаников с маломощными прослоями мелкогалечниковых конгломератов и гравелитов. Сходный разрез наблюдается на Инитальском месторождении, хотя на его левобережной части (Сенекский участок) преобладают гравелиты и песчаники, а конгломераты представляют исключение.

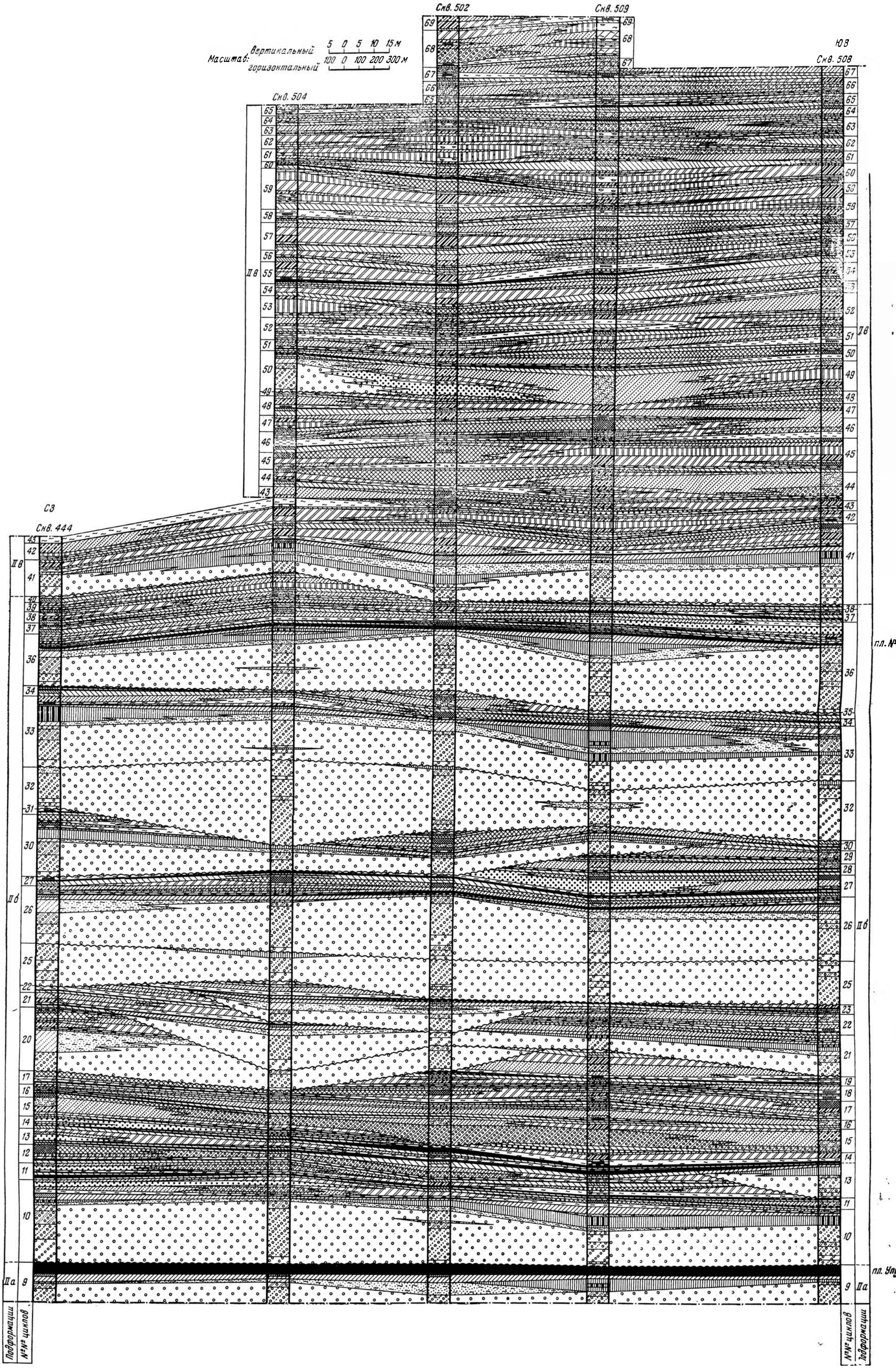
Верхняя граница подформации в этих районах устанавливается условно, и ее мощность с учетом заполнения наиболее пониженных участков рельефа колеблется от 40—50 до 70 и даже достигает 100 *м*.

На самом востоке прогиба, в Серлигхемской впадине, к разрезу первой подформации следует отнести аллювиальные и делювиально-пролювиальные отложения нижней половины нижней подсвиты (по В. А. Онищенко, И. Ф. Пожарискому и В. Б. Агентову), представленные конгломератами различной степени окатанности с прослоями песчано-гравийного материала.

Общая мощность разреза аллювиально-озерно-болотной слабо угленосной подформации в среднем составляет 30—50 *м* с увеличением на восток и северо-восток прогиба до 70—100 *м*.

Аллювиально-озерно-прибрежно-бассейновая угленосная подформация

Данная подформация развита более широко, чем первая, и встречается также и в тех районах, которые в доюрское время представляли возвышенности рельефа. Поэтому в ряде случаев происходит резкое со-



Фиг. 50. Схематический фациальный профиль второй (нижняя— II*а*, средняя —II*б* и верхняя — II*в* части) подформации через центральную часть Меджигейского месторождения. Условные обозначения см. на фиг. 47.

кращение мощности нижней части разреза и, возможно, в Сессерлигско-Тапсинской мульде она сокращается до 5—10 *м*.

На самом западе прогиба, на Чаданском месторождении (фиг. 47) аллювиально-озерно-прибрежно-бассейновая угленосная подформация слагается чередованием прибрежно-бассейновых, а в средней части озерно-болотных циклов. Наряду с прибрежно-бассейновыми терригенными отложениями встречаются в той или иной степени обогащенные алевритоглинистым материалом известняки, имеющие также прибрежный характер. Наряду с этим по скв. 395 обнаружены известняки, которые могут указывать на седиментацию в удаленных от побережья и относительно глубоководных частях бассейна. Для подформации в целом, которая на Чаданском месторождении представлена только нижней частью, характерна очень слабая угленосность. Последняя проявляется в циклах № 7, 8 и 9 (скв. 395) и наибольшего максимума достигает в цикле № 9, двухметровый пласт угля и углистого аргиллита которого нами сопоставляется с пластом Улуг, Улугхемского бассейна.

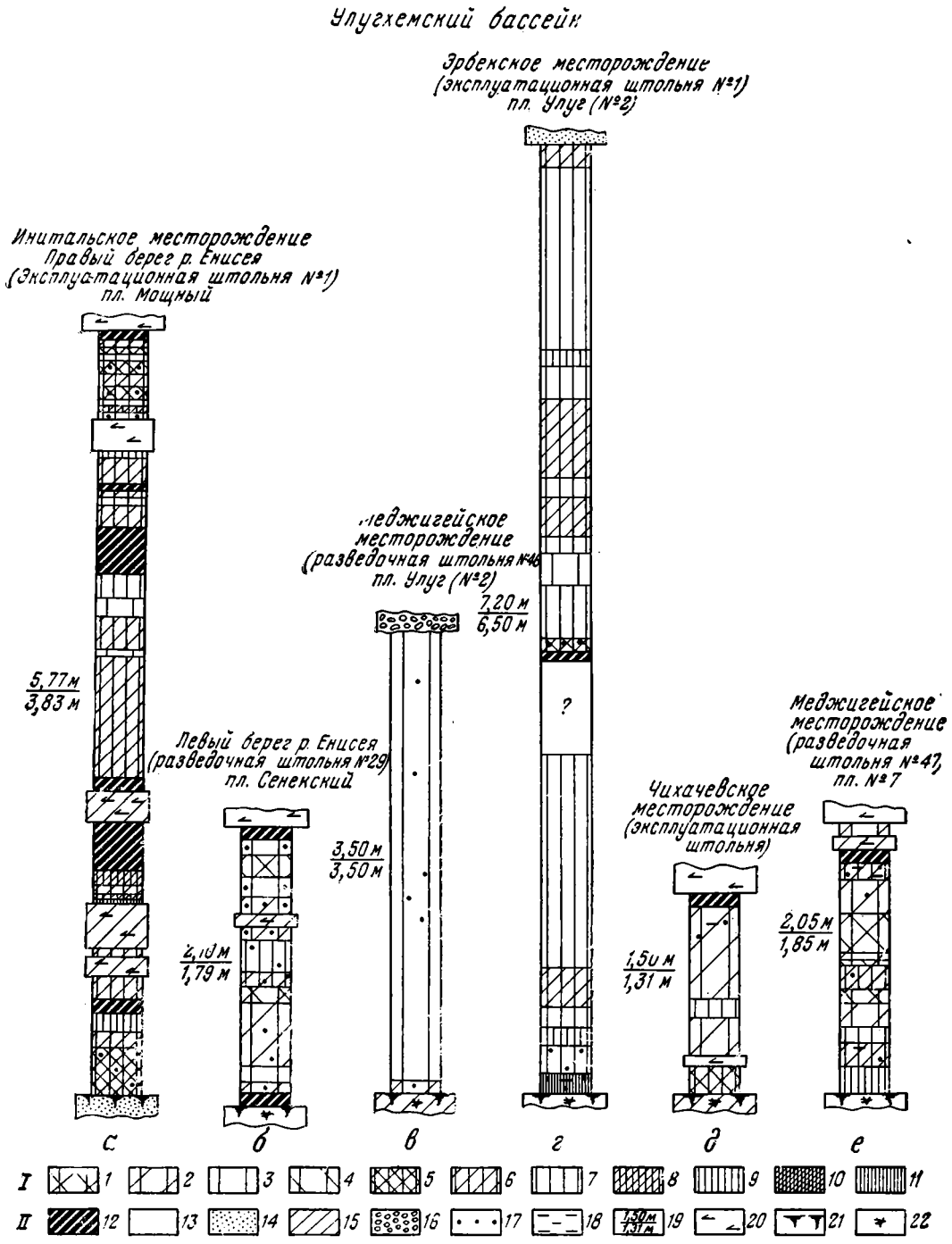
Максимальную мощность вторая подформация имеет в центре месторождения по скв. 395, где она составляет 100—125 *м*.

На остальной части прогиба вторая подформация повсеместно с эрозионным размывом залегает на отложениях первой подформации. На юго-востоке Элегестского и Меджитейском месторождениях (фиг. 48) нижняя часть подформации, которая по мощности составляет ее третью часть, полностью слагается русловым аллювием, лишь изредка с прослоями пойменных отложений (цикл № 5 по скв. 404, 409) и даже следами заболачивания (циклы № 6 и 8 по скв. 568). Русловой аллювий представлен широкой гаммой пород от разногалечниковых, чаще среднегалечниковых конгломератов до средне-, иногда мелкозернистых песчаников. В целом в этой части разреза преобладают крупнозернистые песчаники.

С аллювиально-озерно-болотным циклом (цикл № 9), который на большей части прогиба представлен своей морфологической разновидностью (отсутствует в результате размыва верхняя часть цикла), связано мощное угленакопление, выраженное пластом Улуг (пласт № 2). Угольный пласт Улуг в этом районе (фиг. 48, 50, 51, *в*) имеет однородное строение и слагается гелито-телинитом, содержащим в отдельных участках единичные включения кутикулы, опак-массы, линз фюзена. Для пласта в целом характерно незначительное содержание минеральных примесей. Его мощность непостоянна и в основном зависит от амплитуды наложенного эрозионного размыва цикла № 10. Известны случаи, когда аллювий цикла № 10 залегает на пойменных отложениях цикла № 9 (скв. 412); в этом случае пласт Улуг оказывается полностью размытым. Мощность пласта Улуг на Меджигейском и юго-востоке Элегестского месторождений не превышает 4,2 *м*.

Средняя часть второй подформации слагается чередованием аллювиально-озерно-болотных, озерно-болотных, аллювиально-прибрежно-бассейновых и прибрежно-бассейновых циклов (фиг. 48, 50). При анализе строения аллювия аллювиально-озерно-болотных и аллювиально-прибрежно-бассейновых циклов устанавливается постепенное, снизу вверх по разрезу, общее уменьшение размерности пород, улучшение их сортировки, уменьшение до 10—20° угла падения косых слойков с ритмической сортировкой материала, некоторое увеличение мощности и более широкое развитие пойменного аллювия, включая глинисто-алевритовые отложения фации застойных, часто заболачивающихся водоемов.

Для этой части второй подформации в целом характерна наибольшая угленосность, которая, помимо пласта Улуг, выражена еще в ряде пластов угля, имеющих рабочую мощность. Относительно наиболее устойчивым из них является пласт № 7 (фиг. 51, *е*), связанный с аллювиально-



Фиг. 51. Строение угольных пластов аллювиально-озерно-прибрежно-бассейновой угленосной подформации Инитальского месторождения и Улугхемского бассейна.

Генетические типы углей: *1* — гелифюзинитоподобный телинит; *2* — гелито-телинит древесинный с фюзеном; *3* — гелито-телинит древесинный; *4* — фюзинито-телинит (фюзено-ксилеповый уголь); *5* — гелифюзинитоподобный посттелинит; *6* — гелито-посттелинит с фюзеном; *7* — гелито-посттелинит; *8* — гелито-прекоплинит с фюзеновым аттритом; *9* — гелито-прекоплинит; *10* — гелито-коллинит с фюзеновым аттритом; *11* — гелито-коллинит; *12* — аргиллит углистый; *13* — аргиллит; *14* — песчаник мелкозернистый; *15* — алевролит мелкозернистый; *16* — конгломерат; *17* — включения зерен кварца; *18* — примесь глинистого материала; *19* — мощность угольного пласта (числитель — общая мощность, знаменатель — мощность чистого угля); *20* — обуглепные растительные остатки; *21* — почва угольного пласта; *22* — корешки растений

прибрежно-бассейновым циклом (цикл № 36), который в северном и северо-восточном направлениях замещается аллювиально-озерно-болотным циклом. Угольный пласт № 7 имеет сложное строение. В основании залегает гелито-преколлинит (0,2 *м*) с редкими спорами. Выше идет чередование гелито-посттелинитов, имеющих отдельные включения опак-массы, линз фюзена, обрывков древесины и листьев, с гелито-телинитом и фюзинито-телинитом. В верхней части разрез пласта сложен фюзинито-телинитом и гелито-телинитом. Прослою углистого аргиллита предшествует тонкий слой гелито-посттелинита (0,12 *м*), обогащенный минеральной примесью, опак-массой и фюзеном. Мощность пласта также изменчива и колеблется в очень широких пределах — от 0 до 2 *м*, поэтому в подсчет его запасов были включены ограниченные площади.

Верхняя часть аллювиально-озерно-прибрежно-бассейновой угленосной подформации представлена в основном чередованием озерно-болотных и прибрежно-бассейновых циклов; аллювиально-прибрежно-бассейновые циклы представляют исключение. Однако в этой части разреза подформации появляются бассейновые циклы, содержащие, помимо прибрежно-бассейновых отложений, также алеврито-глинистые осадки и известняки, образовавшиеся в относительно удаленных от побережья частях бассейна. В верхней части подформации резко сокращается угленосность, большинство циклов безугольные, а встречающиеся угольные пласты имеют ограниченное распространение и нерабочую мощность. Общая мощность второй подформации составляет 525—570 *м*.

На Онкажинском месторождении сохранились от размыва только нижняя и средняя части второй подформации, которые имеют много общих черт с разрезом Меджитейского месторождения. Отличие состоит в том, что здесь резко сокращается угленосность и аналогом пласта Улуг можно считать изменчивый по мощности пласт угля и углистого аргиллита, (до 0,5—0,7 *м*), отстоящий от основания разреза подформации на 100—125 *м*. Кроме того, в средней части разреза подформации встречаются толщи песчаников, близкие по генезису к дельтовым отложениям. Мощность неполного разреза отложений второй подформации достигает 380—425 *м*.

На севере Элегестского и Эрбекском месторождении нижняя часть подформации слагается морфологическими разновидностями аллювиально-озерно-болотных циклов, которые, за редким исключением, представлены русловым, иногда пойменным аллювием. Русловой аллювий состоит из песчано-гравийных отложений с хорошо выраженной крупной косой однонаправленной слоистостью и ритмической сортировкой зерен в пределах каждого косого слойка. На Эрбекском месторождении вторая подформация непосредственно ложится с эрозионным размывом на доюрский фундамент, который в этом районе представлял возвышенную форму рельефа. На Эрбекском месторождении в пределах нижней части подформации сохранились от размыва два (вернее, один сложно построенный) близко расположенных маломощных угольных пласта (пласт № 1, по А. Л. Лосеву).

На границе нижней и средней частей подформации залегает мощный угольный пласт Улуг. На севере Элегестского месторождения, по данным эксплуатационной штольни Усть-Элегест, его мощность достигает 7,5 *м*. Он слагается в основном гелито-телинитовыми углями, участками содержащими включения линз витрена и опак-массы. В нижней и верхней частях встречены прослои гелито-посттелинитовых углей с фюзеном и без него. На Эрбекском месторождении пласт Улуг (фиг. 51, *г*) характеризуется повышенным разложением исходного растительного материала и почти полностью слагается гелито-посттелинитовыми и в меньшей мере гелито-посттелинитовыми углями с фюзеном. В основании пласта угля присутствует гелито-преколлинитовый уголь (0,15 *м*), обогащенный алев-

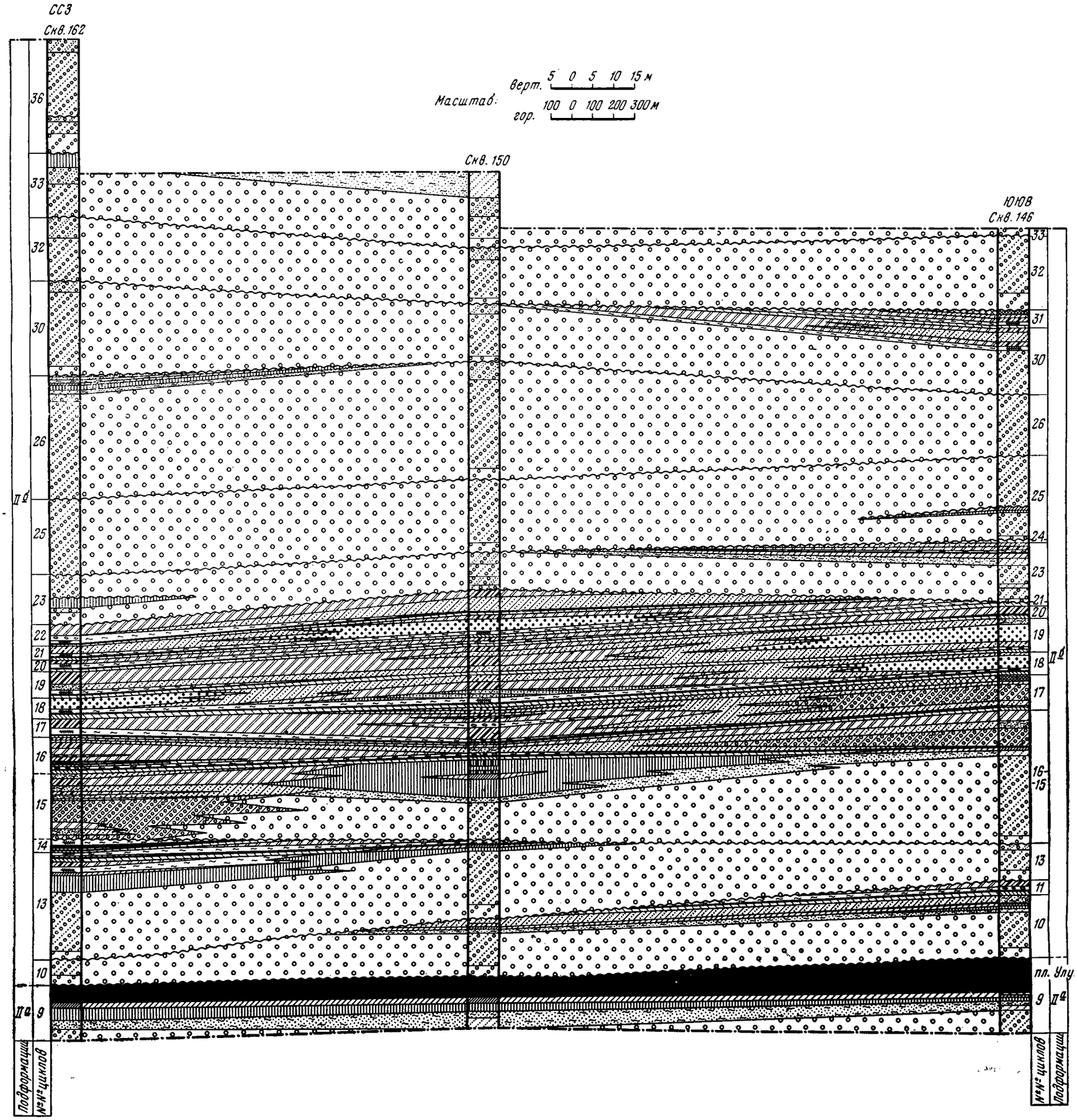
ритовым материалом. Последний встречается также и в низах залегающих выше гелито-посттелинитовых углей. В средней части пласта имеется прослой (0,24 *м*) гелито-телинитового паренхимного угля. Общая мощность пласта по эксплуатационной штольне составляет 7,25 *м*, а по отдельным скважинам на юго-востоке месторождения достигает 8,25 *м*. В пределах месторождения с юго-востока на северо-запад, по данным С. И. Панченко (1954), наблюдается уменьшение мощности пласта Улуг до 2,7 *м*. Одновременно усложняется его строение и ухудшается петрографический состав — увеличивается количество фюзенизированных и гелефюзеноподобных компонентов.

В строении средней части второй подформации в этих районах преобладают аллювиально-озерно-болотные циклы и чаще, особенно на Эрбеке, их морфологические разновидности, представленные исключительно русловым аллювием. Верхняя часть подформации слагается озерно-болотными и аллювиально-озерно-болотными, реже прибрежно-бассейновыми циклами, причем последние появляются в верхах подформации. Заключенные в разрезе подформации угольные пласты в зависимости от типа цикла имеют в целом телинитовую или коллинитовую структуру. Общая мощность отложений второй подформации в этих районах 610—650 *м*.

На Инитальском месторождении вторая подформация в своей нижней части по сравнению с Эрбекским месторождением и районом Усть-Элегеста представлена более грубым материалом. Здесь в сложении руслового аллювия большую роль играют гравелиты и контломераты. Аналогом угольного пласта Улуг является пласт Мощный (фиг. 51, *а*), имеющий сложное строение. Он содержит четыре прослоя терригенных (0,15 + + 0,34 + 0,22 + 0,14 *м*) и шесть прослоев углистых (0,11 + 0,36 + + 0,11 + 0,36 + 0,05 + 0,10 *м*) пород, которые в основном сосредоточены в нижней и верхней частях. В целом он представлен гелито-посттелинитовыми углями с фюзеном, в верхней и нижней частях — гелифюзинитоподобным телинитом, а в местах, прилегающих к терригенным прослоям, угли обогащены алеврито-глинистым материалом. Мощность чистого угля составляет 3,83 *м*, а общая достигает 5,77 *м*. Южнее, на Сенекском участке (левобережное Инитальское месторождение), аналогом пласта Улуг является пласт Сенекский (фиг. 51, *б*), который заключает всего лишь один прослой мелкозернистого алевролита (0,11 *м*). В целом этот пласт слагается гелито-телинитовым углем с фюзеном, иногда фюзинито-телинитовым углем. В средней части (0,37 *м*) пласт представлен гелито-посттелинитом с фюзеном и опак-массой. Встречаются прослои гелифюзинитоподобного телинита. Пласт Сенекский по сравнению с пластом Мощным менее обогащен минеральными примесями и имеет в 2 раза меньшую мощность. Так, по данным разведочного уклона № 29, она составляет 1,79 *м*, а общая мощность достигает 2,1 *м*.

Верхняя и средняя части разреза подформации, так же как и в районе Усть-Элегеста, слагаются чередованием аллювиально-озерно-болотных и озерно-болотных циклов, а аллювиально-прибрежно-бассейновые и прибрежно-бассейновые циклы представляют исключение. Сохранившаяся от размыва мощность подформации 375—450 *м*.

На Каахемском месторождении подформация представлена полностью. Ее нижняя часть слагается русловым и, реже, пойменным аллювием, составляющим морфологическую разновидность аллювиально-озерно-болотного цикла. Здесь также большая роль принадлежит конгломератам и гравелитам, имеющим крупную косую однонаправленную слоистость. На границе нижней и средней частей подформации располагается угольный пласт Улуг, максимальная мощность которого достигает 9,6 *м*. Он представлен гелито-телинитовыми углями, изредка содержащими включения линз фюзена и опак-массы. Средняя часть подформации (фиг. 52) слагается чередованием аллювиально-озерно-болотных и озерно-болотных



Фиг. 52. Схематический фациальный профиль второй (нижняя — II*а* и средняя — II*б* части) подформации через центральную часть Каахемского месторождения. Условные обозначения см. на фиг. 47

циклов, а также морфологических разновидностей первых. Такое же строение имеет и верхняя часть подформации. Не исключено появление здесь первых прибрежно-бассейновых циклов.

Для подформации в целом на Каахемском месторождении характерна повышенная угленосность разреза. Здесь по сравнению с Меджигейским месторождением сокращается количество угольных пластов, но увеличивается как их общая мощность, так и мощность каждого пласта в отдельности. Угли в соответствии с типом цикла имеют телинитовую или коллинитовую структуру. Общая мощность подформации на Каахемском месторождении 700—750 *м*.

На северо-востоке Улугхемского бассейна, в районе Чихачевского месторождения, нижняя часть второй подформации имеет резко сокращенный разрез, хотя не исключено, что он здесь полностью отсутствует, как и в Сессерлигско-Тапсинской мульде. Пласт угля, который сопоставляется с пластом Улуг остальной части Улугхемского бассейна, имеет более или менее простое строение (фиг. 51, *д*). По данным эксплуатационной штольни, в нижней части он представлен гелифюзинитоподобным посттелинитом и гелито-посттелинитовым углем с фюзеном (0,2 *м*), выше которого залегает прослой аргиллита (0,08 *м*). Остальная его часть слагается гелито-телинитовым углем, содержащим включения отдельных линз фюзена. Приблизительно в средней части встречен прослой (0,17 *м*) гелито-посттелинитового угля. Пласт угля заканчивается углистым аргиллитом (0,11 *м*), ниже которого в угле встречены включения терригенного материала. Общая мощность пласта угля 1,5 *м*, а чистого угля — 1,31 *м*.

Средняя часть подформации в этих районах практически не отличается от разреза Каахемского месторождения. Верхи подформации отсутствуют и поэтому ее мощность не превышает 325 *м*.

В Серлигхемской впадине к разрезу второй подформации нами предположительно отнесены отложения верхов нижней подсвиты и, возможно, большей части верхней подсвиты. Подформация слагается конгломератами, гравелитами и песчаниками аллювиального и частично делювиально-пролювиального генезиса. Ориентировочная мощность второй подформации очевидно не превышает 500—600 *м*.

Общая мощность разреза второй подформации не менее 500—600 *м*, но в зависимости от неровностей рельефа и современного эрозионного среза она колеблется в больших пределах и на Чаданском месторождении уменьшается до 100—125 *м*.

Аллювиально-прибрежно-бассейновая слабо угленосная подформация

Отложения этой подформации известны только в пределах центральной части Улугхемского угольного бассейна и своими периферическими частями захватывают его окраины — Меджигейское, Элегестское, Эрбекское и Каахемское месторождения и, возможно, Экки-Оттугскую синклиналь. Полный разрез подформации пока достоверно известен только на горе Бом, в 20 *км* западнее г. Кызыла.

У подножия горы Бом на левом берегу Енисея обнажается песчаная толща пород аллювиального генезиса, слагающая основание третьей подформации (фиг. 7). Эта толща образует два цикла. Нижний цикл является неполным из-за наложенного эрозионного размыва и относится к морфологической разновидности аллювиально-прибрежно-бассейнового цикла. Он представлен аллювием, почвенными образованиями и маломощным невыдержанным пластом угля, который участками оказывается полностью размытым. Верхний цикл относится к аллювиально-прибрежно-бассейновому типу, который в нижней части содержит не только русловой, но и пойменный аллювий, а в верхней части — слои глинистого известняка

с включением фауны пелеципод. Заключенный в цикле угольный пласт имеет сложное строение и состоит из трех тонких прослоев угля, общей мощностью до 0,8—0,9 *м*.

Выше по разрезу идет чередование прибрежно-бассейновых и бассейновых циклов. Для нижнего бассейнового цикла характерно присутствие относительно хорошо выдержанного пласта Салдамского (0,9 *м*), который известен также в обнажениях правого берега Енисея на Эрбекском месторождении. Заключенные в большинстве этих циклов пласты известняков, достигающие мощности в ряде случаев 2—3 *м* и более, иногда глинистые, содержат скопления большого количества остатков пелеципод и другой фауны. Мощность этой части разреза достигает 225 *м*.

Далее, вверх по разрезу нормальное чередование прибрежно-бассейновых и бассейновых циклов прерывается и в подформацию вклинивается аллювиально-прибрежно-бассейновый угленосный цикл. Залегающий в его нижней части аллювий имеет уже ряд признаков, которые указывают на его переходный характер к дельтовым (подводным) отложениям. Остальная часть подформации слагается чередованием сперва угленосных, затем совсем безугольных, а в самой верхней части снова слабоугленосных прибрежно-бассейновых и бассейновых циклов. Снизу и сверху к центру этой части подформации постепенно нарастает мощность известняков, которая в одном случае достигает 15 *м*. Они в большей части массивны и содержат большое количество фауны пелеципод (табл. XLVI, *1*). Известняки обнажаются в виде уступов и хорошо прослеживаются в ряде участков вокруг горы Бом. Изучение строения и состава этих известняков и их соотношения в разрезе и на площади с другими породами показало, что в северо-восточном и восточном направлении они несколько сокращают свою мощность, приобретают повышенное содержание глинистой и алевритовой примеси и некоторые из них постепенно замещаются более прибрежными отложениями. Среди одного из безугольных прибрежно-бассейновых циклов встречена толща хорошо отсортированного мелко-, средне- и крупнозернистого песчаника с крупной косой разнонаправленной взаимосрезающейся сходящейся слоистостью, указывающей на типичные отложения речных выносов — подводной дельты. Мощность этой части подформации равна 325 *м*.

Для третьей подформации в целом, особенно для ее частей, представленных чередованием безугольных прибрежно-бассейновых и бассейновых циклов, характерна светлая окраска пород и почти полное отсутствие включений обрывков растений и даже их детрита. Почвенные образования выражены слабо, и большинство генетических типов отложений характеризуются карбонатностью: они более или менее энергично вскипают от соляной кислоты. Все угольные пласты, за исключением Салдамского, имеют нерабочую мощность.

В районах, смежных с горой Бом и прилегающих к Элегестскому, Эрбекскому, Каахемскому и Меджигейскому месторождениям, по некоторым изолированным обнажениям удавалось наблюдать отдельные участки разреза нижней части третьей подформации. Следует сказать, что наметившаяся тенденция к фациальному замещению относительно глубоководных отложений более мелководными и прибрежными полностью подтверждается. Так, аллювиальные отложения основания третьей подформации восточнее Эрбекского месторождения имеют уже типичные черты: они слагаются более грубым материалом с частыми прослоями гравийных пород, а в основании конгломератов имеют более крупную и отчетливо выраженную косую однонаправленную слоистость и лучшую ритмическую сортировку. В этих толщах встречаются включения крупных минерализованных, а с поверхности витренизированных стволов деревьев. На юго-восточном склоне горы Бом, в обрывах берегов р. Элегест эти же песчаники имеют признаки, указывающие на их дельтовый характер.

Полную мощность третья подформация имеет на горе Бом — 550 *м*, откуда во все стороны из-за современной эрозии она постепенно сокращается до нуля.

Таким образом, из обзора строения подформаций следует, что каждая из них имеет свою литолого-фациальную характеристику и свое распределение и соотношение фаций и обстановок осадко- и угленакопления в разрезе и на площади прогиба. Это позволяет нам перейти к выяснению палеогеографических особенностей накопления углей и вмещающих их отложений формации в целом.

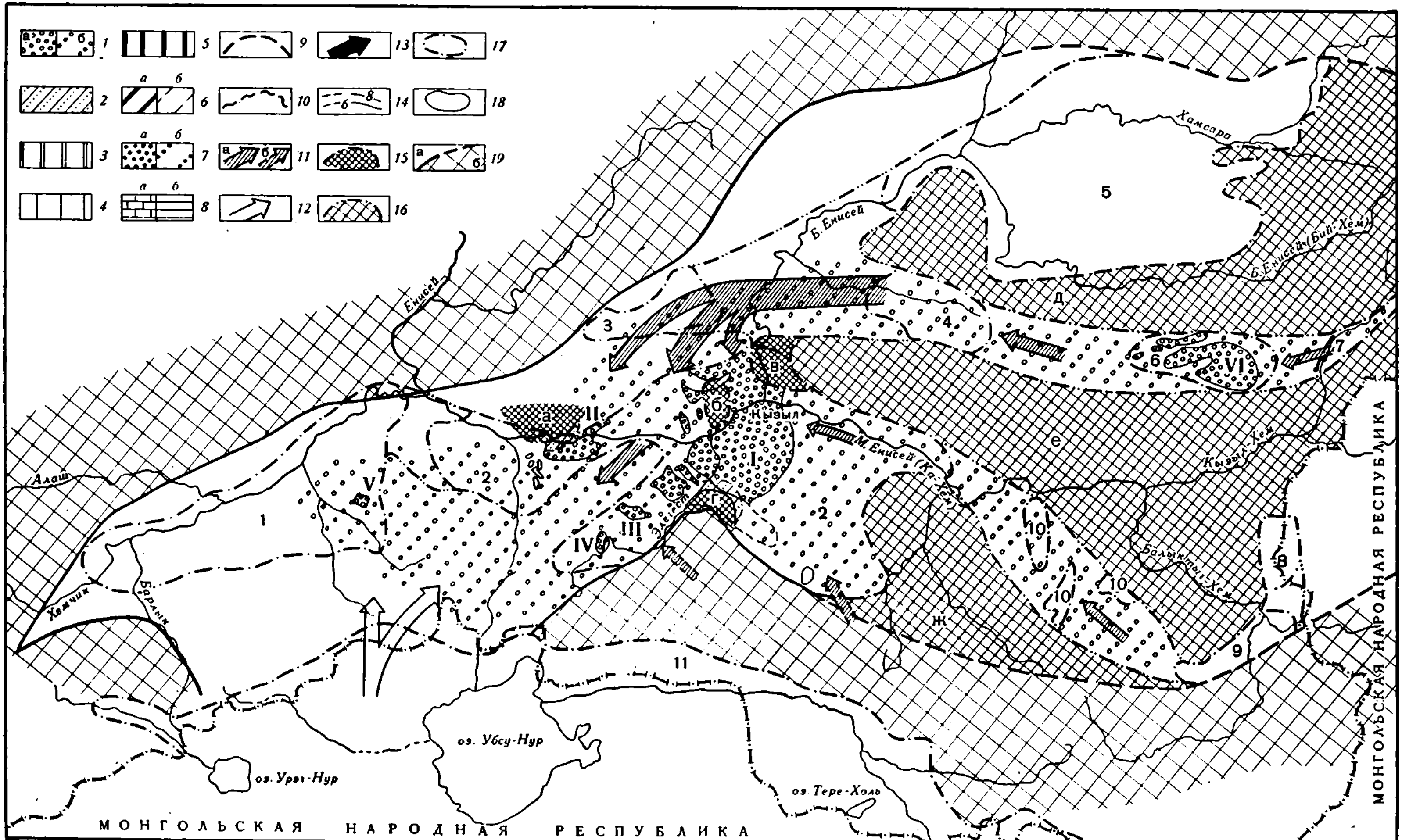
ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ОСАДКОВ ЮРСКОЙ УГЛЕНОСНОЙ ФОРМАЦИИ

После краткого изложения фациального строения юрских угленосных отложений в пределах районов их современного распространения можно приступить к восстановлению соотношения зон седиментации и палеогеографических обстановок осадко- и угленакопления на площади всего прогиба. Для наглядности мы составили шесть схематических палеогеографических карт — по две карты на каждую подформацию. Первые из них отображают начало ингрессии бассейна седиментации для отдельных отрезков времени с соответствующим перемещением прибрежных ландшафтов в глубь суши, а вторые — конец ингресии — начало регрессии для следующих за ним отрезков времени. На последних показаны также зоны заболачивания и развития торфяников.

Началу накопления отложений юрской угленосной формации предшествовал длительный континентальный перерыв, во время которого были уничтожены мощные толщи ранее накопившихся осадков. Наряду с механическим разрушением пород несомнено происходило и химическое их изменение, приводившее к формированию доюрской коры выветривания. К сожалению, разрезов скважин, которыми был бы пробурен весь разрез угленосной толщи и часть подстилающих отложений, очень мало, и еще меньше указаний на возможное присутствие в них элювиальных отложений. Переотложенные продукты доюрской коры выветривания были установлены автором в основании разреза по скв. 404 на Меджитейском месторождении (фиг. 48) и по скв. 352 на Чаданском месторождении, а также в отдельных обнажениях Инитальского, Эрбекского и Чихачевского месторождений.

При изучении распределения фаций и обстановок осадко- и угленакопления в пределах каждой подформации на территории прогиба выяснилось, что во всех случаях наиболее континентальные — аллювиальные, озерно-болотные и болотные отложения всегда располагаются на северо-востоке, востоке и отчасти севере прогиба, а прибрежно-бассейновые и бассейновые — на юго-западе прогиба. Следовательно, обширная суша, откуда сносился обломочный материал, находилась в общем на северо-востоке и востоке, в области Восточно-Тувинского нагорья, а бассейн седиментации, куда в конечном итоге он сносился — на юго-востоке прогиба и за его пределами, в области северной окраины Долины Великих озер Монголии.

Основной водной артерией была довольно крупная, с широкой и разветвленной на рукава дельтой река, стекавшая с Восточно-Тувинского нагорья. Эта река, которую мы называем пра-Улугхем, из района Белинской впадины, где располагались ее истоки, протекала сперва в западном направлении через Сарыгхемскую и Улуг-О впадины, а затем в районе Турана — Усть-Уюка поворачивала на юго-запад. Здесь она резко расширяла свою долину и дробилась на рукава, образуя аллювиальную равнину. В своем верховье и центральной части она принимала множество притоков, развитию которых благоприятствовал сильно расчлененный рельеф


МОНГОЛЬСКАЯ НАРОДНАЯ РЕСПУБЛИКА
МОНГОЛЬСКАЯ НАРОДНАЯ РЕСПУБЛИКА
Енисей
Б. Енисей
Б. Енисей (Бий-Хем)
Хамсара
М. Енисей (Ка-Хем)
Кызыл
Кызыл-Хем
Балыктыг-Хем
Элегест
Алаш
Хемчик
Барлык
оз. Убсу-Нур
оз. Урэг-Нур
оз. Тере-Холь

восточной части прогиба. Один из наиболее крупных притоков, который во времена наибольшей ингрессии бассейна седиментации непосредственно впадал в него, дренировал южную часть Восточно-Тувинского нагорья и нагорье Сангилен. Одновременно в небольшом количестве обломочный материал выносился в бассейн седиментации или в долину пра-Улугхема рядом мелких водных потоков, стекавших с возвышенностей, располагавшихся в районах северо-восточного окончания хр. Восточного Танну-Ола и южного склона хр. Западного Саяна.

На распределение палеоландшафтных зон в начальный период накопления осадков непосредственное влияние оказывал доюрский рельеф, который на территории прогиба имел неодинаковую расчлененность — меньшую на юго-западе и относительно большую на северо-востоке, востоке и юго-востоке. К сожалению, ограниченное количество необходимых материалов позволяет выявить лишь основные элементы рельефа. Несомненно, существовали два типа возвышенностей — эрозионные и эрозионно-тектонические. Первые, очевидно, имели меньшие высоты и по существу своей природы оказывали ограниченное влияние на распределение зон осадконакопления, и притом только в самое начальное время. Вторые, как увидим ниже, играли существенную роль не только в распределении палеоландшафтов, но и в особенностях накопления осадков, особенно торфяников. К их числу следует отнести Эрбекско-Баянкольскую и в какой-то мере Североинитальскую возвышенности. Кроме того, устанавливаются еще две окраинные возвышенности — Тапсинская и Березовская: первая — на западном окончании центральной части Восточно-Тувинского нагорья и вторая — на северном погружении южного борта прогиба в районе Совхозно-Березовской синклинали. Восточно-Тувинское нагорье и нагорье Сангилен являлись областями выноса обломочного материала.

Начало образования первой подформации и формации в целом связано с широким развитием аллювиальных отложений, за исключением участков, прилегающих к возвышенностям рельефа. У последних скапливались делювиально-пролювиальные отложения, переходящие на площади в русловой и частично пойменный аллювий (фиг. 53). В этот период в основном происходило накопление руслового аллювия, а пойменный аллювий был сильно редуцирован. Мощность руслового аллювия и делювиально-пролювиальных отложений была неодинакова и зависела от доюрского рельефа. Так, по отдельным скважинам Меджигейского, Элегестского, Каахемского и Онкажинского месторождений устанавливается, помимо более или менее хорошо выдержанного аллювиально-озерно-

---

Фиг. 53. Схематическая палеогеографическая карта аллювиально-озерно-болотной слабо угленосной подформации. Конец регрессии — начало ингрессии цикла № 1.

Палеоландшафты: *1* — зона речных долин, включая застойные и заболачивающиеся водоемы поймы (здесь и ниже *а* — установленное и *б* — предполагаемое распространение осадков соответствующих палеоландшафтных зон); *2* — зона подножий склонов и конусов выносов (делювиально-пролювиальные отложения); *3* — зона заболоченных приустьевых аллювиальных равнин; *4* — зона заболоченных прибрежных равнин; *5* — зона развития торфяных болот; *6* — зона зарастающих и заиливающихся застойных водоемов и прибрежного мелководья бассейна; *7* — зона приустьевого и сильно подвижного мелководья; *8* — зона относительно наиболее глубоководных и удаленных от побережья частей бассейна.

Границы палеоландшафтов, направления речных потоков, регрессий, ингрессий и другие обозначения: *9* — границы палеоландшафтов; *10* — границы возможного распространения угольных пластов; *11* — направления установленных (*а*) и предполагаемых (*б*) речных потоков; *12* — направление ингрессий бассейна седиментации; *13* — направление регрессий бассейна седиментации; *14* — изолинии мощности пласта Улуг (в *м*); *15* — возвышенности палеорельефа палеозойского фундамента Тувинского мезозойского прогиба: *а* — Североинитальская, *б* — Эрбекско-Баянкольская, *в* — Тапсинская, *г* — Березовская; *16* — возвышенности палеорельефа палеозойского фундамента восточной части Тувинского мезозойского прогиба, являвшиеся основными областями сноса обломочного материала: *д* — северная и *е* — южная части Восточно-Тувинского нагорья, *жс* — нагорье Сангилен; *17* — контуры современных впадин прогиба: 1 — Хемчикская, 2 — Улугхемская, 3 — Турано-Уюкская, 4 — Улуг-О, 5 — Тоджинская, 6 — Серлигхемская, 7 — Белинская, 8 — Бусинская, 9 — Терехольская, 10 — Шивейско-Тарбагатайская, 11 — Убсунурская; *18* — современные контуры распространения юрских угленосных отложений: I — Улугхемский угольный бассейн; месторождения: II — Инитальское, III — Онкажинское, IV — Актальское, V — Чаданское; VI — Серлигхемский угленосный (?) район; *19* — граница установленная (*а*) и предполагаемая (*б*) Тувинского мезозойского межгорного прогиба

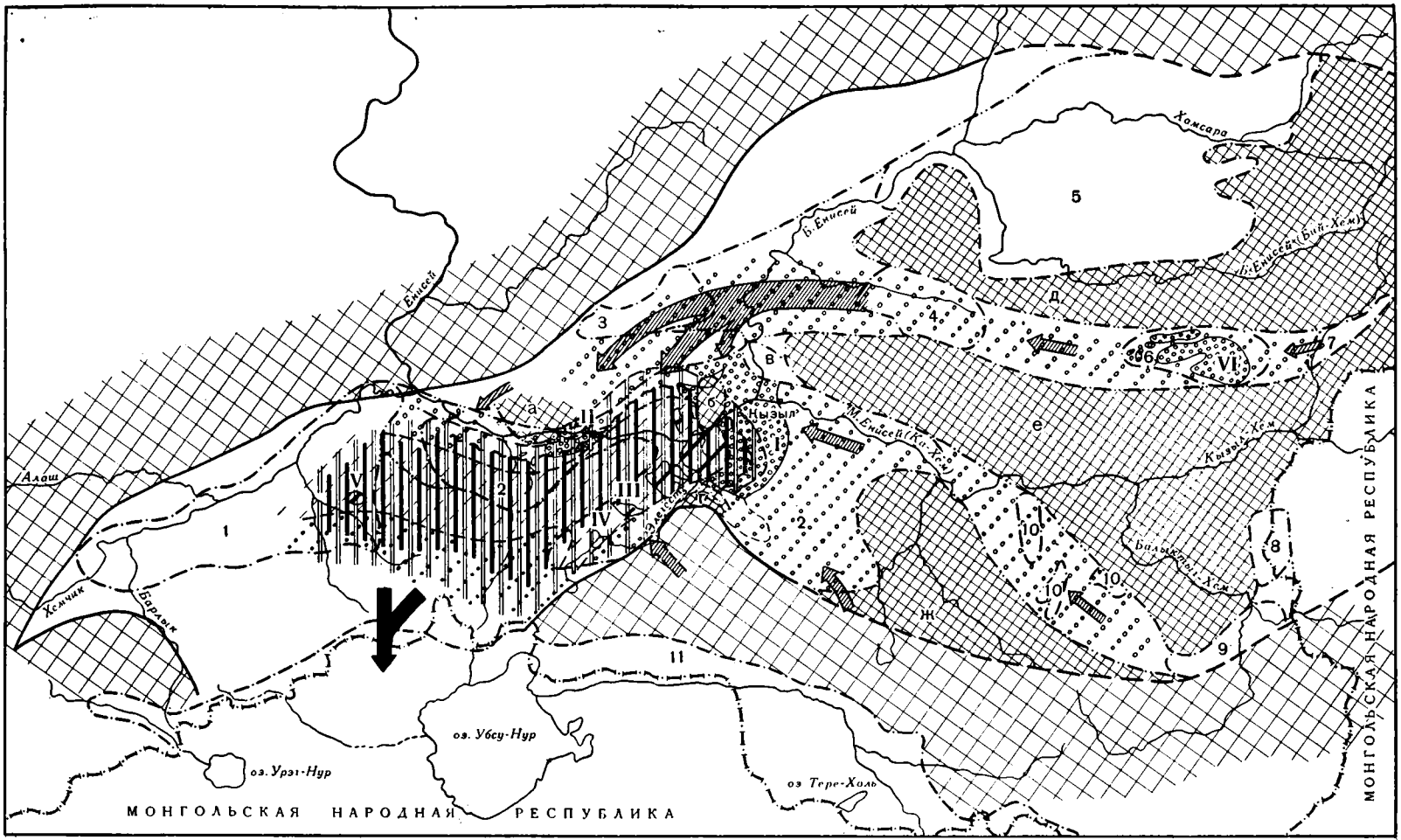
болотного или аллювиально-прибрежно-бассейнового цикла с рабочим пластом угля (пласты № 3 на Онкажинском и Меджигейский на Меджигейском месторождениях), еще два-три цикла, представляющие их морфологические разновидности, сложенные исключительно русловым аллювием.

Аллювий в различных частях прогиба имеет неодинаковое строение. Так, на Каахемском месторождении он слагается конгломератами, гравелитами и крупнозернистыми песчаниками. Сходный разрез имеется на Инитальском месторождении, где также аллювиальные и делювиально-пролювиальные отложения представлены грубым материалом. Наибольшая размерность пород первой подформации в пределах центральной и юго-западной частей прогиба характерна для Экки-Оттугской синклинали, где, по нашим и А. Л. Лосева данным, разрез почти полностью представлен конгломератами и отчасти гравелитами. На Элегестском и особенно Меджигейском и Онкажинском месторождениях в разрезе преобладают песчаники, а гравелиты и конгломераты встречаются в самых низах толщи. В направлении на северо-запад от Меджигейского месторождения, в сторону центра Элегестского месторождения наблюдается погрубение материала, выражающееся в появлении большего количества гравелитов и конгломератов. Увеличение размерности конгломератов наблюдается также от восточных частей Экки-Оттугской синклинали к ее западному замыканию. Наиболее грубый материал на территории прогиба подформация имеет в Серлигхемской впадине, где аллювиальные и делювиально-пролювиальные отложения имеют горный облик и представлены в основном среднегалечниковыми конгломератами и конгломерато-брекчиями.

Из приведенного выше распределения аллювия основания первой подформации по крупности слагающих его осадков намечается зона наиболее грубого материала, которая располагается северо-западнее основной угленосной площади прогиба, т. е. Улугхемского бассейна, и протягивается примерно с северо-востока на юго-запад. Вполне очевидно, что к этой зоне было приурочено основное русло реки пра-Улугхем.

Приблизительно к половине времени образования первого цикла бассейн седиментации начал ингрессировать в сторону суши, т. е. в северо-восточном направлении (фиг. 54). По мере продвижения зоны береговой линии в глубь суши при благоприятных климатических и тектонических предпосылках возникли необходимые палеогеографические условия для торфонакопления — началось заболачивание побережья и межрусловых пространств в пределах дельты. Одновременно образовалась обширная сеть озерных и озерно-болотных водоемов, в значительной части сообщавшихся между собой. Зона заболачивания захватила юго-западную и частично центральную части прогиба и была относительно неширокой. Последнее определялось все еще значительным относительным превышением северо-восточной части прогиба над юго-западной. На этой площади образовался различной мощности торфяник, давший угольный пласт, который на различных месторождениях имеет свое название. Это пласт Чаданский на Чаданском, пласт № 3 на Онкажинском и пласт Меджигейский на Меджигейском и Элегестском (юго-восточная часть) месторождениях. Поскольку эти пласты образованы из одного и того же торфяника, то их целесообразно обозначить одним общим названием. Мы предлагаем именовать его Нижним. На указанных выше месторождениях пласт Нижний имеет рабочую мощность и в разные периоды разрабатывался на Меджигейском и Чаданском месторождениях.

На восток, северо-восток, север и северо-запад от Меджигейского месторождения пласт Нижний постепенно теряет свою рабочую мощность и в районе Усть-Элегеста (при впадении р. Элегест в Енисей) он представлен тонким прослоем угля и углистого аргиллита. Этот пласт известен также на юге Каахемского месторождения, а далее на север и северо-



Фиг. 54. Схематическая палеогеографическая карта аллювиально-озерно-болотной слабо угленосной подформации. Конец ингрессии цикла № 1. Условные обозначения см. на фиг. 53

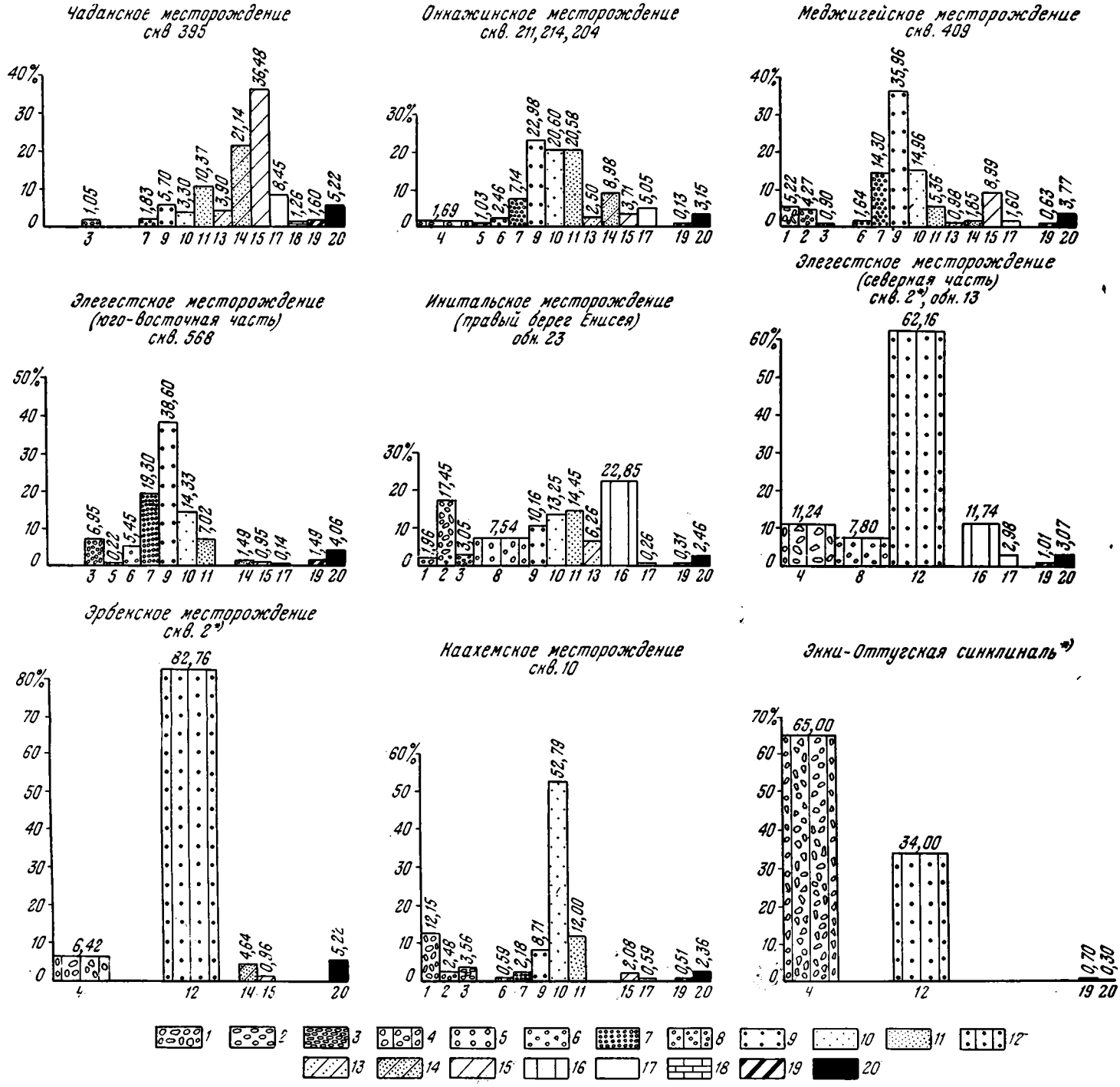
восток он полностью фациально выклинивается, и озерно-болотные осадки замещаются в основном русловым аллювием.

Повсеместно пласт Нижний перекрывается осадками озерно-болотного и прибрежно-бассейнового генезиса. На Чаданском месторождении в верхней части цикла № 1 устанавливаются даже дельтовые осадки с характерной крупной косой взаимосрезающейся и разнонаправленной сходящейся слоистостью. Затем во время цикла № 2 вновь наступило кратковременное заболачивание, ограниченное примерно той же площадью и давшее локально ограниченные маломощные зольные торфяники — пласты угля и углистого аргиллита.

После накопления осадков цикла № 2 началась постепенная регрессия бассейна седиментации в юго-западном направлении. Эта регрессия была относительно незначительной, и бассейн седиментации теперь располагался на юго-западе прогиба, приурочиваясь к его центральной части. Вновь получили широкое развитие аллювиальные отложения, которые накапливались на Инитальском, Онкажинском и Актальском месторождениях и по всей площади Улугхемского угольного бассейна. В этих районах разрез нижней части второй подформации повсеместно представлен морфологическими разновидностями аллювиально-озерно-болотных циклов, сложенными в основном русловым и лишь изредка пойменным аллювием со следами заболачивания и тонкими линзами угля (Эрбекское, Инитальское месторождения). Одновременно с этим на побережье в районе Чаданского месторождения и частично юго-западнее и южнее Улугхемской угленосной площади, куда периодически проникала ингрессия, происходило накопление озерно-болотных и прибрежно-бассейновых осадков с локальным заболачиванием отдельных участков, приводившим в ряде случаев к образованию невыдержанных по площади пластов глинистого угля и углистых аргиллитов. Это находит отражение и в распределении отложений по величине обломочного материала. Так, приведенные на фиг. 55 подсчеты гранулометрических разностей пород для улугхемской свиты, куда входят отложения первой и нижней части второй подформаций, показывают, что наиболее грубые породы располагаются в Экки-Оттугской синклинали, на Каахемском, Эрбекском, Элегестском и частично Инитальском (правобережном) месторождениях. В юго-западном направлении — на Меджигейском и Онкажинском месторождениях — постепенно увеличивается роль более тонких пород; на Чаданском месторождении последние уже преобладают.

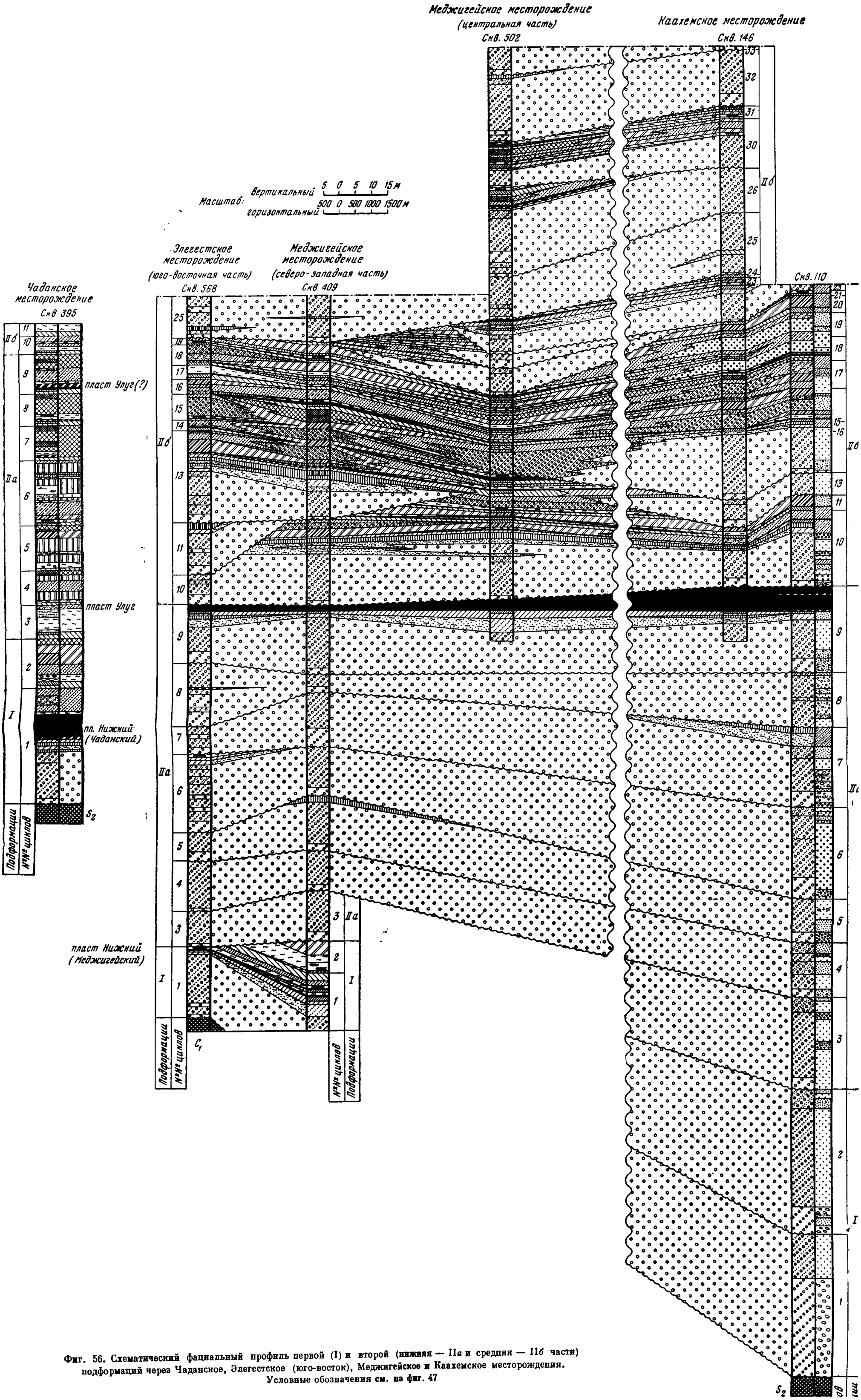
Анализ строения нижней части разреза второй подформации показывает, что там, где она сложена аллювием, на площади наблюдается от цикла к циклу снизу вверх по разрезу и с северо-востока на юго-запад постепенное уменьшение размерности обломочного материала и улучшение его сортировки. Одновременно уменьшается мощность косых серий, уменьшается угол наклона косых слойков и они выполаживаются внутри косых серий, появляются слои с почти горизонтальной слоистостью. Это свидетельствует о появлении в разрезе Меджигейского месторождения отложений, характеризующих приустьевую часть русла пра-Улугхема. На постепенную ингрессию бассейна седиментации к северо-востоку указывает также разрез Чаданского месторождения. В верхней части его появляются мергели и известняки в основном прибрежно-бассейнового характера (фиг. 56), которые отсутствуют в нижней части разреза.

В начале цикла № 9 (цикл пласта Улуг) бассейн седиментации располагался в центральной части юго-запада прогиба (фиг. 57). Однако к середине этого цикла бассейн ингрессировал далеко в глубь суши и захватил всю юго-западную и центральную части прогиба (фиг. 58). Ингрессия была обширной и обеспечила длительное заболачивание прибрежных пространств, включая дельту пра-Улугхема. Торфообразующая зона была относительно неширокой из-за все еще большого превышения

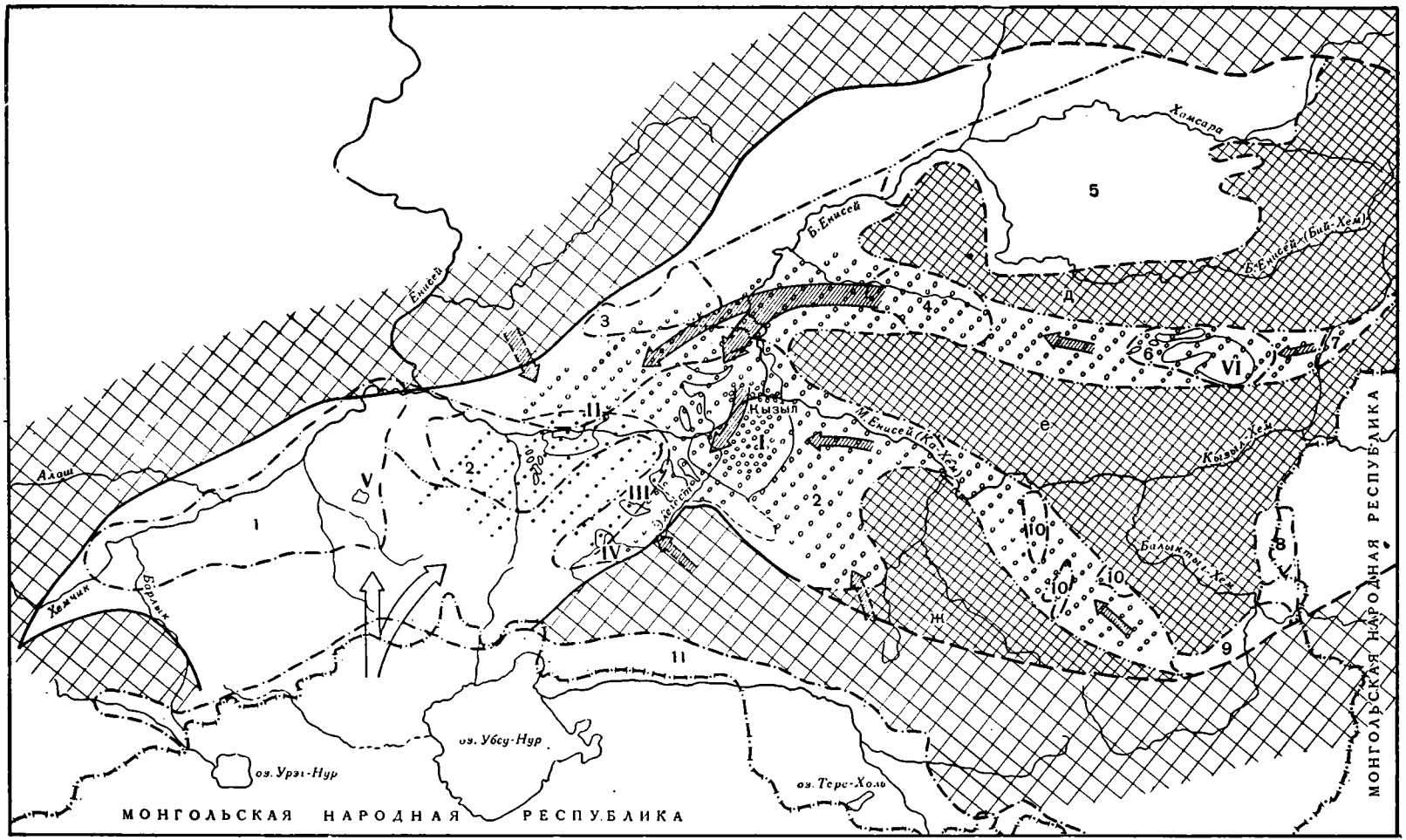


Фиг. 55. Процентное соотношение литологических типов пород первой и второй (нижняя часть) подформаций (улугхемская свита).

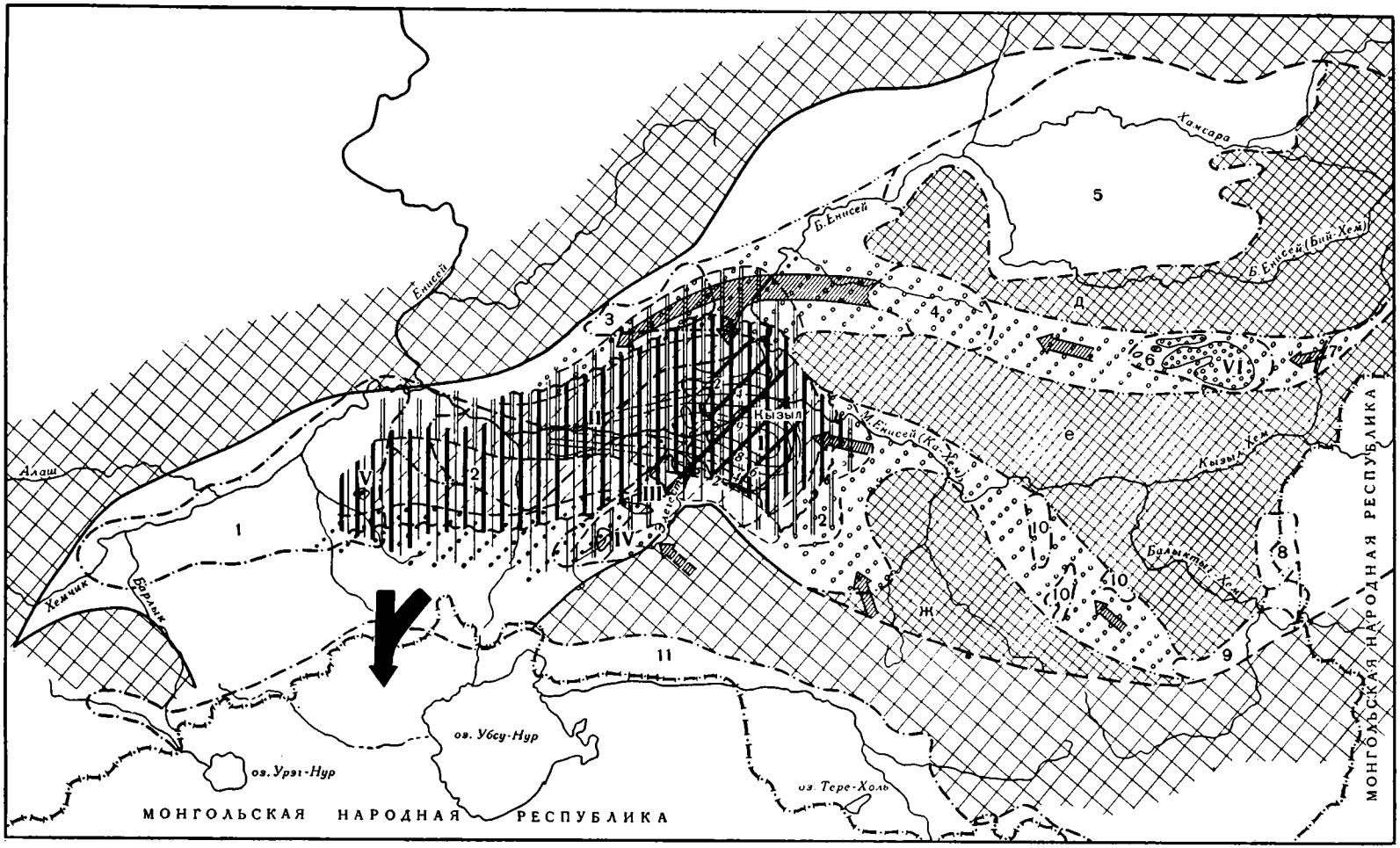
Конгломераты: *1* — крупногалечниковый, *2* — среднегалечниковый, *3* — мелкогалечниковый, *4* — нерасчлененные. Гравелиты: *5* — крупнозернистый *6* — среднезернистый, *7* — мелкозернистый, *8* — нерасчлененные. Песчаники: *9* — крупнозернистый, *10* — среднезернистый, *11* — мелкозернистый *12* — нерасчлененные; *13* — переслаивание аргиллитов, алевролитов и песчаника мелкозернистого. Алевролиты: *14* — крупнозернистый, *15* — мелкозернистый, *16* — нерасчлененные; *17* — аргиллит; *18* — известняк; *19* — аргиллит и алевролит мелкозернистый, углистые; *20* — уголь



Фиг. 56. Схематический фациальный профиль первой (I) и второй (нижняя — II*а* и средняя — II*б* части) подформаций через Чаданское, Элегестское (юго-восток), Меджигейское и Каахемское месторождения.
Условные обозначения см. на фиг. 47



Фиг. 57. Схематическая палеогеографическая карта аллювиально-озерно-прибрежно-бассейновой угленосной подформации. Конец регрессии — начало ингрессии цикла № 9. Условные обозначения см. на фиг. 53



Фиг. 58. Схематическая палеогеографическая карта аллювиально-о зерно-прибрежно-бассейновой угленосной подформации. Конец ингрессии цикла № 9. Условные обозначения см. на фиг. 53.

северо-восточной части прогиба над юго-западной. Однако это превышение было уже значительно меньшим, чем во время образования угольного пласта Нижнего (первая подформация).

Торфообразующая зона располагалась вдоль линии побережья. Она постепенно выклинивалась в западном и восточном направлениях и более резко — в северо-восточном и юго-западном, т. е. вдоль оси прогиба. Из анализа изолиний мощности пласта Улуг видно, что наибольшую мощность он имеет на Каахемском и Эрбекском (юго-восточная часть) месторождениях. В сторону Инитальского месторождения, т. е. по направлению к борту прогиба и окраине торфообразующей зоны, пласт Улуг (Мощный, в обозначении А. Л. Лосева) приобретает сложное строение. Он состоит из чередования, в основном, гелито-посттелинитовых углей с фюзеном (переходные к гелифюзинитоподобным), углистых аргиллитов и прослоев пустых пород — аргиллитов и мелкозернистых алевролитов, обогащенных обугленным растительным детритом. Одновременно сокращается его мощность до 5,77 *м* (фиг. 51).

После прекращения торфонакопления бассейн седиментации продолжал еще ингрессировать на северо-восток и восток. В прибрежных частях бассейна и на его побережье в озерах и межрусловых пространствах дельты накапливались алеврито-глинистые и песчаные осадки, составляющие верхнюю часть цикла с пластом Улуг.

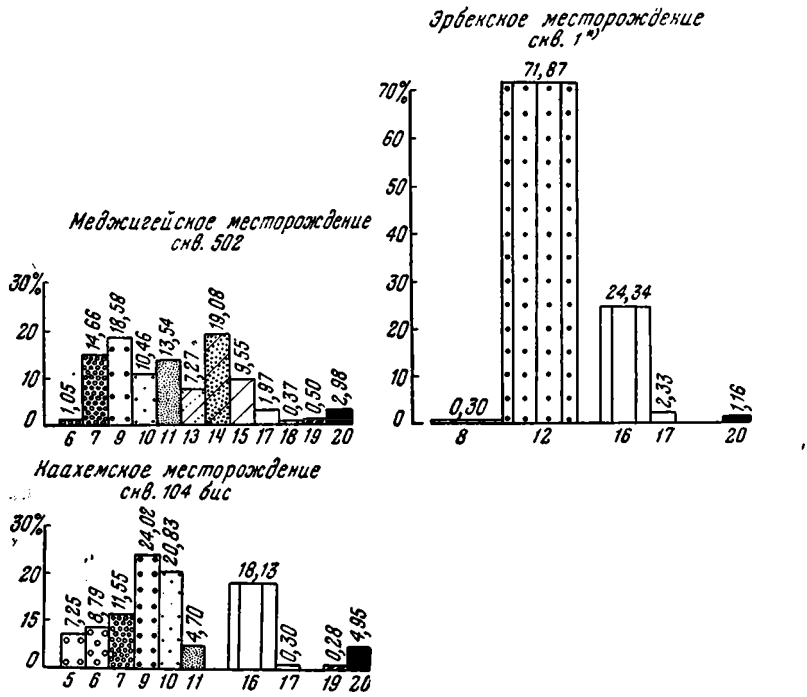
Далее произошли резкие изменения в условиях образования второй подформации. Если для ее нижней части было характерно развитие на большей территории прогиба главным образом аллювиальных отложений, то после образования пласта Улуг их количество резко сокращается, но для средней части второй подформации оно все еще в среднем достигает 50—60%.

Из описания разреза второй подформации (стр. 180—185) видно, что ее средняя часть представляет чередование участков разреза, состоящих преимущественно то из аллювиально-озерно-болотных и аллювиально-прибрежно-бассейновых циклов и их разновидностей, то из озерно-болотных, прибрежно-бассейновых и даже бассейновых циклов. Такое строение разреза средняя часть второй подформации имеет практически на всей площади ее распространения. Однако количественное соотношение в чередовании различных типов циклов неодинаково. Так, по-прежнему наибольшее развитие аллювиальные отложения имеют на Каахемском и Эрбекском месторождениях, в Экки-Оттугской синклинали, а в юго-западном направлении постепенно замещаются озерно-болотными и прибрежно-бассейновыми осадками.

В еще более наглядной форме это проявляется для верхней части второй подформации. На Меджигейском месторождении разрез за редким исключением представлен чередованием озерно-болотных (мало), прибрежно-бассейновых и бассейновых циклов, которые частично в сторону Эрбекского и Каахемского месторождений сменяются озерно-болотными, аллювиально-озерно-болотными и аллювиально-прибрежно-бассейновыми циклами. В этом же направлении происходит общее увеличение размерности пород и ухудшение их сортировки (фиг. 59). Так, если гравелиты и песчаники на Каахемском и Эрбекском месторождениях в разрезах средней и верхней частей второй подформации соответственно составляют 78,14 и 72,17%, то в сторону Меджигейского месторождения их количество уменьшается до 58,29%. Одновременно увеличивается содержание алевролитов от 18,13 до 35,90% и уменьшается угленосность с 4,95 до 2,98%. Кроме того, на Меджигейском месторождении появляются первые известняки (0,37%), количество которых, как мы знаем, увеличивается вверх по разрезу.

В соответствии с этим происходит также изменение строения самого аллювия. На Каахемском месторождении русловой аллювий представлен

более грубым материалом, размерность которого уменьшается в сторону Меджигейского месторождения. На последнем он имеет лучшую сортировку материала, более пологую косую слоистость; несколько большее развитие здесь получает пойменный аллювий. В ряде случаев можно



Фиг. 59. Процентное соотношение литологических типов пород в средней и верхней частях второй подформации (нижнекызыльская свита). Условные обозначения см. на фиг. 55

наблюдать замещение руслового и пойменного аллювия типично дельтовыми отложениями (фиг. 56, циклы 15—16, косой срез). На всех профилях (фиг. 48, 50, 52 и 56) видны многочисленные, в основном поперечные срезы речных долин, их соотношение между собой, с подстилающими и боковыми породами. Сходные с Меджигейским месторождением обстановки осадконакопления существовали на Инитальском месторождении.

Интенсивная периодическая ингрессия бассейна седиментации в глубь суши вызвала резкое изменение в распределении на территории прогиба обстановок осадко- и угленакопления и их соотношения друг с другом. К концу времени образования второй подформации вся юго-западная и центральная части прогиба представляли собой бассейн седиментации, где в относительно глубоководных и удаленных от побережья частях накапливались известковистые песчано-алеврито-глинистые осадки и известняки. Как первые, так и вторые известны не только на Меджигейском, но и на Эрбекском и Каахемском месторождениях. Они появились раньше на Меджигейском месторождении, а по мере ингрессии бассейна седиментации известняки все дальше и дальше проникали на восток и северо-восток, смещаясь снизу вверх по разрезу.

После накопления мощного угольного пласта Улуг началось постепенное сокращение угленосности разреза и ее миграция на северо-восток вслед за побережьем, в зоне которого она для каждого момента была относительно повышенной. Поэтому для средней и верхней частей второй подформации относительно наибольшая угленосность была характерна для Каахемского и Чихачевского месторождений, т. е. для северо-востока

Улугхемской угленосной площади. Появление в разрезе повышенной угленосности всякий раз предшествовало накоплению известняков, и в таком же порядке они с некоторым интервалом смещались друг за другом в северо-восточном и восточном направлениях. С изменением общего характера строения разреза менялись генетические типы углей. Поскольку в разрезе второй подформации в средней и особенно в верхней ее частях стали преобладать прибрежно-бассейновые и бассейновые циклы, то все в большем и большем количестве соответственно угольные пласты слагались преколлинитовыми и коллинитовыми углями.

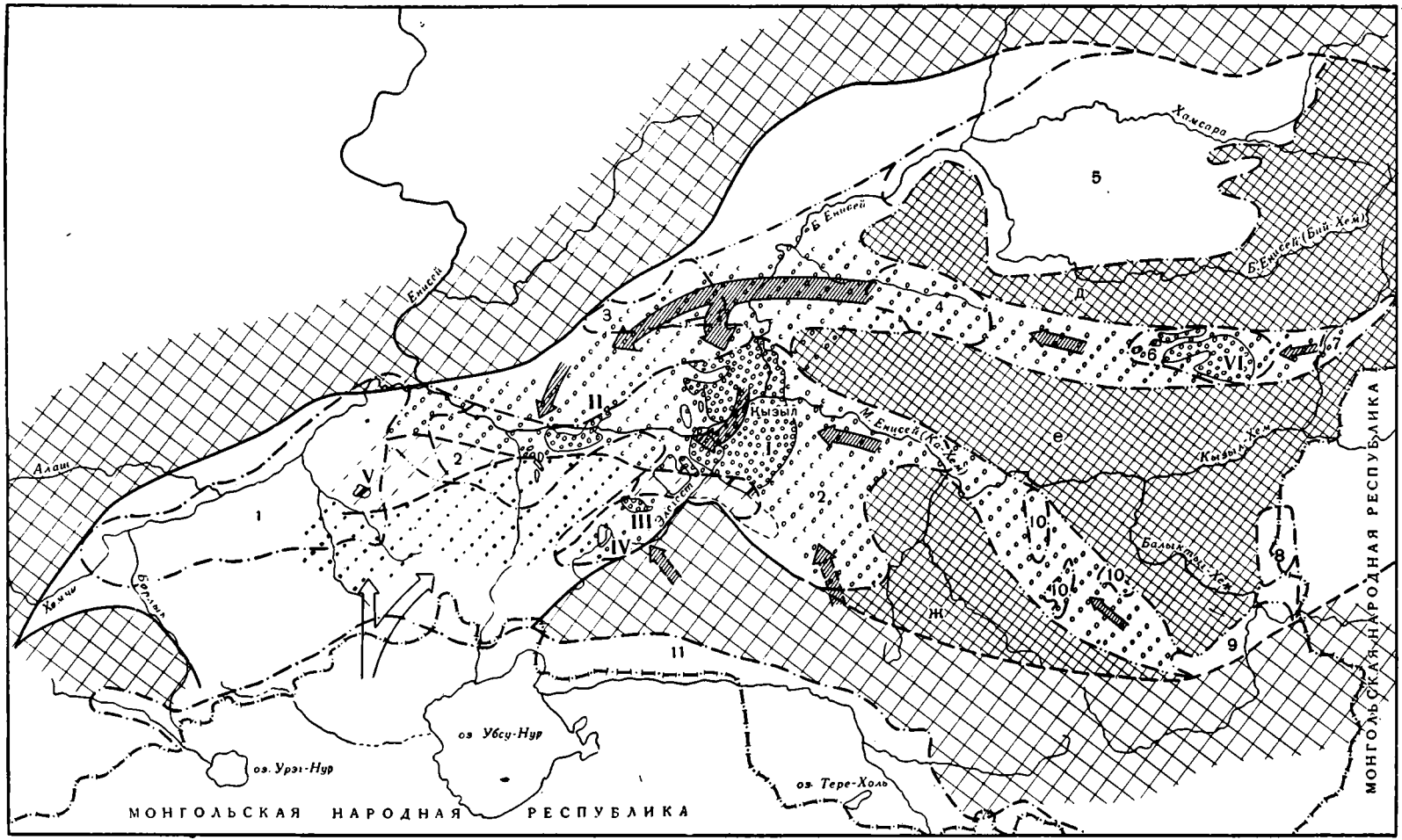
По мере уменьшения общей угленосности разреза сокращалась интенсивность заболачивания отложений и мощность почвенных и подпочвенных образований, постепенно исчезали озерно-болотные отложения. Последние появлялись эпизодически, в связи с чем иногда отмечается локальное повышение угленосности. Одновременно изменялся характер строения кровли угольных пластов. Если раньше угольные пласты покрывались отложениями генетических типов, представленных аргиллитами, мелкозернистыми алевролитами, почти черного цвета, с тонкой горизонтальной слоистостью и обилием мелкого обугленного растительного детрита (тип БПП-1), или аргиллитами, мелкозернистыми алевролитами, с тонкой горизонтальной слоистостью и листовой флорой хорошей сохранности (тип БПП-2), или мелкозернистыми, глинистыми алевролитами с тонкой горизонтальной, участками линзовидной слоистостью (тип БПП-3), то теперь все чаще и чаще стали появляться аргиллиты, иногда мелкозернистые алевролиты, со слабо выраженной тонкой горизонтальной слоистостью и железисто-карбонатными конкреционными образованиями. В целом отложения генетических типов стали меньше содержать включений обугленных растительных остатков и их детрита.

Изменения в распределении зон седиментации на площади прогиба сказались и в расположении основного русла пра-Улугхема. Если во время первой подформации его русло проходило северо-западнее Улугхемской угленосной площади по направлению Усть-Уюк — Баян-Кол и далее на юго-запад, то к концу образования второй подформации оно сместилось в этой части прогиба на юго-восток, вслед за смещением оси прогиба. Теперь основное русло пра-Улугхема в моменты наибольшей регрессии бассейна седиментации проходило непосредственно через северную и западную части Улугхемской угленосной площади.

Восстановление условий накопления отложений третьей подформации в какой-то мере представляет значительные трудности, поскольку приходится основываться только на материалах разреза горы Бом и смежных с ней районов, где обнажается ее нижняя часть. Однако установленное соотношение зон седиментации и закономерно направленное их смещение в разрезе и на площади прогиба во время образования первой и второй подформаций позволяют подойти к восстановлению условий накопления осадков третьей подформации в целом.

Начало времени образования третьей подформации ознаменовалось регрессией, которая, очевидно, была обширной. Бассейн седиментации располагался на юго-западе прогиба за пределами Улугхемской угленосной площади (фиг. 60). Вновь получили широкое развитие аллювиальные отложения, характерные в основном для более восточных районов прогиба. Обнажающиеся на левом берегу Енисея у подножья горы Бом песчаники, которыми начинается разрез третьей подформации, уже не являются типично аллювиальными; у них появляются признаки дельтовых отложений, что свидетельствует о близком, где-то юго-западнее горы Бом, расположении зоны побережья.

Наступившая новая ингрессия бассейна седиментации была, по-видимому, не обширной, но более или менее устойчивой; она обеспечила формирование аллювиально-прибрежно-бассейнового цикла с маломощным



Фиг. 60. Схематическая палеогеографическая карта аллювиально-прибрежно-бассейновой слабо угленосной подформации. Нижняя часть подформации. Конец регрессии — начало ингрессии. Условные обозначения см. на фиг. 53

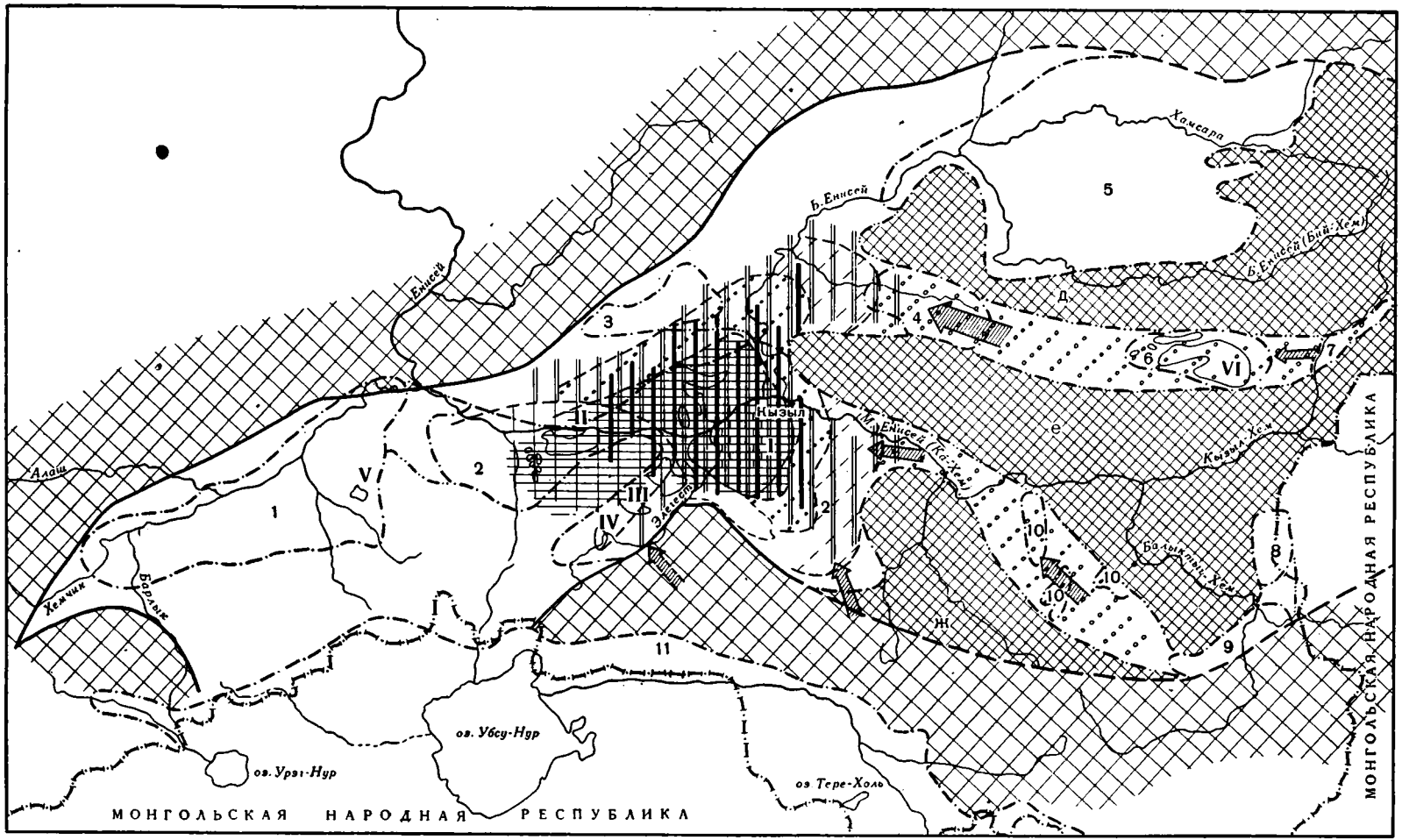
невыдержанным угольным пластом. Последовавшая за ней регрессия частично уничтожила ранее накопившиеся прибрежно-бассейновые осадки, а в ряде случаев и верхи торфяника, который в районе горы Бом с эрозионным размывом перекрывается аллювиальными отложениями следующего цикла. Бассейн седиментации вновь отступил на юго-запад, и линия его побережья располагалась где-то совсем поблизости, на юго-западе от горы Бом.

Новая ингрессия на длительное время превратила юго-западную и центральную части прогиба в бассейн седиментации (фиг. 61). В начальный период в районе горы Бом в придельтовой части пра-Улугхема накопился русловой и относительно хорошо развитый пойменный аллювий, составивший нижнюю часть второго аллювиально-прибрежно-бассейнового цикла. Затем этот район дважды подвергся заболачиванию с образованием относительно невыдержанных торфяников — угольных пластов; верхний из них является пластом Салдамским. В дальнейшем побережье длительное время уже не возвращалось в район горы Бом и находилось где-то северо-восточнее и восточнее на значительном удалении, уже за пределами современных контуров распространения угленосных отложений. Здесь, на востоке прогиба побережье также периодически заболачивалось и давало той или иной мощности торфяники.

В центральной части прогиба в это время находились относительно глубоководные и удаленные от побережья участки бассейна седиментации, в которых накапливались алеврито-глинистые, часто известковистые осадки и в той или иной мере обогащенные песчано-алеврито-глинистым материалом известняки. Последние обычно содержат в большом количестве разнообразных пелеципод — *Subcardinia sibiriensis* (Leb.), *S.* cf. *turfanensis* Martins., *Pseudocardinia murtinensis* (Leb.), *Ps. pusilla* nov. sp., *Ps. subacuminata* Martins., *Ferganoconcha* cf. *minor* Martins., *F. gigas* nov. sp., *Carpolites* sp. и др. Изучение разреза, который составляет примерно две пятых общей мощности третьей подформации, показало, что снизу вверх по разрезу в районе горы Бом наблюдается постепенное исчезновение песчано-алевритовой и убывание глинистой примеси в известняках, а затем в обратном порядке нарастание их количества. В верхней части этого разреза появляются прибрежно-бассейновые отложения, характеризующие условия подвижного мелководья. Из этого следует, что вначале бассейн седиментации периодически все далее и далее ингрессировал в глубь суши, а затем начал медленно отступать на юго-запад.

Начавшаяся регрессия бассейна седиментации постепенно достигла района горы Бом, в разрезе которой появились песчаники, характеризующие приустьевой аллювий, а может быть и периферическую часть дельтовых отложений. Линия побережья теперь проходила непосредственно в районе горы Бом, откуда довольно резко поворачивала на запад к Инитальскому месторождению и на юго-запад, пересекая Онкажинскую и Актальскую впадины. Затем бассейн седиментации вновь начал периодически ингрессировать, с каждым разом все дальше и дальше проникая в глубь суши. В результате данной ингрессии и последовавшей затем регрессии образовался разрез, сходный с нижней частью третьей подформации. Это сходство очень хорошо подтверждается характером строения известняков и изменения их типов снизу вверх по разрезу.

После накопления незначительной мощности приустьевого аллювия район горы Бом трижды подвергался заболачиванию с накоплением в болотах маломощных торфяников. Усилившаяся ингрессия постепенно сместила зону побережья далеко на северо-восток и восток, в результате чего на юго-западе и в центре прогиба отлагались в основном бассейновые и прибрежно-бассейновые осадки. К концу времени образования третьей подформации началось новое отступление бассейна седиментации на юго-запад, и линия побережья достигла района горы Бом. Хотя здесь



Фиг. 61. Схематическая палеогеографическая карта аллювиально-прибрежно-бассейновой слабо угленосной подформации. Нижняя часть подформации. Конец ингрессии — начало регрессии. Условные обозначения см. на фиг. 53

непосредственно и не встречены дельтовые отложения, но в разрезе имеются прослои и линзы углистых пород и глинистых углей, характеризующие условия заиливания и заболачивания окраины побережья. Наряду с озерно-болотными и болотными отложениями здесь же встречаются известняки прибрежно-бассейнового генезиса.

Из приведенного соотношения зон осадко- и угленакопления в разрезе и на площади прогиба в различные отрезки времени образования третьей подформации видно, что суша по-прежнему находилась на северо-востоке, востоке и юго-востоке, а бассейн седиментации — на юго-западе прогиба. К этому времени Восточно-Тувинское нагорье, являвшееся основным поставщиком обломочного материала, а также окружавшие прогиб возвышенные пространства в значительной мере были снивелированы; сам прогиб в целом, особенно его юго-западная и центральная части, представлял довольно плоскую в рельефе структуру. Река пра-Улугхем продолжала стекать с Восточно-Тувинского нагорья, но дренировала уже более восточные его районы. Другой крупной водной артерией служила река, дренировавшая южную окраину Восточно-Тувинского нагорья и нагорье Сангилен. Если раньше она была левым притоком пра-Улугхема, то во время образования третьей подформации непосредственно впадала в бассейн седиментации.

После накопления осадков прибрежно-бассейновых циклов с прослоями и линзами углистых пород и глинистых углей, составляющих самую верхнюю часть третьей подформации, регрессия резко усилилась и бассейн седиментации отступил далеко на юго-запад, возможно даже покинул пределы Тувинского прогиба. Появление в верхах разреза пестроцветных пород, очевидно, указывает на первые признаки изменения климата в сторону его аридизации. Тувинский прогиб был превращен в сушу, где в речных долинах накапливались аллювиальные отложения, составляющие уже основание новой формации.

Глава XI

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ ГУМУСОВЫХ УГЛЕЙ В РАЗРЕЗЕ И НА ПЛОЩАДИ ТУВИНСКОГО МЕЖГОРНОГО МЕЗОЗОЙСКОГО ПРОГИБА И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ

ВВЕДЕНИЕ

Выяснение условий седиментации и особенностей превращения растительного материала в процессе торфонакопления с последующим преобразованием его в уголь, а также установление причин, обусловивших эти процессы, составляет одну из основных проблем геологии вообще и угольной геологии, в частности. И эти вопросы, к сожалению, очень длительное время не находили своего должного разрешения. Причиной этого было отсутствие комплексного подхода к изучению углей и вмещающих угли отложений, при котором те и другие изучались в отрыве друг от друга.

Так, например, следствием этого явилось, что до недавнего времени угли среднего карбона Донбасса по петрографическому составу считались однотипными, поскольку они в основном (до 92—95%) слагаются кларенами (Ергольская, 1937, 1939; Погребицкий, 1937; Шкуренко, 1941). В свою очередь, углехимики (Видавский и Рябоконева, 1941; Самойлович, 1950) утверждали, что гумусовые угли Донбасса различны по химико-технологической характеристике и представлены менее и более восстановленными углями.

В связи с этим в 1947—1950 гг. под руководством Ю. А. Жемчужникова было проведено комплексное литолого-фациальное и углепетрографическое исследование угленосных свит Донбасса и приуроченных к ним угольных пластов. В результате исследований выяснилось, что клареновые угли среднего карбона Донбасса не однотипны и различаются по строению гелефицированного вещества, которое в них резко преобладает. Было установлено два генетических типа клареновых углей: 1) клареновые угли со структурным гелефицированным веществом, являющимся результатом слабой степени разложения растительного материала и 2) клареновые угли с однородным гелефицированным веществом, образовавшимся при почти полном разложении исходного растительного материала (Боголюбова и Яблоков, 1951). Сопоставление выделенных типов клареновых углей с общими условиями осадконакопления позволило выявить определенную приуроченность того или другого типа углей к различным палеогеографическим обстановкам и тем самым объяснить причины их возникновения (Тимофеев, 1952). Полученные результаты послужили основой для разработки принципов построения генетической классификации углей Донецкого бассейна (Тимофеев, 1956_1, 1960_2).

В дальнейшем подобные исследования были проведены в Тувинском мезозойском межгорном прогибе, где они не только подтвердили сделанные ранее выводы, но и расширили и уточнили представления о механизме и особенностях превращения растительного вещества в различных палеогеографических и тектонических обстановках. Были выявлены некоторые черты строения угольных пластов, распределения генетических типов углей как в пределах пластов, так и в разрезе и на площади развития угленосной формации, разработана генетическая классификация углей Тувинского прогиба.

СТРОЕНИЕ НЕКОТОРЫХ УГОЛЬНЫХ ПЛАСТОВ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ УГЛЕЙ В РАЗРЕЗЕ И НА ПЛОЩАДИ ПРОГИБА

Комплексное литолого-фациальное изучение углей и вмещающих угли отложений юрской угленосной формации Тувинского прогиба позволило установить, что генетические типы углей в разрезе и на площади прогиба располагаются не беспорядочно, а вполне закономерно, приурочиваясь к определенным обстановкам. Так, телинитовые и посттелинитовые угли всегда связаны с аллювиально-озерно-болотными, аллювиально-прибрежно-бассейновыми и бассейновыми циклами, а преколлинитовые и коллинитовые угли — с озерно-болотными и прибрежно-бассейновыми циклами. В свою очередь, в пределах этих групп набор генетических типов углей может быть различным; могут преобладать, например, угли только ряда гелефикации, или ряда фюзенизации, или ряда гелефюзенизации. Преимущественное развитие тех или иных типов зависит от местоположения той или иной соответствующей обстановки в общей палеогеографии прогиба.

Аллювиально-озерно-болотная слабо угленосная подформация, которой начинается разрез угленосной формации, кроме одного-двух маломощных и невыдержанных угольных пластов, часто представленных в большей части углистыми аргиллитами, содержит один угольный пласт рабочей мощности — пласт Нижний (табл. 14). Он известен на Чаданском, Онкажинском и Меджигейском месторождениях, где имеет рабочую

Таблица 14

Угленосность отложений аллювиально-озерно-болотной слабо-угленосной подформации

Показатель	Месторождения						
	западной части Тувы			Улугхемского бассейна			
	Чаданское	Инитальское	Онкажинское	Меджигейское	Элегестское (Усть-Элегест)	Эрбекское	Каахемское (север)
Мощность подформации, *м*	50	70	60	70	30	—	100
Общее количество угольных пластов	1	—	3	2	2	—	—
Общее количество угольных пластов рабочей мощности	1	—	1	1	—	—	—
Максимальная мощность всех пластов угля, *м*	2,4—13,4	—	1,40—5,10	1,70	0,50	—	—
Максимальная мощность всех рабочих пластов угля, *м*	2,4—13,4	—	0,90—4,60	1,45	—	—	—
Коэффициент общей угленосности	4,8—26,8	—	2,00—7,29	2,43	1,67	—	—
Коэффициент рабочей угленосности	4,8—26,8	—	1,50—6,57	2,07	—	—	—
Максимальная мощность угольного пласта, *м*	13,4	—	4,60	1,45	0,30	—	—

мощность. Севернее, в сторону Элегестского месторождения он выклинивается, уменьшаясь до 0,2—0,3 *м* мощности. Пласт Нижний входит в состав аллювиально-озерно-болотного или аллювиально-прибрежно-бассейнового цикла и представлен углями с телинитовой или посттелинитовой структурой. Так, на Меджигейском месторождении (фиг. 49) пласт Нижний участками имеет сложное строение за счет включения одного-двух прослоев углистого аргиллита; последние встречаются в кровле и почве угольного пласта. В большей своей части пласт Нижний представлен гелито-телинитом древесинным, содержащим незначительное количество минеральных примесей. Как правило, их количество несколько увеличивается в приконтактных зонах, предшествующих прослоям углистого аргиллита. Прослои, следующие вслед за углистыми аргиллитами, слагаются гелито-посттелинитовыми углями, т. е. несколько более разложенными по сравнению с гелито-телинитами, и содержат некоторое количество (до 10—15%) мелких обрывков фюзена. Последнее указывает на существовавшую в отдельные отрезки времени некоторую проточность торфяного болота, в котором обрывки растений, помимо гелификации, подвергались окислению. На юго-запад, в сторону Онкажинского месторождения, мощность пласта Нижнего увеличивается до 4,6 *м*. Местами он почти наполовину состоит из углистого аргиллита, переслаивающегося с углем, часто глинистым (2-я разведочная линия). Залегающие на Онкажинском и Меджигейском месторождениях выше пласта Нижнего тонкие пропластки углей приурочиваются к озерно-болотным или прибрежно-бассейновым циклам и имеют преколлинитовую структуру угольного вещества.

Угленосность отложений подформации очень высока; этим она обязана своей малой общей мощности при относительно большой мощности угольных пластов. Последняя убывает в восточном и северо-восточном направлениях с одновременным увеличением в разрезе подформации аллювиальных отложений.

Вторая, аллювиально-озерно-прибрежно-бассейновая угленосная подформация является основной и наиболее угленасыщенной частью формации (табл. 15). В ее разрезе в зависимости от местоположения в общей

Таблица 15

Угленосность отложений аллювиально-озерно-прибрежно-бассейновой угленосной подформации

Показатель	Месторождения			
	западной части Тувы	Улугхемского бассейна		
	Инитальское (правобережное)	Меджигейское	Эрбекское	Каахемское (север)
Мощность подформации, *м* . . .	420	550	630	750
Общее количество угольных пластов	7	35	17	23
Общее количество угольных пластов рабочей мощности	2	7	5	11
Максимальная мощность всех пластов угля, *м*	8,80	16,94	14,23	27,45
Максимальная мощность всех рабочих пластов угля, *м*	7,30	10,03	12,40	21,90
Коэффициент общей угленосности	2,09	3,08	2,26	3,66
Коэффициент рабочей угленосности	1,74	1,82	1,87	2,92
Максимальная мощность угольного пласта, *м*	6,10	4,20	8,25	9,60

палеогеографии прогиба количество угольных пластов колеблется от 7 (Инитальское месторождение) до 35 (Моджигейское), а имеющих рабочую мощность от 2 (Инитальское) до 11 (Каахемское). Одновременно с этим растет максимальная мощность всех рабочих пластов угля, и коэффициент рабочей угленосности повышается от 1,74 до 2,92. Последнее свидетельствует о том, что по мере движения с юго-запада на северо-восток и восток одноименные части разреза становятся все более и более угленасыщенными и увеличивается количество рабочих пластов угля, т. е. происходит смещение угленосности снизу вверх по разрезу в северо-восточном и восточном направлениях.

Первым угольным пластом, имеющим наиболее широкое распространение в пределах прогиба, является пласт Улуг. В Улугхемском бассейне и на Инитальском месторождении (пласт Мощный) он образовался в аллювиально-озерно-болотной обстановке и имеет телинитовую и посттелинитовую структуру угольного вещества. Однако фациальные условия разложения исходного растительного материала были неодинаковыми. Так, на Моджигейском месторождении пласт Улуг (фиг. 51, *в*) представлен исключительно гелито-телинитом древесинным и лишь только в основании (0,1 *м*) несколько обогащен остатками фюзенизированных обрывков растений. Такое строение пласта в целом указывает на то, что этот район в то время испытывал наиболее интенсивное погружение, при котором растительное вещество претерпело незначительное биохимическое разложение.

Близкое по характеру строение угольного вещества имеет пласт Улуг на Каахемском месторождении. В ряде участков, где появляются прослои алеврито-глинистых, часто углистых пород, строение пласта усложняется также за счет появления в его разрезе гелито-посттелинитовых углей, содержащих некоторое количество фюзенизированных остатков растительных тканей.

На Эрбекском месторождении, район которого, как было показано выше, в начальную стадию образования формации представлял возвышенность в рельефе, пласт Улуг имеет сложное строение (фиг. 51, *г*). В отличие от Моджигейского и Каахемского месторождений здесь он слагается в основном гелито-посттелинитом с прослоями гелито-посттелинита, обогащенного фюзеном. Приблизительно в средней части пласта встречен прослой (0,28 *м*) гелито-телинита. Нижняя часть пласта (0,95 *м*) имеет еще более сложное строение, поскольку она состоит из чередования гелито-посттелинитов, гелито-посттелинитов с фюзеном и гелито-преколлинитов, а в ее основании залегает прослой (0,15 *м*) гелито-коллинита. Самая нижняя часть пласта (0,5 *м*) обогащена минеральной примесью.

Гелито-посттелинитовый состав углей пласта Улуг указывает на то, что район Эрбекского месторождения был не просто эрозионной возвышенностью, а представлял собою структурный элемент прогиба, который на фоне общего погружения последнего испытывал относительное поднятие.

На Инитальском (правобережном) месторождении пласт Улуг (пласт Мощный, по А. Л. Лосеву) имеет весьма сложное строение, которое заключается не только в чередовании различных генетических типов углей, но и в присутствии большого числа прослоев алеврито-глинистых и углистых пород (фиг. 51, *а*). В большей части пласта углистое вещество имеет гелито-посттелинитовую структуру, а среди генетических типов преобладают гелито-посттелиниты с фюзеном. В основании и в кровле пласт слагается гелифюзинитоподобным посттелинитом, содержащим примесь алевритового и отчасти глинистого материала. В средней части пласта, так же как и на Эрбекском месторождении, имеется два прослоя (0,05 и 0,12 *м*) гелито-телинита. При общей мощности пласта в 5,77 *м* углистое вещество составляет только 3,83 *м* или 66%.

Южнее, на левобережном Инитальском месторождении, пласт Улуг (пласт Сенекский, по Калиненко, 1959) резко сокращает свою мощность до 2,1 *м* и имеет также довольно сложное строение, хотя он содержит только один прослой (0,11 *м*) мелкозернистого алевролита (фиг. 51, *б*). За исключением своей средней части, которая представлена гелито-посттелинитом (0,25 *м*), обогащенным в низах (0,12 *м*) фюзенизированными обрывками растений, пласт Улуг слагается здесь чередованием гелитотелинитов, гелито-телинитов с фюзеном и гелифюзинитоподобных телинитов. Мощность пласта по углю составляет 1,79 *м* или 85,3%.

Такое строение пласта Улуг Инитальского месторождения на правом и левом берегах Енисея объясняется особым его положением в структуре прогиба и существовавшими в связи с этим палеогеографическими условиями. Прежде всего этот район располагался в прибортовой части прогиба и примыкал к юго-восточному борту Североинитальской доюрской возвышенности. Последняя, очевидно, в то время тоже была не только возвышенностью в рельефе, а представляла структурный элемент прогиба. Это подтверждается посттелинитовой структурой угольного вещества, для образования которого в аллювиально-озерно-болотной обстановке необходимы были условия относительно подвижного торфяного болота. Наличие большого количества прослоев терригенных и углистых пород свидетельствует о том, что этот район располагался не только в прибортовой части прогиба, но и на окраине торфообразующей зоны, где в силу неустойчивой палеогеографии происходили частые изменения условий осадко- и торфонакопления.

Левобережное Инитальское месторождение занимало несколько иное положение в структуре прогиба. Оно располагалось ближе к его центральной части, где на осадко- и особенно торфонакоплении уже не сказывалось влияние Североинитальской доюрской возвышенности. В свою очередь, это месторождение также было приурочено к окраине торфообразующей зоны, но обращенной не к борту прогиба, а в сторону бассейна седиментации. Можно предполагать, что еще дальше в этом направлении мощность пласта Улуг будет постепенно уменьшаться, а болотные и озерно-болотные отложения будут фациально замещаться прибрежно-бассейновыми.

Не совсем ясно положение в палеоструктуре прогиба северо-восточной части Улугхемского бассейна — Чихачевского месторождения и Сессерлигско-Тапсинской мульды. На основании анализа фаций ранее было показано, что эти районы также представляли собой возвышенности в доюрском рельефе и во время первой и, возможно, полностью нижней части второй подформации не вовлекались в осадко- и торфонакопление. Практически это не вызывает сомнения для Сессерлигско-Тапсинской мульды, где аналог пласта Улуг, по нашему мнению, отсутствует, а для Чихачевского месторождения этот вопрос остается в какой то мере открытым. Залегающие здесь в нижней части разреза два сближенных пласта угля (1,00 и 1,70—2,00 *м*) А. Л. Лосев принимает за пласт Улуг. У нас, исходя из общего анализа фаций и распределения палеоландшафтных зон на площади, возникает сомнение в этом. Скорее всего он должен быть отнесен стратиграфически выше и сопоставляться с зоной пластов № 3 и 4 Эрбекского месторождения. К сожалению, собранные нами по естественным обнажениям материалы при изучении Чихачевского месторождения оказались недостаточными для решения этого вопроса.

Пласт угля, принимаемый А. Л. Лосевым за Улуг (фиг. 51, *д*), приурочивается к аллювиальной разновидности аллювиально-озерно-болотного цикла и в большей своей части слагается гелито-телинитовым углем с фюзеном, несколько обогащенным в верхней части алеврито-глинистым материалом. В его основании залегает пачка (0,2 *м*) гелифюзинитоподобного телинита.

Из краткого обзора строения угольного пласта Улуг следует, что характер и степень первичного биохимического превращения растительного материала, которые являются основными критериями для выделения генетических типов углей, в каждом отдельном случае отражают степень геотектонической подвижности или устойчивости области торфонакопления. Так, те районы, которые находились ближе к центральной, осевой части прогиба, испытывали более интенсивные опускания и в аллювиально-озерно-болотных обстановках образовывались угли с телинитовой структурой углистого вещества. В противоположность центральным районам прогиба его прибортовые части, а также тектонически активные участки внутри прогиба, обладавшие относительным поднятием, естественно на общем фоне его погружения испытывали менее интенсивные и неодинаковые по амплитуде опускания. Так появлялись предпосылки для формирования условий относительно подвижных болот, необходимых для образования углей с посттелинитовой структурой. В пределах этих двух генетических групп (телинитовых и посттелинитовых) углей в зависимости от степени обводненности и проточности торфяного болота возникали гелитовые, фюзинитовые и гелифюзинитоподобные угли.

Подобное соотношение между тектоникой и палеогеографией, с одной стороны, и характером и степенью первичного биохимического превращения растительного материала, с другой, нашло подтверждение при анализе материалов по основным угольным бассейнам СССР. Установлено, что «степень разложения растительного материала и генетический тип угля можно рассматривать как индикаторы геотектонического режима, а восстановление последнего по генетическому типу угля — как один из методов расшифровки истории возникновения и развития структур земной коры» (Тимофеев и Боголюбова, 1962, стр. 899).

Из лежащих выше угольных пластов остальной части второй и третьей подформаций наиболее детально изучен пласт № 7 (фиг. 51, *е*) на Меджигейском месторождении, где он был пройден разведочной штольней № 47. Это один из пластов, который, вслед за Улугом, был подвергнут детальной разведке на Меджигейском и Каахемском месторождениях. Так, на первом пласт № 7 приурочивается к аллювиально-прибрежно-бассейновому циклу и соответственно слагается углями с телинитовой и посттелинитовой структурами. Пласт начинается пачкой (0,2 *м*) гелито-прекоплинитового угля, переходящего в гелито-посттелинитовый уголь (0,33 *м*) с включением линз фюзена в нижней части (0,2 *м*). Далее пласт в основном состоит из чередования гелито-телинитов с фюзеном и гелифюзинитоподобных телинитов. В верхней части пласт содержит прослои мелкозернистого алевролита (0,1 *м*) и углистого аргиллита (0,12 *м*). Последнему предшествует прослой (0,12 *м*) гелито-посттелинитового угля с фюзеном, обогащенным глинистым материалом. Пласт № 7 заканчивается пачкой (0,1 *м*) гелито-телинитового угля с фюзеном.

По отдельным шлифам пласт № 7 Меджигейского месторождения изучен в разрезах буровых скважин 504, 502, 508, 509, 565, 511, 512 и др., и его строение несколько отличается только соотношением в разрезе тех же самых генетических типов углей. В тех участках, где пласт № 7 приобретает более сложное строение за счет прослоев терригенных пород, угольное вещество несколько больше обогащается фюзеном и в приконтактных зонах имеет повышенное количество алеврито-глинистой примеси. Телинитовая и посттелинитовая структура угля согласуется с аллювиально-прибрежно-бассейновым типом цикла, заключающим пласт № 7.

Из остальных угольных пластов автором изучено только большинство пластов средней и верхней частей второй подформации. Изучение образцов, отобранных по разрезам буровых скважин 444, 502 и 504 на Меджигейском месторождении (в пределах интервалов, изображенных на схематическом

фациальном профиле, фиг. 50), позволило выявить основные черты строения этих пластов. Если мы обратимся к разрезам скв. 502 и 504 и сопоставим характер строения угольного вещества пластов с теми типами циклов, в которых происходило их образование, то убедимся, что с аллювиально-озерно-болотными и аллювиально-прибрежно-бассейновыми циклами связаны пласты с телинитовой и посттелинитовой структурами угольного вещества, а с озерно-болотными и прибрежно-бассейновыми циклами — только пласты с преколлинитовой и коллинитовой структурами.

Из характера строения разреза видно, что в средней части второй подформации преобладают аллювиально-озерно-болотные и аллювиально-прибрежно-бассейновые циклы, а следовательно, и телинитовые и посттелинитовые угли — гелито-телиниты и посттелиниты с фюзеном и без фюзена. Фюзинитовые и гелифюзинитоподобные угли представляют исключение. В верхней части разреза второй подформации почти все пласты слагаются углями с преколлинитовой структурой, а в самых верхах (циклы № 60—65) появляются типичные коллиниты. Все они представлены гелитами с фюзеновым аттритом и без него. Отдельные образцы углей по ряду других скважин Меджигейского и Каахемского месторождений показывают ту же закономерность в распределении генетических типов углей в разрезе второй подформации. Следует только отметить, что поскольку в разрезе Каахемского месторождения преобладали аллювиально-озерно-болотные и аллювиально-прибрежно-бассейновые обстановки осадконакопления, постольку преимущественное развитие в пределах всей второй подформации получили телинитовые и посттелинитовые угли.

Смена генетических типов углей в пределах генетических групп происходила не только в разрезе, но и на площади торфообразующей зоны. Эту закономерность в общих чертах можно проследить на примере строения пласта Улуг от Инитальского через Эрбекское к Каахемскому месторождению, т. е. по линии, идущей приблизительно параллельно берегу и соответственно вдоль торфообразующей зоны. Если в центральной части последней, т. е. на Каахемском и Эрбекском месторождениях пласт Улуг слагается в основном гелито-телинитами и гелито-посттелинитами с небольшим количеством маломощных прослоев, обогащенных фюзеном, то на Инитальском месторождении наблюдается обратная картина. Там преобладают гелито-посттелиниты с фюзеном, а в нижней и верхней частях пласта присутствуют даже гелифюзинитоподобные посттелиниты. Если учесть, что для этого пласта характерно наличие относительно большого количества прослоев алеврито-глинистых и углистых пород (до 34%), то станет ясным, сколь своеобразны были условия формирования пласта Улуг на Инитальском (правобережном) месторождении. В этом районе, являвшемся окраинной частью торфообразующей зоны и прилегавшем к борту прогиба, практически отсутствовали условия сильно обводненного застойного болота, где могли бы развиваться процессы гелификации в чистом виде. Здесь существовали лишь сильно обводненные, но слабо проточные болота, а в начале и в конце периода торфонакопления даже обводненные и проточные болота, условия которых благоприятствовали формированию гелифюзинитоподобных углей. Следовательно, подобные неустойчивые условия осадко- и угленакопления обусловили частую смену не только различных генетических типов углей, но и обеспечили накопление прослоев алеврито-глинистых и углистых пород.

Таким образом, из краткого обзора строения некоторых пластов угля (в том числе Нижнего и Улуг) в разрезе и на площади прогиба устанавливается, как и во многих других бассейнах, определенная связь между генетическими типами углей и соответствующими обстановками осадконакопления. В торфяных болотах аллювиально-озерно-болотных и аллювиально-прибрежно-бассейновых обстановок исходный растительный

материал претерпевал относительно незначительное изменение, которое не заходило далее посттелинитовой стадии. Иная картина наблюдалась в торфяных болотах озерно-болотных и прибрежно-бассейновых обстановок. Здесь растительный материал более длительное время подвергался воздействию биохимических процессов, приведших в конечном итоге к возникновению углей с преколлинитовой и коллинитовой структурами. Следовательно, распределение генетических типов углей в разрезе и на площади прогиба полностью контролировалось соответствующими обстановками осадконакопления.

Из изложенного выясняется четкая картина распределения генетических типов углей в разрезе и на площади прогиба. Так, в разрезе формации телинитовые и посттелинитовые угли в целом характерны для ее нижней половины (первой и нижней и средней частей второй подформаций), а преколлинитовые и коллинитовые угли — для ее верхней половины. Если рассматривать их распределение на площади прогиба, то на юго-западе его преобладали коллинитовые и преколлинитовые угли, количество которых по мере движения на север, северо-восток и восток постепенно уменьшалось вслед за сменой озерно-болотных и прибрежно-бассейновых обстановок аллювиально-прибрежно-бассейновыми и аллювиально-озерно-болотными. Уже на Каахемском месторождении телинитовые и посттелинитовые угли преобладали. Вполне очевидно, что в еще более северо-восточных и восточных районах прогиба преимущественное развитие должны иметь телинитовые угли.

Отсюда следует, что в целом количество телинитовых и посттелинитовых углей увеличивалось снизу вверх по разрезу по мере движения с юго-запада на северо-восток и восток прогиба, т. е. вслед за изменением соответствующих обстановок осадко- и угленакопления. В этом же направлении, как известно, смещалась зона максимального угленакопления.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ГУМУСОВЫХ УГЛЕЙ ТУВИНСКОГО ПРОГИБА

Комплексное литолого-фациальное и углепетрографическое изучение и формационный анализ юрских угленосных отложений Тувинского межгорного прогиба позволило автору по-новому, с иных методических позиций, подойти к решению вопросов генезиса гумусовых углей и построения их генетической классификации. Ранее, исходя из детального анализа углей (Боголюбова, 1956) и вмещающих их отложений среднего карбона Донбасса (Тимофеев, 1952, 1955_3, 1956_1, 1960_2), автор выявил главнейшие генетические (первичные) факторы образования генетических типов углей, обусловливавшие и направлявшие процессы качественного преобразования растительного вещества в различных палеогеографических и палеотектонических обстановках осадко- и угленакопления. Последующие исследования юрских углей Тувинского прогиба дали возможность несколько углубить и расширить представления в этом направлении (Тимофеев, 1961). Они еще раз с полной убедительностью подтвердили определенную зависимость степени разложения растительного вещества в процессах гелификации, фюзенизации и гелефюзенизации от палеогеографических и палеотектонических условий областей торфонакопления. В дальнейшем были обработаны материалы личных наблюдений, а также проанализированы опубликованные в печати и хранящиеся в фондах работы по основным угольным бассейнам и месторождениям СССР. В дополнение к этому было специально проведено изучение современных торфяников Колхидской низменности в Закавказье, в дельте р. Неман и на территории, прилегающей к Курскому заливу Балтийского моря, а также в некоторых районах Ярославской, Московской и Минской обла-

стей. Обобщение всех этих материалов позволило разработать не только принципы, но и построить единую генетическую классификацию для бурых, каменных и антрацитовых гумусовых углей (Тимофеев, Боголюбова и Яблоков, 1962). Последнее позволяет автору не останавливаться на рассмотрении принципов построения генетической классификации Тувинского межгорного прогиба, а приступить к ее непосредственному изложению.

В основу предлагаемой генетической классификации юрских углей Тувинского прогиба также положен признак строения гелефицированного, фюзенизированного и гелефюзеноподобного вещества, проявляющийся в степени сохранности клеточной структуры растительных тканей и измельчении (биохимическом и механическом) последних в процессах гелефикации, фюзенизации и гелефюзенизации. По этому структурному признаку нами выделены четыре генетические группы углей, соответствующие телинитовой, посттелинитовой, прекоплинитовой и коллинитовой стадиям состояния исходного материала угля (табл. 16). По соотношению гелефицированного, фюзенизированного и гелефюзеноподобного типов вещества, явившихся результатом различной степени обводненности болота и подвижности в нем водной среды (проточность и т. п.), в каждой группе установлены генетические типы углей, которые соответствуют определенным фациям торфонакопления.

Названия генетических типов углей даны по наименованию преобладающего типа вещества (более 50%) в угле. В соответствии с этим признаком среди гелитов выделяются гелито-телиниты древесинные и паренхимные с фюзеном и без фюзена, состоящие в основном из фрагментов гелефицированных тканей и явившиеся результатом слабого разложения растительного материала в процессе гелефикации. Гелито-посттелиниты с фюзеном и без фюзена представлены более измельченным и более разложенным растительным материалом, чем гелито-телиниты. Далее в этом ряду следуют гелито-прекоплиниты и гелито-коллиниты с фюзеновым аттритом и без него. В коллинитовых углях резко преобладает однородное гелефицированное вещество, возникшее при почти полном разложении растительных тканей в процессе гелефикации. Среди фюзинитов в юрских углях прогиба выделяются только фюзинито-телинит (фюзено-ксиленовый уголь), а в ряду гелифюзинитоподобных — гелифюзинитоподобный телинит и гелифюзинитоподобный посттелинит. Не исключено, что и другие генетические типы фюзинитовых и гелифюзинитоподобных углей будут также встречены при изучении всех угольных пластов юрской формации Тувы.

В результате комплексного изучения вещественного состава углей, особенностей петрографического строения угольных пластов и литолого-фациального исследования вмещающих угли отложений были выявлены парагенезы генетических типов углей. Установлено, что генетические типы углей образуют парагенетические комплексы не по типу процесса изменения исходного растительного вещества, как это до наших работ принималось всеми исследователями углей, а по степени разложения и измельчения растительных тканей в период торфонакопления, проявляющейся в структуре гелефицированного, фюзенизированного и гелефюзеноподобного вещества. Эти парагенетические комплексы, которые нами обозначены как генетические группы углей, всегда приурочиваются к определенным обстановкам осадко- и угленакопления и только в них встречаются, что было показано во втором разделе данной главы. Этими группами являются: I — телинитовая — угли со слабой степенью разложения растительного материала, II — посттелинитовая — угли с относительно слабой степенью разложения растительного материала, III — прекоплинитовая — угли с относительно сильной степенью разложения растительного материала, IV — коллинитовая — угли с сильной степенью

Таблица 16

Генетическая классификация среднеюрских гумусовых углей Тувинского межгорного прогиба

Группы углей по типу углеобразующего вещества	Преобладающий характер процесса превращения растительного материала	Главнейшие признаки фаций: характер превращения растительного материала (химизм среды)	Главнейшие признаки фаций: степень обводненности болота	Главнейшие признаки фаций: подвижность водной среды болота	Генетические группы углей по степени разложения лигнино-целлюлозных тканей: I. Угли со слабой степенью разложения растительного материала (телинитовая стадия) — генетический тип	I. Угли со слабой степенью разложения растительного материала (телинитовая стадия) — фация	II. Угли с относительно слабой степенью разложения растительного материала (посттелинитовая стадия) — генетический тип	II. Угли с относительно слабой степенью разложения растительного материала (посттелинитовая стадия) — фация	III. Угли с относительно сильной степенью разложения растительного материала (преколлинитовая стадия) — генетический тип	III. Угли с относительно сильной степенью разложения растительного материала (преколлинитовая стадия) — фация	IV. Угли с сильной степенью разложения растительного материала (коллинитовая стадия) — генетический тип	IV. Угли с сильной степенью разложения растительного материала (коллинитовая стадия) — фация
Гелифузиниты	Гелефюзенизация	Анаэробно-аэробный	Обводненное	Проточное	Гелифузинитоподобный телинит	Подвижных обводненно-проточных торфяных болот	Гелифузинитоподобный посттелинит	Относительно подвижных обводненно-проточных торфяных болот	—	—	—	—
Гелиты	Гелефикация	Аэробно-анаэробный	Сильно обводненное	Слабо проточное	Гелито-телинит древесинный с фюзеном	Подвижных сильно обводненных слабо проточных торфяных болот	Гелито-посттелинит с фюзеном	Относительно подвижных сильно обводненных слабо проточных торфяных болот	Гелито-преколлинит с фюзеновым аттритом	Относительно устойчивых сильно обводненных слабо проточных торфяных болот	Гелито-коллинит с фюзеновым аттритом	Устойчивых сильно обводненных слабо проточных торфяных болот
					Гелито-телинит лигнитовый (лигнит)							
		Анаэробный		Непроточное (застойное)	Гелито-телинит древесинный	Подвижных сильно обводненных застойных торфяных болот	Гелито-посттелинит	Относительно подвижных сильно обводненных застойных торфяных болот	Гелито-преколлинит	Относительно устойчивых сильно обводненных застойных торфяных болот	Гелито-коллинит	Устойчивых сильно обводненных застойных торфяных болот
					Гелито-телинит паренхимный (паренхит)							
Фюзиниты	Фюзенизация	Аэробный и анаэробно-аэробный	Слабо обводненное и «сухое»		Фюзинито-телинит (фюзено-ксиленовый уголь)	Подвижных слабо обводненных и «сухих» застойных торфяных болот	—	—	—	—	—	—
Геотектоническая обстановка (степень подвижности или устойчивости областей торфонакопления)					Подвижные области торфонакопления		Относительно подвижные области торфонакопления		Относительно устойчивые области торфонакопления		Устойчивые области торфонакопления	
Обстановки осадко- и угленакопления					Аллювиально-озерно-болотные Аллювиально-прибрежно-бассейновые Бассейновые				Озерно-болотные Прибрежно-бассейновые			

Примечание. Прочерки означают, что соответствующие генетические типы не были встречены среди изученных углей, но они имеются в других угольных бассейнах и месторождениях, а также возможны в остальной части среднеюрской угленосной формации Тувинского прогиба.

разложения растительного материала. Ниже приводится их краткая характеристика.

I. Угли со слабой степенью разложения растительного материала — телиниты. Для углей этой группы весьма характерно слабое разложение растительного материала, благодаря которому они слагаются в основном крупными обрывками остудневших растительных тканей, не потерявших еще своей первоначальной клеточной структуры. Эта стадия называется телинитовой.

В условиях подвижных, слабо обводненных и «сухих» застойных (непроточных) торфяных болот образовывались фюзинито-телиниты (фюзено-ксиленовые угли). Они состоят из обрывков тканей, стеблей и стволов, измененных в процессе фюзенизации, с незначительной предварительной гелефикацией до семиксилено-фюзена, ксилено-фюзена и фюзена. Иного типа угли возникали, когда растительные остатки подвергались только гелефикации. Здесь, в анаэробной среде сильно обводненного застойного (непроточного) болота, образовывались гелито-телиниты древесинные и гелито-телиниты паренхимные (паренхиты). Наиболее характерны для них ксиловитрены с полузаплывшими и заплывшими клетками, ксиловитрены комковатые, витрены структурные и бесструктурные, витрен В. Ксиленизированные и фюзенизированные ткани представляют исключение. Вещество коллинита (однородная основная масса) присутствует в незначительном количестве. Угли этого типа, как и фюзинито-телиниты, малозольные.

Среди изученных углей нами встречены также гелито-телиниты древесинные с фюзеном и гелито-телиниты лигнитовые (лигниты). Они образовывались уже в условиях слабо проточного, но еще сильно обводненного болота, в котором только некоторые, более рыхлые и, очевидно, менее разложенные обрывки тканей подвергались фюзенизации. Последние в шлифе обнаруживаются в виде темно-бурых или (чаще) черных включений. Для углей типа в целом характерно несколько повышенное содержание минеральной примеси.

В подвижных болотах при несколько меньшей обводненности, но повышенной их проточности, накапливались гелифюзинитоподобные телиниты. В этих условиях растительные ткани, достигнув наибольшей гелефикации в пределах телинитовой стадии, подвергались более сильной, чем в предыдущем случае, фюзенизации. Здесь они преобразовывались до ксиловитрено-фюзена, витрено-фюзена и некоторого количества непрозрачной основной массы. Повышенная проточность в болотах приводила к механическому раздроблению некоторой части растительных тканей и привносу относительно большого количества терригенной и глинистой примеси.

II. Угли с относительно слабой степенью разложения растительного материала — посттелиниты. Последующая стадия, при которой растительные ткани потеряли свою первоначальную форму и клеточное строение, т. е. претерпели дальнейшее биохимическое разложение, названа нами посттелинитовой.

В относительно подвижных, сильно обводненных и застойных болотах в процессе гелефикации из растительных остатков возникали гелитопосттелинитовые угли. Они слагаются обычно мелкими обрывками тканей, представленными в основном ксиловитреном и витреном. Форма отдельных частичек — линзовидная, эллипсоидально-округлая, иногда полосовидная; контуры, как правило, четкие, редко расплывчатые. В исходном материале отмечаются паренхимные, древесинные, коровые, механические ткани стволов, в меньшем количестве — микроспоры, кутикула, смоляные тела и другие форменные элементы. В ряде случаев отмечаются крупные фрагменты гелефицированных тканей и единичные мелкие включения фюзена. Все они цементируются незначительным количеством основной

массы — коллинитом, имеющим несколько более темную окраску по сравнению с другими гелефицированными компонентами.

В этих же болотах, но при появлении в них слабой проточности, образовывались галито-посттелинитовые угли, включающие отдельные, в основном крупные темно-бурые и черные обрывки фюзенизированных тканей. Одновременно они приобретали более разнородную структуру, часто большую неоднородность по размеру слагающих компонентов и повышенное содержание минеральной примеси. По мере увеличения проточности и уменьшения обводненности болот в анаэробно-аэробных условиях накапливались гелифюзинитоподобные посттелинитовые угли с довольно значительным содержанием терригенно-глинистого материала. Для них характерна еще более разнородная структура и текстура; обрывки тканей имеют, как правило, неровные и разрыхленные края, различный размер и форму, беспорядочное расположение.

III. Угли с относительно сильной степенью разложения растительного материала — преколлиниты. При следующей стадии обрывки растительных тканей настолько сильно подвергались разложению, что не обнаруживают четких контуров. Однако они еще не достигли предельного разложения, при котором образуется коллинитовое вещество угля. Поэтому стадия, предшествующая коллинитовой, автором названа преколлинитовой.

Среди изученных углей III группы, накопление которых происходило в относительно устойчивых болотах, установлено два генетических типа: гелито-преколлинит и гелито-преколлинит с фюзеновым аттритом. Они слагаются очень мелкими гелефицированными обрывками тканей, потерявших структуру, но еще иногда сохранивших в слабом, расплывчатом виде свою форму. Местами, соприкасаясь друг с другом, они образуют своеобразную «губчатую» структуру гелефицированного вещества. Подобное превращение растительного материала не позволяет различать первоначальные ткани и поэтому исключает подразделение их по исходному материалу, как это сделано для гелито-телинитов. Из кутинизированных элементов встречаются в небольшом количестве микроспоры, кутикула, единичные смоляные тела и водоросли. Минеральная примесь для этих углей не характерна. Угли первого типа накапливались в сильно обводненных застойных болотах.

Присутствие фюзенового аттрита в углях второго типа объясняется сменой анаэробной среды на аэробно-анаэробную, вызванной появлением слабой проточности болот. Одновременно с фюзенизацией отдельных мелких обрывков тканей осуществлялся привнос главным образом глинистого материала, содержание которого повышалось по мере увеличения количества фюзенового аттрита.

IV. Угли с сильной степенью разложения растительного материала — коллиниты. Эта стадия характеризуется почти полным разложением растительных тканей, при котором структура вещества угля становится однородной (разжижение) или хлопьевидной (коагуляция). Эта стадия предельного разложения растительного материала в процессе гелификации называется коллинитовой.

В этой группе углей, как и в предыдущей, установлено два генетических типа: гелито-коллинит и гелито-коллинит с фюзеновым аттритом. Особенность их строения заключается в резком преобладании в углях прозрачной основной массы — коллинита. Гелефицированные форменные элементы — ксилен, ксиловитрен, витрен — единичны. Микроспоры, кутикула и водоросли встречаются в небольшом количестве. Угли второго типа, в отличие от первого, содержат фюзеновый аттрит и иногда фюзенизированные фрагменты. Они также несколько обогащены минеральной примесью, в основном глинистой, которая обычно ассоциируется с повышенным содержанием фюзенового аттрита. Накопление и преобразование расти-

тельного материала до полного разложения происходило в устойчивых, сильно обводненных и застойных (непроточных) болотах. Некоторая проточность обусловливала появление фюзенового аттрита и глинистого вещества в углях второго генетического типа.

Таким образом, изученные юрские угли угленосной формации Тувинского межгорного мезозойского прогиба дают возможность проследить единый непрерывный ряд разложения исходного растительного материала и разделить его по структурным особенностям на четыре стадии — телинитовую, посттелинитовую, преколлинитовую и коллинитовую. Каждая из них отражает определенные соотношения палеотектонических и палеогеографических условий жизни области торфонакопления. В одних случаях, когда та или иная часть региона в какой-то промежуток времени осадко- и угленакопления характеризовалась устойчивым или относительно устойчивым режимом, в озерно-болотных и прибрежно-бассейновых обстановках образовывались угли с коллинитовой и преколлинитовой структурами — угли III и IV генетических групп. Иной природы угли возникали в аллювиально-озерно-болотных и аллювиально-прибрежно-бассейновых обстановках. Здесь болота носили менее стабилизированный характер, приводивший к появлению углей с телинитовой и посттелинитовой структурами — углей I и II генетических групп. Следовательно, при одном и том же тектоническом режиме в соответствующих обстановках осадко- и угленакопления существовали различные фациальные условия, приводившие в процессах гелификации, фюзенизации и гелефюзенизации к формированию различного по составу, но одинакового по степени разложения вещества углей. Аналогичные выводы были сделаны автором при изучении юрской угленосной формации Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба (Тимофеев, 1962, $1963_{1, 2}$).

Глава XII

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ТУВИНСКОГО МЕЗОЗОЙСКОГО МЕЖГОРНОГО ПРОГИБА И ПРОГНОЗ ЕГО УГЛЕНОСНОСТИ

ВВЕДЕНИЕ

Для выяснения истории геологического развития Тувинского мезозойского межгорного прогиба необходимо в кратких чертах остановиться на его предыстории, которая во многом определила дальнейший ход осадко- и угленакопления и распределение зон седиментации в мезозойское время.

Мезозойский прогиб в общих чертах своего развития унаследовал предшествовавший ему Тувинский средне-верхнепалеозойский прогиб, представлявший в тектоническом отношении «крупную синклинальную структуру сложного строения» (Зайцев, 1957, стр. 679). Последний заложился в начале ордовика на складчатом преимущественно раннекаледонском основании, сложенном породами нижнего, среднего и верхнего кембрия. Отложения, выполняющие прогиб, отделены от его фундамента повсеместным регионально выдержанным перерывом и угловым несогласием.

Границы прогиба устанавливаются по-разному. Так, В. А. Кузнецов (1949, 1954) за границу прогиба принимает распространение в основном только кластических пород среднего девона и моложе. Н. С. Зайцев (1957) более правильно, с нашей точки зрения, очерчивает прогиб, включая в него толщи ордовика и силура, т. е. те отложения, которые здесь своим возникновением обязаны началу заложения прогиба. Н. С. Зайцев следующим образом очерчивает его границы (фиг. 16): «Он (прогиб.— *П. Т.*) вытянут с юго-запада на северо-восток на протяжении 450—500 *км*. На юго-западе прогиб уходит в пределы Горного Алтая и Монголии, на северо-восток — простирается примерно до слияния Бий-Хема и Хамсары, где слепо заканчивается. На северо-западе и юго-востоке прогиб отделяется от обрамляющих его геоантиклинальных поднятий глубинными разломами: в первом случае Саяно-Тувинским, во втором — Убсунур-Бийхемским. В очерченных границах прогиб имеет максимальную (до 150 *км*) ширину на юго-западе и минимальную (70—80 *км*) — противоположном конце» (Зайцев, 1957, стр. 679). Автор уже отмечал (Тимофеев, 1959_2, 1960_1), что если северная, западная и юго-западная границы прогиба не вызывают сомнения, то этого нельзя сказать о его юго-восточной и восточной границах в целом. С нашей точки зрения, юго-восточная граница прогиба совпадает с Убсунур-Бийхемским разломом только в южной части, примерно до района юго-западной границы Совхозно-Березовской синклинали. В остальной части разлом к моменту заложения прогиба был

морфологически выражен слабо и практически не влиял на осадконакопление, а западная, более погруженная часть Тувинской складчато-глыбовой зоны постепенно переходила в приподнятую ее восточную часть. Это подтверждается распределением морских, прибрежно-мелководных и континентальных отложений силура, девона и карбона, которые в восточном и северо-восточном направлениях фациально в соответствующей последовательности замещают друг друга.

Анализ распределения фаций и мощностей этих осадков показывает, что первоначальная площадь их развития на востоке Тувы была значительно шире и не ограничивалась восточной и северо-восточной границами в обозначении Н. С. Зайцева и других. Так, если силур и нижний девон в восточной части своего распространения представлены в основном морскими отложениями, то уже в среднем девоне появляются, а в верхнем девоне преобладают красноцветные песчано-галечниковые отложения аллювиального генезиса, которые в юго-западном направлении сменяются шельфовыми морскими осадками (Варенцов, 1957_2). Дальнейшее отступание морского бассейна и изменение климата привело к накоплению в онкажинское время (C_2—C_3) угленосной толщи.

Из подобного расположения осадков различного генезиса следует, что в силуре, нижнем и отчасти среднем девоне прибрежно-мелководные и континентальные осадки накапливались значительно восточнее и юго-восточнее Убсунур-Бийхемского глубинного разлома, захватив бо́льшую часть Восточно-Тувинского нагорья. Это скорее всего было не площадное и повсеместное их развитие; они, очевидно, приурочивались к широтно вытянутым зонам, связанным с участками, претерпевавшими более интенсивные погружения. Кроме того, единичные находки пород силура в грабенах Восточного Танну-Ола позволили А. И. Левенко (Левенко, 1950, 1960; Левенко и Протопопова, 1954) высказать предположение, что эпиконтинентальное море распространялось также на территорию кембрийской геосинклинали, повторив ее юго-восточную границу. Все это позволяет утверждать, что находящаяся за пределами Убсунур-Бийхемского глубинного разлома западная часть Восточно-Тувинского нагорья, включающая Совхозно-Березовскую синклиналь, впадину Улуг-О, район нижнего и среднего течения р. Каа-Хем и юго-западную окраину Тоджинской впадины, входила в состав средне-верхнепалеозойского прогиба и была в силуре, девоне и частично карбоне вовлечена в осадконакопление.

На юго-западе Тувы, по мнению Н. С. Зайцева (1957) и В. И. Серпухова (1953), Тувинский средне-верхнепалеозойский прогиб, по-видимому, распадался на две ветви: западно-северо-западную, очевидно, соединявшуюся с горноалтайскими одновозрастными структурами, и юго-юго-западную, уходящую в северо-западные районы Монголии.

В процессе накопления осадков в средне-верхнепалеозойское время «зоны максимальных прогибаний и границы областей седиментации в прогибе смещались в направлении с северо-запада на юго-восток. Так, в силуре зона максимального прогибания и наибольших мощностей была приближена к северо-западному борту и совпадала в это время примерно с низовьями правобережных притоков р. Хемчик в западной половине прогиба и с низовьями правобережных притоков р. Бий-Хем в восточной. Однако уже в девоне происходит резкое смещение этой зоны к юго-востоку, и „ось“ прогиба этого времени проходит примерно по водораздельной части хребта Западного Танну-Ола на юго-западе и низовьям Бий-Хема на северо-востоке. Еще больше отклоняется к юго-востоку область седиментации в карбоне.

Таким образом, в целом направленность перемещения „оси“ Тувинского прогиба в течение среднего и верхнего палеозоя идет от более подвижных и длительнее развивавшихся Западно-Саянских структур об-

рамления к ранее консолидировавшимся — Восточно-Тувинским» (Зайцев, 1957, стр. 681).

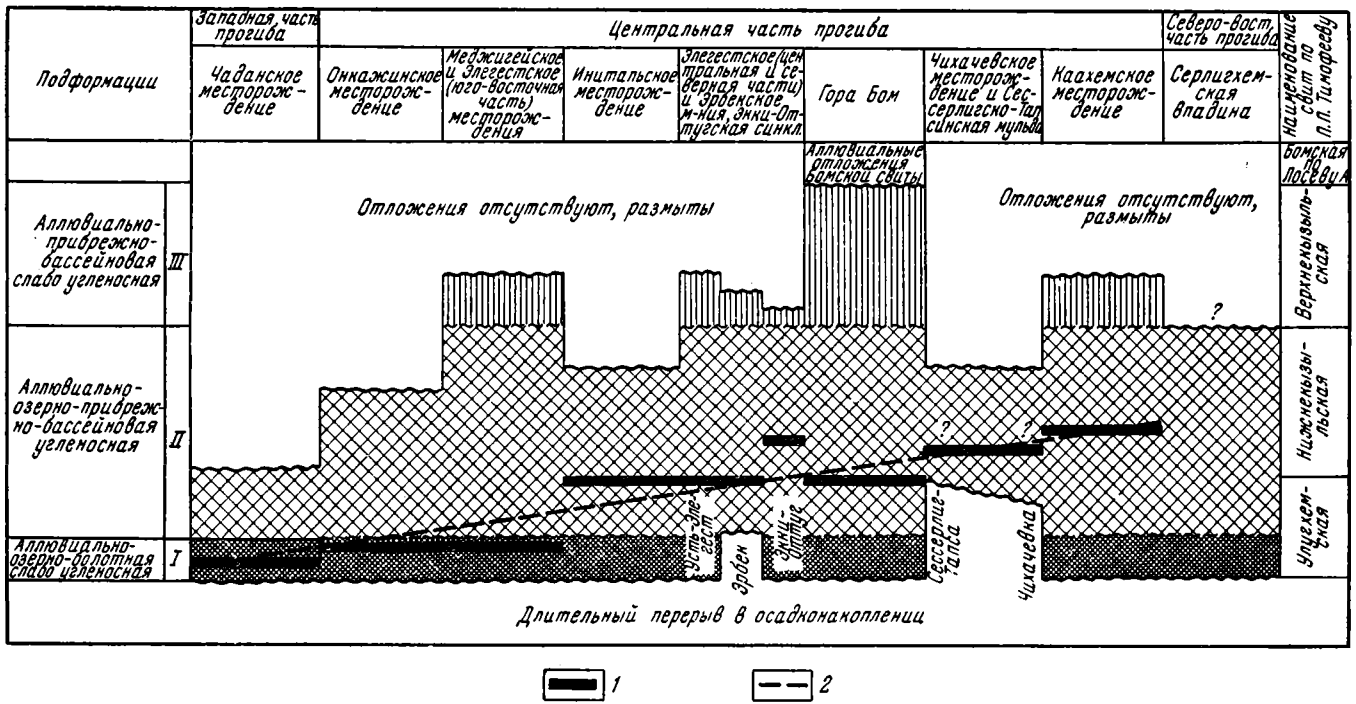
После накопления мощных толщ ордовика и силура (от 0,4—0,5 до 5—6 *км*), девона (от 5,5 до 8,5—9,5 *км*) и карбона (от 1,2 до 1,9 *км*) наступил длительный континентальный перерыв, охвативший пермь, триас и нижнюю юру. В это время происходило интенсивное разрушение ранее накопившихся осадков и их вынос за пределы прогиба в юго-западном и южном направлениях. Не исключена возможность, что одновременно по старым разломам происходили той или иной интенсивности поднятия и опускания отдельных массивов, усложнявших рельеф, который в предааленское время был значительно сглажен, хотя отдельные глыбы типа горы Хайракан (фиг. 17) и возвышались. Так были подготовлены условия для последующего заложения мезозойского прогиба.

ИСТОРИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ЮРСКОЙ УГЛЕНОСНОЙ ФОРМАЦИИ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ РАЗВИТИЯ МЕЗОЗОЙСКОГО ПРОГИБА

В конце нижней — начале средней юры территория Тувинского прогиба начала испытывать новое погружение, которое, очевидно, в основном регулировалось Саяно-Тувинским и Убсунур-Бийхемским глубинными разломами и другими более мелкими зонами нарушений. Это погружение было неравномерным и неодинаковым по амплитуде. Оно сперва проявилось на юго-западе прогиба, а затем постепенно распространялось на северо-восток; кроме того, оно было асимметричным: большее опускание испытывала северо-западная полоса, прилегающая к более подвижным Западно-Саянским структурам. С этого момента началась новая, мезозойская история Тувинского прогиба, в течение которой образовалась аллювиально-озерно-прибрежно-бассейновая угленосная формация (фиг. 62).

В морфологическом отношении этот прогиб в различных своих частях, особенно в начальное время, был выражен неодинаково. В своей западной части он проявлялся более отчетливо, чем на востоке, где прогиб постепенно переходил в более возвышенные пространства Восточно-Тувинского нагорья и нагорья Сангилен. Рельеф прогиба, несмотря на предшествовавший длительный континентальный перерыв, был относительно расчлененным; его расчлененность постепенно возрастала в северо-восточном, восточном и юго-восточном направлениях. Это объясняется тем, что восточная часть прогиба — Восточно-Тувинское нагорье и нагорье Сангилен — принадлежала к зоне наиболее интенсивного проявления глыбовых движений, происходивших по большому числу мелких и крупных разломов, преимущественно широтного или близкого к нему простирания (Лурье и Обручев, 1948; Леонтьев, 1956). Эти разломы имеют длительную историю развития и периодически по ним происходили глыбовые поднятия и опускания. Одна из таких зон в широтном направлении разделяет сейчас и разделяла в юрское время Восточно-Тувинское нагорье на две части: северную, окаймляющую с юго-запада, юга и востока Тоджинскую котловину, и южную, представленную в настоящее время крупным хребтом академика В. А. Обручева.

К этой зоне приурочена р. пра-Улугхем, являвшаяся основным поставщиком в бассейн седиментации обломочного материала. Южная часть Восточно-Тувинского нагорья и нагорье Сангилен также разделялись пониженным пространством, через которое протекал довольно крупный левый приток пра-Улугхема; во время образования третьей подформации он непосредственно впадал в бассейн седиментации и был самостоятельной рекой. Теперь в пределах этих двух зон располагаются современные Терехольская, Шивейско-Тарбагатайская, Белинская, Серлигхемская и



Фиг. 62. Схема строения юрской угленосной формации Тувинского мезозойского межгорного прогиба (по направлению с юго-запада на восток и северо-восток).

1 — линии, разделяющие преимущественное накопление континентальных (внизу) и бассейновых (вверху) осадков, отражают распространение зоны максимальной угленосности разреза; *2* — линия, показывающая смещение с юго-запада на северо-восток снизу вверх по разрезу зоны максимальной угленосности

Улуг-О впадины; предпоследняя заполнена грубыми делювиально-пролювиальными и аллювиальными (в значительной мере горного типа) отложениями. Своим расположением в пределах этих зон они в какой-то мере наследуют направленность в развитии структур и рельефа восточной части прогиба.

Восточно-Тувинское нагорье и нагорье Сангилен в юрское время представляли древнюю сушу и, за исключением своих окраинных частей — Тапсинской и Березовской возвышенностей — не вовлекались в осадко- и угленакопление. Первая просуществовала очень долго и, очевидно, только перед самым временем образования пласта Улуг была в районе Чихачевского месторождения перекрыта осадками. Полностью она прекратила свое существование уже после образования пласта Улуг. Однако все же этот вопрос в значительной мере остается открытым, и не исключено, что Тапсинская возвышенность в целом была вовлечена в осадконакопление значительно позже. Березовская возвышенность, представлявшая приподнятый южный борт прогиба в районе Совхозно-Березовской синклинали, оказывала влияние на распределение зон осадконакопления только во время образования первой и возможно самых низов второй подформаций.

Отличными от этих двух являлись Эрбекско-Баянкольская и Северо-инитальская возвышенности, располагавшиеся внутри прогиба. Они относятся к числу эрозионно-тектонических форм рельефа, которые на фоне общего опускания прогиба испытывали относительные поднятия. Благодаря этому они не только влияли на распределение палеоландшафтов, особенно речных долин и их русел, но и на характер торфяных болот, в которых разложение растительного материала было более длительным, что привело к формированию посттелинитовых углей. Обе эти возвышенности прекратили свое существование в начале образования второй подформации.

В начале своего существования прогиб был асимметричным; его ось проходила ближе к северо-западному борту. Последнее подтверждается тем, что именно в этом направлении простиралась зона наиболее грубых осадков, имеющих аллювиальный генезис, т. е. с его осью совпадало основное русло речной долины. В дальнейшем, по мере накопления осадков, ось прогиба перемещалась в юго-восточном направлении, причем не вся, а ее центральная и частично юго-западная части. Если в начале она протягивалась из района Усть-Уюка — Турана через Баян-Кол (несколько восточнее Инитала) на юго-запад к Хандергайты, то к концу образования формации она из района Усть-Уюка поворачивала на юг и пересекала центральную часть прогиба по направлению к устью р. Меджигей и далее примерно вдоль долины р. Элегест уходила на территорию Монголии. Вслед за осью перемещалось и основное русло пра-Улугхема. На востоке ось прогиба все время занимала примерно одно и то же положение; к этой же зоне здесь приурочивалась долина пра-Улугхема.

С началом среднеюрской седиментации прогиб испытывал погружение, амплитуда которого увеличивалась в юго-западном направлении. В это время широкое развитие получили аллювиальные отложения, а у возвышенностей внутри прогиба и его бортов — делювиально-пролювиальные отложения. По мере погружения прогиба и ингрессии бассейна седиментации в северо-восточном направлении последовательно смещались палеоландшафтные зоны. Так, во время образования цикла № 1 ингрессия достигла центральной части прогиба, а влажный и умеренно теплый климат при благоприятных сочетаниях палеотектонических и палеогеографических условий обеспечил заболачивание прибрежного пространства и накопление относительно мощного торфяника (пласт Нижний). Торфяники протягивались по побережью с запада на восток и занимали пространства между отдельными рукавами и протоками дельты пра-Улугхема и других мелких рек, стекавших с северо-западного и юго-восточного бор-

тов прогиба. Торфообразующая зона не была широкой, поскольку превышение восточной части прогиба над юго-западной было относительно большим, т. е. поверхность прогиба обладала значительным углом наклона. На остальной части прогиба накапливались аллювиальные и кое-где делювиально-пролювиальные отложения. Затем, после еще одной ингрессии, которая едва достигла центральной части прогиба, наступила обширная регрессия бассейна седиментации, и прогиб на большей части своей территории был превращен в сушу. И только в районе Чаданского месторождения и, возможно, Актальского (?) или южнее последнего, попрежнему накапливались озерные и прибрежно-бассейновые осадки.

В результате этой обширной регрессии произошло поднятие, очевидно, не столько самого прогиба, сколько окружавших его возвышенных пространств. Вновь резко усилился вынос крупного обломочного материала пра-Улугхемом и его левым крупным притоком, а также другими мелкими реками, впадавшими в бассейн седиментации. Последующая ингрессия обусловила накопление на огромной территории прогиба мощной толщи аллювиальных отложений. Однако при этом побережье или практически оставалось на месте или в отдельные циклы осадконакопления наращивалось за счет выноса большого количества обломочного материала (псевдорегрессия). Но в дальнейшем по мере выравнивания окружавших прогиб возвышенных пространств вынос обломочного материала ослабился, и бассейн седиментации начал постепенно все сильнее ингрессировать в сторону древней суши, т. е. в северо-восточном и восточном направлениях.

К концу первой трети времени образования второй подформации создались благоприятные условия для заболачивания огромной территории прогиба. Однако оно было устойчивым и длительным только для центральной части прогиба, где в болотах накапливались торфяники, давшие впоследствии относительно мощный пласт Улуг телинитовых и постелинитовых углей. Дальнейшие периодические ингрессии все дальше и дальше смещали палеоландшафтные зоны в глубь прогиба, но столь благоприятные условия длительного заболачивания больше не возникали. В целом после пласта Улуг началось постепенное сокращение угленосности разреза, однако относительно наибольшая его угленосность в каждом цикле была характерна для все более и более восточных районов прогиба, т. е. для тех районов, где в тот или иной момент находилось заболачивающееся побережье.

Вслед за торфяниками в глубь прогиба смещались также зоны прибрежно-мелководного и относительно удаленного от побережья осадконакопления. Это нашло непосредственное отражение в строении разреза: в постепенном исчезновении аллювиально-озерно-болотных и аллювиально-прибрежно-бассейновых циклов и в появлении все в большем количестве прибрежно-бассейновых и бассейновых циклов с известняками, содержащими многочисленную фауну пелеципод.

Время образования второй подформации закончилось новой крупной регрессией бассейна седиментации, благодаря чему последний отступил на юго-запад прогиба. Однако это продолжалось недолго, прогиб вновь стал испытывать погружение и был превращен в относительно мелководный, но обширный седиментационный бассейн, захвативший районы северо-восточнее и восточнее современных контуров развития угленосной средней юры. Это время характеризовалось накоплением в основном довольно однообразных аргиллитов и алевролитов, редко песчаников, с прослоями и слоями глинисто-мергелисто-известковистых осадков и известняков, содержащих фауну пелеципод, весьма характерную для байоса. Лишь изредка наступали благоприятные условия, при которых торфяные болота, развивавшиеся уже за пределами восточной и северо-восточной границ Улугхемского бассейна, своими периферическими частями

Таблица 17

Подразделение кайнозойских отложений Западной и Центральной Тувы и их сопоставление с ее восточными и смежными с ней районами

Четвертичная система (антропоген) по схеме В. И. Громова и др. (1958)			Распределение фауны позвоночных животных	Центральная и Западная Тува (по данным Л. Д. Шорыгиной, 1960)				Центральная и Западная Тува (по данным З. А. Лебедевой, 1938)	Восточный Саян и восточная часть Тувы (по данным С. В. Обручева, 1953)
Система	Отдел	Ярус		Убсунурская впадина	Горная часть Западной Тувы	Долина Енисея и Хемчика в Центрально-Тувинской впадине	Долина р. Каа-Хем, ниже пос. Сизим		
Четвертичная (антропоген)	Голоцен			Аллювий р. Сес-Хем и русловые осадки ее притоков	Песчано-галечниковый аллювий заливаемых и незаливаемых пойм и I надпойменной террасы, содержащей в основании разреза торф с пыльцой голоценового возраста (Торгалык II, по данным О. В. Матвеевой). Открытые торфяники водоразделов (оз. Сот-холь, по данным О. В. Матвеевой)	Аллювий пойм, заливаемых и незаливаемых	Аллювий пойменных и иногда первых надпойменных террас		
	Плейстоцен	Верхний	Обычный мамонт	Слабое врезание. Аллювий нижнего комплекса террас высотой от 3 до 8 *м*, сложенный серыми песками и галечниками	Песчано-галечниковый аллювий нижнего комплекса террас высотой 3—15 *м*, содержащий торфоватые глины с комплексом пыльцы верхнеплейстоценового возраста (Торгалык I, по данным О. В. Матвеевой)	Пролювиальные щебеночники дна овражной сети. Аллювий нижнего комплекса террас (высотой 6—15 *м*). Пески и галечники	Аллювий нижнего комплекса террас (высотой 6—15 *м*). Пески и галечники	Третье оледенение, ограничивающееся областью верхних частей долин, врезанных в троги предыдущего оледенения	Долинные базальты поднятия. Морены последнего верхнечетвертичного оледенения долинного и в отдельных частях полупокровного типа
		Нижний **	Мамонт древнего типа Длиннорогий бизон	Размыв и слабые тектонические движения, приводящие к искривлению аллювия средних террас. Серый щебенчатый пролювий. Аллювий среднего комплекса террас высотой 17—60 *м*, состоящий из серых галечников, с гальками средних размеров в реках, не имевших стока ледниковых вод, и крупными гальками и валунами в реках, имевших сток ледниковых вод	Частичное переформирование гидросети, связанное с тектоническими подвижками. Верхний уровень песчано-галечникового аллювия нижнего комплекса террас высотой 25—50 *м*. Верхняя морена, представленная серыми пылеватыми супесями с валунами, и синхроничные им конечные морены. Чингекаттские солифлюкционно-пролювиальные и озерно-болотные осадки, содержащие пыльцу среднеплейстоценового возраста (по данным О. В. Матвеевой). Средняя морена, сохранившаяся как в виде навалов валунов в пределах низких террас и русел рек, так и в виде валунного материала, лежащего в основании междуморенных отложений	Слабый размыв и врезание гидросети. Аллювий верхнего уровня нижнего комплекса террас. Щебенчатый пролювиальный покров высотой 25—50 *м*. Верхняя морена, представленная серыми пылеватыми супесями с валунами, и синхроничные им конечные морены. Аллювий среднего комплекса террас (высотой 25—45—60 *м*) Пески и галечники с валунами в нижней части	Слабый размыв и врезание гидросети. Верхний уровень нижнего комплекса террас. Лёссовидные покровы на поверхности среднего комплекса террас некоторых притоков Каа-Хема. Аллювий среднего комплекса террас высотой 25—60 *м*. Галечники и пески с валунами и синхроничные им флювиогляциальные отложения разреза Сизима, гравелистые пески с валунами, содержащие гальки базальта	Второе оледенение, давшее ледники значительной величины, приуроченные к долинам, врезанным в поверхность высокогорных плато	Долинные базальты, размыв, врезание гидросети. Морены первого максимального покровного оледенения; распространены главным образом на плоских водоразделах
	Эоплейстоцен *		Фауна отсутствует	Небольшой плоскостной размыв. Бурый пролювий и бурый аллювий, слабо дислоцированные, погребенные под четвертичными осадками	Размыв, местное переформирование гидросети в связи с тектоническими подвижками. Древняя морена, представленная бурыми суглинками и гравием с крупными валунами, лежащая на высокогорных плато и высокогорных увалах, иногда отрезанная от своих центров оледенения последующей эрозией, не имеющая конечных морен. Бурые галечники приводораздельных понижений Западного Танну-Ола, слагающие поверхность верхнего комплекса террас высотой 80—120 *м* в пределах склонов хребта или погребенные под отложениями среднечетвертичного аллювия в областях, прилегающих к впадинам	Долинные базальты, обнаруженные в виде галек в аллювии террас среднего комплекса. Аллювий верхнего комплекса, представленный бурыми галечниками 80—120-метровой террасы Енисея	Долинные базальты 80—120-метровой террасы Каа-Хема. Бурые галечники в разрезе Сизима, лежащие в цоколе среднего комплекса террас	Древнее оледенение, оставившее валунный материал на всей поверхности высокогорного плато. Верхнегобийские известковые пролювиальные брекчии борта Центрально-Тувинской впадины	
Третичная	Неоген	Миоцен — нижний плиоцен	Гиппарион	Угловое несогласие, переформирование гидросети. Озерные, озерно-аллювиальные и пролювиальные осадки периферических частей Убсунурской впадины, представленные мергелем, песком и мелом с гиппарионовой фауной млекопитающих и остатками черепах, с комплексом остракод, пелеципод и гастропод, синхроничных павлодарской свите Казахстана	Общие поднятия хребтов. Размыв. Переформирование гидросети. Угловое несогласие с лежащими ниже осадками. Пролювиальные и озерно-болотные осадки внутригорной впадины верховьев р. Каргы, представленные гравелистыми песками и супесями с прослоями угля	Частичное переформирование гидросети. Размыв. Сильно выветрелые охристые галечники в цоколе четвертичных террас рек Турген и Хемчик у пос. Ийме и красно-бурые пролювиальные суглинки с неясным стратиграфическим залеганием. Песчаный аллювий террасовых останцов Енисея (пески) на высоте 160 *м* и пески окрестностей оз. Хадын и Балгазик в Центрально-Тувинской впадине	Базальтовый покров террасовых останцов. Пролювиальные брекчии района Щербаковки, аллювиальные отложения террасовых останцов Енисея и Каа-Хема (200—250 *м* относительной высоты).		Покров базальтов. Серые аргиллиты, развитые в районе оз. Дозор-Нур и р. Соруг, с прослоями лигнитоносных глин, содержащих комплекс пыльцы, отнесенной И. М. Покровской к миоцену.
	Палеоген	Олигоцен		Карбонатные брекчии, бурые и красные глины и суглинки	Галечники, красные глины и серые пески и песчаники с пыльцой растений олигоцена в древней ложбине р. Карасук				

Примечание: * По схеме В. И. Громова, И. И. Краснова и К. В. Никифоровой нижним отделом четвертичной системы является эоплейстоцен, который включает верхи плиоцена и нижний плейстоцен предшествующих схем.
** Нижний плейстоцен схемы В. И. Громова и др. отвечает среднему плейстоцену предшествующих схем.

достигали этих районов и приводили к образованию, как правило, маломощных и невыдержанных угольных пластов. Еще дальше на востоке, очевидно, накапливались не только бассейновые, но и в значительной мере аллювиальные и озерно-болотные отложения.

В результате неоднократных ингрессий и регрессий в конечном итоге образовалась циклически построенная аллювиально-озерно-прибрежно-бассейновая угленосная формация, сложенная широкой гаммой аллювиальных, делювиально-пролювиальных, озерно-болотных и бассейновых отложений. В подвижных и относительно подвижных торфяных болотах аллювиально-озерно-болотных и аллювиально-прибрежно-бассейновых обстановок в зависимости от их обводненности, застойности и проточности накапливались гелитовые, фюзинитовые и гелифюзинитоподобные угли с телинитовой и посттелинитовой структурами. В относительно устойчивых и устойчивых сильно обводненных застойных и слабо проточных торфяных болотах возникали гелитовые угли, но уже с прекоплинитовой и коллинитовой структурами.

Анализ угленосности разреза формации на площади прогиба показывает, что она была неравномерной и ее распределение определялось направленностью геологического развития прогиба. В начальный момент образования формации угленосность была характерна для нижней части разреза запада и юго-запада прогиба. В дальнейшем по мере смещения зон осадконакопления в северо-восточном и восточном направлениях угленосность также перемещалась вслед за ними. К концу образования нижней части второй подформации она достигла центральных районов прогиба и закончилась мощным угленакоплением в виде пласта Улуг. Поскольку его образование происходило в пределах одной торфообразующей зоны, постольку пласт Улуг в целом следует считать одновозрастным. Со временем эта тенденция усиливалась и уже относительно наибольшая угленосность была характерна для остальной части второй подформации более восточных районов прогиба — Каахемского и Чихачевского месторождений (фиг. 62). В результате этого на Каахемском месторождении количество рабочих угольных пластов достигло 11 против 7 на Меджигейском, 5 на Эрбекском и 2 на Инитальском месторождениях. Соответственно в обратном направлении изменился коэффициент рабочей угленосности от 1,74 до 2,92. Эта закономерность, как увидим ниже, будет использована для решения вопросов, связанных с прогнозом угленосности.

Особенности расположения в разрезе и на площади прогиба зоны максимального угленакопления также отражают своеобразие его развития и образования в нем осадков угленосной формации. Если обратиться к разрезу формации, то можно убедиться, что она располагается там, где происходит смена преимущественного развития континентальных условий седиментации прибрежно-бассейновыми и бассейновыми. Если это так, то зона максимального угленакопления отражает переломный момент в развитии прогиба. Действительно, ниже этой зоны все пласты, заключенные в аллювиально-озерно-болотных и аллювиально-прибрежно-бассейновых циклах, имеют при прочих равных условиях, как правило, телинитовую структуру угольного вещества. Выше в этих же циклах часто появляются угли уже с посттелинитовой структурой, а в озерно-болотных и прибрежно-бассейновых обстановках преимущественное развитие получают прекоплинитовые, иногда переходящие в посттелинитовые угли. Еще выше по разрезу аллювиально-озерно-болотные и аллювиально-прибрежно-бассейновые циклы, а за ними телинитовые и посттелинитовые угли постепенно исчезают, и для озерно-болотных, прибрежно-бассейновых и бассейновых циклов уже характерны типичные прекоплинитовые угли, а в самых верхах второй подформации — настоящие коллинитовые угли.

Подобное изменение характера строения угольного вещества снизу вверх по разрезу показывает, что по мере образования формации тектоническая обстановка становилась все более и более спокойной, происходило как бы затухание тектонической жизни прогиба. На этом закончилась история образования юрской аллювиально-озерно-прибрежно-бассейновой угленосной формации в Тувинском мезозойском межгорном прогибе.

Новое оживление тектонической жизни прогиба и, очевидно, окружавших его возвышенных пространств привело к тому, что прогиб уже в бомское время вновь был превращен в сушу (во всяком случае его восточная и центральная части), где опять широкое развитие получили аллювиальные отложения. Однако в силу изменения климатических условий необходимые предпосылки для угленакопления уже не возникали.

Последующая история геологического развития Тувинского прогиба, по данным В. П. Маслова (1948), С. В. Обручева (1953), Л. Н. Леонтьева (1956), Л. Д. Шорыгиной (1960), Н. А. Ефимцева (1961) и других может быть представлена в следующем виде. В послебомское время (J_3 — Cr_1) породы прогиба подвергались интенсивному разрушению и очевидно весь обломочный материал выносился за его пределы на территорию Монголии. Это продолжалось в нижнем и верхнем мелу и почти в течение всего палеогена. К концу палеогена (в олигоцене) эти процессы были несколько ослаблены и на юго-западе прогиба могли накапливаться осадки. Последние были установлены Л. Д. Шорыгиной (1960) в горной части Западной Тувы, где они в древней ложбине р. Карасук представлены галечниками, красными глинами, серыми песками и песчаниками.

Длительный процесс пенепленизации территории прогиба (мел — палеоген?) обусловил широкое развитие здесь слабо расчлененного рельефа. Согласно С. В. Обручеву (1953), к миоцену территория была уже умеренно приподнятой с высотами на востоке до 1000—1500 *м* и небольшой амплитудой рельефа. Территория Западной Тувы, по данным Н. А. Ефимцева (1961), в это время не была выровненной. Здесь был горный с мягкими очертаниями рельеф, с широкими, врезанными нередко на глубину до 400—600 *м* долинами и пологими водоразделами. На фоне такой относительно слабо расчлененной территории выделялись отдельные куполовидные останцовые массивы от 10 до 15—20 *км* в поперечнике и невысокие хребты, сложенные в большинстве случаев гранитами.

В миоцене уже существовали котловины — Убсунурская, Кызыльская, Джулукульская и другие. В них накапливались глинистые, карбонатные и отчасти углистые осадки озерно-болотного генезиса. Хребет Танну-Ола имел, видимо, значительную высоту, поскольку в долине р. Швелиг, например, формировался очень грубый типично горный валунно-галечниковый аллювий, который затем подвергся процессам выветривания (Ефимцев, 1961). Л. Д. Шорыгина (1960, стр. 201) также полагает, что «Западный Танну-Ола, возможно, представлял собой в эту эпоху (т. е. в неогене.— *П. Т.*) ряд останцовых гор, пересеченных речными долинами». В свою очередь В. П. Маслов (1948, стр. 49) считает, что неогеновые отложения северной окраины Убсунурской впадины, представленные тонкими алевролитами, песками, мергелями и мелом, «говорят за то, что берег древнего третичного Убсунура был значительно дальше современной предгорной зоны, может быть,— на месте собственно хр. Танну-Ола» (Западного Танну-Ола.— *П. Т.*). Это говорит о том, что не только в юре, но, очевидно, еще и в начале неогена хр. Западный Танну-Ола как единая горная страна не существовал, а Тувинский прогиб открывался на территорию Монголии. Поэтому можно предполагать, что современное озеро Убсу-Нур есть всего лишь реликт не только неогенового, но и, возможно, довольно крупного юрского бассейна седиментации, далеко простиравшегося на юг и юго-восток вдоль Долины Великих Озер Монголии.

В связи с этим большой интерес представляют песчаные осадки, развитые в центральной и южной частях Кызыльской впадины, где они образуют барханные формы рельефа (фиг. 14). З. А. Лебедева (1938), принимая их за кайнозойские, считала, что они являются остатками русла пра-Енисея. К такому же выводу пришла и Л. Д. Шорыгина (1960, 1961). Нам представляется, что эти пески могут в какой-то мере указывать на унаследованную связь как современного Енисея с пра-Енисеем неогена, с одной стороны, так и пра-Енисея неогена с пра-Улугхемом юры — с другой. Можно предполагать, что еще некоторое время в неогене существовал пра-Улугхем, который по-прежнему выносил весь обломочный материал в сторону обширной Убсунурской впадины.

Начавшиеся в конце неогена (в эоплейстоцене, по схеме В. И. Громова, И. И. Краснова и К. В. Никифоровой, 1958) тектонические движения привели к значительному подъему горных хребтов. Поднятия хребтов, ограниченные в основном линиями разломов, которые повторяли большей частью линии докембрия и палеозоя (Лурье и Обручев, 1948), способствовали более интенсивному врезанию рек и накоплению в них галечникового материала; одновременно появились первые признаки, указывающие на перестройку гидрографической сети. Усиление тектонических движений, имевших глыбовый характер, привело к значительному переформированию рельефа всей, особенно Центральной и Западной Тувы. В это же время происходили излияния базальтов. «В результате глыбовых движений были созданы основные черты современного макрорельефа Тувы — выдвижение Западного Саяна по ожившему Саяно-Тувинскому глубинному разлому и выдвижение Таннуольского горста, объединившего в себе две совершенно разнородные тектонические структуры (Восточный Танну-Ола, т. е. западный выступ раннекаледонской платформы Восточной Тувы, и зону средне- и верхнепалеозойского прогиба Западного Танну-Ола). Произошел также резкий подъем Сангилена вдоль Агардаг-Эрзинского разлома и такой же подъем зоны, расположенной севернее Каахемского разлома как вдоль последнего, так и по серии более молодых разрывов севернее его (выдвижение системы хр. академика Обручева). Одновременно в Восточной Туве оживились „эрийские" разломы и, кроме того, образовался ряд новых альпийских разломов; все это оформило и ряд более мелких блоков, испытавших дифференцированные движения по этим разновозрастным дизъюнктивам. Находящиеся ныне на различном гипсометрическом уровне участки третичного пенеплена отчетливо сохранились почти во всех хребтах Тувы» (Леонтьев, 1956, стр. 74—75).

После поднятия хр. Западного Танну-Ола пра-Улугхем вынужден был изменить направление своего течения с юго-западного на западное и северо-западное, т. е. превратиться в пра-Енисей. Это, в свою очередь, может указывать на то, что поднятие хр. Западного Танну-Ола произошло несколько раньше, чем хр. Западного Саяна. По мере поднятия хр. Западного Танну-Ола пра-Енисей все дальше и дальше отступал на север, пока не достиг своего современного положения.

Эти коренные изменения в структуре рельефа многие исследователи склонны были считать очень молодыми — плейстоценовыми. З. А. Лебедева (1938) и Л. Д. Шорыгина (1960), например, относили их ко времени, разделявшему первое и второе четвертичные оледенения. Однако работы Н. А. Ефимцева (1961) в Западной и частично в Центральной Туве показали, что крупные рельефообразующие тектонические движения произошли не в плейстоцене и не на границе плиоцена и плейстоцена, а в плиоцене. Вызванное этими движениями интенсивное врезание гидросети (на 200—400 *м*) с частичной ее перестройкой в основном было завершено в плиоцене, о чем свидетельствует наличие корней коры выветривания и плиоценового аллювия в днищах глубоко врезанных современ-

ных долин. К началу плейстоцена, следовательно, рельеф был близок к современному.

Ледниковая история горных районов Тувинского мезозойского прогиба разными исследователями реконструируется неоднозначно (табл. 17). З. А. Лебедева (1938) и Л. Д. Шорыгина (1960) выделяют три оледенения, в том числе одно нижнечетвертичное, развивавшееся до существенной перестройки рельефа. С. В. Обручев (1953), П. М. Татаринов, В. А. Кузнецов и К. С. Филатов (1934) указывают на два оледенения, первое из которых существовало до интенсивного врезания гидросети. И. С. Гудилин, А. Л. Додин, И. Г. Нордега (1952) выделяют одно оледенение (среднечетвертичное по схеме В. И. Громова, 1948). Работы Н. А. Ефимцева (1961), специально занимавшегося изучением четвертичного оледенения Западной Тувы и соседней части Горного Алтая, позволили установить следы двух оледенений — средне- и верхнеплейстоценового, очень близких по масштабам своего распространения (табл. 18). От первого — среднеплейстоценового — оледенения, по данным этого автора, сохранились лишь сильно снивелированные денудационными процессами участки конечных морен. Все же ледниковые и флювиогляциальные отложения с очень хорошо сохранившимися формами принадлежат, по его данным, последнему — верхнеплейстоценовому — оледенению и его стадии.

Таблица 18

Подразделение кайнозойских отложений Западной Тувы
(по данным Н. А. Ефимцева, 1961)

Система	Отдел	Ярус	Характеристика отложений
Четвертичная (антропоген)	Голоцен		Аллювий низкой и высокой поймы (серые валунники и галечники с валунами); пролювий конусов выноса, сопряженных с поймами (серые супеси и суглинки со щебнем); конечные морены современных ледников
	Плейстоцен	Верхний	Аллювий I надпойменной террасы (серые валунники и галечники с валунами); пролювий конусов выноса, сопряженных с I надпойменной террасой (серые супеси и суглинки со щебнем); морены второго оледенения (конечные, стадиальные); флювиогляциальные отложения второго оледенения (пески, валунные пески озов, камов, камовых террас, валунники, галечники флювиогляциальных террас); озерно-ледниковые отложения второго оледенения (горизонтально-слоистые глины, алевриты, пески)
		Средний	Аллювий II надпойменной террасы с *Mammuthus primigenius* раннего типа (серые галечники с валунами); пролювий конусов выноса, сопряженных со II надпойменной террасой (серые супеси, суглинки со щебнем); конечные морены первого оледенения
		Нижний и средний	Аллювий III и IV надпойменных террас (серые галечники с валунами); пролювий конусов выноса, сопряженных с III и IV надпойменными террасами (серые супеси и суглинки со щебнем)
	Эоплейстоцен (верхний плиоцен)		Аллювий (выветрелые желтовато-бурые галечники с валунами); пролювий (желтовато-бурые супеси и суглинки со щебнем, красно-бурые глины с дресвой и щебнем)
Третичная	Неоген		Аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения реликтовой гидросети (серые, сизовато-серые песчано-глинистые угленосные отложения и суглинки с большим количеством древесных осадков в Джулукульской котловине); в пыльцевом спектре преобладают *Tsuga, Pinus, Picea, Betula.*

Оба оледенения развивались в сходных условиях рельефа и в зависимости от последнего имели разнообразный характер — от зачаточного карового до обширного полупокровного. Выделяемое некоторыми авторами нижнеплейстоценовое (эоплейстоценовое) оледенение, по мнению Н. А. Ефимцева (1961), фактическим материалом не подтверждается.

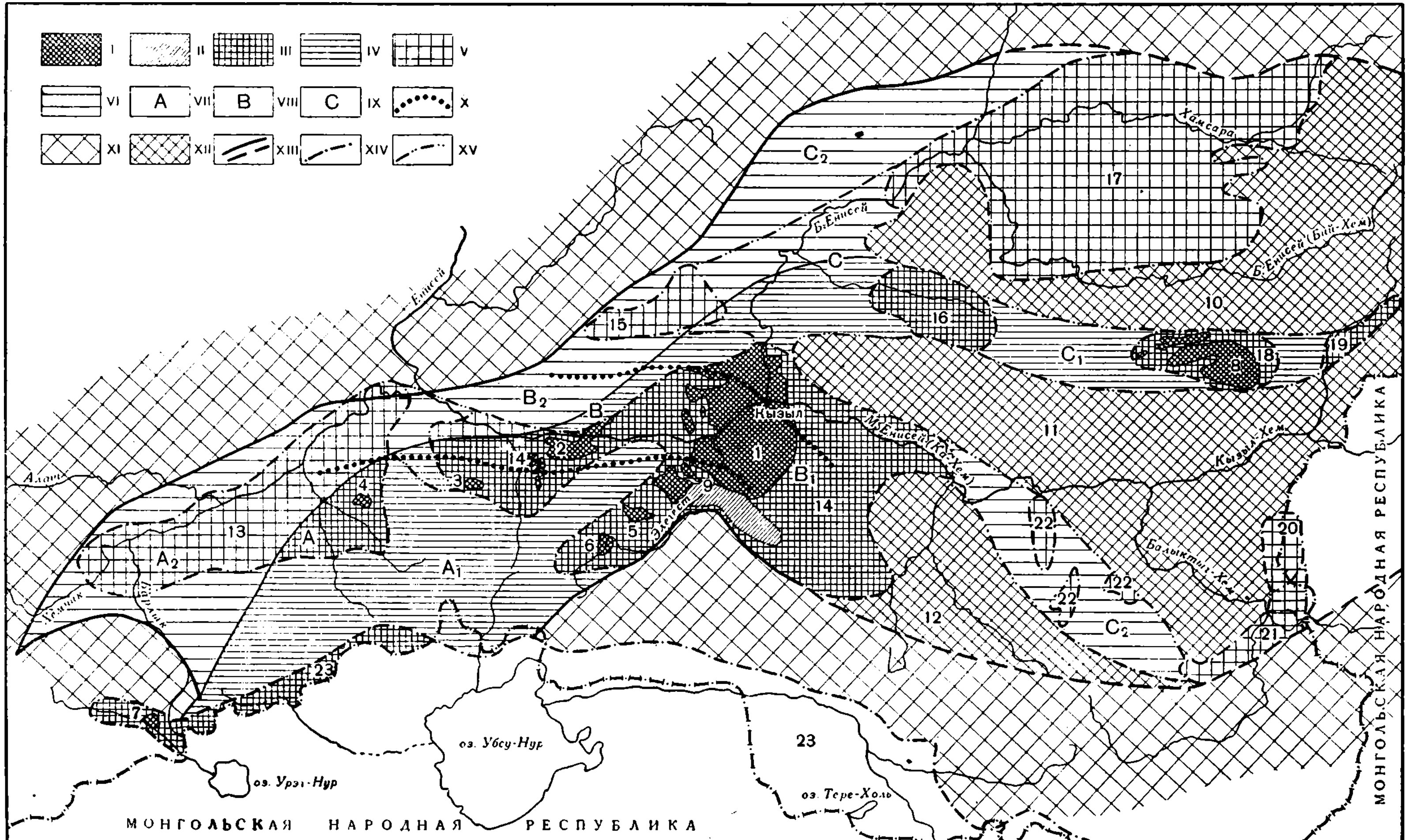
В современную голоценовую эпоху (четвертый этап) происходит накопление аллювиальных, делювиально-пролювиальных, озерно-болотных, эоловых и отчасти ледниковых отложений, а в некоторых местах на плоских водоразделах — торфяных залежей.

ПРОГНОЗ УГЛЕНОСНОСТИ И МАРОЧНОГО СОСТАВА УГЛЕЙ ЮРСКОЙ УГЛЕНОСНОЙ ФОРМАЦИИ

В современном рельефе прогиба, как известно, выделяется несколько морфологически и структурно выраженных впадин, к ряду которых приурочиваются все известные угленосные площади. В свою очередь, последние располагаются во впадинах таким образом, что подавляющее большинство их занимает юго-восточную часть прогиба, т. е. ту часть, которая испытывала наибольшие погружения в верхнепалеозойское и мезозойское время. В этом проявилась одна из весьма характерных черт унаследованного развития, приведшая к своеобразию юрского осадко- и угленакопления. Подобное расположение угленосных площадей позволяет разделить весь мезозойский прогиб на две области, имеющие различную перспективность в отношении развития и нахождения среднеюрских угленосных отложений (фиг. 63). Граница между ними проходит примерно с юго-запада на северо-восток по линии Мугур-Аксы, северо-западнее г. Чадана, район г. Шагонара, северные окраины Инитальского месторождения и Улугхемского бассейна, далее вдоль левого берега р. Бий-Хем и предположительно в район устья р. Хамсары.

Первая из них, северо-западная область, в целом наименее перспективна в отношении нахождения среднеюрских угленосных отложений, поскольку эта часть прогиба была, как известно, его пологим бортом и примыкала к подвижным и длительно развивавшимся структурам Западного Саяна. В силу этих особенностей часть ее районов вообще не вовлекалась в осадконакопление, другая часть представляла периферию палеоландшафтных зон, для которых осадконакопление не всегда было обязательным, и лишь для немногих районов оно было характерно. Кроме того, после образования угленосной формации северо-западная область прогиба вдоль Саяно-Тувинского глубинного разлома претерпела значительное поднятие (по сравнению с юго-восточной областью) и подверглась интенсивной и глубокой денудации. Поэтому, если в этой области и могут быть обнаружены отложения юрской угленосной толщи, в том числе и угли, то только ее низы и только в современных впадинах — Турано-Уюкской и Хемчикской (северо-западная часть),— хотя вероятность их нахождения незначительна. Аналогичной областью является полоса, располагающаяся между Восточно-Тувинским нагорьем и нагорьем Сангилен и объединяющая Бусинскую, Терехольскую и Шивейско-Тарбагатайскую впадины. Здесь нахождение юрских осадков еще менее вероятно.

Вторая, юго-восточная область по сравнению с первой является значительно более перспективной в отношении нахождения среднеюрских угленосных отложений. Районы этой области, примыкающие к более устойчивым и консолидировавшимся уже в нижнем палеозое восточно-тувинским структурам, имели в юрское время различную по амплитуде и интенсивности общую тенденцию к погружению, благодаря чему здесь под более молодыми отложениями, особенно в современных впадинах или их частях, могут быть найдены среднеюрские угли и вмещающие их породы.



I
II
III
IV
V
VI
A VII
B VIII
C IX
X
XI
XII
XIII
XIV
XV
Хамсара
Б. Енисей
Б. Енисей (Бий-Хем)
Енисей
М. Енисей (Ка-Хем)
Кызыл-Хем
Балыктыг-Хем
Элегест
Алаш
Хемчик
Барлык
Кызыл
оз. Убсу-Нур
оз. Урэг-Нур
оз. Тере-Холь
МОНГОЛЬСКАЯ НАРОДНАЯ РЕСПУБЛИКА
МОНГОЛЬСКАЯ НАРОДНАЯ РЕСПУБЛИКА

В предыдущих главах были выявлены закономерности распределения угленосности в разрезе и на площади развития в прогибе юрской угленосной формации и установлена тенденция в смещении зоны максимального угленакопления снизу вверх по разрезу по мере движения с юго-запада на северо-восток. Согласно этому прогиб может быть разбит на три зоны, отложения которых обладают различной угленосностью. Учитывая, что поскольку изменения по разрезу и на площади происходят постепенно, вслед за общим изменением фациального состава толщи, проведенные между зонами границы могут служить лишь условными линиями, указывающими на смену преобладания угленосности одной части разреза над другой. При этом предыдущая часть разреза может иметь еще относительно высокую, но уже убывающую в северо-восточном направлении угленосность.

В первой зоне (*A*), расположенной на юго-западе прогиба, максимальную угленосность имеют отложения нижней части улугхемской свиты (первая подформация, пласт Нижний на Чаданском, Онкажинском и Меджигейском месторождениях). Исключения в этой зоне могут представлять те участки прогиба, которые в доюрском рельефе являлись возвышенностями — Березовская и др.

Во второй зоне (*B*), простирающейся через центральную часть прогиба приблизительно в широтном направлении, т. е. через Инитальское месторождение и центральную и южную части Улугхемского бассейна, наибольшая угленосность характерна для верхов улугхемской свиты (нижняя часть второй подформации, пласт Улуг на Инитальском месторождении — пласт Мощный, по А. Л. Лосеву — в Улугхемском бассейне). Необходимо отметить, что уже в пределах этой зоны наблюдается постепенное увеличение угленосности нижнекызыльской свиты (средняя и верхняя части второй подформации) в направлении с юго-запада на северо-восток.

Третья зона (*C*) охватывает северо-восточные районы прогиба, включая север Каахемского и Чихачевское месторождения, где наибольшую угленасыщенность приобретает весь разрез нижнекызыльской свиты (вторая и третья части второй подформации). Вполне вероятно, что отложения верхнекызыльской свиты (третья подформация) здесь также имеют повышенную угленосность по сравнению с одновозрастным разрезом второй зоны на горе Бом.

При решении вопроса о перспективности того или иного района в отношении угленосности вообще и рабочей, в частности, необходимо учи-

---

Фиг. 63. Схематическая карта прогноза угленосности юрских угленосных отложений Тувинского мезозойского межгорного прогиба

Площади с установленным развитием среднеюрских угленосных отложений: *I* — районы с доказанным развитием угленосных отложений: *1* — Улугхемский бассейн; месторождения: *2* — Инитальское (право- и левобережное), *3* — Аргузинское, *4* — Чаданское, *5* — Онкажинское, *6* — Актальское, *7* — Мугур-Аксы; *8* — Серлигхемский угленосный район; *II* — район с условно доказанным развитием угленосных отложений: *9* — центральная и юго-восточная части Совхозно-Березовской синклинали.

Область наиболее перспективная в отношении развития среднеюрских угленосных отложений: *III* — районы наиболее возможного нахождения угленосных отложений; *IV* — районы возможного нахождения угленосных отложений.

Область наименее перспективная в отношении развития среднеюрских угленосных отложений: *V* — районы наименее возможного нахождения угленосных отложений; *VI* — районы, где практически вряд ли возможно нахождение угленосных отложений.

Распределение угленосности по разрезу: *VII* — зона *A* с максимальным угленакоплением в нижней части (подзоны A_1, A_2); *VIII* — зона *B* с максимальным угленакоплением в средней части (подзоны B_1, B_2); *IX* — зона *C* с максимальным угленакоплением в верхней части (подзоны C_1, C_2); *X* — границы, разделяющие зоны с различной угленосностью по разрезу; *XI* — области, где среднеюрского осадко- и угленакопления не происходило; *XII* — возвышенности палеорельефа палеозойского фундамента восточной части Тувинского мезозойского прогиба, являвшиеся основными областями сноса обломочного материала: *10* — северная и *11* — южная части Восточно-Тувинского нагорья, *12* — нагорье Сангилен; *XIII* — установленные и предполагаемые границы мезозойского Тувинского межгорного прогиба; *XIV* — контуры современных впадин: *13* — Хемчикская, *14* — Улугхемская, *15* — Турано-Уюкская, *16* — Улуг-О, *17* — Тоджинская, *18* — Серлигхемская, *19* — Белинская, *20* — Бусинская, *21* — Терехольская, *22* — Шивейско-Тарбагатайская, *23* — Убсунурская; *XV* — предполагаемые контуры возможного соединения современных впадин

тывать также то, что наибольшую вероятность сохранения имеют нижние горизонты угленосной формации. Поэтому в первую очередь необходимо искать новые угленосные площади в тех частях прогиба, в которых могут быть прежде всего встречены отложения, обладающие в нижней части толщи рабочей угленосностью. Такие районы располагаются на юго-западе прогиба и приурочиваются к первой зоне. Чаще всего они находятся в пониженных частях современных впадин и покрыты более молодыми отложениями. Полной противоположностью является третья зона, где, как известно, нижняя часть разреза среднеюрских отложений не содержит углей и слагается в основном грубозернистыми песчано-гравийными и конгломератовыми отложениями аллювиального, частично делювиально-пролювиального генезиса. Вторая зона занимает промежуточное положение и практически здесь также вряд ли могут быть обнаружены отложения, содержащие пласты угля рабочей мощности. Следовательно, в пределах каждой зоны всегда наибольшая вероятность нахождения среднеюрских угленосных отложений связана с ее юго-восточными частями (подзоны A_1, B_1, C_1), а среди последних — с современными впадинами. Если при этом учитывать еще распределение угленосности по разрезу, то наиболее перспективные рабочие угленосные площади могут быть обнаружены в первую очередь на юго-западе прогиба в подзоне A_1. Ее границы следующие: на севере — от района Чаа-Холя на северо-западе до Бай-Хака на юго-востоке; на северо-западе и западе — от района Чаа-Холя на севере до Мугур-Аксы на юго-западе; на юго-востоке — линия обрамления северного склона западной части Восточного Танну-Ола и его сочленения с Западным Танну-Ола; на юге — граница уходит за пределы Тувы в Северо-Западную Монголию.

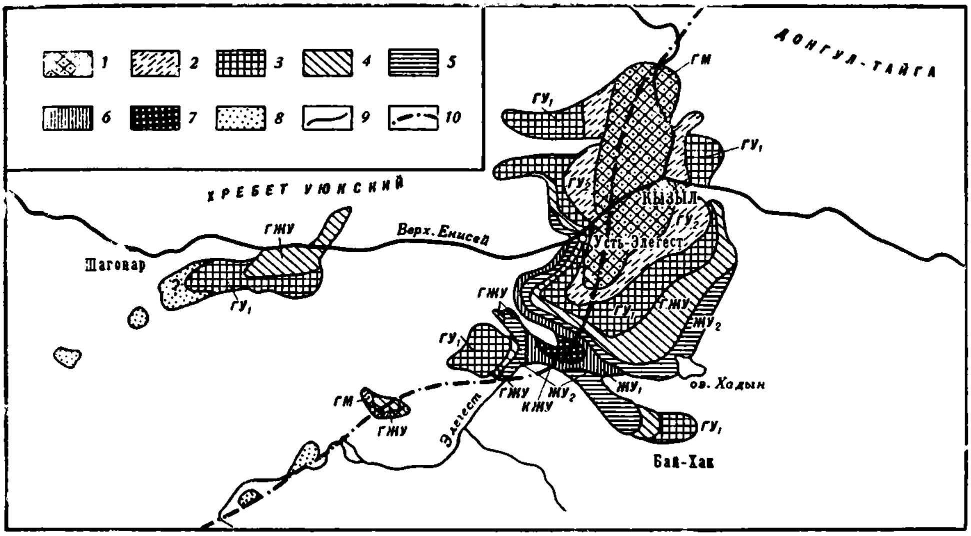
Однако нас прежде всего интересует нахождение не вообще углей, а таких, которые могли бы быть самостоятельно или в смесях с другими углями использованы для получения прочного доменного кокса. В 1951—1952 гг. Восточным научно-исследовательским углехимическим институтом (Панченко, 1954) было проведено в полузаводских условиях исследование 24 пластово-промышленных проб неокисленного угля основных рабочих пластов Улугхемского бассейна, а также дано предварительное заключение о качестве углей некоторых пластов Онкажинского, Инитальского и других месторождений прогиба. Для этих целей посредством подробного петрографического изучения углей были определены типичные разрезы рабочих пластов угля на каждом месторождении, выявлены соотношения слагающих их петрографических типов и установлена степень метаморфизма угля каждого из рабочих пластов. Наиболее детально и на большем числе месторождений был исследован пласт Улуг (табл. 19).

Таблица 19

Основные показатели качества угля пласта Улуг Улугхемского бассейна
(по данным Панченко, 1954)

Месторождения	Истинная степень метаморфизма (по петрографическим данным)	Технический анализ (в %)					Пластометрические показатели (в *мм*)	
		W^a	A^c	V^r	$S^c_{общ}$	P^c	X	Y
Чихачевское	Газовая средняя . .	2,08	15,00	42,95	—	—	>40	12
Каахемское	» высшая . .	1,50	18,50	46,50	0,30	0,015	45	18
Эрбекское	Жирная средняя . .	0,80	10,50	42,50	0,30	0,045	40	27
Элегестское	» высшая . .	1,16	7,52	34,70	0,80	—	29	30
Меджигейское	То же	0,65	18,50	36,50	0,44	0,004	30	32

W^a — влага аналитическая; A^c — зола в пересчете на абсолютно сухое вещество; V^r — летучие в пересчете на горючую массу; $S^c_{общ}$ — сера общая на абсолютно сухое топливо; P^c — фосфор в пересчете на абсолютно сухое топливо; X — усадка в *мм*; Y — толщина пластического слоя в *мм*.



Фиг. 64. Схематическая карта возможного распространения углей различных марок в Тувинском прогибе (по С. И. Панченко, 1954).

1 — газовые малоплавкие (ГМ); *2* — газовые усадочные 2-й группы ($ГУ_2$); *3* — газовые усадочные 1-й группы ($ГУ_1$); *4* — газовые жирные усадочные (ГЖУ); *5* — жирные усадочные 2-й группы ($ЖУ_2$); *6* — жирные усадочные 1-й группы ($ЖУ_1$); *7* — коксовые жирные (КЖУ); *8* — неизученные месторождения; *9* — границы распространения угленосных отложений; *10* — ось мезозойского прогиба

Проведенное полузаводское коксование необогащенных и обогащенных углей пласта Улуг как в самостоятельном виде, так и в смесях с кузнецкими и другими углями позволило установить их принадлежность к той или иной технологической группе. В кратком виде их характеристика может быть представлена в следующем виде (по С. И. Панченко, 1954).

На Чихачевском месторождении угли пласта Улуг относятся к газовым умеренно спекающимся, не представляющим для коксохимической промышленности определенного интереса. Угли того же пласта на Эрбекском месторождении могут служить основой для получения прочного доменного кокса и являются жирными коксующимися углями. На Каахемском месторождении они показывают гораздо меньшую спекаемость, чем на Эрбекском месторождении, и относятся к газовым коксующимся. Однако на юге первого, т. е. в районах, прилегающих к Меджигейскому месторождению, угли пласта Улуг становятся более метаморфизованными и показывают увеличенные значения пластического слоя до 28—29 *мм* при общем горбообразном характере объемной кривой. Вполне возможно, что на юге месторождения они приобретут качества, близкие к углю Эрбекского месторождения. Угли пласта Улуг на Элегестском и Меджигейском месторождениях обладают более высокой спекаемостью. Так, при коксовании углей (40%) пласта Улуг Меджигейского месторождения в смеси с тощим углем (60%) шахты Анжерка 5/7 Кузнецкого бассейна был получен довольно прочный и крупный кокс. По своей характеристике угли пласта Улуг Меджигейского и Элегестского месторождений являются высококачественными жирными углями, аналогичными углям технологической группы $Ж_1$ Кузнецкого бассейна.

С. И. Панченко (1954) установил главнейшие направления изменения степени метаморфизма углей. На этой основе с учетом конкретных геологических особенностей залегания угленосных отложений в структуре прогиба им была разработана схема технологической группировки

коксующихся углей и составлена карта возможного распространения углей различных марок (фиг. 64).

Из характера распределения марочного состава углей в пределах Улугхемского бассейна видно, что они практически симметрично располагаются по обе стороны оси современной структуры бассейна и отражают особенности проявления регионального и динамического метаморфизма. Наибольшая степень метаморфизма характерна для углей Меджигейского месторождения, приуроченного к осевой части структуры. Она обязана проявлению здесь больших тектонических напряжений, возникших на стыке северо-восточных саянских и северо-западных восточнотаннуольских структур. В сторону крыльев, а также вдоль оси на север степень метаморфизма уменьшается. Здесь необходимо отметить, что ось современной структуры Улугхемского бассейна не совпадает с осью Тувинского прогиба в юрское время; последняя располагалась, как было показано ранее, несколько северо-западнее, особенно на юге бассейна.

Из краткого обзора основных показателей качественной характеристики углей следует, что наиболее пригодные для коксования угли, а именно коксовые жирные (КЖУ) и жирные усадочные I группы ($ЖУ_1$), имеются на Элегестском и Меджигейском месторождениях. Поэтому в пределах подзоны A_1 большой интерес представляют районы центральной части Совхозно-Березовской синклинали, прилегающие с юго-запада и юга к Элегестскому и Меджигейскому месторождениям. Кроме того, известно, что в пределах одной и той же степени метаморфизма угли с телинитовой структурой спекаются в 1,5—2 раза лучше углей с коллинитовой структурой (Боголюбова и Яблоков, 1951). Это позволяет считать, что гамма углей, пригодных для коксования, может быть расширена за счет телинитовых углей — жирных усадочных второй группы ($ЖУ_2$) и частично газовых жирных усадочных (ГЖУ). В этом случае перспективными могут оказаться средняя часть второй подформации Меджигейского, Элегестского и Эрбекского (юго-запад) месторождений и средняя и верхняя части юга Каахемского месторождения, входящие в подзону B_1.

Таким образом, из всего изложенного выше следует, что наиболее перспективной в отношении нахождения юрских угленосных отложений и сопутствующих им угольных пластов рабочей мощности является зона A, а в последней подзона A_1. Здесь с наибольшей вероятностью могут быть обнаружены не только угли вообще, но и наиболее ценные, обладающие свойствами коксующихся. При оценке перспектив угленосности следует также учитывать, что в силу своеобразия развития прогиба и характера строения формации рабочие пласты коксующихся углей необходимо искать в южных районах Улугхемского бассейна, относящихся ко второй подзоне B_1 и прилегающих к северо-восточной части подзоны A_1. Для остальной, большей части прогиба вряд ли они могут быть найдены, исключая в какой-то мере современные впадины, особенно их пониженные участки, перекрытые более молодыми отложениями. Но если иметь в виду, что в восточных и северо-восточных районах прогиба отложения первой и нижней части второй подформации не угленосны, то в целом доля вероятности нахождения угольных пластов вообще и пластов рабочей мощности, в частности, убывает в северо-восточном и восточном направлениях от первой к третьей зоне.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

К настоящему времени работами Н. С. Шатского, Н. М. Страхова и других установлено, что основными факторами образования формаций являются физико-географические условия (климат, рельеф, палеогеография) и тектонический режим накопления осадков. По Н. М. Страхову (1960, стр. 89), «два условия необходимы и вместе достаточны для возникновения формаций: 1) длительное сохранение на более или менее значительном участке земной коры однотипного в плане тектонического режима и 2) длительное же поддержание в областях седиментации однотипных ландшафтно-климатических условий. Вместе взятое, это порождало комплексы пород определенного вещественного состава, структур и текстур, а также с определенными пространственными взаимосвязями». Кроме того, А. В. Пейве (1948), Н. М. Страхов (1960) и другие исследователи предполагают и допускают, что и вещественный состав формаций определяется этими двумя факторами. По поводу вещественного состава, например гумидных формаций, Н. М. Страхов пишет, что последний «есть производное от их фациального типа и от тектонического режима ландшафта, в котором они возникали» (Страхов, 1960, стр. 98). Однако в процессе подхода к выделению формаций и при изучении их строения и состава разные исследователи, как правило (в зависимости от своей специализации), придавали и придают этим двум факторам неодинаковое значение.

И. В. Хворова, изучая вулканогенно-осадочные формации, пришла к выводу о том, что вещественный состав и его характер зависят не только от физико-географических условий и тектонического режима. Он в первую очередь определяется источниками вещества, которыми, по мнению И. В. Хворовой (1963), являются: 1) выветривание горных пород; 2) вулканическая деятельность; 3) химическое осаждение веществ, растворенных в водах Мирового океана, в гидросфере и 4) органическая жизнь. Следовательно, И. В. Хворова считает, что образование формаций определяют три главных фактора: исходное вещество, физико-географические условия накопления осадков и тектоника. Поэтому вывод И. В. Хворовой о том, что в число основных факторов образования формаций следует ввести третий — исходное вещество,— представляется нам весьма существенным для решения вопросов не только типизации вулканогенно-осадочных формаций и распределения в них кларковых и рудных концентраций полезных ископаемых, но и для других, прежде всего угленосных формаций. Для последних важно не только наличие растительного материала, определяющего специфику формации, но и та среда, в которой происходило его первичное образование (тип процесса и его интенсивность).

Известно, что в пределах одного и того же типа угленосных формаций, выделенных по тектоническому признаку (классификация Г. Ф. Краше-

линникова, 1957), угольное вещество имеет различный характер первичного превращения исходного растительного материала. Так, угленосные формации краевых частей и внутренних стабилизированных зон геосинклинальных областей имеют то гелитовые угли, обогащенные гелефюзеноподобным веществом и спорами (Кизеловский бассейн), то гелитовые (≃70%) и отчасти фюзинитовые угли (Карагандинский бассейн), то почти исключительно гелитовые угли (Ткибульское, Ткварчельское и Ахалцихское месторождения Закавказья). Угленосные формации краевых и внутренних прогибов геосинклинальных областей содержат то гелитовые угли (средний карбон Донбасса и ерунаковская свита Кузбасса), то гелитовые (≃70%) и отчасти фюзинитовые угли (Печорский бассейн), то фюзинитовые угли со значительной примесью гелефюзеноподобных компонентов (балахонская свита Кузбасса), то гелитовые угли, обогащенные гелефюзеноподобным веществом и спорами (Львовский бассейн). То же самое наблюдается и в угленосных формациях молодых и подвижных платформенных областей. В одних случаях они имеют исключительно гелифюзинитовые угли (Ангренское, Шурабское, Сулюктинское и Ленгерское месторождения Средней Азии, Черновское месторождение Забайкалья), в других — в основном гелитовые угли (Улугхемский бассейн, Волчанское, Богословское и Челябинское месторождения восточного склона Урала).

Отсюда следует, что характер (тип процесса — гелификация, фюзенизация, гелефюзенизация) первичного преобразования исходного растительного материала не имеет прямой связи с типом угленосных формаций, выделенных по тектоническому принципу. Ранее в работах автора (Тимофеев, 1952, 1955_3, 1956_1, 1958_2, $1960_{1,2}$, 1961, $1963_{1,2}$; Тимофеев и Боголюбова, 1962; Тимофеев, Боголюбова и Яблоков, 1962), а также в данной монографии было показано, что это определялось конкретной палеогеографической обстановкой осадко- и угленакопления, имевшей определенный тектонический режим. Последний может быть одинаковым или различным в пределах области торфонакопления как геосинклинальных, так и платформенных структур как краевых, так и межгорных прогибов (Тимофеев и Боголюбова, 1962). Эти два фактора при соответствующем климате и создавали благоприятные условия среды торфонакопления, которые обеспечивали особенности характера первичного преобразования исходного растительного материала.

В основу формационного анализа юрских угленосных отложений Тувинского межгорного прогиба нами положено выявление при помощи детального литолого-фациального изучения парагенезов литогенетических типов отложений и их комплексов (циклов различного порядка) и выяснение истории их образования в процессе возникновения и развития структур (или их частей) земной коры при сохранении в общем одного типа осадочного процесса. Главнейшими факторами, определившими облик и специфику изученной формации, являются следующие: исходный вещественный состав (тип, характер и интенсивность его первичного преобразования), климат, палеогеография и тектонический режим.

Исходное вещество представлено терригенным (продукты физического и химического выветривания), хемогенным (карбонатным) и биогенным материалом — различными частями крупной и мелкой древесной растительности. Терригенный материал, представленный конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами, накапливался у подножий возвышенностей как внутри прогиба, так и у его бортов, в речной долине (в русле и на пойме), в озерах и болотах, в бассейне седиментации. Хемогенный материал, слагающий пласты известняков и известковистых аргиллитов, оседал в основном в наиболее удаленных от побережья и относительно глубоководных частях бассейна. Растительные древесные остатки, как правило, скапливались там, где произраста-

ли, т. е. в болотах, и давали в ряде случаев мощные торфяные залежи. Торфяные болота в пределах торфообразующей зоны в зависимости от местоположения в общей палеогеографии прогиба были не одинаковыми и характеризовались тем или иным процессом превращения исходного растительного материала. Однако основным, преобладающим процессом для всех торфяных болот в течение всего времени образования юрской угленосной формации в Тувинском прогибе являлся процесс гелефикации. Поэтому подавляющая часть угольных пластов представлена преимущественно гелефицированными углями с телинитовой, посттелинитовой, преколлинитовой и коллинитовой структурами вещества. Процессы фюзенизации и гелефикации с последующей фюзенизацией имели подчиненное значение и характеризовали в основном окраины торфообразующей зоны, а также каждый раз начало и конец торфообразования.

Территория Тувы и смежные с ней на юге и на севере районы, как известно, относятся к Сибирской ботанико-географической области, для которой была характерна хвойно-гинкговая тайга (Принада, 1944). В отложениях юрской угленосной формации были встречены представители нескольких родов гинкговых — *Ginkgo, Baiera, Phoenicopsis, Czekanowskia* и хвойных — *Podozamites* и др. Подлесок составляли разнообразные папоротники, среди которых чаще встречаются представители родов *Coniopteris* и *Cladophlebis*. Кроме того, по данным В. А. Вахрамеева (1957), в пределах Сибирской области произрастали мелкие хвощи и редкие цикадофиты. В углях им были встречены древесные остатки, сохранившие годичные кольца. В. А. Вахрамеев, анализируя состав и распределение различных типов растительности в пределах всей Сибирской ботанико-географической области, приходит к выводу, что она отвечала влажному умеренному и умеренно теплому климату. Поскольку Тува располагается на юге этой области, то можно считать, что для нее в юрское время был характерен умеренно теплый и влажный климат. Последний способствовал интенсивному и пышному произрастанию в болотах древесной и кустарниковой растительности, которая служила исходным материалом для накопления торфяников.

Палеогеография определялась существованием континентальных (аллювиально-озерно-болотных и озерно-болотных), континентально-бассейновых (аллювиально-прибрежно-бассейновых) и бассейновых (прибрежно-бассейновых и бассейновых) обстановок. Для формации в целом их сочетания в различные периоды ее образования были неодинаковыми. В начальный период (первая подформация) преимущественно развивались аллювиально-озерно-болотные и озерно-болотные обстановки, а в центре и на востоке прогиба накапливались почти исключительно русловой аллювий и делювиально-пролювиальные отложения. В дальнейшем по мере периодических регрессий и все усиливавшихся ингрессий бассейна седиментации в глубь суши аллювиальные отложения лишь вначале получили еще более широкое развитие (нижняя часть второй подформации), чем прежде, а затем аллювиально-озерно-болотные и озерно-болотные обстановки стали постепенно вытесняться аллювиально-прибрежно-бассейновыми и прибрежно-бассейновыми, а последние — бассейновыми обстановками (средняя и верхняя части второй и третья подформации). К концу образования формации в центре прогиба накапливались исключительно бассейновые осадки.

Тувинский межгорный прогиб в процессе накопления осадков испытывал прерывистое опускание, что выражалось в неоднократных регрессиях и ингрессиях бассейна седиментации. Амплитуда опускания прогиба только во время накопления юрской угленосной формации составляла (с учетом уплотнения осадков и торфяников) не менее 2500—3000 *м*. Темп и ритмика опускания различных частей прогиба не были одина-

ковыми; отдельные его участки на фоне общего погружения испытывали относительное поднятие (Эрбекско-Баянкольская и Североинитальская возвышенности). Это нашло отражение и в характере строения угольного вещества ряда нижних пластов угля второй подформации. Так, уголь пласта Улуг Эрбекского месторождения вместо телинитовой структуры в аллювиально-озерно-болотной обстановке имеет посттелинитовую структуру.

Юрская аллювиально-озерно-прибрежно-бассейновая угленосная формация подразделяется на три подформации: 1) аллювиально-озерно-болотную слабо угленосную, 2) аллювиально-озерно-прибрежно-бассейновую угленосную и 3) аллювиально-прибрежно-бассейновую слабо угленосную. Каждая из них отвечает последовательно сменявшимся во времени этапам накопления формации и соответствующего развития прогиба в целом. Из рассмотрения даже только самих названий подформаций уже следует, что по мере образования формации происходило направленное снизу вверх по разрезу изменение обстановок осадконакопления от континентальных к бассейновым.

В свою очередь, формация на площади своего распространения может быть разделена по вертикали на четыре градации [1] — Чадано-Онкажинскую (озерно-бассейновую), Инитал-Кызыльскую (аллювиально-озерно-бассейновую), Восточноулугхемскую (аллювиально-озерную) и Серлигхемскую (аллювиальную), характеризующие строение и историю развития отдельных частей прогиба в течение всего времени его существования. Каждая градация имеет свой тип разреза и свое распределение общей, рабочей и максимальной угленосности.

Чадано-Онкажинская, или озерно-бассейновая градация, совпадающая на площади прогиба с зоной *А* карты прогноза угленосности (фиг. 63), представлена в основном озерно-болотными и прибрежно-бассейновыми циклами. Отложения большей части второй и полностью третьей подформаций размыты; они, очевидно, исходя из общих закономерностей строения формации, должны были бы иметь прибрежно-бассейновый и бассейновый генезис. В районах, прилегающих к Инитал-Кызыльской градации (к зоне *В* карты прогноза угленосности), в разрезе нижней и средней частей второй подформации появляются аллювиально-озерно-болотные циклы и увеличивается роль озерно-болотных циклов. Максимальная и рабочая угленосности градации связаны с первой подформацией, т. е. с самой нижней частью разреза формации.

В Инитал-Кызыльской, или аллювиально-озерно-бассейновой градации первая и нижняя части второй подформации слагаются исключительно аллювиальными разновидностями аллювиально-озерно-болотных циклов; средняя и верхняя части второй подформации — чередованием аллювиально-озерно-болотных, озерно-болотных, аллювиально-прибрежно-бассейновых и прибрежно-бассейновых циклов; третья подформация — чередованием прибрежно-бассейновых и бассейновых циклов (аллювиально-прибрежно-бассейновые циклы здесь представляют исключение). Максимальная угленосность приурочивается к верхнему циклу нижней части второй подформации (пласт Улуг), а рабочая еще и к средней части этой же подформации.

Восточноулугхемская, или аллювиально-озерная градация (западная часть зоны *С* карты прогноза угленосности) больше чем на половину состоит из чередования аллювиальных разновидностей аллювиально-озерно-болотных циклов (первая и нижняя часть второй подформации), аллювиально-озерно-болотных при незначительном развитии озерно-болот-

[1] Этот термин введен в литературу И. В. Хворовой (1961, стр. 295), которая под градацией понимает «части формаций, характеризующие их пространственное изменение в направлении от периферии структур к центру и состоящие из литологических комплексов, близких по условиям образования».

ных циклов (средняя и низы верхней частей второй подформации). В верхах второй подформации появляются прибрежно-бассейновые циклы. Не исключено, что если бы осадки третьей подформации не были здесь размыты, то на Чихачевском месторождении они имели бы прибрежно-бассейновый, а, возможно, и бассейновый генезис. Максимальная и рабочая угленосности этой градации характерны для средней части второй подформации.

Серлигхемская, или аллювиальная градация (восточная часть зоны *С* карты прогноза угленосности) изучена слабо, но по отрывочным данным, а также учитывая закономерности строения формации, должна быть полностью сложена аллювиальными, в низах также делювиально-пролювиальными, а в верхах — и озерными отложениями. Эта градация должна быть практически безугольной, так как она представляет периферическую часть формации, для которой были характерны аллювиальные обстановки горного типа.

Из сопоставления градаций нетрудно видеть, что по мере движения от Чадано-Онкажинской к Серлигхемской градации (с юго-запада и запада на северо-восток и восток) происходит постепенное замещение бассейновых осадков все более и более континентальными с одновременным смещением в том же направлении снизу вверх по разрезу максимальной угленосности. Последняя одновременно отражает переломный момент в развитии прогиба и характеризует собой смену преимущественного накопления континентальных (внизу) и бассейновых (вверху) осадков (фиг. 62). В этом проявляется одна из важнейших закономерностей строения юрской аллювиально-озерно-прибрежно-бассейновой угленосной формации, которая, как было показано ранее (см. гл. XII), составляет ведущее звено карты прогноза угленосности отложений Тувинского мезозойского межгорного прогиба.

Таким образом, на основе детального литолого-фациального изучения и формационного анализа юрских угленосных отложений Тувы установлено, что они образуют трансгрессивно построенную аллювиально-озерно-прибрежно-бассейновую угленосную формацию, возникшую в Тувинском мезозойском межгорном прогибе. Полученные в процессе исследования, а также при окончательной обработке материалов результаты в значительной мере по-новому освещают как ряд частных, так и более общих вопросов геологии Тувы.

К числу главнейших выводов относятся следующие.

1. Выяснены главнейшие закономерности строения и состава отложений формации, распределения фаций и обстановок осадконакопления и их эволюция в разрезе и на площади прогиба.

2. Уточнен возраст угленосных отложений и дано несколько иное в ряде случаев сопоставление их разрезов в отдельных районах прогиба.

3. Установлены и объяснены возможные причины, обусловливающие связь между осадко- и угленакоплением и между последними, с одной стороны, и характером тектонического режима, с другой.

4. Выявлены закономерности размещения общей, рабочей и максимальной угленосности разреза формации и их изменения на площади прогиба.

5. Расширены и уточнены представления об особенностях первичного преобразования исходного растительного материала при торфонакоплении в различных палеогеографических и палеотектонических обстановках.

6. Разработана генетическая классификация гумусовых углей, составлена карта прогноза угленосности юрских отложений и выяснена история геологического развития Тувинского межгорного прогиба в мезозойское время.

ЛИТЕРАТУРА

Аллювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донбасса.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1954, вып. 151, угольн. серия (№ 5).

Андрианов А. В. Путешествие на Алтай и за Саяны, совершенное в 1881 г.— Зап. Русск. геогр. об-ва по общей геогр., 1886, 11.

Апухтин А. И. и др. Краткое полевое руководство по комплексной геологической съемке четвертичных отложений. М., Изд-во АН СССР, 1957.

Белянкин Л. Ф., Вальц И. Э., Власов В. М., Горский И. И., Мокринский В. В., Тимофеев П. П. и Шарудо И. И. Карта нижнемезозойского ($T - J_2$) угленакопления на территории СССР. Масштаб 1 : 5 000 000. Л., Госгеолтехиздат, 1959.

Боголюбова Л. И. Генетические типы клареновых углей среднего карбона Донбасса.— Труды Лабор. геологии угля АН СССР, 1956, вып. 6.

Боголюбова Л. И. и Яблоков В. С. Генетические типы углей среднего карбона юго-западной части Донбасса.— Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 6.

Ботвинкина Л. Н. О начале циклов осадконакопления в угленосных толщах. Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 3.

Ботвинкина Л. Н., Жемчужников Ю. А., Тимофеев П. П., Феофилова А. П. и Яблоков В. С. Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1956.

Брунс Е. П. К литологии песчано-глинистой толщи C_1^{hn} Боровичского района.— Изв. Ленингр. геол.-развед. треста, 1935, № 2—3 (7—8).

Брунс Е. П. Основные черты строения и условия образования песчано-глинистой угленосной толщи Ленинградской области.— Сб. Ленингр. геол. упр., 1939, № 3.

Брунс Е. П. 1. Косая слоистость в песках нижнего карбона Боровичского района.— Труды Всес. науч.-исслед. ин-та минер. сырья, 1940, вып. 163.

Брунс Е. П. 2. О литологических исследованиях кольчугинской свиты.— Сов. геология, 1940, № 4.

Брунс Е. П. 3. О цикличности в Боровичском районе.— Труды Ленингр. геол. упр., 1940, № 3.

Брунс Е. П. Генезис юрских угленосных отложений южной Ферганы. В кн.: «Литологический сборник», т. I. Л.— М., Гостоптехиздат, 1948.

Варенцов И. М. 1. О песчаных породах Тувинского прогиба и вопросах их классификации. Ст. 1.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1957, 32, вып. 3.

Варенцов И. М. 2. Стратиграфия, литология, фации среднего и верхнего девона Тувинского прогиба. Автореф. канд. дисс. М., 1957.

Вахрамеев В. А. Ботанико-географическая и климатическая зональность на территории Евразии в юрское и меловое время. В кн.: «Вопросы палеобиогеографии и биостратиграфии». Труды I сессии Всес. палеонтол. об-ва. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Видавский В. В. и Рябоконева Н. Я. Органическая масса донецких углей в связи с их коксующимися свойствами. В кн.: «Геолого-химическая карта Донецкого бассейна», вып. 5. Харьков — М., Укргостоптехиздат, 1941.

Гинзбург А. И. О классификации и номенклатуре микрокомпонентов углей.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 6.

Головкинский Н. А. О пермской формации в центральной части Камско-Волжского бассейна. СПб., 1868.

Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (мле-

копитающие, палеолит).— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 64, серия геол. (№ 17).

Громов В. И., Краснов И. И. и Никифорова К. В. Основные принципы стратиграфического подразделения четвертичной системы и ее нижняя граница.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 5.

Грум-Гржимайло Г. Е. Западная Монголия и Урянхайский край. Т. 1. Описание природы этих стран. СПб., 1914.

Гудилин И. С., Додин А. Л. и Нордега И. Г. Объяснительная записка к геоморфологической карте Тувинской автономной области. М., Госгеолиздат, 1952.

Давыдова Т. Н. и Гольдштейн Ц. Л. Выделение генетических типов отложений как основа литогенетических исследований угленосных толщ.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1947, вып. 90, угольн. серия (№ 2).

Давыдова Т. Н. и Гольдштейн Ц. Л. Литологические исследования в Буреинском бассейне. М., Госгеолиздат, 1949.

Додин А. Л. Объяснительная записка к геологической карте Тувинской автономной области. Масштаб 1 : 1 000 000. М., Госгеолиздат, 1951.

Еленевский Р. А. Вопросы изучения и освоения пойм. М., Изд. ВАСХНИЛ, 1936.

Ергольская З. В. Донецкие угли. В кн.: «Атлас микроструктуры углей СССР». Л.— М., ГОНТИ, 1937.

Ергольская З. В. Изменение ископаемых углей в процессе углефикации. М.— Л., ГОНТИ, 1939.

Ефимцев Н. А. Четвертичное оледенение Западной Тувы и восточной части Горного Алтая.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 61.

Жемчужников Ю. А. Тип косой слоистости как критерий генезиса осадков.— Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1926, 7.

Жемчужников Ю. А. Общая геология каустобиолитов. Л.— М., ОНТИ, 1935.

Жемчужников Ю. А. Вводная статья к сб.: «Косая слоистость и ее геологическая интерпретация».— Труды Всес. науч.-исслед. ин-та минер. сырья, 1940, вып. 163.

Жемчужников Ю. А. Материалы по генезису Черновского и Букачачинского месторождений углей.— Труды Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1941, вып. 134.

Жемчужников Ю. А. Цикличное строение угленосных толщ, периодичность осадконакопления и методы их изучения.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1947, вып. 90, угольн. серия (№ 2).

Жемчужников Ю. А. Общая геология ископаемых углей. 2-е изд. М., Углетехиздат, 1948.

Жемчужников Ю. А. Угленосная толща и методика ее изучения.— Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1951, 25, вып. 2.

Жемчужников Ю. А. 1. О возможности и условиях захоронения аллювиальных осадков в ископаемых толщах.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1954, вып. 151, угольн. серия, (№ 5).

Жемчужников Ю. А. 2. Основные выводы из изучения аллювиальных накоплений в угленосной толще Донбасса.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 151, угольн. серия (№ 5).

Жемчужников Ю. А. и Брунс Е. П. Слоистость в породах ерунаковской подсвиты кольчугинской свиты Кузнецкого бассейна.— Труды Всес. науч.-исслед. ин-та мин. сырья, 1940, вып. 163.

Жемчужников Ю. А., Яблоков В. С., Боголюбова Л. И., Ботвинкина Л. Н., Феофилова А. П., Ритенберг М. И., Тимофеев П. П. и Тимофеева З. В. Строение и условия накопления основных угленосных свит и угольных пластов среднего карбона Донецкого бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1959—1960.

Зайцев Н. С. О плиоценовых осадках и молодых движениях в хребте Танну-Ола.— Докл. АН СССР, 1947, 57, № 9.

Зайцев Н. С. К стратиграфии и строению девонских отложений Тувинского прогиба.— Докл. АН СССР, 1955, 102, № 2.

Зайцев Н. С. Основные черты тектоники Тувинского прогиба.— Докл. АН СССР, 1957, 117, № 4.

Зайцев Н. С. и Покровская Н. В. О строении смежных частей Западного Саяна и Тувы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 6.

Залесский М. Д. Наблюдения о возрасте угленосной толщи Кузнецкого бассейна.— Мат. по общ. и прикл. геологии, 1926, вып. 39.

Запасы углей и горючих сланцев СССР. Краткая сводка результатов подсчета 1956 г М., Госгеолтехиздат, 1958.

Иванов Г. А. 1. О циклическом строении угленосных отложении Воркутинского месторождения (тезисы).— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1947, вып. 90, угольн. серия (№ 2).

Иванов Г. А. 2. Принципы детального литологического расчленения угленосных отложений и рациональной индексации угольных пластов (тезисы).— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1947, вып. 90, угольн. серия (№ 2).

Калиненко В. В. Генезис юрских углей Тувы. В кн.: «Генезис твердых горючих ископаемых». М., Изд-во АН СССР, 1959.

Клеменц Д. А. Voyages en Mongolie occidentale de 1885—1896.— Bull. Soc. Geogr., Paris, 1899, 20, 3 trimestre.

Клитин К. А. Тектоника центральной части Тувинского прогиба.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 36.

Ковалевский Е. П. Опыт геогностических исследований в Донецком горном кряже.— Горн. журн., 1827, 2, кн. 4.

Ковалевский Е. П. Геогностическое обозрение Донецкого горного кряжа.— Горн. журн., 1829, 1, кн. 1, 2, 3.

Копелиович А. В. Особенности эпигенеза песчаников могилевской свиты юго-запада Русской платформы и некоторые вопросы с ними связанные.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 11.

Копорулин В. И. Вторичные изменения пород угленосной толщи Чаданского месторождения Тувинского прогиба и проявления послеюрского магматизма в этом районе.— Докл. АН СССР, 1959, 127, № 6.

Косая слоистость и ее геологическая интерпретация.— Труды Всес. ин-та минер. сырья, 1940, вып. 163.

Коссовская А. Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1962, вып. 63.

Крашенинников Г. Ф. Косая слоистость и некоторые другие наблюдения текстур в угленосной толще Челябинского бассейна.— Труды Всес. науч.-исслед. ин-та минер. сырья, 1940, вып. 163.

Крашенинников Г. Ф. Проблема циклов в угленосных толщах.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1947, вып. 90, угольн. серия (№ 2).

Крашенинников Г. Ф. Условия накопления угленосных формаций СССР. М., Изд-во Моск. ун-та, 1957.

Кудрявцев Г. А. О стратиграфии докембрийских и нижнепалеозойских отложений Тувы. В кн.: «Труды регионального совещания по развитию производительных сил Тувинской автономной области». Новосибирск, Изд-во Сиб. отд. АН СССР, 1960.

Кузнецов В. А. Схема тектоники Тувы и ее положение в структуре Алтае-Саянской складчатой области.— Докл. АН СССР, 1949, 64, № 4.

Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Курбатова-Беликова Н. М. Итоги изучения микробиологической деятельности в естественных торфяных залежах.— Труды Ин-та торфа АН БССР, 1954, 3.

Лебедева З. А. К тектонике Бей-Кемского комплекса (Урянхайский край).—Докл. Росс. Акад. наук, серия А, 1922, январь.

Лебедева З. А. Основные черты геологии Тувы.— Труды Монгольск. ком. АН СССР, 1938, № 26, вып. 2.

Левенко А. И. Основные черты геологической истории Тувы.— Докл. АН СССР, 1950, 75, № 2.

Левенко А. И. Новые данные о возрасте галогенных отложений Тувы (девон).— Докл. АН СССР, 1956, 109, № 5.

Левенко А. И. Основные этапы геологической истории Тувинской впадины в девонское время и закономерности распределения на ее территории некоторых полезных ископаемых. В кн.: «Труды регионального совещания по развитию производительных сил Тувинской автономной области». Новосибирск, Изд-во Сиб. отд. АН СССР, 1960.

Левенко А. И. и Протопопова М. А. О стратиграфии и распространении отложений среднего девона в Туве.— Докл. АН СССР, 1954, 93, № 5.

Леонтьев Л. Н. Краткий геологический очерк Тувы. Труды Тувинск. компл. эксп. СОПС АН СССР, 1956, вып. 4.

Лосев А. Л. Геологическая изученность угольных месторождений Тувы. В кн.: «Сообщения о докладах и научных работах Совета по изучению производительных сил АН СССР», вып. 4. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Лосев А. Л. Угольные месторождения Тувинской автономной области.— Сов. геология, 1955, сб. 46.

Лурье М. Л. и Обручев С. В. Геологические исследования в северо-восточной Туве в 1945—1946 гг.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 4.

Маслов В. П. Происхождение и возраст хребта Танну-Ола и Убсанурской котловины (Южная Тува).— Землеведение, 1948, 2 (42).

Методы изучения осадочных пород. Отв. ред. Н. М. Страхов. Т. 1—2. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Наковник Н. И. Вторичные кварциты, их минеральные фации, генезис и практическое значение.— Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 1.

Наливкин Д. В. Учение о фациях. Т. 1 и 2. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1955—1956.

Нейбург М. Ф. К стратиграфии и возрасту угленосных отложений Танну-Тувинской Народной Республики.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1936, 5.

Нейбург М. Ф. О флоре и стратиграфии верхнего палеозоя и юры Танну-Тувы.— Докл. АН СССР, 1950, 71, № 3.

Николаев Н. И. Генетические типы новейших континентальных отложений.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1946, 21, вып. 4.

Обручев В. А. Естественные богатства Танну-Тувинской республики и степень изученности последней.— Новый Восток, 1926, № 13—14.

Обручев С. В. Восточная часть Саяно-Тувинского нагорья в четвертичное время.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1953, 85, вып. 5.

Отчет о деятельности Сибирского отделения Геологического комитета за 1920 г.— Изв. Сиб. отд. Геол. ком., 1922, 2, вып. 6.

Панченко С. И. Качественная характеристика и коксуемость углей Тувинской автономной области. В кн.: «Сообщения о докладах и научных работах Совета по изучению производительных сил АН СССР», вып. 4. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Пейве А. В. Типы и развитие палеозойских структур Урало-Тяньшанской геосинклинальной области.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 6.

Пинус Г. В. О западной границе области проявления юного вулканизма в горных сооружениях юга Сибири.— Докл. АН СССР, 1952, 84, № 2.

Пинус Г. В., Кузнецов В. А. и Волохов И. М. Гипербазиты Тувы.— Труды Тувинск. компл. эксп. СОПС АН СССР, 1955, вып. 2.

Плюснин И. И. Аллювий Волго-Ахтубинской поймы и дельты р. Волги как генетический тип геологических отложений.— Труды Научн.-исслед. ин-та геол. Саратов. ун-та, 1936, 1, вып. 1.

Погребицкий Е. О. О факторах метаморфизма углей Донецкого бассейна.— Химия тверд. топл., 1937, 8, вып. 5.

Порватов Б. М. Медные руды Урянхая.— Вестн. Об-ва сиб. инж., Томск, 1917, 2, вып. 1—2.

Потанин Г. Н. Очерки Северо-Западной Монголии. Вып. 3. СПб., Изд. Русск. геогр. общ., 1883.

Принада В. Д. О мезозойской флоре Сибири.— Мат. по геол. и полезн. ископ. Вост. Сиб., 1944, 19.

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Ч. 1—2. М., Гостоптехиздат, 1940.

Пустовалов Л. В. О вторичных полевых шпатах в осадочных породах. Труды Геол. ин-та АН СССР, 1956, вып. 5.

Рачковский И. П. и Педашенко А. И. Отчет (Годовой отчет СПб. минералогического общества).— Зап. СПб. минер. об-ва, 1904, 42, вып. 1, протоколы.

Рачковский И. П. и Педашенко А. И. Геологическая съемка и осмотр месторождений полезных ископаемых Уряханского края. Отчет.— Изв. Геол. ком., 1918, 37, № 1.

Ренгартен Н. В. Минералы титана в угленосных осадочных породах.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1956, вып. 5.

Родевич В. М. Очерки Урянхайского края. В кн. «Материалы для описания русских рек», вып. 24. СПб., 1910.

Рухин Л. Б. Основы литологии. Л.— М., Гостоптехиздат, 1953.

Рухин Л. Б. О классификации обломочных частиц.— Вестн. Ленингр. ун-та, серия геол. и географ., 1956, вып. 4.

Самойлович П. Я. Основные направления рационального использования донецких коксующихся углей в связи с их физико-химическими свойствами и распределением запасов по маркам в недрах.— Сб. работ Донец. угольн. ин-та, 1950, № 8.

Саханова Н. С. Спорово-пыльцевые комплексы угленосных отложений Канского бассейна. В кн.: «Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири в 1956 г.», Л., Гостоптехиздат, 1957.

Серпухов В. И. Геологическое строение и металлогения Тувы, Восточного Саяна и Красноярского края. В кн.: «Материалы по эндогенной металлогении Советского Союза». М., Госгеолиздат, 1953.

Смирнов Н. Н. Растительные остатки из Ursa-Stufe реки Улухем.— Труды СПб. об-ва естествоиспыт., 1912, **35**, отд. геол. и минер., вып. 5.

Сократов Г. И. О так называемом законе Вальтера в формировании слоистых осадочных отложений и его русской предыстории.— Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1949, **15—16**.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I. Типы литогенеза и их размещение на поверхности Земли. М., Изд-во АН СССР, 1960.

Татаринов П. М., Кузнецов В. А. и Филатов К. С. Геологические исследования в районе Актовракского месторождения асбеста в верховьях р. Енисея.— Труды Центр. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1934, вып. 13.

Татарский В. Б. Методы определения породообразующих карбонатных минералов. Л.— М., Гостоптехиздат, 1952.

Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков. Пер. с англ. М.—Л., ОНТИ, 1936.

Теодорович В. И. О следах интрузивной деятельности в центральной Туве.— Докл. АН СССР, 1953, **91**, № 3.

Тимофеев П. П. К вопросу о связи генетических типов углей с обстановками осадконакопления.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 5.

Тимофеев П. П. 1. К вопросу о генезисе некоторых гравийно-песчаных толщ угленосных отложений Тувы.— Докл. АН СССР, 1953, **92**, № 2.

Тимофеев П. П. 2. Фации нижней части юрских угленосных отложений Тувы.— Докл. АН СССР, 1953, **93**, № 2.

Тимофеев П. П. 1. Аллювиальные отложения и связанные с ними эрозионные размывы в угленосных свитах среднего карбона юго-западной окраины Донбасса.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1954, вып. 151, угольн. серия (№ 5).

Тимофеев П. П. 2. О некоторых особенностях юрского осадко- и угленакопления в Тувинской автономной области. В кн.: «Сообщения о докладах и научных работах Совета по изучению производительных сил АН СССР», вып. 4. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Тимофеев П. П. 3. Циклическое строение нижней части юрских угленосных отложений Тувы.— Докл АН СССР, 1954, **96**, № 1.

Тимофеев П. П. 1. Геология и генезис юрских угленосных отложений Тувы. В кн.: «Тезисы докладов Второго угольного геологического совещания при Лаборатории геологии угля АН СССР». Л., 1955.

Тимофеев П. П. 2. О генезисе юрских угленосных отложений района г. Чадана Западной Тувы.— Докл. АН СССР, 1955, **102**, № 6.

Тимофеев П. П. 3. Об условиях формирования генетических типов углей и их связи с циклами-обстановками осадконакопления в Донбассе.— Докл. АН СССР, 1955, **102**, № 4.

Тимофеев П. П. 1. Генетическая классификация гумусовых углей среднего карбона Донбасса.— Докл. АН СССР, 1956, **111**, № 5.

Тимофеев П. П. 2. К вопросу о причине циклического строения угленосных отложений среднего карбона юго-западной окраины Донбасса.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 2.

Тимофеев П. П. 1. Возможности расширения угольной базы Тувы.— Тувинская правда, 8 августа 1958 г.

Тимофеев П. П. 2. Геология среднеюрских отложений Тувы и прогноз их угленосности. Кызыл, 1958.

Тимофеев П. П. 3. О возрасте и расчленении юрских угленосных отложений Тувы.— Докл. АН СССР, 1958, **120**, № 5.

Тимофеев П. П. 1. Геология среднеюрских отложений Тувы и прогноз их угленосности (сокращенный доклад на Тувинск. регион. совещ. в 1958 г.).— Уч. зап. Тувинск. науч.-исслед. ин-та языка, литературы и истории, 1959, вып. 7.

Тимофеев П. П. 2. О некоторых особенностях геологического развития Тувы в среднем и верхнем палеозое и мезозое.— Докл. АН СССР, 1959, **126**, № 5.

Тимофеев П. П. 1. Стратиграфия и прогноз угленосности среднеюрских отложений Тувинского мезозойского межгорного прогиба. В кн.: «Труды регионального совещания по развитию производительных сил Тувинской автономной области». Новосибирск, Изд-во Сиб. отд. АН СССР, 1960.

Тимофеев П. П. 2. Фации генетических типов углей среднего карбона Донбасса и их генетическая классификация.— Труды Лабор. геологии угля АН СССР, 1960, вып. 10.

Тимофеев П. П. Генезис и генетическая классификация среднеюрских углей Тувинского межгорного прогиба.— Докл. АН СССР, 1961, 139, № 4.

Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба.— Докл. АН СССР, 1962, 147, № 5.

Тимофеев П. П. 1. Основные черты строения мезозойской угленосной формации Ангаро-Чулымского прогиба.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 81.

Тимофеев П. П. 2. Палеогеография юрской угленосной формации и история геологического развития Ангаро-Чулымского мезозойского прогиба.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 4.

Тимофеев П. П. и Боголюбова Л. И. Степень разложения растительного вещества как показатель тектонического режима области торфонакопления.— Докл. АН СССР, 1962, 144, № 4.

Тимофеев П. П., Боголюбова Л. И. и Яблоков В. С. Принципы построения генетической классификации гумусовых углей.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 2.

Травин А. Б., Пинус Г. В. и Вехов В. А. К характеристике некоторых юрских углей Тувы.— Докл. АН СССР, 1951, 77, № 5.

Унксов В. А. Верхнепалеозойские угленосные отложения Тувы.— Докл. АН СССР, 1949, 64, № 3.

Унксов В. А. Структурно-фациальные зоны Тувинского прогиба и размещение в нем эндогенной минерализации.— Труды Всес. науч.-исслед. геол. ин-та, 1961, 53.

Форш Н. Н. Новые данные о строении Окской толщи Боровичского и Тихвинского районов.— Изв. Ленингр. геол.-развед. треста, 1935, № 2—3.

Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 37.

Хворова И. В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1963, вып. 81.

Царева А. С. Химико-технологическое изучение углей Тувинской автономной области. В кн.: «Сообщения о докладах и научных работах Совета по изучению производительных сил АН СССР», вып. 4. М., Изд-во АН СССР, 1954.

Чернышев Ф. Н. и Лутугин Л. И. Донецкий бассейн.— Изв. Об-ва горн. инж., 1897, № 11—12.

Чихачев П. А. Voyage scientifique dans l'Altai oriental et les partier adjacents de la frontière de Chine. Paris, 1845.

Шанцер Е. В. К учению о фациях континентальных осадочных образований.— Бюлл. Комис. по изучен. четвертич. периода, 1948, № 13.

Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1951, вып. 135, геол. серия (№ 55).

Шварц П. Подробный отчет о результатах исследований Математического отдела Сибирской экспедиции Русского географического общества. СПб., 1864.

Швецов М. С. Петрография осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1958.

Шишкин Б. К. Очерки Урянхайского края.— Изв. Томск. ун-та, 1914, 10.

Шкуренко П. П. Петрографическое строение донецких углей. В кн.: «Геолого-химическая карта Донецкого бассейна», вып. 5. Харьков — М., Укргостехиздат, 1941.

Шмальгаузен И. Ф. Об отпечатках растений, собранных А. В. Андриановым.— Зап. русск. геогр. об-ва по общ. геогр., 1888, 10.

Шорыгина Л. Д. Стратиграфия кайнозойских отложений Западной Тувы.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1960, вып. 26.

Шорыгина Л. Д. Четвертичные отложения Западной Тувы. В кн.: «Вопросы геологии антропогена». К 6-му конгрессу INQUA в Польше в 1961 г. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Шрок Р. Р. Последовательность в свитах слоистых пород. М., ИЛ, 1950.

Яблоков В. С. и Боголюбова Л. И. О гумусовых углях и типах строения некоторых мощных угольных пластов мезозойского возраста.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 5.

Яковлев С. А. при участии Боча С. Г. и др. Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. Ч. 1—2. М., Госгеолтехиздат, 1954—1955.

Andree K. Wessen, Ursachen und Arten der Schichtung.— Geol. Rundschau 1915, 6.

Goeppert H. R. Abhandlung Preisschrift über Bildung der Steinkohlenlager. Haarlem, 1848.

Grabau A. W. Principles of Stratigraphy. N. Y., 1911.

Grabau A. W. The types of cross-bedding.— Science, 1917.

Grabau A. W. The Permian of Mongolia.— Nat. Hist. Central Asia, 1931, 4, No 4.

Kukuk P. Bemerkenswerte Einzelerscheinung der Gasflammenschichten in der Lippenmulde.— Gluckauf, 1920.

Moore R. S. Sedimentation cycles in the Pennsylvanian of the Northern Mid-Continent region.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1930, 41.

Newberry J. S. Circles of deposition in American sedimentary rocks.— Proc. Amer. Adv. Sci., 1872, 22.

Pruvost P. Sédimentation et subsidence. Dans: Centenaire de la Societe Géologique de France. Livre jubilaire 1830—1930, vol. 2. Paris, 1935.

Pruvost P. Un bassin houiller paralique d'age senomanien les lignites de Pont-Saint-Esprit.— Bull. Soc. Géol. de France, sér. 15, 1942, 12, No 4, 5, 6.

Stamp L. D. On cycles of sedimentation in the Eocen strata of the Anglo-Franco-Belgian Basin.— Geol. Mag., 1921, 58.

Stout W. Pennsylvanian cycles Ohio.— Ill. State Geol. Surv. Bull., 1931, No 60.

Udden J. A. Geology and mineral resources of the Peoria Quadrangle.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1912.

Walther J. Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft. Bd. 1—3. Jena, 1893—1894.

Wanless H. R. a. Shepard F. P. Sea level and climatic changes related to late Paleozoic cycles.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1936, 47, No 8.

Weller J. M. Cyclical sedimentation of the Pennsylvanian period and its significance.— J. Geol., 1930, 38, No 2.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

Аллювиальные отложения — А

(таблицы I—XIV, *1—7*)

Отложения русла — АР

(таблицы I—VIII)

Таблица I

Фация гравийно-песчаных осадков русла — АР.

Тип АР-1. Гравелиты, песчаник крупнозернистый, разнозернистые, иногда конгломераты разногалечниковые, несортированные.

1. Конгломерат крупногалечниковый, разногалечниковый, с песчано-гравийным цементом и включением крупных и мелких витренизированных обрывков растений. Гора Бом. Улугхемская свита.

2. Конгломерат среднегалечниковый, резко разногалечниковый, с песчано-гравийным цементом. Меджигейское месторождение. Улугхемская свита.

3. Конгломерат среднегалечниковый, разногалечниковый, с включением крупных и мелких галек. Участками порода представлена разнозернистыми гравелитами и песчаниками. Меджигейское месторождение. Улугхемская свита.

4. Конгломерат мелкогалечниковый, разногалечниковый, с прослоями гравийного (*а*) и песчаного (*б*) материала, а также с включением линз витрена (*в*). Меджигейское месторождение. Улугхемская свита.

Таблица II

Фация гравийно-песчаных осадков русла — АР.

Тип АР-1. Гравелиты, песчаник крупнозернистый, разнозернистые, иногда конгломераты разногалечниковые, несортированные.

1. Конгломерат мелкогалечниковый, разногалечниковый, с включением обломков слоистого алевролита (*а*). Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

2. Песчаник среднезернистый, разнозернистый, с крупной неправильной косой слоистостью, подчеркнутой включением то гравийного (*а*), то растительного витренизированного (*б*) материала. Инитальское месторождение. Нижнекызыльская свита.

3. Гравелит мелкозернистый, разнозернистый, с включением витренизированных обрывков растений (*а*) и слабо окатанных обломков алевролитов разной формы и размера. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

4. Гравелит среднезернистый, разнозернистый, несортированный, с включением песчаного материала. Меджигейское месторождение. Улугхемская свита.

5. Гравелит мелкозернистый, разнозернистый, с включением прослоев и линз песчаного разнозернистого материала, содержащего мелкие и крупные обугленные обрывки растений (*а*). Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

6. Гравелит мелкозернистый, песчанистый, с включением мелких и средних галек темно-бурого сидеритового (?) состава (*а*), а также крупных линз витрена (*б*). Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Таблица III

Фация гравийно-песчаных осадков русла — АР.

Тип АР-1. Гравелиты, песчаник крупнозернистый, разнозернистые, иногда конгломераты разногалечниковые, несортированные.

1. Конгломерат, в основном мелкогалечниковый, разногалечниковый, с прослоями и линзами песчано-гравийного материала, а также включениями галек среднего и крупного размера. Элегестское месторождение (южная часть). Улугхемская свита.

Тип АР-2. Гравелит мелкозернистый, редко среднезернистый, песчаник крупно- и среднезернистый, разнозернистые, с ритмической сортировкой зерен и косой крупной однонаправленной прямолинейной слоистостью.

2. Песчаник крупнозернистый, разнозернистый, с крупной косой однонаправленной прямолинейной слоистостью (*а*) залегает по отчетливой границе на отложениях типа АР-1 (*б*), представленных мелкогалечниковым конгломератом с большим количеством песчано-гравийного материала. Элегестское месторождение (южная часть). Улугхемская свита.

Таблица IV

Фация гравийно-песчаных осадков русла — АР.

Тип АР-2. Гравелит мелкозернистый, редко среднезернистый, песчаник крупно- и среднезернистый, разнозернистые, с ритмической сортировкой зерен и косой крупной однонаправленной прямолинейной слоистостью.

1. Косая крупная однонаправленная прямолинейная слоистость в крупнозернистых, разнозернистых гравийных песчаниках. Элегестское месторождение (южная часть). Улугхемская свита.

2. То же. Чихачевское месторождение (левый берег р. Сессерлиг). Улугхемская свита.

3. Косая крупная однонаправленная прямолинейная слоистость в мелкозернистом, разнозернистом гравелите. Элегестское месторождение (южная часть). Улугхемская свита.

Таблица V

Фация гравийно-песчаных осадков русла — АР.

Тип АР-2. Гравелит мелкозернистый, редко среднезернистый, песчаник крупно- и среднезернистый, разнозернистые, с ритмической сортировкой зерен и косой крупной однонаправленной прямолинейной слоистостью.

1. Косая крупная однонаправленная прямолинейная слоистость в песчанике крупнозернистом, разнозернистом. Элегестское месторождение (южная часть). Улугхемская свита.

2. То же в гравелите мелкозернистом, разнозернистом. Элегестское месторождение (южная часть). Улугхемская свита.

3. То же.

Таблица VI

Фация гравийно-песчаных осадков русла — АР.

Тип АР-2. Гравелит мелкозернистый, редко среднезернистый, песчаник крупно- и среднезернистый, разнозернистые, с ритмической сортировкой зерен и косой крупной однонаправленной прямолинейной слоистостью.

1. Песчаник крупнозернистый, разнозернистый, гравийный, с отчетливой косой крупной однонаправленной прямолинейной слоистостью, подчеркнутой ритмической сортировкой зерен. Разграничение слойков подчеркивается также мелким обугленным растительным детритом. В нижней части (основание косой серии) — включения галек крупного и мелкого размера, а также витренизированных обрывков растений. Элегестское месторождение. Улугхемская свита.

2. Песчаник крупнозернистый, разнозернистый, гравийный, с косой крупной однонаправленной прямолинейной слоистостью, которая подчеркивается хорошо выраженной ритмической сортировкой зерен. Инитальское месторождение. Нижнекызыльская свита.

3. Песчаник крупнозернистый, разнозернистый, гравийный, с косой крупной однонаправленной прямолинейной слоистостью. В верхней части на плоскостях наслоения присутствуют обугленные обрывки растений и детрит. Меджигейское месторождение. Улугхемская свита.

4. Песчаник крупнозернистый, разнозернистый, гравийный, с косой крупной однонаправленной прямолинейной слоистостью, подчеркнутой ритмической сортировкой зерен. Меджигейское месторождение. Улугхемская свита.

Таблица VII

Фация гравийно-песчаных осадков русла — АР.

Тип АР-2. Гравелит мелкозернистый, редко среднезернистый, песчаник крупно- и среднезернистый, разнозернистые, с ритмической сортировкой зерен и косой крупной однонаправленной прямолинейной слоистостью.

1. Песчаник среднезернистый, с косой крупной однонаправленной прямолинейной слоистостью. Слоистость подчеркивается слабо выраженной ритмической сортировкой зерен и небольшим количеством мелкого обугленного растительного детрита. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

2. Песчаник крупнозернистый, разнозернистый, гравийный, со слабо выраженной косой крупной однонаправленной прямолинейной слоистостью. Элегестское месторождение. Улугхемская свита.

3. Гравелит среднезернистый (*а*) и мелкозернистый (*б*), разнозернистые, с косой крупной однонаправленной прямолинейной слоистостью. Слоистость подчеркивается ритмической сортировкой зерен. Меджигейское месторождение. Улугхемская свита.

4. Песчаник среднезернистый, разнозернистый, с косой крупной однонаправленной прямолинейной слоистостью, подчеркнутой слабо выраженной ритмической сортировкой зерен и мелкими обугленными обрывками растений и детритом. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

5. Гравелит мелкозернистый, разнозернистый, песчанистый (*а*), с беспорядочной текстурой, включением слабо окатанных обломков алевролитов с первичной слоистой текстурой и крупных и мелких витренизированных обрывков растений (тип АР-1). В нижней части (*б*) песчаник крупнозернистый, разнозернистый, с косой крупной однонаправленной прямолинейной слоистостью (тип АР-2). Отложения типа АР-1 с эрозионным внутриформационным размывом залегают на отложениях типа АР-2. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

6. Песчаник среднезернистый, разнозернистый, с косой крупной однонаправленной прямолинейной слоистостью. Слоистость подчеркивается присутствием в основании каждого косого слойка гравийных зерен и галек различного размера. Онкажинское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Таблица VIII

Фация гравийно-песчаных осадков русла — АР.

Тип АР-3. Песчаник средне- и мелкозернистый, со слабо выраженной ритмической сортировкой зерен и косой крупной однонаправленной сходящейся слоистостью.

1. Песчаник среднезернистый, слабо разнозернистый, с косой крупной и мелкой однонаправленной сходящейся слоистостью, подчеркнутой слабо выраженной ритмической сортировкой зерен. На образце видно шесть косых серий ($а_1 - а_6$, из них верхняя и нижняя частично обрезаны) и одна с горизонтальной слоистостью (*б*). Верхняя часть отложений типа АР-3. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

2. Песчаник среднезернистый, с косой крупной однонаправленной сходящейся слоистостью, подчеркнутой обрывками растений и детритом. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

3. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной слабо волнистой слоистостью. Прослой породы, располагающийся между косыми сериями. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

4. Песчаник мелкозернистый, со слабо выраженной косой крупной однонаправленной сходящейся слоистостью. Слоистость подчеркивается в основном обугленным растительным детритом. Меджигейское месторождение. Улугхемская свита.

5. Песчаник среднезернистый, с косой крупной однонаправленной сходящейся слоистостью, подчеркнутой в значительной части обугленным растительным детритом. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

6. Песчаник среднезернистый с косой крупной однонаправленной сходящейся слоистостью, подчеркнутой в значительной части обугленным растительным детритом. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Отложения поймы — АП

(таблицы IX—XIV, *1—7*)

Таблица IX

Фация алеврито-песчаных осадков прирусловой части поймы — АПП.

Тип АПП-1. Песчаник мелкозернистый, редко среднезернистый с мелкой косой сходящейся слоистостью и прослоями с горизонтальной прерывисто-волнистой слоистостью.

1. Песчаник среднезернистый, слабо разнозернистый, с мелкой косой сходящейся слоистостью (*а*), подчеркнутой ритмической сортировкой материала. В верхней и

нижней частях образца прослои песчаника мелкозернистого, алевритового (*б*), с горизонтальной, участками прерывисто-волнистой слоистостью и включением крупных витренизированных обрывков растений (*в*). Элегестское месторождение. Нижнекызылъская свита.

2. Песчаник мелкозернистый, слабо разнозернистый, с мелкой косой выполаживающейся слоистостью. Слоистость подчеркивается алеврито-глинистым материалом с растительным детритом. Меджигейское месторождение. Улугхемская свита.

3. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой выполаживающейся и горизонтальной прерывисто-волнистой слоистостью. Слоистость подчеркивается мелким обугленным растительным детритом. Месторождение Красная горка. Нижнекызылъская свита.

Таблица X

Фация алеврито-песчаных осадков прирусловой части поймы — АПП.

Тип АПП-1. Песчаник мелкозернистый, редко среднезернистый, с мелкой косой сходящейся слоистостью и прослоями с горизонтальной прерывисто-волнистой слоистостью.

1. Песчаник мелкозернистый, со слабо выраженной полого-наклонной мелкой косой слоистостью (*а*), подчеркнутой обугленным растительным детритом и глинисто-алевритовым материалом. Вверх по разрезу появляются прослои алевролитов и аргиллитов, образующие сперва горизонтально-волнистую (*б*), а выше горизонтальную (*в*) слоистость. Эта часть разреза относится к отложениям, переходным к фации АПВ. Меджигейское месторождение. Улугхемская свита.

2. Песчаник мелкозернистый, со слабо выраженной мелкой косой сходящейся слоистостью, которая подчеркивается обугленным растительным детритом. Имеются прослои с горизонтальной прерывисто-волнистой слоистостью. Меджигейское месторождение. Нижнекызылская свита.

Тип АПП-2. Песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый, с мелкой косой штриховатой и косо-волнистой слоистостью, участками с прослоями заиления.

3. Алевролит крупнозернистый, с горизонтально-волнистой, участками со слабо выраженной мелкой косой штриховатой слоистостью. Слоистость подчеркивается в основном обугленным растительным детритом. Каахемское месторождение. Нижнекызылъская свита.

4. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной прерывисто-волнистой слоистостью, участками мелкой косой штриховатой и косо-волнистой. Присутствуют прослои алевролита мелкозернистого, глинистого — прослои заиления. Каахемское месторождение. Нижнекызылъская свита.

5. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косо-волнистой, участками горизонтально-волнистой слоистостью, подчеркнутой мелким обугленным растительным детритом, слюдой и алеврито-глинистым материалом. Элегестское месторождение. Нижнекызылъская свита.

Таблица XI

Фация алеврито-песчаных осадков прирусловой части поймы — АПП.

Тип АПП-2. Песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый, с мелкой косой штриховатой и косо-волнистой слоистостью, участками с прослоями заиления.

1. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косо-волнистой и горизонтально-волнистой слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом, слюдой и глинистым материалом. Элегестское месторождение. Улугхемская свита.

2. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой, участками косо-волнистой слоистостью. Слоистость подчеркивается в основном мелким обугленным растительным детритом. Каахемское месторождение. Нижнекызылъская свита.

3. Песчаник мелкозернистый, алевритовый, с горизонтальной прерывисто-волнистой и косо-волнистой слоистостью. Меджигейское месторождение. Нижнекызылъская свита.

4. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой и косо-волнистой слоистостью. Слоистость подчеркивается обугленным растительным детритом, слюдой и глинистым материалом. Меджигейское месторождение. Улугхемская свита.

5. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой слоистостью. Меджигейское месторождение. Нижнекызылъская свита.

Таблица XII

Фация алеврито-песчаных осадков прирусловой части поймы — АПП.

Тип АПП-2. Песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый, с мелкой косой штриховатой и косо-волнистой слоистостью, участками с прослоями заиления.

1. Песчаник мелкозернистый, с пологой косо-волнистой (*а*) и горизонтальной (*б*) слоистостью. Слоистость подчеркивается обугленным растительным детритом, который участками переполняет породу, образуя «слоеный пирог» (*в*). Элегестское месторождение. Нижнекызыльская свита.

2. Песчаник мелкозернистый, алеврито-глинистый, с мелкой косой штриховатой, косо-волнистой и горизонтально-волнистой слоистостью. Участками имеются прослои алевролитов глинистых и аргиллитов, обогащенных растительным детритом. Каахемское месторождение. Нижнекызыльская свита.

3. Алевролит мелкозернистый, сильно глинистый, с отчетливой тонкой горизонтальной слоистостью, подчеркнутой мелким обугленным растительным детритом. Увел. 32, ник. ‖.Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

4. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой и косо-волнистой слоистостью. Слоистость подчеркивается обугленным растительным детритом и глинистым материалом. Каахемское месторождение. Улугхемская свита.

Таблица XIII

Фация алеврито-песчаных осадков прирусловой части поймы — АПП.

Тип АПП-2. Песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый, с мелкой косой штриховатой и косо-волнистой слоистостью, участками с прослоями заиления.

1. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косо-волнистой и горизонтальной волнисто-прерывистой слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом и глинистым материалом. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

2. Песчаник среднезернистый, с неправильной прерывисто-волнистой слоистостью (*а*), залегающий с эрозионным размывом (внутриформационный размыв) на алевролите мелкозернистом (*б*), относящемся к типу АПВ-2. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Фация глинисто-алевритовых осадков застойных, часто заболачивающихся водоемов поймы — АПВ.

Тип АПВ-1. Алевролит крупнозернистый, песчаник мелкозернистый, с горизонтально-волнистой и линзовидной слоистостью, часто их переслаивание.

3. Алевролит крупнозернистый, глинистый, с тонкой горизонтальной и линзовидной слоистостью. Слоистость образована за счет прослоев песчаника мелкозернистого. Меджигейское месторождение. Улугхемская свита.

4. Песчаник мелкозернистый, с горизонтально-волнистой слоистостью (*а*), участками нарушенной подводным размывом с привносом более грубого песчаного материала (*б*). В верхней части песчаник становится алеврито-глинистым (*в*), тонкогоризонтально-слоистым, с включением волосковидных корневых остатков (*г*). Слоистость подчеркивается обугленным растительным детритом и глинистым материалом. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

5. Алевролит мелкозернистый, с горизонтальной слоистостью за счет послойного скопления обугленного растительного материала. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита. Увел. 90, ник. ‖.

Таблица XIV

Фация глинисто-алевритовых осадков застойных, часто заболачивающихся водоемов поймы — АПВ.

Тип АПВ-1. Алевролит крупнозернистый, песчаник мелкозернистый, с горизонтально-волнистой и линзовидной слоистостью, часто их переслаивание.

1. Песчаник мелкозернистый, близкий к алевролиту крупнозернистому, с горизонтальной сплошной и горизонтально-волнистой слоистостью. Вверх по разрезу песчаник мелкозернистый переходит в алевролит крупнозернистый. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

2. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной сплошной и прерывистой слоистостью. Участками переслаивание песчаника мелкозернистого с алевролитами. Инитальское (левобережное) месторождение. Нижнекызыльская свита.

3. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной, участками слабоволнистой слоистостью, за счет обугленного растительного детрита и алевритово-глинистого материала. Каахемское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Тип АПВ-2. Алевролиты, аргиллит, иногда углистые, с горизонтальной, редко горизонтально-волнистой слоистостью и большим количеством растительного детрита, обрывков стеблей и листьев хорошей сохранности.

4. Переслаивание мелкозернистого песчаника с алевролитами по неровным границам наслоения. Имеются текстуры взмучивания и, очевидно, оползания. Эти отложения непосредственно подстилают почвенные образования. Каахемское месторождение. Нижнекызыльская свита.

5. Аргиллит с отпечатками обрывков растений. Меджигейское месторождение. Улугхемская свита.

6. Алевролит крупнозернистый, глинистый, с мелкой полосовидной, участками горизонтальной слоистостью. Меджигейское месторождение. Улугхемская свита.

7. Алевролит мелкозернистый, сильно глинистый, с горизонтальной слоистостью, подчеркнутой обугленными обрывками растений и детритом. Увел. 90,, ник. ||. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Делювиально-пролювиальные отложения — ДП

(таблица XIV, *8*)

Фация алеврито-глинистых осадков подножий склонов (внутренняя часть делювиального шлейфа) — ДПС.

Тип ДПС-1. Алевролиты и аргиллиты с разнообразной по составу и размеру щебенкой пород.

8. Алевролит мелкозернистый, глинистый, с включением угловатых и слабо окатанных обломков (щебенки) пород гравийно-галечной размерности. В нижней части отложения представлены аргиллитом темно-серого цвета с аналогичными включениями. Меджигейское месторождение. Улугхемская свита.

Озерно-болотные отложения — ОБ
(таблицы XV—XXI)

Отложения заболоченных приустьевых аллювиальных и прибрежно-бассейновых равнин

Таблица XV

Фация глинисто-алевритовых осадков заболоченных приустьевых аллювиальных равнин — ОБУ.

Тип ОБУ-1. Алевролиты, аргиллит, с комковатой текстурой и корневыми остатками — почва угольного пласта.

1. Алевролит крупнозернистый, в верхней части глинистый, с включением крупных корешков растений. Вниз по разрезу переходит в отложения ОБУ-2, имеющие едва заметную неправильную флюидоподобную текстуру. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

2. Алевролит мелкозернистый, глинистый, с включением корешков растений. По всей толще, особенно в нижней части, видна неправильная флюидоподобная текстура, представляющая результат взмучивания и переотложения осадков. Меджигейское месторождение. Улугхемская свита.

3. Алевролит крупнозернистый с включением корешков и витренизированных обрывков растений, придающих породе неправильную текстуру. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

4. Алевролит мелкозернистый, глинистый, с включением обугленных корневых остатков, располагающихся в различных направлениях. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Тип ОБУ-2. Алевролиты, иногда песчаник мелкозернистый, с корневыми остатками — подпочва угольного пласта.

5. Песчаник мелкозернистый, слабо глинистый, с редкими корневыми остатками и мелкими текстурами взмучивания и оползания. По всей толще видна слабо выраженная горизонтальная прерывисто-волнистая и косо-волнистая слоистость. Каахемское месторождение. Нижнекызыльская свита.

6. Алевролит крупнозернистый, песчанистый, с включением большого количества обугленных обрывков растений, в том числе корешков растений. Характерна неправильная «перепутанная» микротекстура. Увел. 30, ник. ||. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Фация песчано-алевритовых осадков заболоченных прибрежно-бассейновых равнин — ОБП.

Тип ОБП-1. Алевролиты с комковатой текстурой и корневыми остатками — почва угольного пласта.

7. Алевролит крупнозернистый, в верхней части глинистый, с включением крупных витренизированных корневых остатков. Характерны флюидоподобные текстуры, подчеркиваемые песчаным материалом. В нижней части появляется сперва слабо, затем хорошо выраженная горизонтальная прерывисто-волнистая и косо-волнистая слоистость. Каахемское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Таблица XVI

Фация песчано-алевритовых осадков заболоченных прибрежно-бассейновых равнин — ОБП.

Тип ОБП-1. Алевролиты с комковатой текстурой и корневыми остатками — почва угольного пласта.

1. Алевролит мелкозернистый, сильно глинистый, с неправильной перепутанной микротекстурой за счет включения большого количества обугленных обрывков растений, в том числе корешков растений. Увел. 90, ник. ||. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

2. Алевролит крупнозернистый, в верхней части сильно глинистый, темно-серый, в остальной — серый, с включением обугленных корешков растений. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

3. Алевролит крупнозернистый, темно-серый, с включением корешков растений и комковатой текстурой. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Тип ОБП-2. Алевролиты, песчаник мелкозернистый, с корневыми остатками и флюидоподобной текстурой — подпочва угольного пласта.

4. Алевролит крупнозернистый, песчано-глинистый, с флюидоподобными текстурами и текстурами оползания. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

5. Алевролит крупнозернистый, глинистый, с включением мелких обугленных обрывков растений, в том числе корешков растений. Порода имеет флюидоподобную текстуру. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Таблица XVII

Фация песчано-алевритовых осадков заболоченных прибрежно-бассейновых равнин — ОБП.

Тип ОБП-2. Алевролиты, песчаник мелкозернистый, с корневыми остатками и флюидоподобной текстурой — подпочва угольного пласта.

1. Алевролит крупнозернистый, темно-серый, с включением мелких корешков растений и псевдоморфоз сидерита по корневым остаткам. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

2. Алевролит крупнозернистый, песчанистый, с включением отдельных корешков растений. По всей толще имеются прослои более грубого материала с неровными, но отчетливыми границами. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

3. Алевролит крупнозернистый (а), темно-серый, с включением редких корешков растений и линз песчаного материала. По резкой неровной границе залегает на песчанике мелкозернистом (*б*). Каахемское месторождение. Нижнекызыльская свита.

4. Алевролит крупнозернистый, песчано-глинистый, с включением многочисленных мелких и крупных витренизированных обрывков растений, возможно, в том числе и корешков растений. Увел. 46, ник. ||. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Отложения зарастающих и заиливающихся застойных водоемов заболачивающегося побережья

(таблицы XVIII—XXI)

Таблица XVIII

Фация алевритовых осадков застойных и зарастающих озерных водоемов заболачивающихся прибрежно-бассейновых равнин — ОБВ.

Тип ОБВ-1. Алевролиты, песчаник мелкозернистый, с неправильной горизонтальной прерывисто-волнистой и линзовидной слоистостью, неровными плоскостями наслоения, часто текстурами взмучивания и оползания.

1. Алевролит крупнозернистый, глинистый, серовато-стального цвета, с неправильной горизонтальной прерывисто-волнистой слоистостью и текстурами взмучивания, протыкания и оползания. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

2. Песчаник мелкозернистый, алевритo-глинистый, с включением отдельных корешков растений, прослоями алевролитов с неровными границами наслоения за счет текстур взмучивания. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

3. Песчаник мелкозернистый, с флюидоподобными текстурами и включением отдельных корешков растений и растительного детрита. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

4. Алевролит крупнозернистый, сильно глинистый, с большим количеством сгустковых включений железистых тонкодисперсных карбонатов и мелкого растительного детрита. Увел. 90, ник. ||. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Таблица XIX

Фация алевритовых осадков застойных и зарастающих озерных водоемов заболачивающихся прибрежно-бассейновых равнин — ОБВ.

Тип ОБВ-1. Алевролиты, песчаник мелкозернистый, с неправильной горизонтальной прерывисто-волнистой и линзовидной слоистостью, неровными плоскостями наслоения, часто текстурами взмучивания и оползания.

1. Песчаник мелкозернистый, со слабо выраженной мелкой косо-волнистой слоистостью, нарушенной текстурами взмучивания. По всей толще — включения обугленных обрывков растений. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

2. Алевролит крупнозернистый, близкий к мелкозернистому песчанику, глинистый, со слабо выраженной горизонтальной прерывисто-волнистой слоистостью, участками осложненной текстурами взмучивания за счет включения песчаного материала. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Тип ОБВ-2. Алевролиты без видимой слоистости, с остроугольно-раковистым изломом, включением растительного детрита и обрывков растений, в том числе корешков, часто с прослоями и линзами углей и углистых пород.

3. Алевролит мелкозернистый, с остроугольно-раковистым изломом и включением желвакообразных конкреций сидеритового состава. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

4. Аргиллит алевролитовый, с включением растительного детрита и мелких выделений железистого карбоната. Увел. 90, ник. ||. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

5. Алевролит мелкозернистый, глинистый, с остроугольно-раковистым изломом, включением мелких обрывков растений и тонких корешков растений. Каахемское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Таблица XX

Фация алевритовых осадков застойных и зарастающих озерных водоемов заболачивающихся прибрежно-бассейновых равнин — ОБВ

Тип ОБВ-2. Алевролиты без видимой слоистости, с остроугольно-раковистым изломом, включением растительного детрита и обрывков растений, в том числе корешков, часто с прослоями и линзами углей и углистых пород.

1. Алевролит крупнозернистый, с прослоями песчаника мелкозернистого, имеющего неровные границы. Имеются текстуры взмучивания, ходы жизнедеятельности илоядных животных. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Фация углистых алевритo-глинистых осадков заиливающихся озер и торфяных болот побережья — ОБЗ.

Тип ОБЗ-1. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, углистые.

2. Аргиллит углистый, черного цвета, с мелкими линзочками, прослойками и пленочками кальцита. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

3. Аргиллит углистый, черного цвета, с пленочками кальцита по трещинам кливажа. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

4. Алевролит мелкозернистый, углисто-глинистый, участками с прерывистой горизонтальной и линзовидной слоистостью за счет включения более грубого алевритового и песчаного материала. В нижней части виден отчетливый контакт с углем. Элегестское месторождение (штольня Усть-Элегест). Улугхемская свита.

5. Аргиллит углистый, со значительной примесью мелкоалевритового материала. Увел. 100, ник. ||. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Таблица XXI

Фация углистых алеврито-глинистых осадков заиливающихся озер и торфяных болот побережья — ОБЗ.

Тип ОБЗ-1. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, углистые.

1. Аргиллит углистый, с тонкой горизонтальной слоистостью и линзами витрена. Каахемское месторождение. Нижнекызыльская свита.

2. Алевролит мелкозернистый, углистый, с тонкой горизонтальной слоистостью и линзами витрена. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

3. Алевролит мелкозернистый, углистый, переполнен фюзенизированными обрывками растений. Отложения переходные к типу ОБЗ-2. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Тип ОБЗ-2. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, углисто-листоватые, с обилием обрывков растений, часто с листовой флорой хорошей сохранности.

4. Аргиллит алевритовый, углистый, с большим количеством обугленных обрывков растений, подчеркивающих тонкую горизонтальную слоистость. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

5. Аргиллит углистый, с обилием обугленных обрывков растений, подчеркивающих горизонтальную слоистость, придающих породе листоватость. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

6. Аргиллит углистый, переполнен крупными и мелкими витренизированными обрывками растений. Порода имеет листоватое сложение. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Болотные отложения — ТБ (отложения торфяных болот)

(таблицы XXII и XXV)

Условные обозначения на таблицах XXII—XXV: *вА* — витрен А, *вБ* — витрен Б, *вВ* — витрен В, *ва* — витреновый аттрит, *вф* — витрено-фюзен, *ггв* — губчатое гелефицированное вещество, *кц* — зерна кварца, *кт* — кутикула, *квк* — ксиловитрен комковатый, *квф* — ксиловитрено-фюзен, *кф* — ксило-фюзен, *м*-микроспоры, *огв* — однородное гелефицированное вещество, *ф* — фюзен, *фа* — фюзеновый аттрит.

Отложения подвижных торфяных болот — ТБП

(таблицы XXII и XXIII)

Таблица XXII

Фация подвижных обводненно-проточных торфяных болот — ТБП-1.

Тип ТБП-1а. Гелифюзинитоподобный телинит.

1. Гелифюзинитоподобный телинитовый уголь с витреновым (*ва*) аттритом, микроспорами (*м*), ксиловитрено-фюзеном (*квф*) и зернами кварца (*кц*). Увел. 160, ник. ||. Меджигейское месторождение, пласт. 7. Нижнекызыльская свита.

2. Гелифюзинитоподобный телинитовый уголь с витреновым аттритом (*ва*), микроспорами (*м*) и зернами кварца (*кц*). Увел. 160, ник. ||. Инитальское (левобережное) месторождение, пласт Сенекский. Улугхемская свита.

Фация подвижных сильно обводненных слабо проточных торфяных болот — ТБП-2.

Тип ТБП-2а. Гелито-телинит древесинный с фюзеном.

3. Гелито-телинитовый уголь с линзами фюзена (*ф*) и единичными микроспорами (*м*). Увел. 160, ник. ||. Инитальское (левобережное) месторождение, пласт Сенекский. Улугхемская свита.

Фация подвижных сильно обводненных застойных торфяных болот — ТБП-3.
Тип ТБА-3а. Гелито-телинит древесинный.

4. Гелито-телинитовый уголь из обрывков древесных тканей. Увел. 160, ник. ||. Эрбекское месторождение, пласт № 2 (Улуг). Улугхемская свита.

Таблица XXIII

Фация подвижных сильно обводненных застойных торфяных болот — ТБП-3.

Тип ТБП-3а. Гелито-телинит древесинный.

1. Гелито-телинитовый уголь из обрывков древесных тканей с единичными листьями. Увел. 160, ник. ||. Эрбекское месторождение, пласт № 2 (Улуг). Улугхемская свита.

Тип ТПБ-3б. Гелито-телинит паренхимный (паренхит).

2. Гелито-телинитовый уголь из листовой паренхимы (паренхит) с единичной кутикулой (*кт*). Увел. 160, ник. ||. Инитальское (правобережное) месторождение, пласт № 2 (Мощный). Улугхемская свита.

3. Гелито-телинитовый уголь из листовой паренхимы (паренхит), окаймленной кутикулой (*кт*). Увел. 160, ник. ||. Эрбекское месторождение, пласт № 2 (Улуг). Улугхемская свита.

Фация подвижных слабо обводненных «сухих» застойных торфяных болот — ТБП-4.

Тип ТБП-4а. Фюзинито-телинит (фюзено-ксиленовый уголь).

4. Фюзинито-телинитовый уголь из древесных тканей. Увел. 160, ник. ||. Инитальское (левобережное) месторождение, пласт Сенекский. Улугхемская свита.

Отложения относительно подвижных торфяных болот — ТБОП

Таблица XXIV

Фация относительно подвижных сильно обводненных слабо проточных торфяных болот — ТБОП-2.

Тип ТБОП-2а. Гелито-посттелинит с фюзеном.

1. Гелито-посттелинитовый уголь со значительной примесью мелкого и крупного фюзенового аттрита (*фа*) и единичными микроспорами (*м*). Увел. 160, ник. ||. Инитальское (левобережное) месторождение, пласт Сенекский. Улугхемская свита.

2. Гелито-посттелинитовый уголь с редким, в основном мелким фюзеновым аттритом (*фа*) и единичными микроспорами (*м*). Увел. 160, ник. ||. Инитальское (правобережное) месторождение, пласт Мощный (№ 2). Улугхемская свита.

3. Гелито-посттелинитовый уголь с единичным мелким фюзеновым аттритом (*фа*), кутикулой (*кт*) и микроспорами (*м*). Увел. 160, ник. ||. Меджигейское месторождение, пласт № 7. Нижнекызыльская свита.

Фация относительно подвижных сильно обводненных застойных торфяных болот — ТБОП-3.

Тип ТБОП-3а. Гелито-посттелинит.

4. Гелито-посттелинитовый уголь с единичными микроспорами (*м*) и кутикулой (*кт*). Увел. 160, ник. ||. Меджигейское месторождение, пласт № 7. Нижнекызыльская свита.

Отложения относительно устойчивых торфяных болот — ТБОУ

(таблица XXV, *1*, *2*)

Таблица XXV

Фация относительно устойчивых сильно обводненных застойных торфяных болот — ТБОУ-3.

Тип ТБОУ-3а. Гелито-прекоплинит.

1. Гелито-прекоплинитовый уголь с единичными микроспорами (*м*) и редким мелким фюзеновым аттритом (*фа*). Увел. 160, ник. ||. Эрбекское месторождение, пласт № 2 (Улуг). Улугхемская свита.

2. Гелито-прекоплинитовый уголь с единичными микроспорами (*м*). Увел. 160, ник. ||. Меджигейское месторождение, пласт № 7. Нижнекызыльская свита.

Отложения устойчивых торфяных болот — ТБУ

(таблица XXV, *3*, *4*)

Фация устойчивых сильно обводненных слабо проточных торфяных болот — ТБУ-2.

Тип ТБУ-2а. Гелито-коллинит с фюзеновым аттритом.

3. Гелито-коллинитовый уголь с микроспорами (*м*) и мелким фюзеновым аттритом (*фа*). Увел. 160, ник. ||. Меджигейское месторождение, пласт угля цикла 56. Нижнекызыльская свита.

Фация устойчивых сильно обводненных застойных торфяных болот — ТБУ-3.

Тип ТБУ-3а. Гелито-коллинит.

4. Гелито-коллинитовый уголь с микроспорами (*м*). Увел. 160, ник. ||. Меджигейское месторождение, пласт угля цикла 60. Нижнекызыльская свита.

Бассейновые отложения — Б

(таблицы XXVI—XLVI)

Отложения прибрежно-мелководных частей бассейна

(таблицы XXVI—XLII)

Таблица XXVI

Фация алеврито-глинистых осадков полуизолированных прибрежно-мелководных частей бассейна — БПП.

Тип БПП-1. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, почти черного цвета, с тонкой горизонтальной слоистостью и обилием обугленного растительного детрита.

1. Алевролит мелкозернистый, темно-серый, с тонкой горизонтальной слоистостью и прослоями глинистого и углистого материала, а также включением витренизированных обрывков растений. Кровля угольного пласта. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

2. Аргиллит почти черного цвета, с тонкой горизонтальной слоистостью, переполнен крупными и мелкими обугленными обрывками растений. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

3. Алевролит мелкозернистый, глинистый, буровато-черного цвета, с тонкой горизонтальной слоистостью, возможно слабо углистый. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

4. Алевролит мелкозернистый, темно-серого цвета, с большим количеством мелких обугленных обрывков растений. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Тип БПП-2. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, с тонкой горизонтальной слоистостью и листовой флорой хорошей сохранности.

5. Алевролит мелкозернистый, темно-серый, с тонкой горизонтальной слоистостью, подчеркнутой обугленными обрывками растений. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

6. Алевролит крупнозернистый, глинистый, темно-серый, с отпечатками обрывков *Cladophlebis* sp. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Таблица XXVII

Фация алеврито-глинистых осадков полуизолированных прибрежно-мелководных частей бассейна — БПП.

Тип БПП-2. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, с тонкой горизонтальной слоистостью и листовой флорой хорошей сохранности.

1. Алевролит крупнозернистый, глинистый, темно-серый, с отпечатками *Cladophlebis haiburnensis* L. et H. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

2. То же.

3. Аргиллит темно-серый, с отпечатками *Equisetites* sp. Листовое влагалище с отходящими листочками. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

4. Аргиллит темно-серый, с отпечатками *Cladophlebis* sp. Каахемское месторождение. Нижнекызыльская свита.

5. Аргиллит алевритовый, темно-серый, с отпечатками *Coniopteris* sp. Каахемское месторождение. Нижнекызыльская свита.

6. Аргиллит алевритовый, темно-серый, с отпечатками обрывков *Coniopteris hymenophylloides* Brongn. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

7. Аргиллит темно-серый, с отпечатками обрывков *Cladophlebis* sp., *Czekanowskia* sp. Каахемское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Таблица XXVIII

Фация алеврито-глинистых осадков полуизолированных прибрежно-мелководных частей бассейна — БПП.

Тип БПП-3. Алевролит мелкозернистый, глинистый, аргиллит, с тонкой горизонтальной, участками линзовидной слоистостью, обрывками растений и растительным детритом.

1. Алевролит крупнозернистый, глинистый, темно-серый, с отпечатками крупных обугленных обрывков растений. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

2. Алевролит мелкозернистый, глинистый, темно-серый, с отпечатками крупных и мелких обугленных обрывков растений. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

3. Аргиллит тонкоотмученный, с включением мелкого растительного детрита. Увел. 200, ник. ||. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Тип БПП-4. Аргиллит, иногда алевролит мелкозернистый, со слабо выраженными тонкой горизонтальной слоистостью и железисто-карбонатными конкреционными образованиями.

4. Алевролит мелкозернистый, глинистый, темно-серый, массивный, без видимой слоистости, с включением бурых конкреционных образований сидерита (?). Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

5. Аргиллит алевритовый, темно-бурый, с железисто-карбонатным цементом. Увел. 46, ник. ||. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

6. Алевролит крупнозернистый, с включением микроконкреций сферосидерита. Увел. 200, ник. ||. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Таблица XXIX

Фация алеврито-глинистых осадков полуизолированных прибрежно-мелководных частей бассейна — БПП.

Тип БПП-5. Алевролиты, иногда песчаник мелкозернистый, с линзовидной, горизонтальной и горизонтальной прерывисто-волнистой слоистостью, подчеркнутой растительным детритом, участками с прослоями переслаивания.

1. Алевролит крупнозернистый, глинистый, темно-серый, с горизонтальной слоистостью (полосовидная мелкая сплошная слоистость) за счет чередования гранулометрических разностей (*а*). Слоистость подчеркивается слюдой и растительным детритом. В верхней части (*б*) прослой с горизонтально-волнистой и мелкой косой штриховатой слоистостью. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

2. Алевролит крупнозернистый, глинистый, участками с тонкой горизонтальной (*а*), иногда прерывистой (*б*) и линзовидной (*в*) слоистостью. В верхней части (*г*) имеются мелкие текстуры взмучивания — слои, переходные к отложениям фации БММ. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Фация алеврито-карбонатных осадков прибрежно-мелководной части бассейна — БКМ.

Тип БКМ-1. Алевролиты, иногда песчаник мелкозернистый, сильно известковистые, с редким растительным детритом.

3. Алевролит мелкозернистый, темно-бурый, участками глинистый (*а*). По всей толще имеются включения мелких обломков фауны (*б*). К участкам, обогащенным глинистым материалом, приурочиваются обрывки растений и растительный детрит. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

4. Алевролит мелкозернистый, с включением зерен микрозернистого кальцита и железистого карбоната, а также более крупных кварцевых зерен и обрывков растений и растительного детрита. Увел. 90, ник. ||. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Таблица XXX

Фация алеврито-карбонатных осадков прибрежно-мелководной части бассейна — БКМ.

Тип БКМ-1. Алевролиты, иногда песчаник мелкозернистый, сильно известковистые, с редким растительным детритом.

1. Алевролит крупнозернистый, глинистый, массивный, темно-бурый, энергично вскипает от соляной кислоты. Светлые участки (*а*) обогащены карбонатным, а тем-

ные (*б*) глинистым материалом. К темным участкам приурочен растительный детрит Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

2. Алевролит мелкозернистый, глинистый, темно-бурого цвета, известковистый, содержит неопределимые отпечатки пелеципод. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

3. Алевролит мелкозернистый, сильно известковистый, с включением мелких конкреций сидерита. Конкреция сидерита в окрашенной породе. Увел. 290, ник. ||. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Тип БКМ-2. Известняк с примесью глинисто-алевритового материала, растительным детритом, иногда с остатками фауны.

4. Известняк мелкокристаллический, глинисто-алевритовый (*а*) с прослоями песчаного материала (*б*), обладающего горизонтальной прерывисто-волнистой, участками косо-волнистой слоистостью. Вверх по разрезу известняк переходит в алевролит мелкозернистый, глинистый, относящийся к типу БКМ-1. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Таблица XXXI

Фация алеврито-карбонатных осадков прибрежно-мелководной части бассейна — БКМ.

Тип БКМ-2. Известняк с примесью глинисто-алевритового материала, растительным детритом, иногда с остатками фауны.

1. Известняк песчанистый, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

2. Известняк алеврито-глинистый, с включением *Subcardinia* cf. *turfanensis* Martins. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

3. Известняк с примесью алеврито-глинистого материала. Кристаллы кальцита имеют более серую окраску по сравнению с зернами кварца, а также часто отчетливые трещины спайности. Увел. 90, ник. ||. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

4. Известняк алевритовый, мелкокристаллический, с хлопьевидно-зернистой структурой. Увел. 150, ник. ||. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

5. Контакт между известняком мелкокристаллическим, алевритовым, участками глинистым (*а*) и аргиллитом фации БТГ (*б*). Поверхность аргиллита неровная, имеются углубления, заполненные вышележащим карбонатным материалом, возможно присутствуют следы жизнедеятельности илоядных животных. Увел. 20, ник. ||. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Таблица XXXII

Фация алеврито-песчаных осадков прибрежного малоподвижного мелководья — БММ.

Тип БММ-1. Полого-волнистое переслаивание пород от аргиллита до песчаника мелкозернистого.

1. Тонкое и мелкое переслаивание алевролитов и песчаника мелкозернистого. Песчаные прослои участками имеют мелкую косую штриховатую слоистость. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

2. Тонкое и мелкое переслаивание алевролитов и мелкозернистого песчаника. Песчаные прослои участками имеют мелкую косую штриховатую, участками линзовидную слоистость. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

3. Тонкое переслаивание алевролитов и песчаника мелкозернистого или алевролит крупнозернистый с горизонтальной, участками слабо волнистой слоистостью за счет песчаного материала. Отложения переходные к типу БПП-5. На плоскостях — слюда, растительный детрит. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

4. Прослой крупнозернистого алевролита из мелкого переслоя алевролитов и мелкозернистого песчаника, с отпечатками *Cladophlebis* sp. и других обрывков растений. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

5. Мелкое переслаивание алевролитов и мелкозернистого песчаника, участками с неровными плоскостями наслоения. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

6. Деталь тонкого переслаивания алевролитов с аргиллитом алевритовым. Глинистые прослои обогащены обугленным растительным детритом. Увел. 22, ник. ||. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Таблица XXXIII

Фация алеврито-песчаных осадков прибрежного малоподвижного мелководья — БММ.

Тип БММ-1. Полого-волнистое переслаивание пород от аргиллита до песчаника мелкозернистого.

1. Мелкое (вверху) и тонкое (внизу) переслаивание алевролитов и песчаника мелкозернистого, участками среднезернистого. Песчаные прослои имеют мелкую косую выполаживающуюся слоистость, подчеркнутую алеврито-глинистым материалом, слюдой и обугленным детритом. Элегестское месторождение. Нижнекызыльская свита.

2. Тонкое переслаивание алевролитов и песчаника мелкозернистого. На плоскостях слюда, растительный детрит. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

3. Мелкое переслаивание алевролитов и песчаника мелкозернистого. Песчаные прослои имеют мелкую косую штриховатую и горизонтальную прерывисто-волнистую слоистость. На плоскостях — слюда и растительный детрит. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Тип БММ-2. Полого-волнистое переслаивание пород от аргиллита до песчаника мелкозернистого, с текстурами взмучивания и оползания, иногда со следами жизнедеятельности илоядных животных.

4. Мелкое переслаивание алевролитов и песчаника мелкозернистого, с крупными текстурами взмучивания. Верхняя часть образца — отложения типа БПМ-1. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

5. Полого-волнистое переслаивание песчаника крупнозернистого с алевролитами и аргиллитом на границе между отложениями фаций БСМ и БПП. Это обычный переход между отложениями этих двух фаций. Каахемское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Таблица XXXIV

Фация алеврито-песчаных осадков прибрежного малоподвижного мелководья — БММ.

Тип БММ-2. Полого-волнистое переслаивание пород от аргиллита до песчаника мелкозернистого, с текстурами взмучивания и оползания, иногда со следами жизнедеятельности илоядных животных.

1. Мелкое переслаивание алевролитов и песчаника мелкозернистого, с хорошо выраженными текстурами взмучивания и следами жизнедеятельности илоядных животных. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

2. Мелкое переслаивание алевролитов и песчаника мелкозернистого, со следами жизнедеятельности илоядных животных и текстурами протыкания. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

3. Переслаивание аргиллита и алевролитов с включением песчаного материала. Имеются мелкие текстуры взмучивания и крупные текстуры оползания. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

4. Отпечатки обугленных обрывков растений на плоскостях наслоения. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Таблица XXXV

Фация алеврито-песчаных осадков прибрежного малоподвижного мелководья — БММ.

Тип БММ-2. Полого-волнистое переслаивание пород от аргиллита до песчаника мелкозернистого, с текстурами взмучивания и оползания, иногда со следами жизнедеятельности илоядных животных.

1. Тонкое переслаивание алевролитов и песчаника мелкозернистого, с крупными текстурами взмучивания и следами жизнедеятельности илоядных животных. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

2. Мелкое переслаивание алевролитов с песчаником мелкозернистым. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

3. Мелкое переслаивание алевролитов и песчаника мелкозернистого, участками с неотчетливыми расплывчатыми границами между слойками различного гранулометрического состава. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

4. Переслаивание алевролитов и песчаника мелкозернистого, с текстурами взмучивания. В верхней части контакт с отложениями типа БПМ-1. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

5. Переслаивание алевролитов и песчаника мелкозернистого, с текстурами взмучивания и оползания. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

6. Мелкое переслаивание алевролитов и песчаника мелкозернистого, с мелкими текстурами взмучивания. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Таблица XXXVI

Фация алеврито-песчаных осадков прибрежного малоподвижного мелководья — БММ.

Тип БММ-2. Полого-волнистое переслаивание пород от аргиллита до песчаника мелкозернистого, с текстурами взмучивания и оползания, иногда со следами жизнедеятельности илоядных животных.

1. Переслаивание алевролитов (*а*). Вверх по разрезу переслаивание сменяется песчаником мелкозернистым (*б*), относимым к фации БПМ. На границе этих слоев наблюдаются очень хорошо выраженные текстуры взмучивания, полностью нарушающие текстуры переслаивания. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

2. Мелкое переслаивание аргиллита и алевролитов с прослоями песчаника мелкозернистого и текстурами взмучивания. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Фация песчаных осадков подвижного мелководья — БПМ.

Тип БПМ-1. Песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый, с горизонтальной прерывисто-волнистой слоистостью.

3. Песчаник мелкозернистый с горизонтальной волнистой и прерывисто-волнистой слоистостью. Каахемское месторождение. Нижнекызыльская свита.

4. То же. Каахемское месторождение. Нижнекызыльская свита.

5. Песчаник мелкозернистый, глинистый, с горизонтальной волнистой, участками прерывистой слоистостью. Слоистость подчеркивается обугленным растительным детритом, слюдой и алеврито-глинистым материалом. Каахемское месторождение. Нижнекызыльская свита.

6. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной прерывисто-волнистой слоистостью. Вверх по разрезу порода переходит в переслаивание песчаника мелкозернистого с алевролитами (фация БММ). Имеются мелкие текстуры взмучивания и, возможно, следы жизнедеятельности илоядных животных. Каахемское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Таблица XXXVII

Фация песчаных осадков подвижного мелководья — БПМ.

Тип БПМ-1. Песчаник мелкозернистый, алевролит крупнозернистый, с горизонтальной прерывисто-волнистой слоистостью.

1. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной прерывисто-волнистой, участками сплошной слоистостью (*а*). Вверх по разрезу приобретает мелкую косую штриховатую и косо-волнистую (*б*) слоистость, характерную для типа БПМ-2. В нижней части (*в*) — тонкое переслаивание алевролитов с постепенным увеличением вверх по разрезу песчаного материала (фация БММ). Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Тип БПМ-2. Песчаник мелкозернистый с косо-волнистой и мелкой косой штриховатой слоистостью.

2. Песчаник мелкозернистый, глинистый, с горизонтальной прерывисто-волнистой (*а*) и мелкой косой штриховатой (*б*) слоистостью. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

3. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой, мелкой косой выполаживающейся слоистостью, подчеркнутой слюдой и обугленным растительным детритом. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

4. Песчаник мелкозернистый, с косо-волнистой слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом и слюдой. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

5. Песчаник мелкозернистый, алевритовый, с мелкой косой штриховатой и косо-волнистой слоистостью, подчеркнутой мелким обугленным растительным детритом и слюдой. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Таблица XXXVIII

Фация песчаных осадков подвижного мелководья — БПМ.

Тип БПМ-2. Песчаник мелкозернистый с косо-волнистой и мелкой штриховатой слоистостью.

1. Песчаник мелкозернистый, с мелкой косой штриховатой и слабо выраженной горизонтальной прерывисто-волнистой слоистостью, подчеркнутой мелким обугленным растительным детритом и слюдой. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

2. Песчаник мелкозернистый, с косо-волнистой слоистостью. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

3. Песчаник мелкозернистый, близкий к среднезернистому, с мелкой косой штриховатой и косо-волнистой слоистостью. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

4. Песчаник среднезернистый, с косо-волнистой слоистостью, подчеркнутой в основном мелким обугленным детритом. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

5. Песчаник мелкозернистый, с косо-волнистой и мелкой косой штриховатой слоистостью. Каахемское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Таблица XXXIX

Фация песчаных осадков подвижного мелководья — БПМ.

Тип БПМ-3. Песчаник мелкозернистый, реже среднезернистый, с горизонтальной прерывисто-волнистой, мелкой косой выполаживающейся и косо-волнистой слоистостью.

1. Алевролит крупнозернистый, глинистый, с мелкой косой выполаживающейся и горизонтальной прерывисто-волнистой слоистостью. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

2. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной прерывисто-волнистой и косо-волнистой слоистостью. Верхняя часть — отложения, переходные к фации БММ. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

3. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной сплошной и прерывисто-волнистой, а также косо-волнистой слоистостью. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

4. Песчаник мелкозернистый, с горизонтальной прерывисто-волнистой и косо-волнистой слоистостью. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

5. Песчаник мелкозернистый, участками глинистый, с горизонтальной прерывисто-волнистой и мелкой косой выполаживающейся слоистостью. Каахемское месторождение. Нижнекызыльская свита.

6. Песчаник мелкозернистый, с косо-волнистой и горизонтальной прерывисто-волнистой слоистостью. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Таблица XL

Фация гравийно-песчаных осадков сильно подвижного приустьевого мелководья (отложения центральной части подводной дельты) — БУМ.

Тип БУМ-1. Песчаник крупно- и среднезернистый, иногда гравелит мелкозернистый, с косой крупной, в основном разнонаправленной взаимосрезающейся сходящейся слоистостью, крупными и мелкими обрывками растений.

1. Песчаник крупнозернистый, с косой крупной разнонаправленной взаимосрезающейся сходящейся слоистостью. Элегестское месторождение. Верхнекызыльская свита.

2. Песчаник среднезернистый, близкий к крупнозернистому, разнозернистый, с крупной косой разнонаправленной взаимосрезающейся выполаживающейся слоистостью. Слоистость подчеркивается разной крупностью зерна, алеврито-глинистым материалом и обугленными обрывками растений. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

3. Гравелит среднезернистый, разнозернистый, участками мелкозернистый, слабо карбонатный, со слабо выраженной косой крупной разнонаправленной взаимосрезающейся слоистостью. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

4. Песчаник крупнозернистый, массивный, с очень слабо выраженной крупной косой разнонаправленной слоистостью, залегает на песчанике мелкозернистом, близком к среднезернистому, с горизонтальной, возможно, слабо наклонной крупной косой слоистостью (основание отложений подводной дельты). Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Таблица XLI

Фация гравийно-песчаных осадков сильно подвижного приустьевого мелководья (отложения центральной части подводной дельты) — БУМ.

Тип БУМ-1. Песчаник крупно- и среднезернистый, иногда гравелит мелкозернистый, с косой крупной, в основном разнонаправленной взаимосрезающейся сходящейся слоистостью, крупными и мелкими растительными остатками.

1. Песчаник мелкозернистый, близкий к среднезернистому, с косой крупной сходящейся (выполаживающейся к основанию) слоистостью, подчеркнутой крупными и мелкими обугленными обрывками растений и растительным детритом. В верхней части песчаник мелкозернистый сменяется алевролитами глинистыми с горизон-

тальной и горизонтальной прерывисто-волнистой слоистостью. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Фация песчаных осадков сильно подвижного мелководья (отложения прибереговых подводных валов) — БСМ.

Тип БСМ-1. Песчаник средне- и крупнозернистый, иногда мелкозернистый, с косой крупной, в основном однонаправленной выклинивающейся и взаимосрезающейся сходящейся слоистостью.

2. Песчаник мелкозернистый, близкий к алевролиту крупнозернистому, с косой крупной выполаживающейся слоистостью. Каждый косой слоек, в свою очередь, обладает мелкой косой, иногда косоволнистой слоистостью. Слоистость подчеркивается обугленным детритом. Отложения — характерные для окраинной зоны прибереговых подводных валов. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

3. Песчаник мелкозернистый с косой крупной пологой слоистостью, подчеркнутой обугленным растительным детритом. В пределах слоя, к которому относится образец, наблюдается увеличение наклона косой слоистости до 20°, незначительное выполаживание косых слойков к основанию серий и выклинивание самих серий. Чаданское месторождение. Улугхемская свита.

4. Песчаник среднезернистый, с относительно хорошей сортировкой материала. Увел. 3,5, ник. ||. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Таблица XLII

Фация песчаных осадков сильно подвижного мелководья (отложения прибереговых подводных валов) — БСМ.

Тип БСМ-1. Песчаник средне- и крупнозернистый, иногда мелкозернистый, с косой крупной, в основном однонаправленной выклинивающейся и взаимосрезающейся сходящейся слоистостью.

1. Песчаник крупнозернистый, более или менее однородный, со слабо выраженной косой крупной однонаправленной взаимосрезающейся сходящейся слоистостью. Левый берег Енисея у подножья горы Бом. Нижнекызыльская свита.

2. Песчаник мелкозернистый, с прослоями более крупнозернистого и гравелита мелкозернистого. В целом характерна то слабо, то хорошо выраженная крупная косая слоистость. Отложения — переходные к фации БУМ. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

3. Песчаник среднезернистый, с косой крупной слабо выраженной однонаправленной, очевидно, взаимосрезающейся сходящейся слоистостью, подчеркнутой в ряде случаев небольшим количеством обугленного растительного детрита. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

4. Песчаник мелкозернистый с мелкой косой штриховатой и косо-волнистой слоистостью, включением слабо окатанных обломков. Отложения — переходные к фации БПМ. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Отложения относительно глубоководных и удаленных от побережья частей бассейна

(таблицы XLIII—XLVI)

Таблица XLIII

Фация алеврито-глинистых осадков наиболее глубоководных частей бассейна — БТГ.

Тип БТГ-1. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью, растительным детритом и редкими остатками фауны.

1. Алевролит мелкозернистый, глинистый, с отпечатками обрывков *Coniopteris* и *Cladophlebis*. Инитальское месторождение. Нижнекызыльская свита.

2. Алевролит крупнозернистый, глинистый, с отпечатками *Coniopteris* sp. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

3. Аргиллит с *Subcardinia* sp. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

4. Аргиллит с *Pseudocardinia murtinensis* (Leb.). Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Тип БТГ-2. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, со слабо выраженной тонкой горизонтальной слоистостью и остатками фауны.

5. Аргиллит с *Subcardinia sibiriensis* (Leb.). Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

6. Аргиллит, участками алевритовый, темно-серый, со слабо выраженной тонкой горизонтальной слоистостью. Встречена редкая фауна. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

7. Аргиллит с *Tutuella* (?). Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Таблица XLIV

Фация алеврито-глинистых осадков наиболее глубоководных частей бассейна — БТГ.

Тип БТГ-2. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, со слабо выраженной тонкой горизонтальной слоистостью и остатками фауны.

1. Алевролит мелкозернистый, с отпечатками неопределимых остатков пелеципод. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

2. Аргиллит с включением поставленной на ребро раковины *Subcardinia* sp. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

3. Аргиллит с *Sibiriaconcha lancoviensis* Leb. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

4. Алевролит мелкозернистый с *Pseudocardinia pusiella* nov. sp. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

5. Аргиллит с отпечатками веточек *Czekanowskia* sp. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

6. Аргиллит с *Ferganoconcha* sp. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

7. Алевролит мелкозернистый, с включением сплюснутой раковины гастропод. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Таблица XLV

Фация алеврито-глинистых осадков наиболее глубоководных частей бассейна — БТГ.

Тип БТГ-2. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, со слабо выраженной тонкой горизонтальной слоистостью и остатками фауны.

1. Аргиллит с *Subcardinia sibiriensis* (Leb.). Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

2. Аргиллит с *Subcardinia sibiriensis* (Leb.). Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

3. Алевролит мелкозернистый с *Subcardinia* sp. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Тип БТГ-3. Аргиллит, алевролит мелкозернистый, однородные.

4. Аргиллит однородный, темно-серый, с тонкой горизонтальной слоистостью, без обрывков растений и детрита. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

5. Аргиллит тонкоотмученный со слабо раскристаллизованной глинистой массой и мелкими отчетливо поляризующими чешуйками гидрослюды. Увел. 160, ник. +. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Фация глинисто-карбонатных осадков, наиболее удаленных от побережья и относительно глубоководных частей бассейна — БКГ.

Тип БКГ-1. Аргиллит, сильно известковистый, с остатками фауны.

6. Аргиллит сильно известковистый, энергично вскипает от соляной кислоты, с остроугольно-раковистым изломом, содержит отпечатки фауны. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Тип БКГ-2. Известняк с примесью глинистого материала и остатками фауны.

7. Известняк пелитоморфный, хлопьевидного строения, с примесью глинистого материала. Видны мельчайшие обрывки растительных тканей. Увел. 160, ник ||. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

Таблица XLVI

Фация глинисто-карбонатных осадков наиболее удаленных от побережья и относительно глубоководных частей бассейна — БКГ.

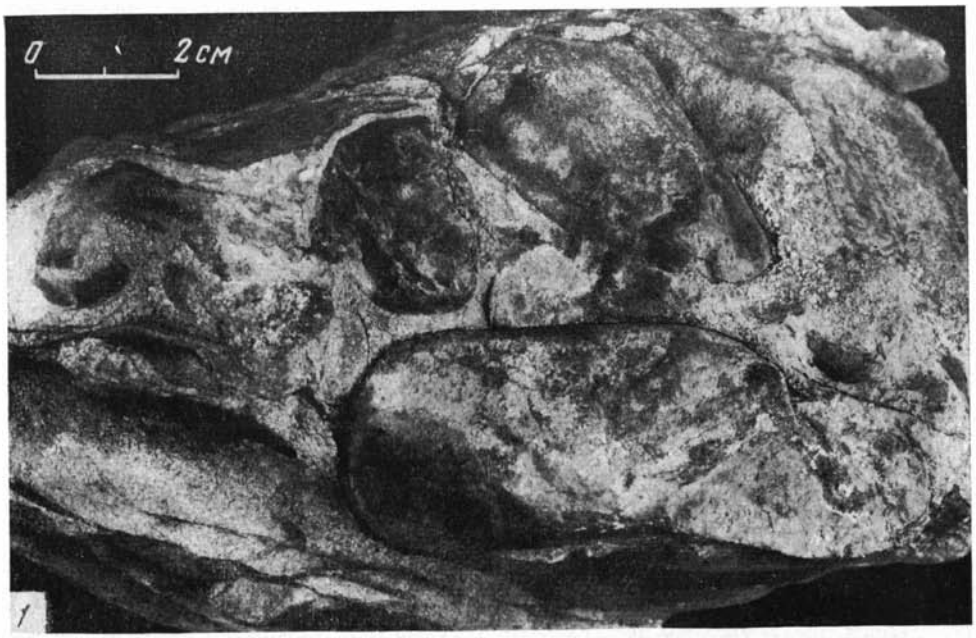
Тип БКГ-2. Известняк с примесью глинистого материала и остатками фауны.

1. Известняк массивный, серый, с обильным скоплением раковин и ядер пелеципод. Северный склон горы Бом. Верхнекызыльская свита.

2. Известняк сильно глинистый, с отпечатками фауны пелеципод. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

3. Известняк, глинистый, со слабо выраженной горизонтальной слоистостью. Встречаются редкие обрывки растений. Увел. 20, ник. ||. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.

4. Известняк пелитоморфный, с однородным зернистым строением. Видны мельчайшие обрывки растительных тканей. Увел. 150, ник. ||. Меджигейское месторождение. Нижнекызыльская свита.



1

2

3

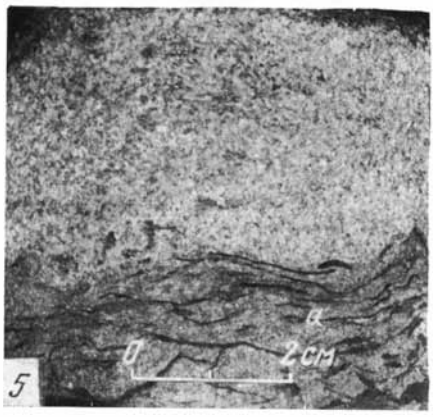
4

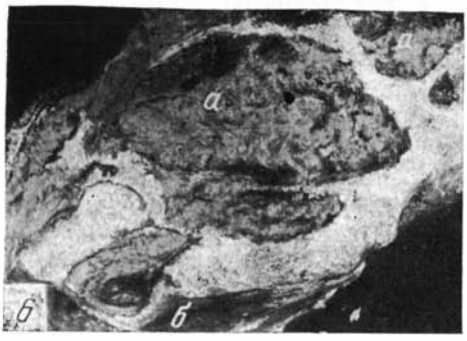
а
а
0 2см
1

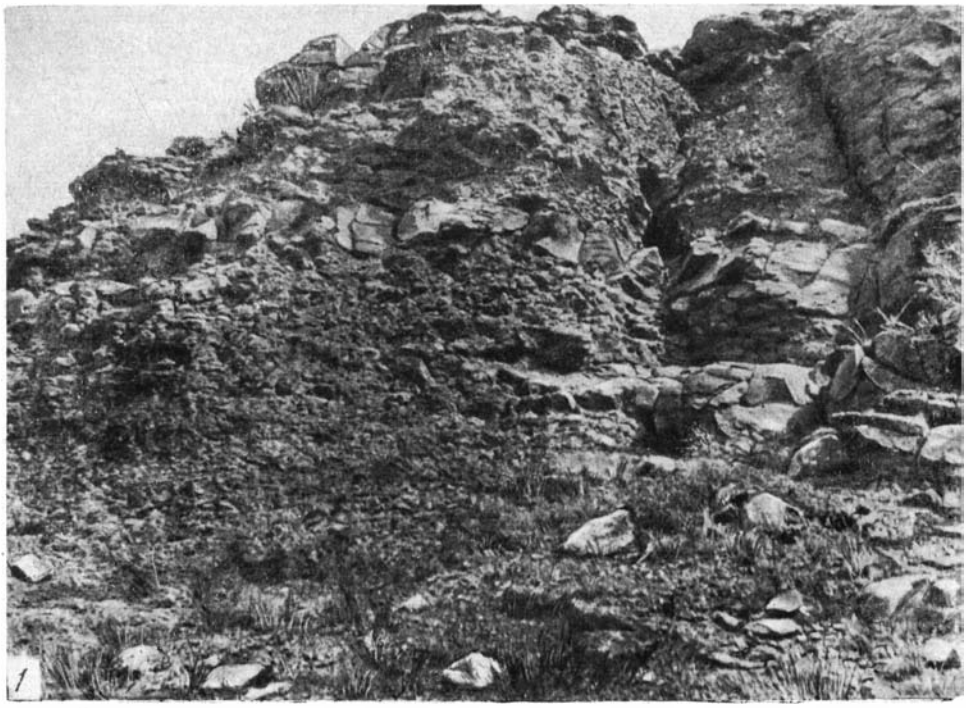
б
а
0 2см
2

а
0 2см
3

0 2см
4


а
0 2см
5

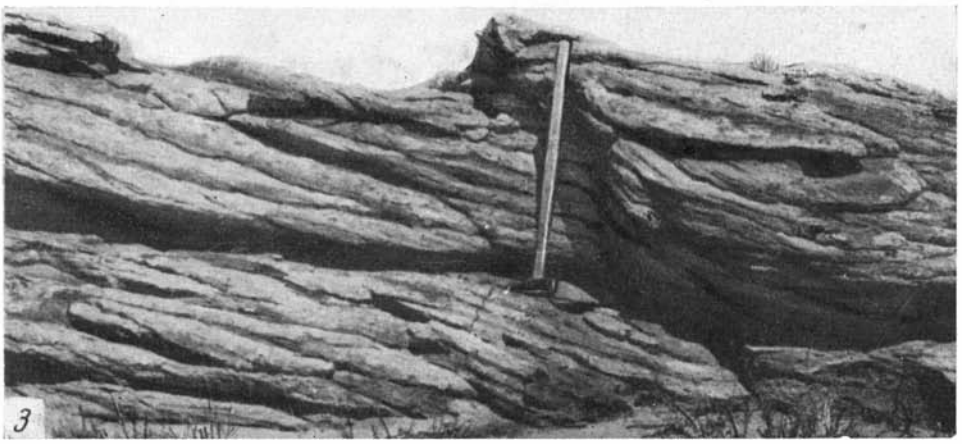

а
б
6


1

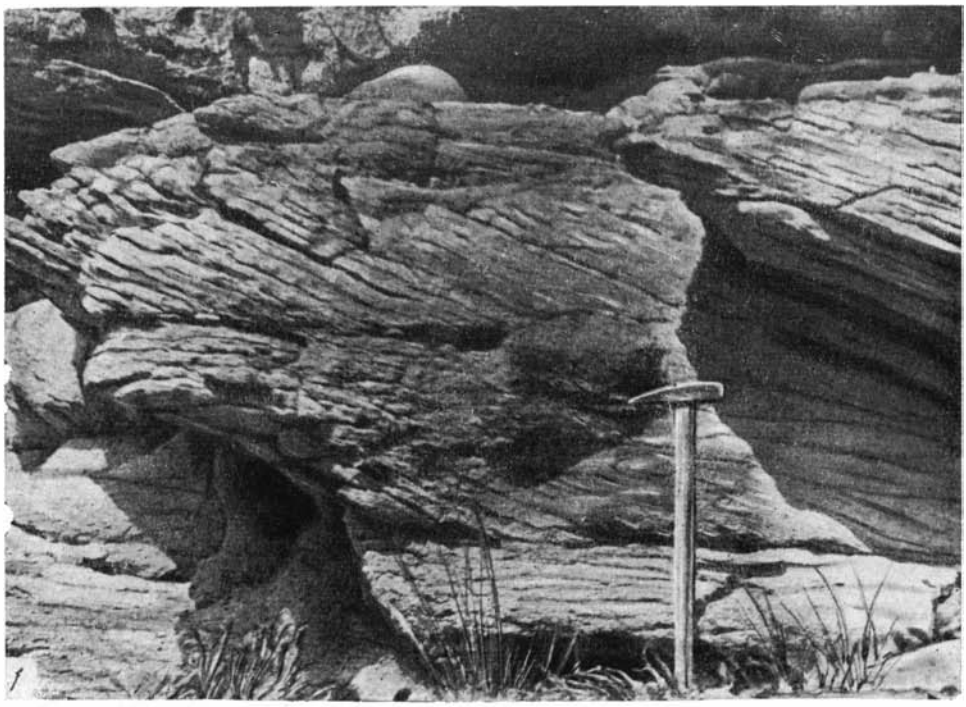
а
б
2

1

2

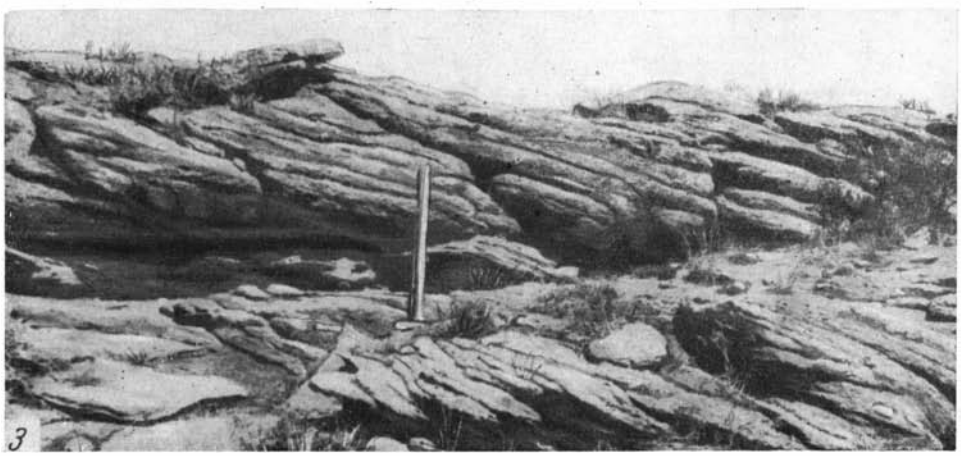


3

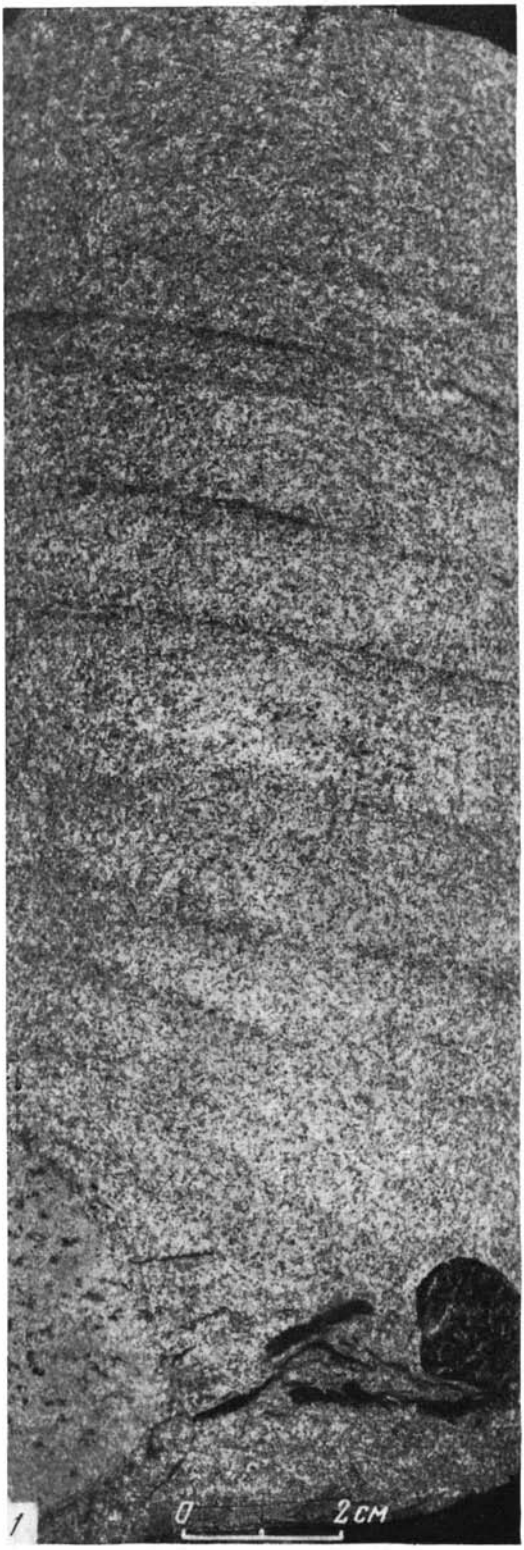


1

2

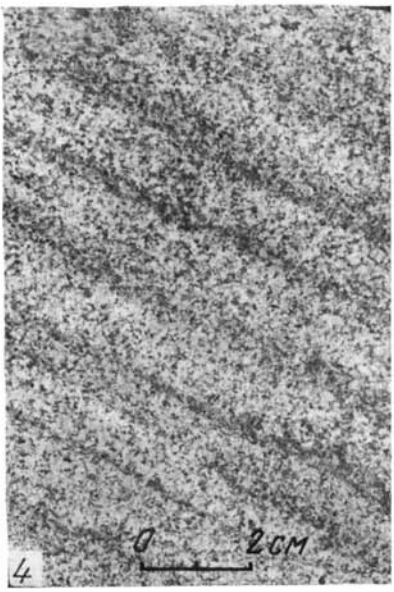


3

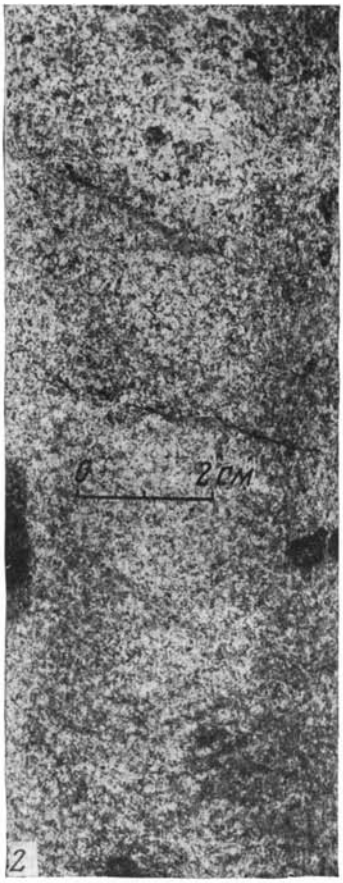

0 2см
1

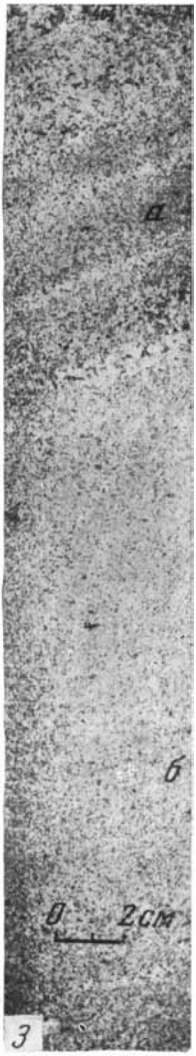
0 2см
2

0 2см
3


0 2см
4

0 2см
1

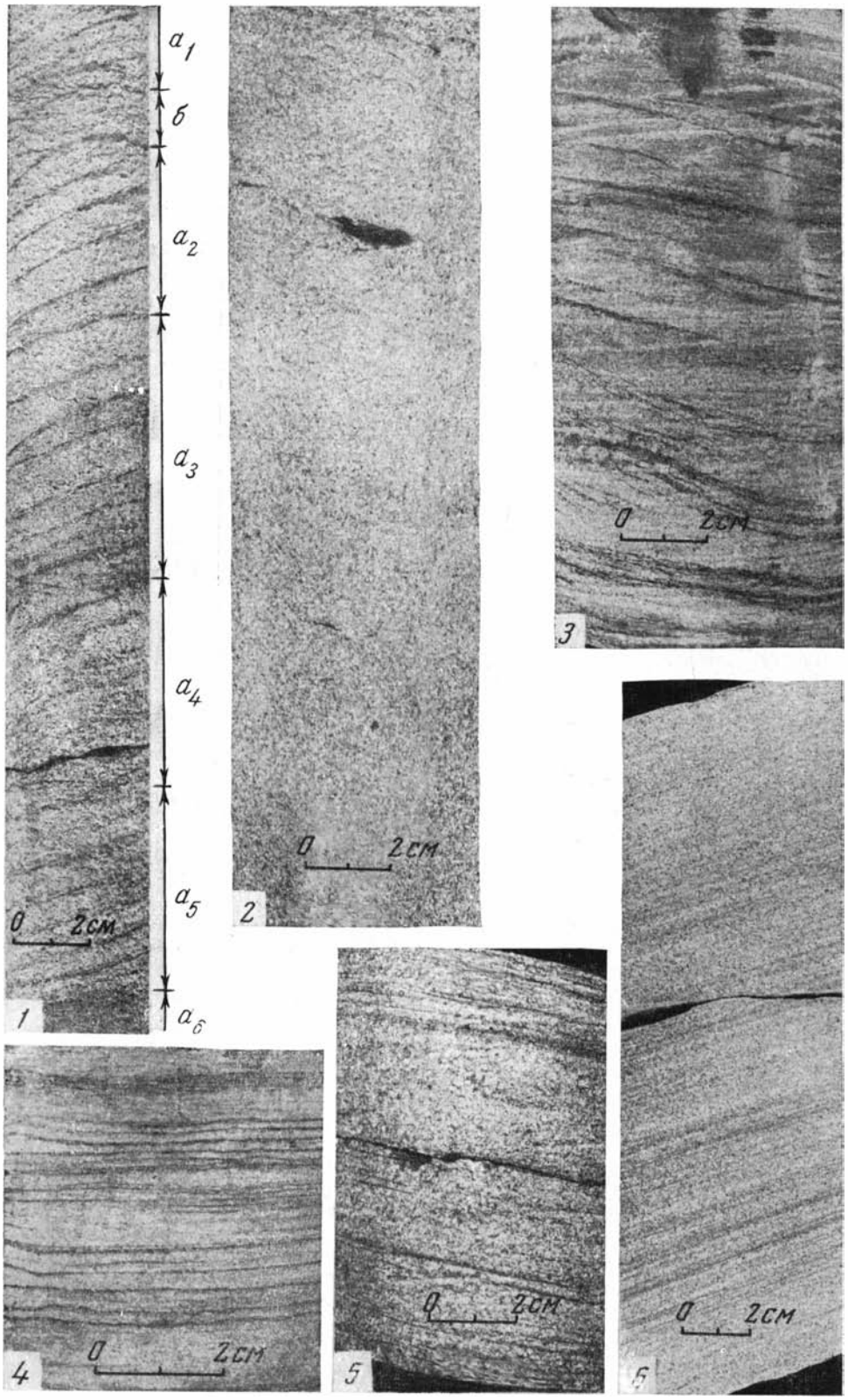

0 2см
2


а
б
0 2см
3

0 2см
4

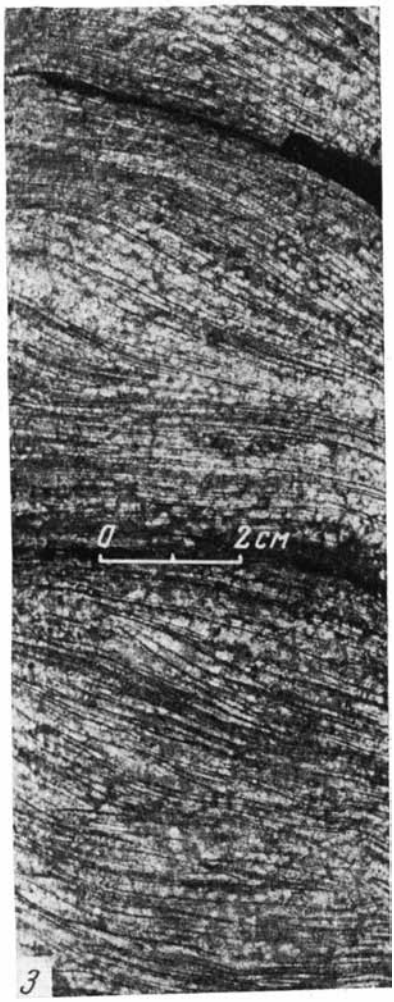
а
б
0 2см
5

0 2см
6


a_1
б
a_2
a_3
a_4
a_5
a_6
0 2см
1
0 2см
2
0 2см
3
0 2см
4
0 2см
5
0 2см
6

б
а
0 2см
в
б
1

0 2см
2

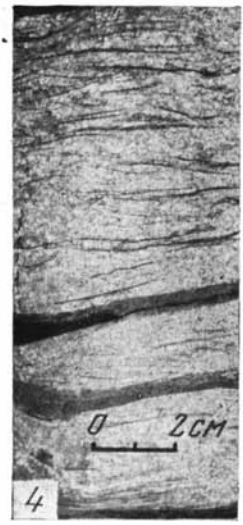

0 2см
3

1

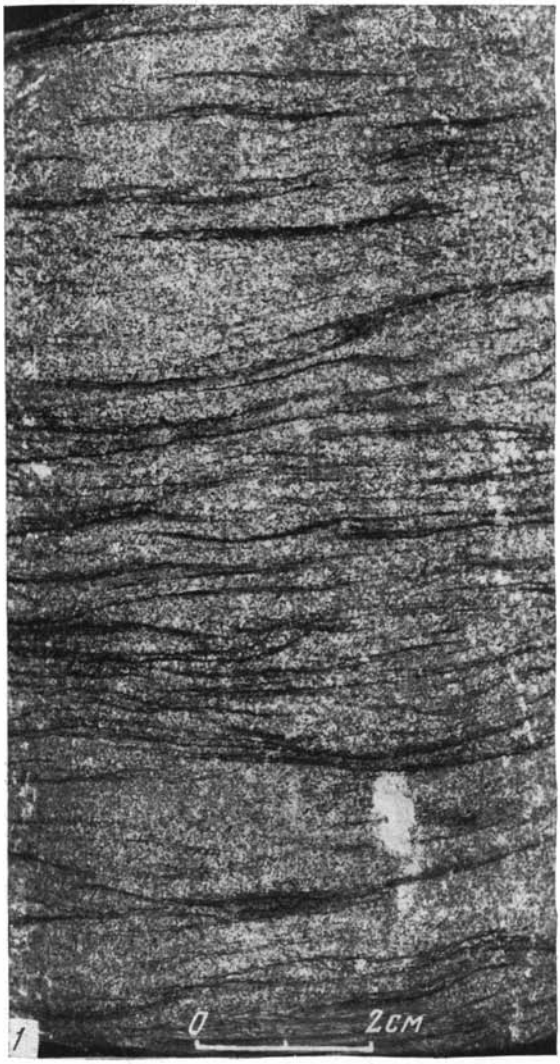
2

5

3



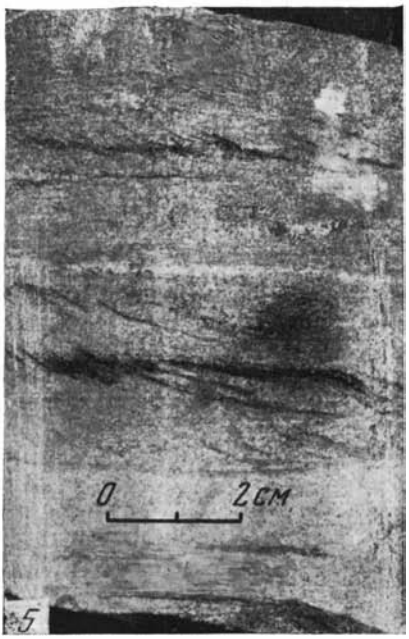
4

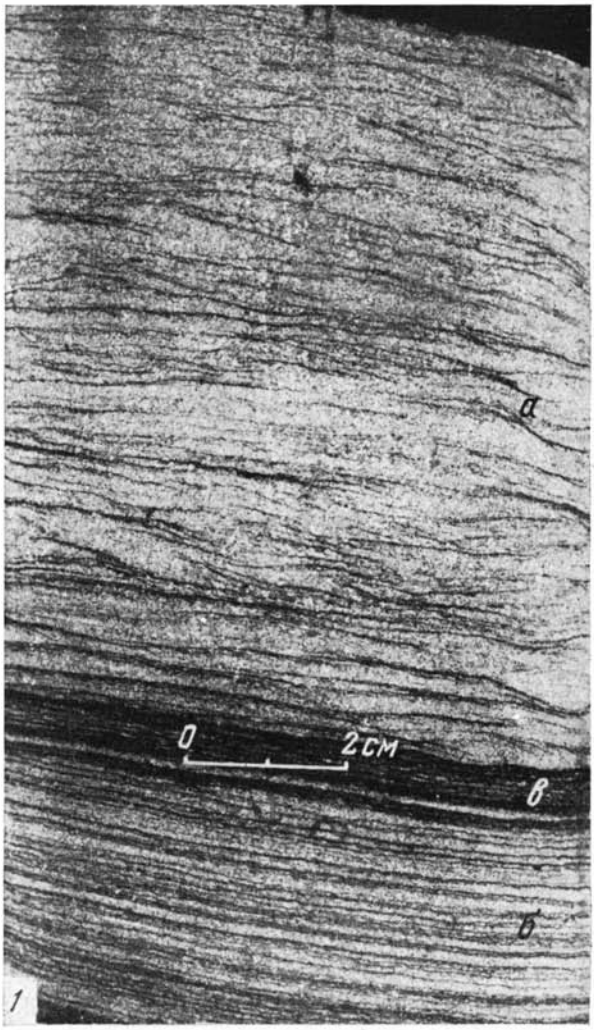

0 2см
1

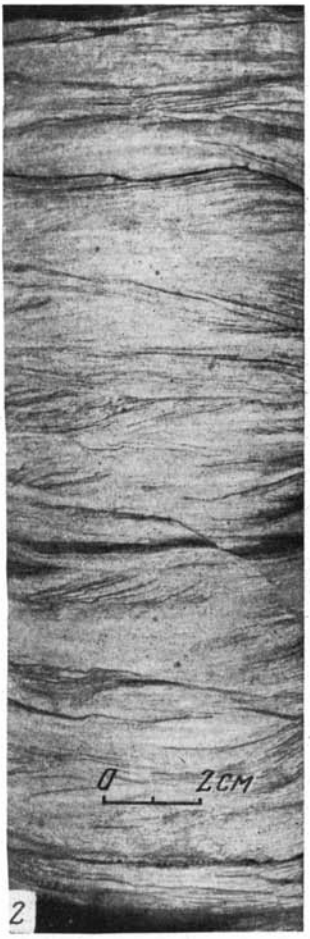
0 2см
2

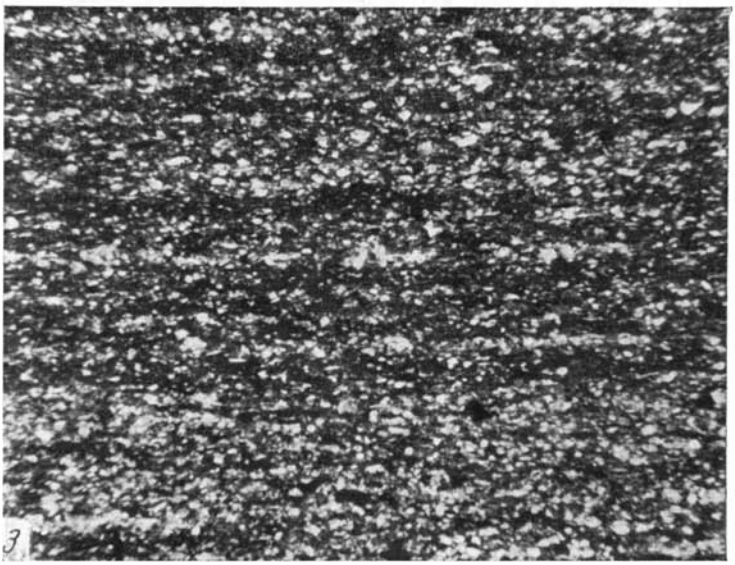
0 2см
3

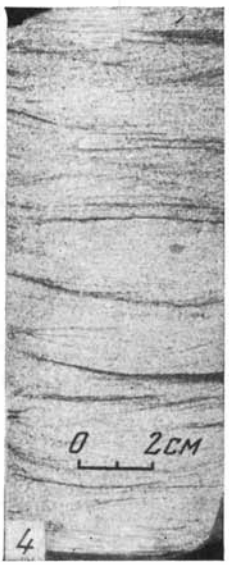
0 2см
4

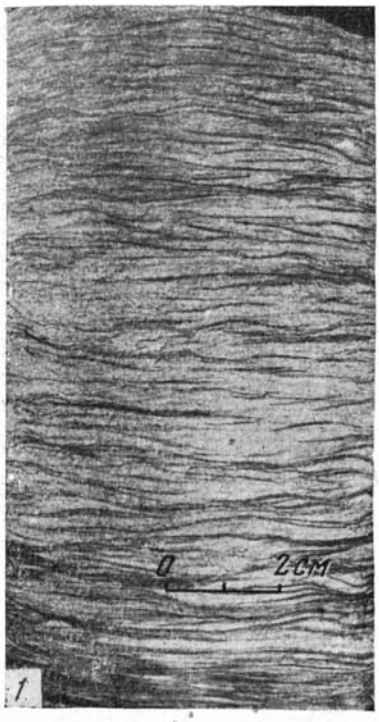

0 2см
5


а
0 2см
в
б
1


0 2см
2


3

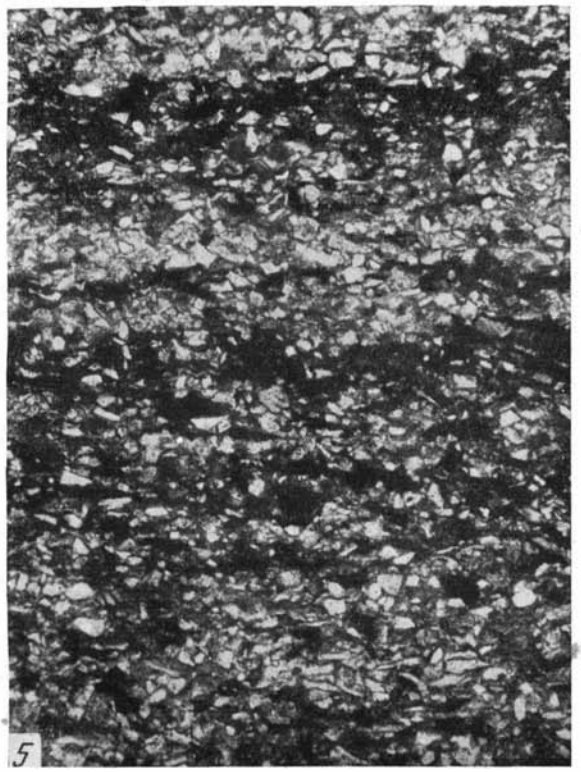

0 2см
4


0 2см
1

0 2см
3

в
г
б
б
а
4

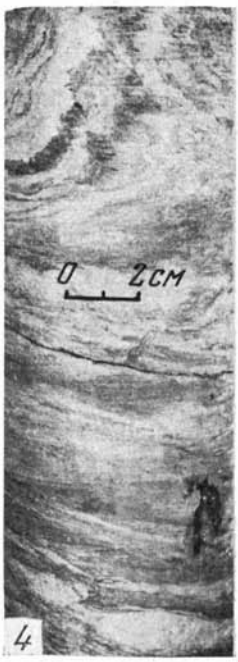
а
б
0 2см
2

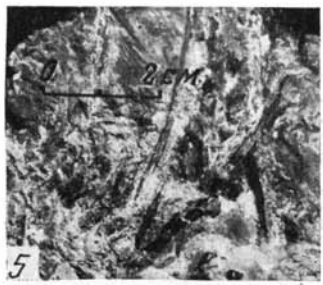

5

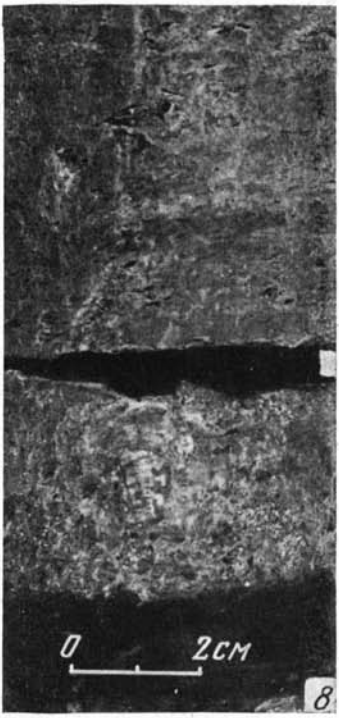
0 2см
1

0 2см
2

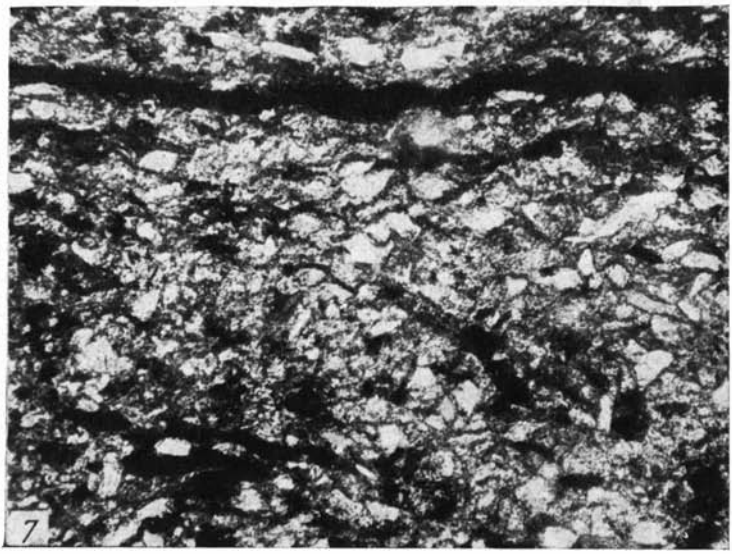
0 2см
3


0 2см
4


0 2см
5


0 2см
8

0 2см
6


7

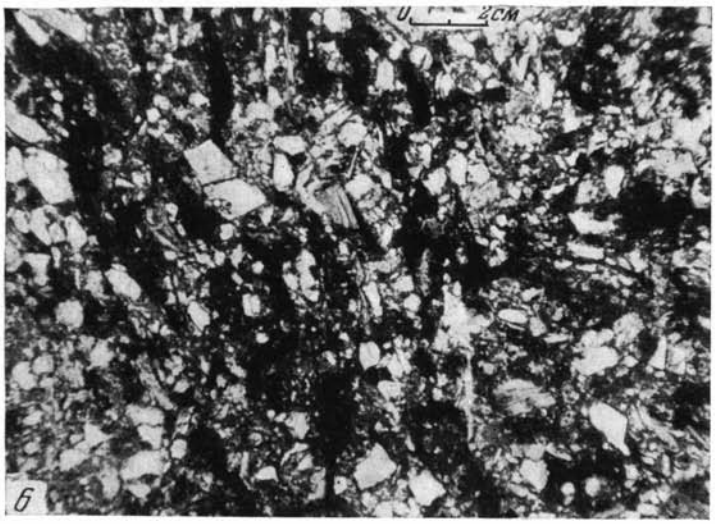
0 2см
1

0 2см
2

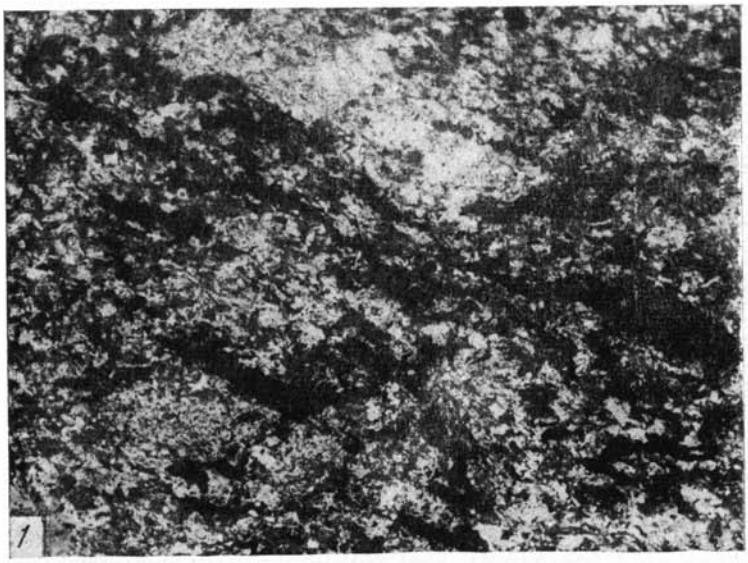
0 2см
3

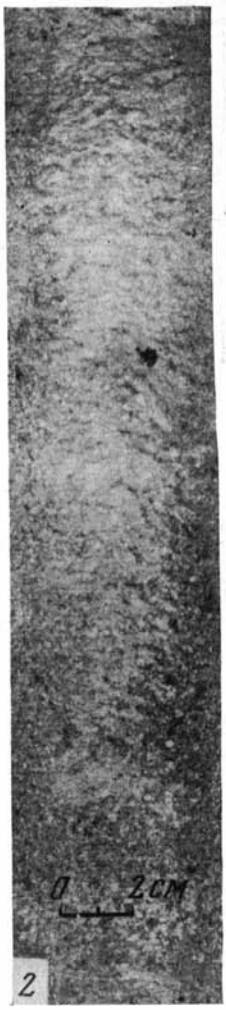
0 2см
4

0 2см
5


0 2см
6

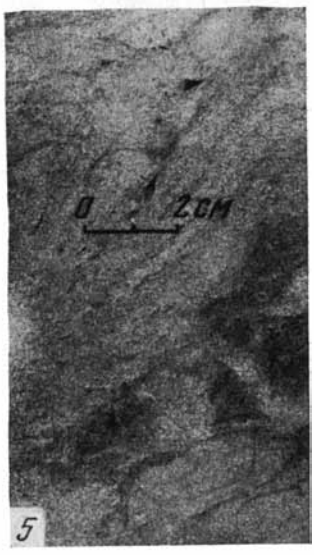
0 2см
7

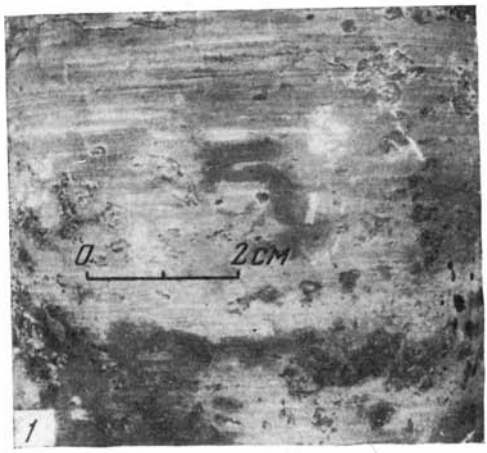

1

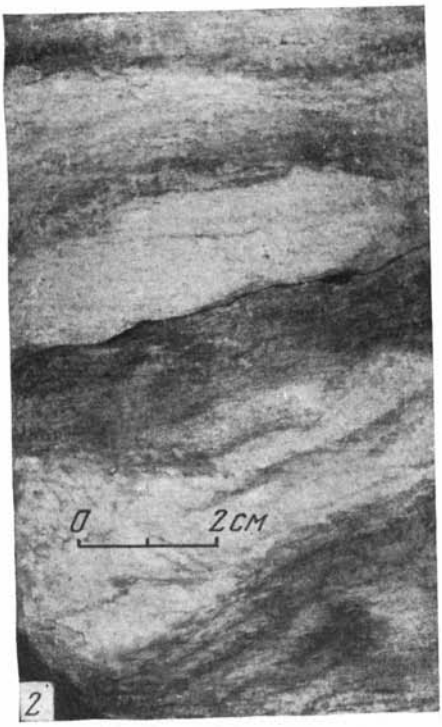

0 2см
2

0 2см
4

0 2см
3


0 2см
5


0 2см
1


0 2см
2

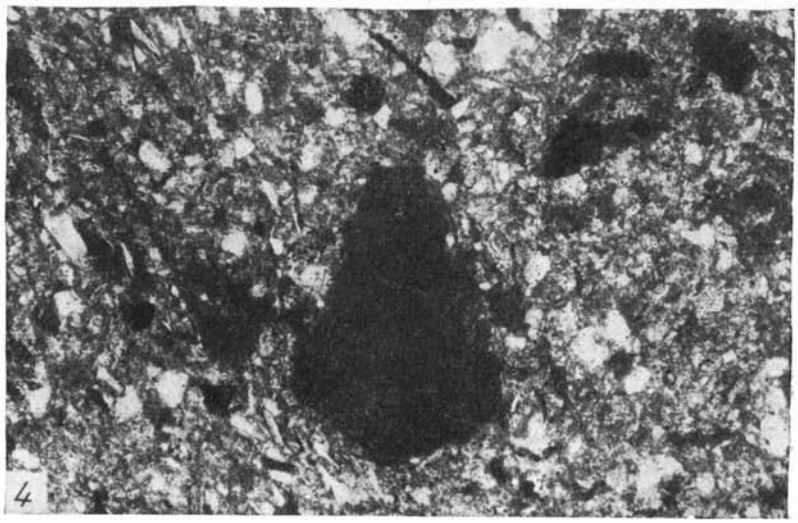
а
б
0 2см
3

4

0 2см
1

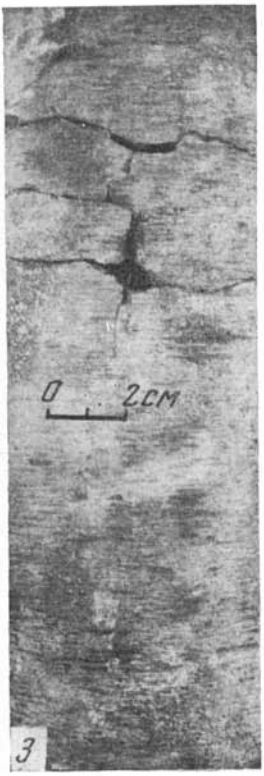
0 2см
2

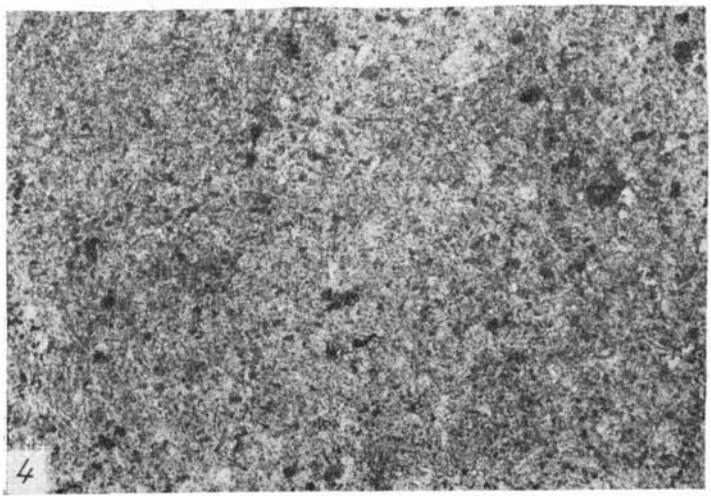
0 2см
3

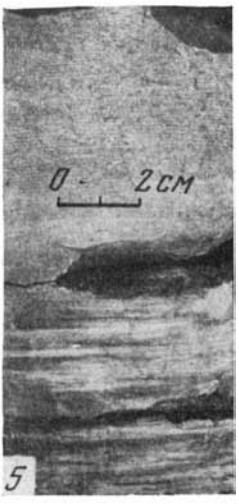

4

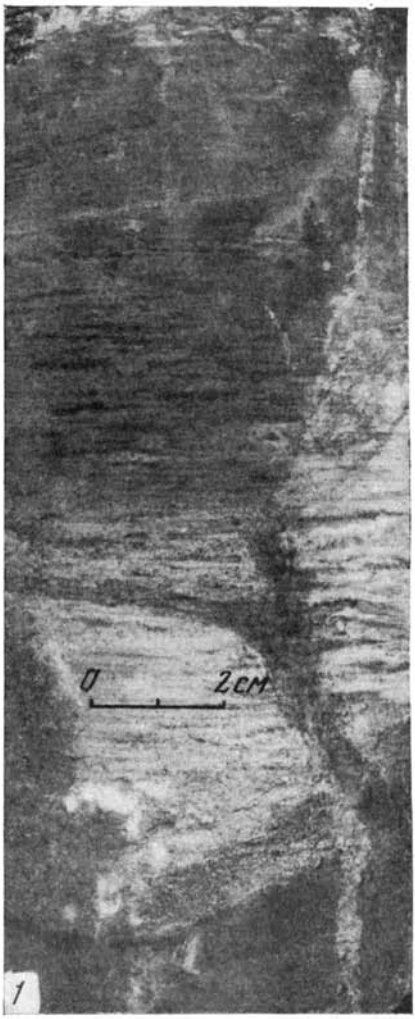
0 2см
1

0 2см
2

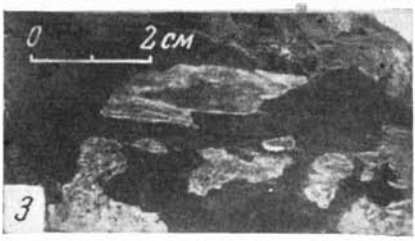

0 2см
3

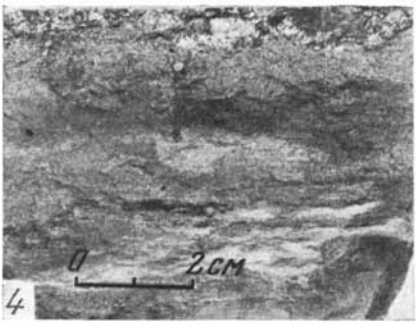

4

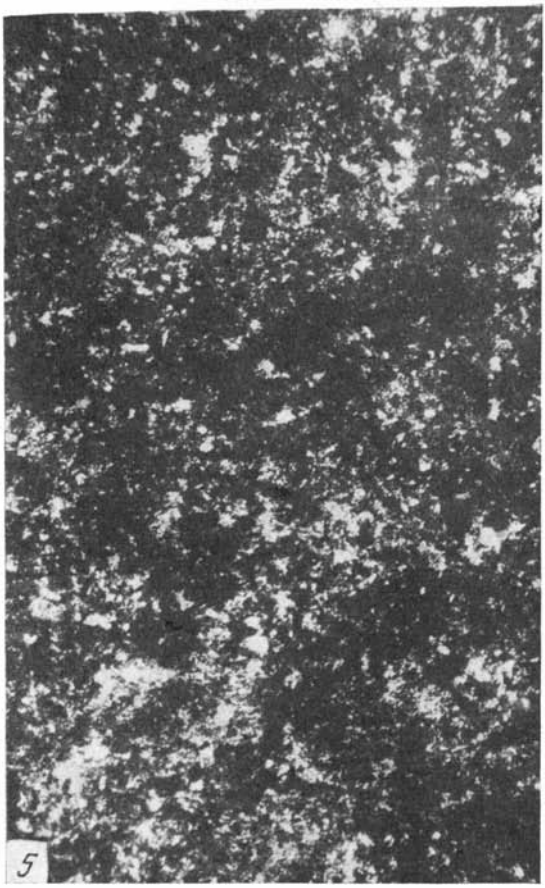

0 2см
5


0 2см
1

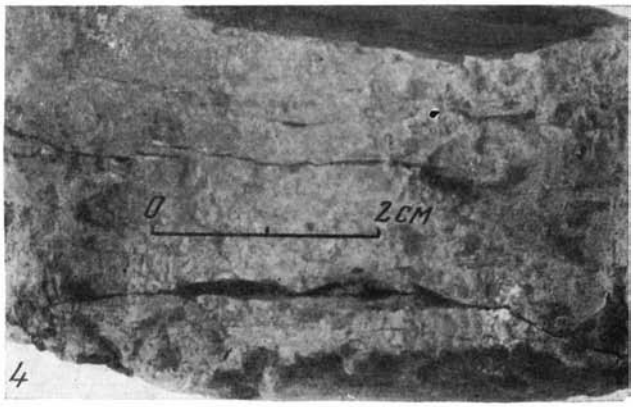
0 2см
2

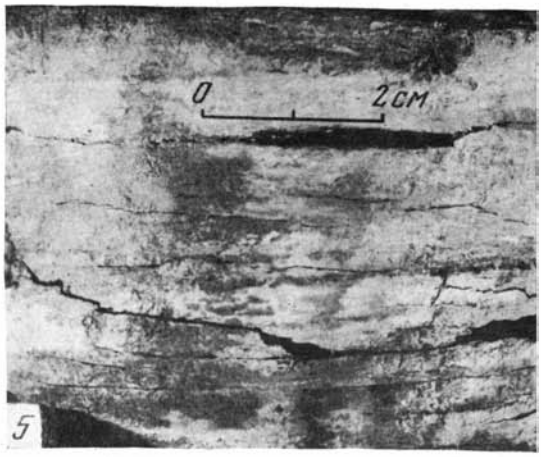

0 2см
3


0 2см
4

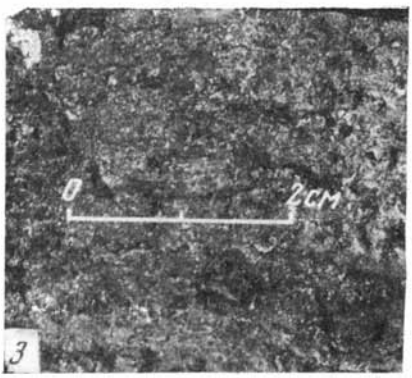

5

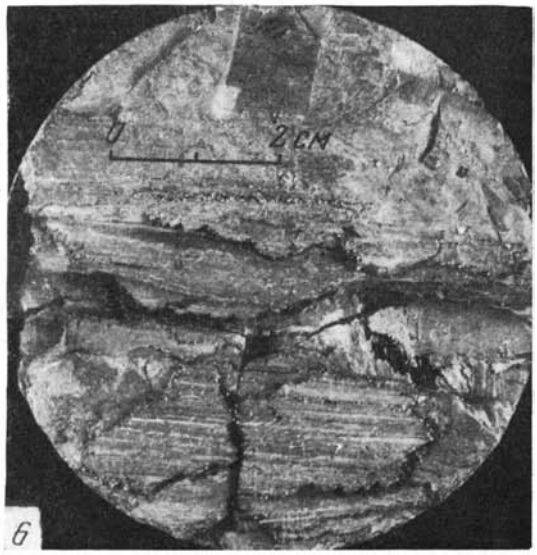
0 2 см
1

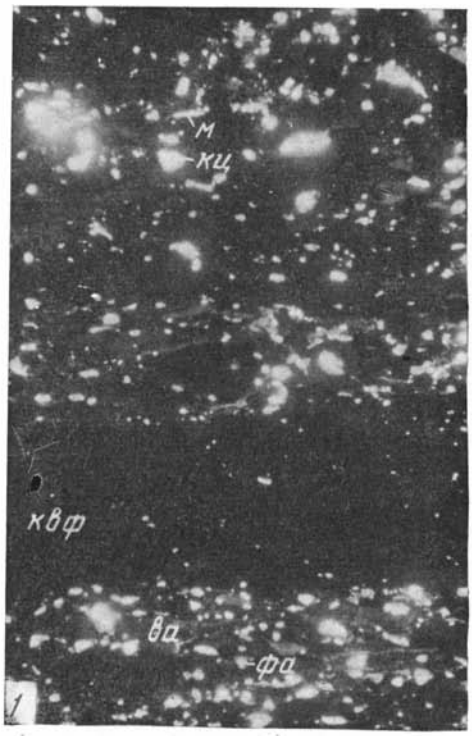

0 2 см
4

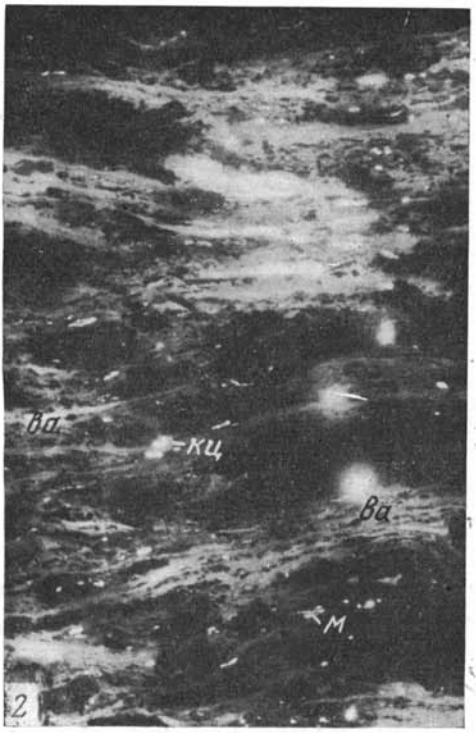

0 2 см
5

0 2 см
2

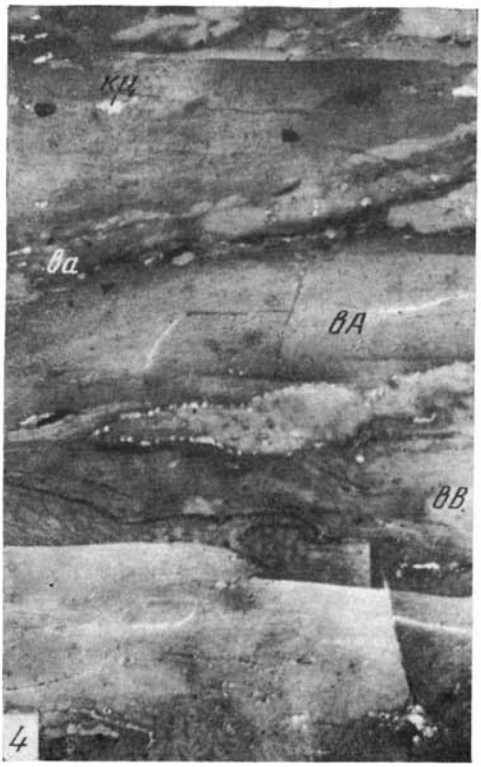

0 2 см
3

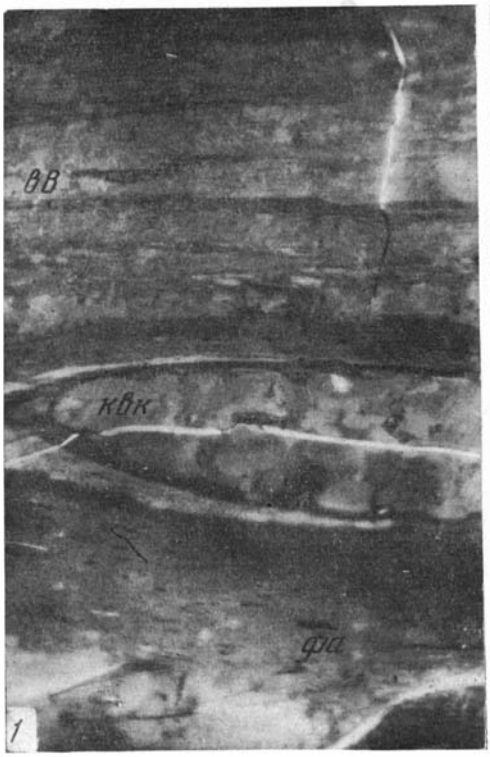

0 2 см
6

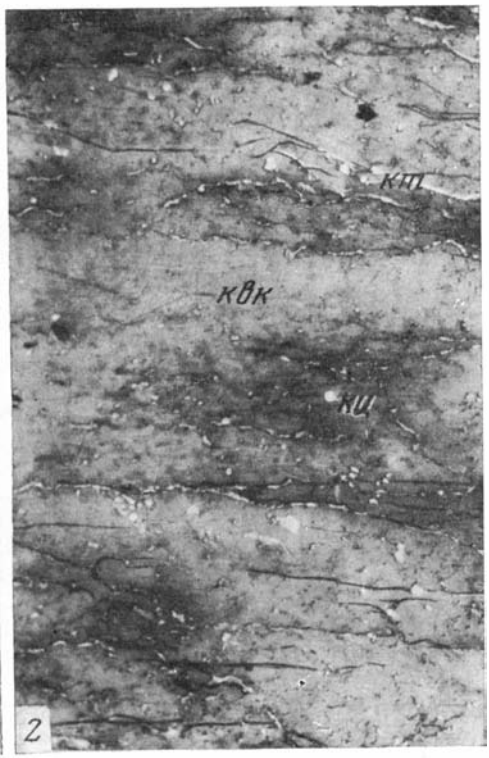

М
КЦ
КВФ
Ва
ФА
1

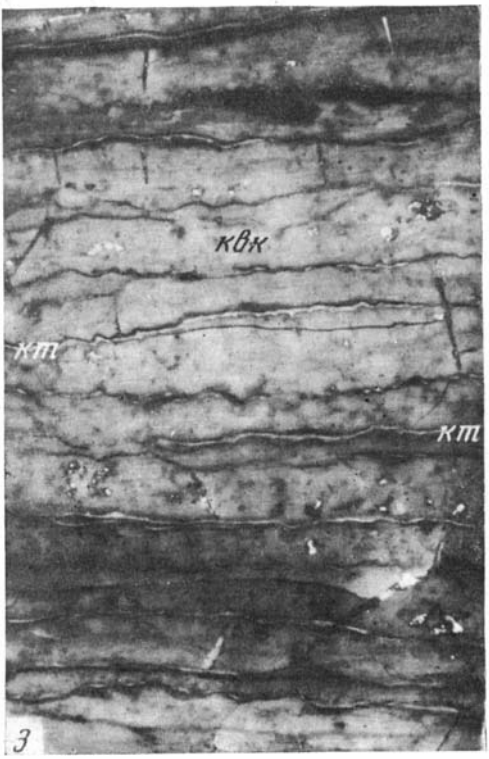

Ва
КЦ
Ва
М
2

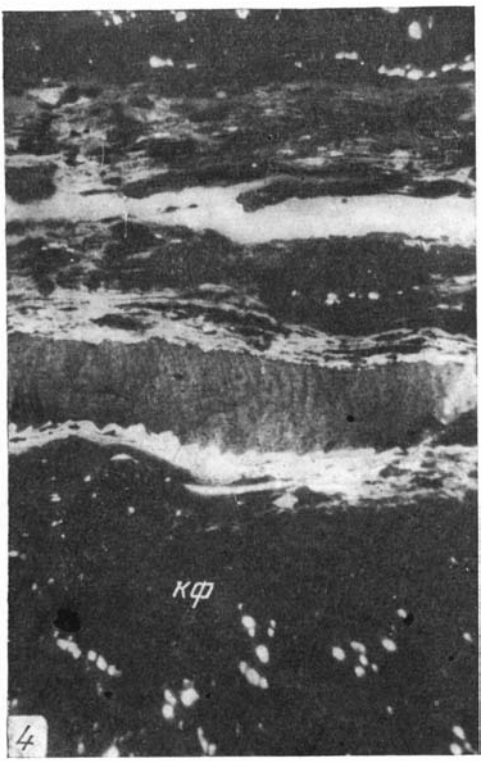
ВА
М
Ф
3


КЦ
Ва
ВА
ВВ
4

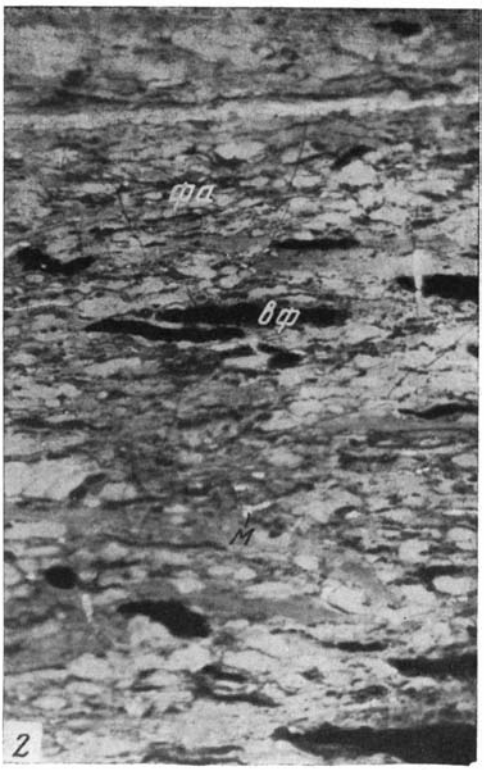

вв
квк
фа
1


кт
квк
кц
2

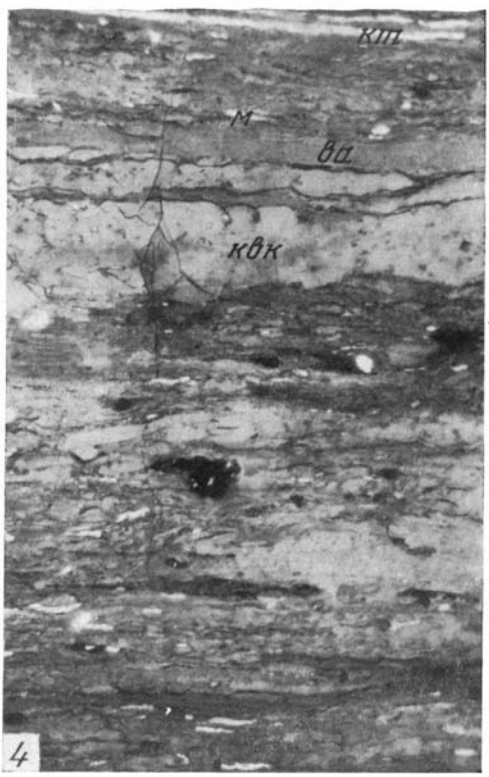

квк
кт
кт
3

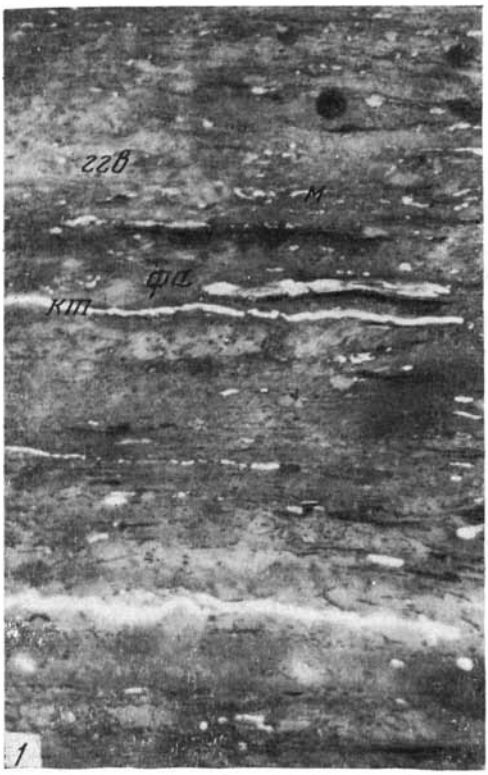

кф
4

кц
м
фа
вв
фа
1


фа
вф
м
2

фа
м
м
фа
кт
3


кт
м
ва
квк
4



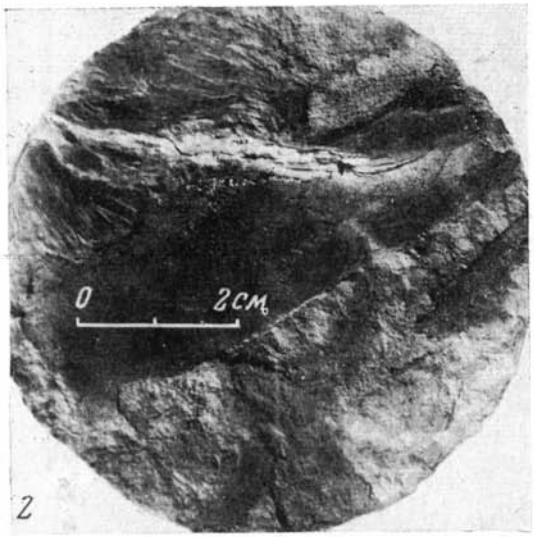
1

2

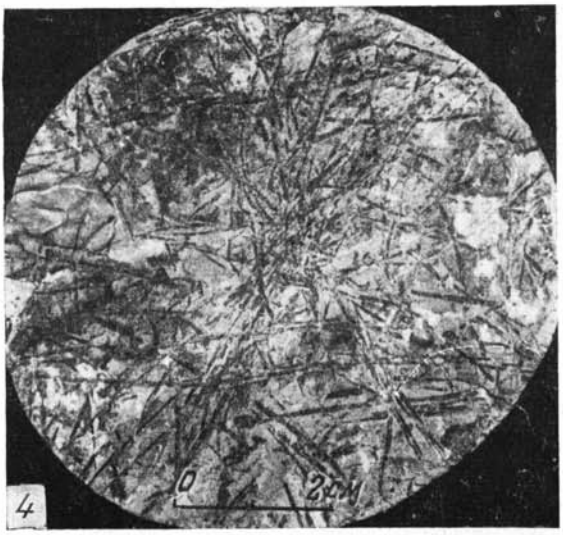
3

4

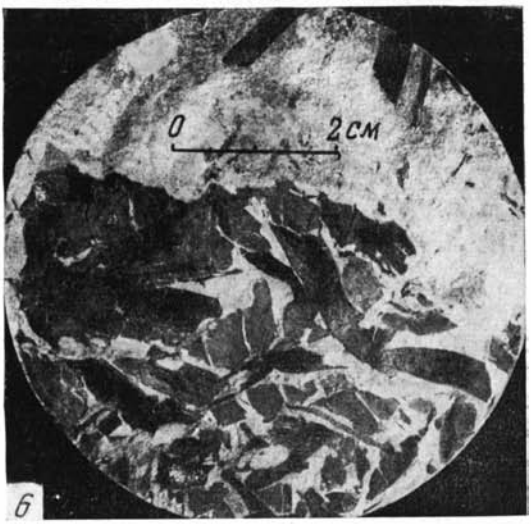
0 2см
1


0 2см
2

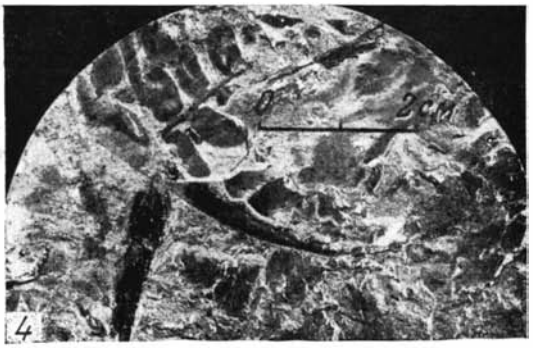
0 2см
3

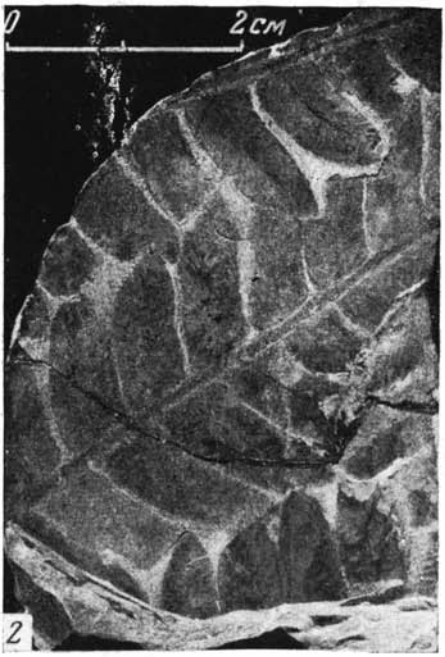

0 2см
4

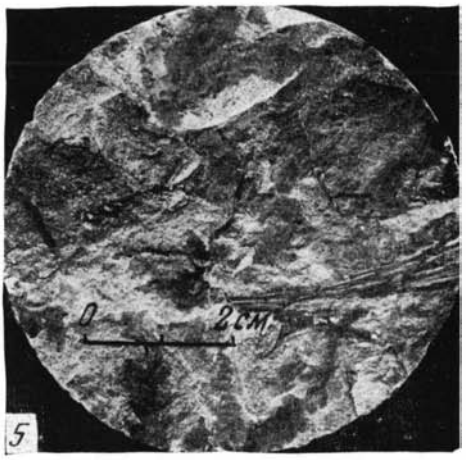
0 2см
5

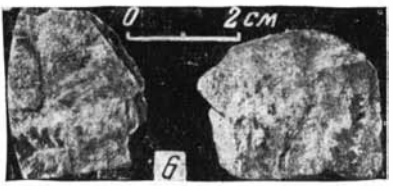

0 2см
6

0 2см
1


0 2см
4

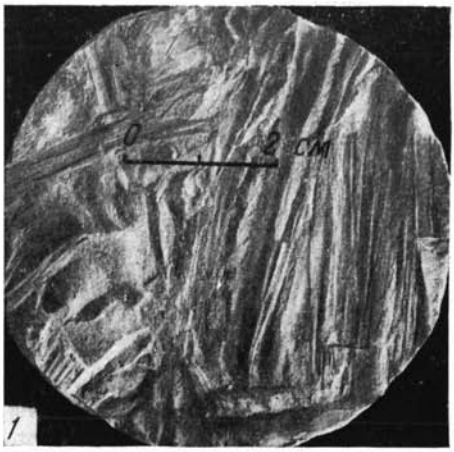

0 2см
2


0 2см
5

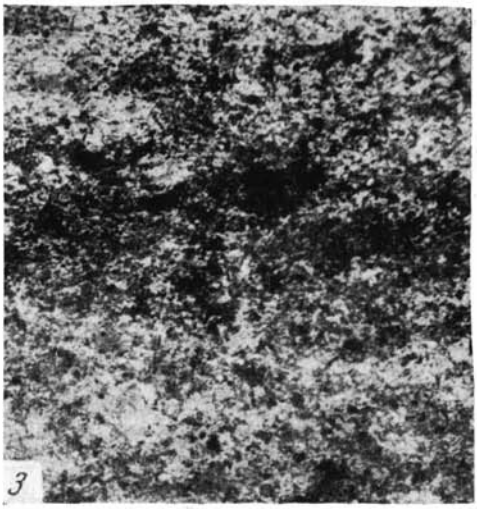

0 2см
6

0 2см
3

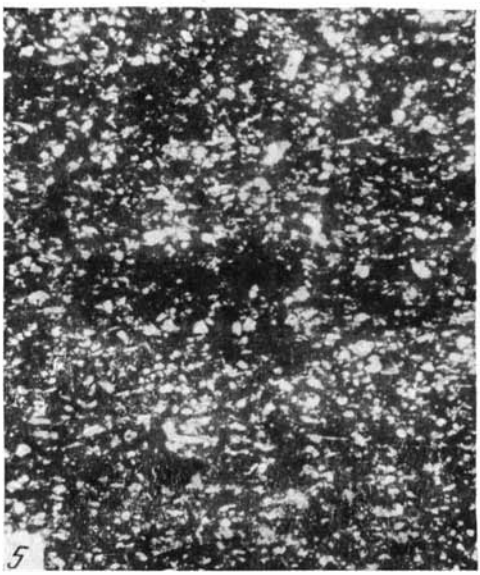
0 2см
7

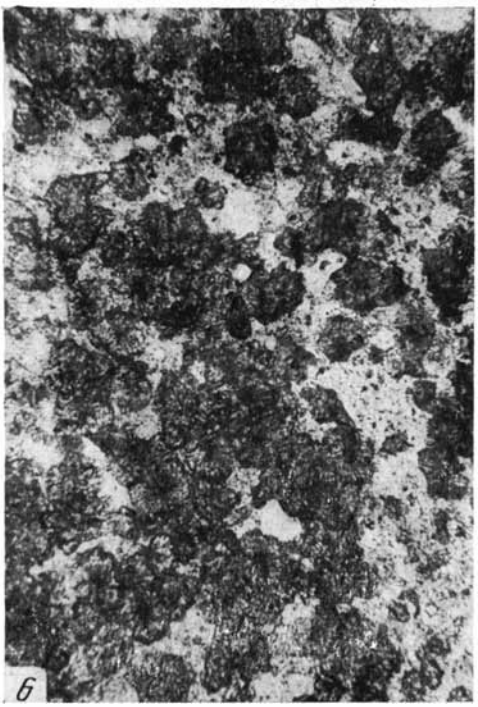

0
2 см
1

0
2 см
2

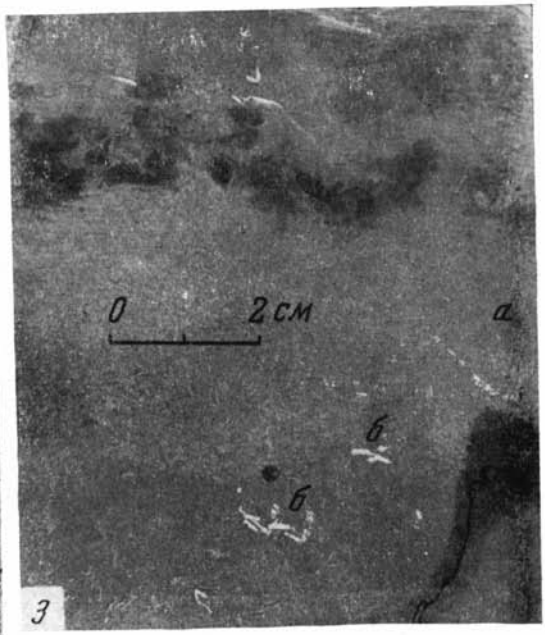

3

0
2 см
4

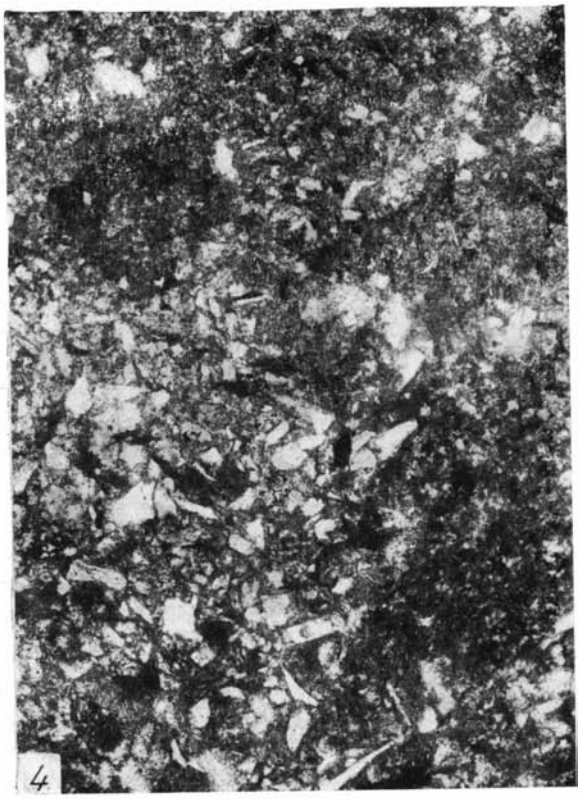

5


6

б
а
0 2см
1


0 2см
а
б
б
3

г
в
б
0 2см
а
2

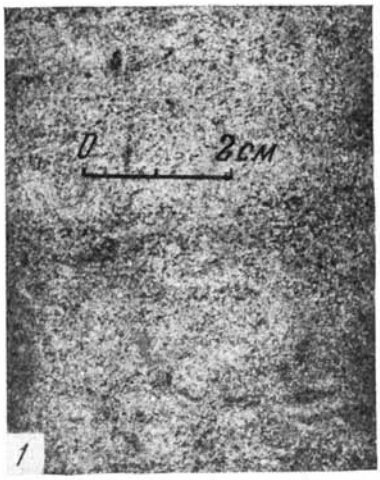

4

1

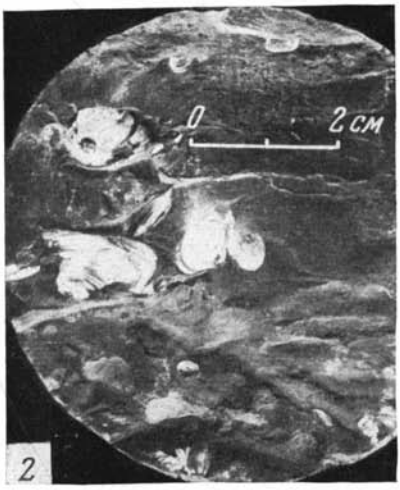
2

3

4

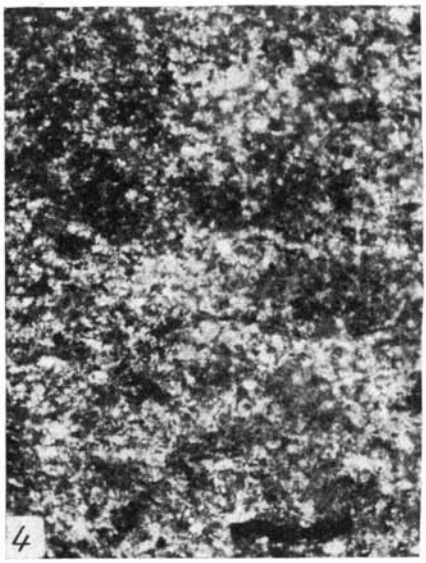


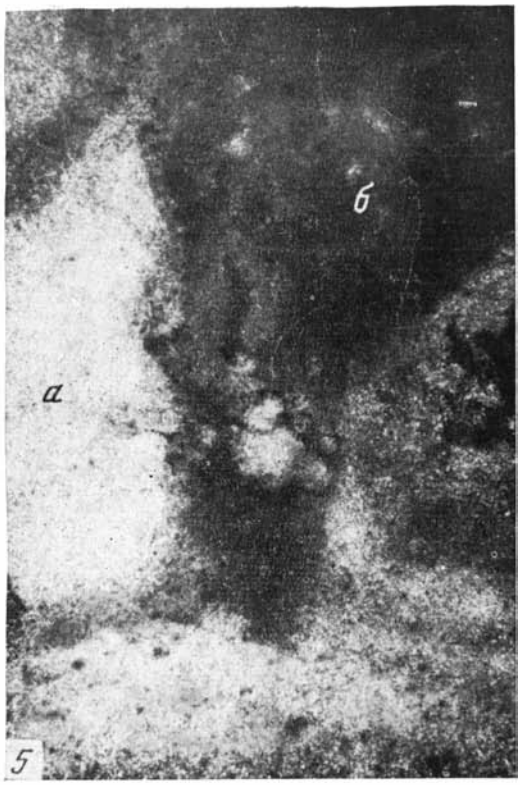
1



2

3


4

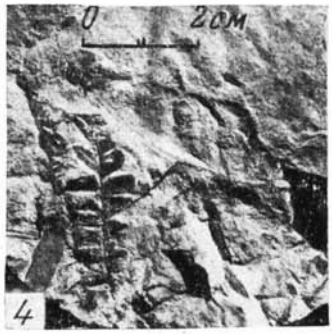


5

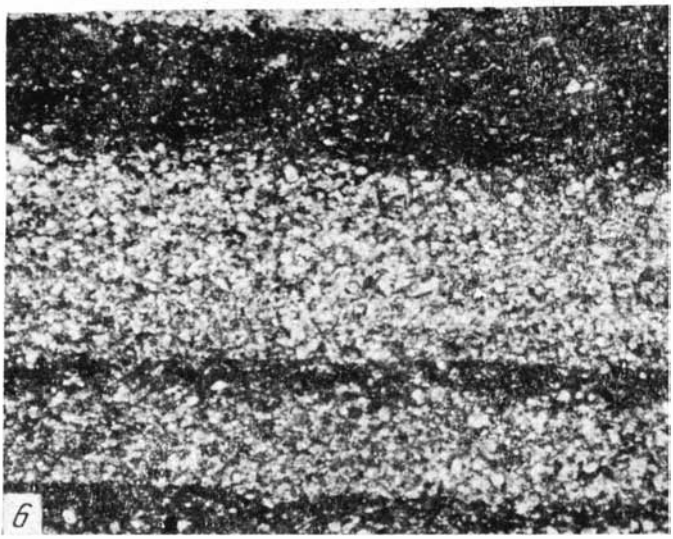
0 2см
1

0 2см
3

0 2см
5


0 2см
4

0 2см
2


6

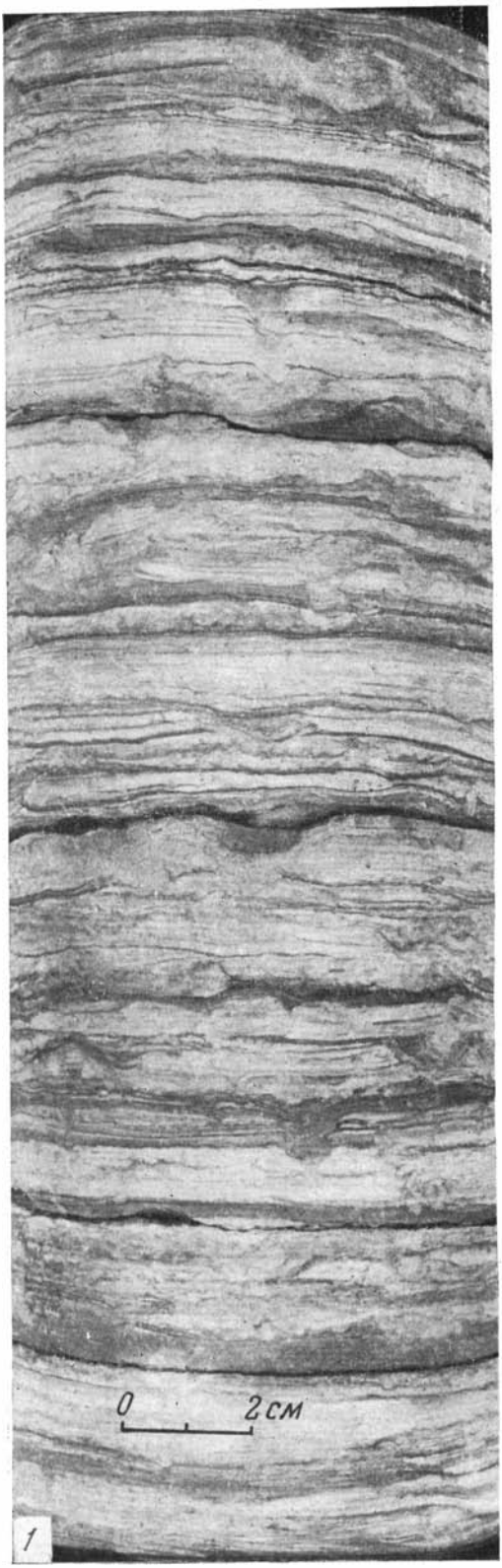
0 2см
1

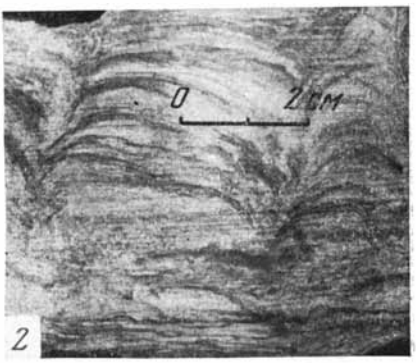
0 2см
2

0 2см
3

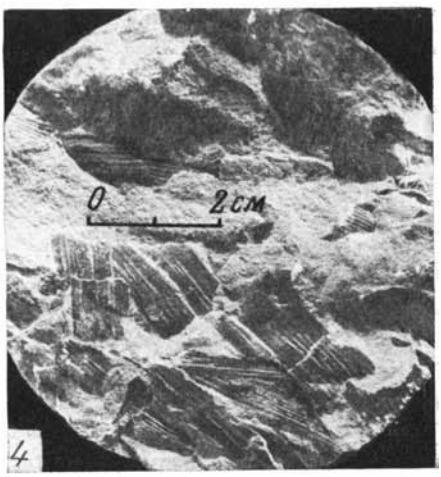
0 2см
4

0 2см
5


0 2см
1


0 2см
2

0 2см
3


0 2см
4

0 2см
1

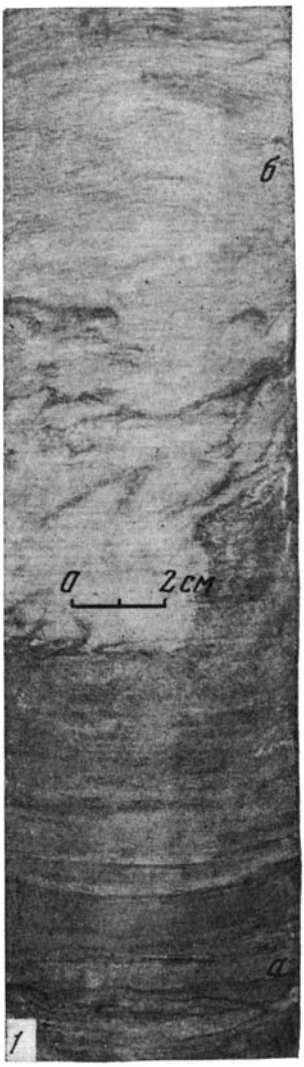
0 2см
2

0 2см
3

0 2см
4

0 2см
5

0 2см
6


б
0 2см
а
1

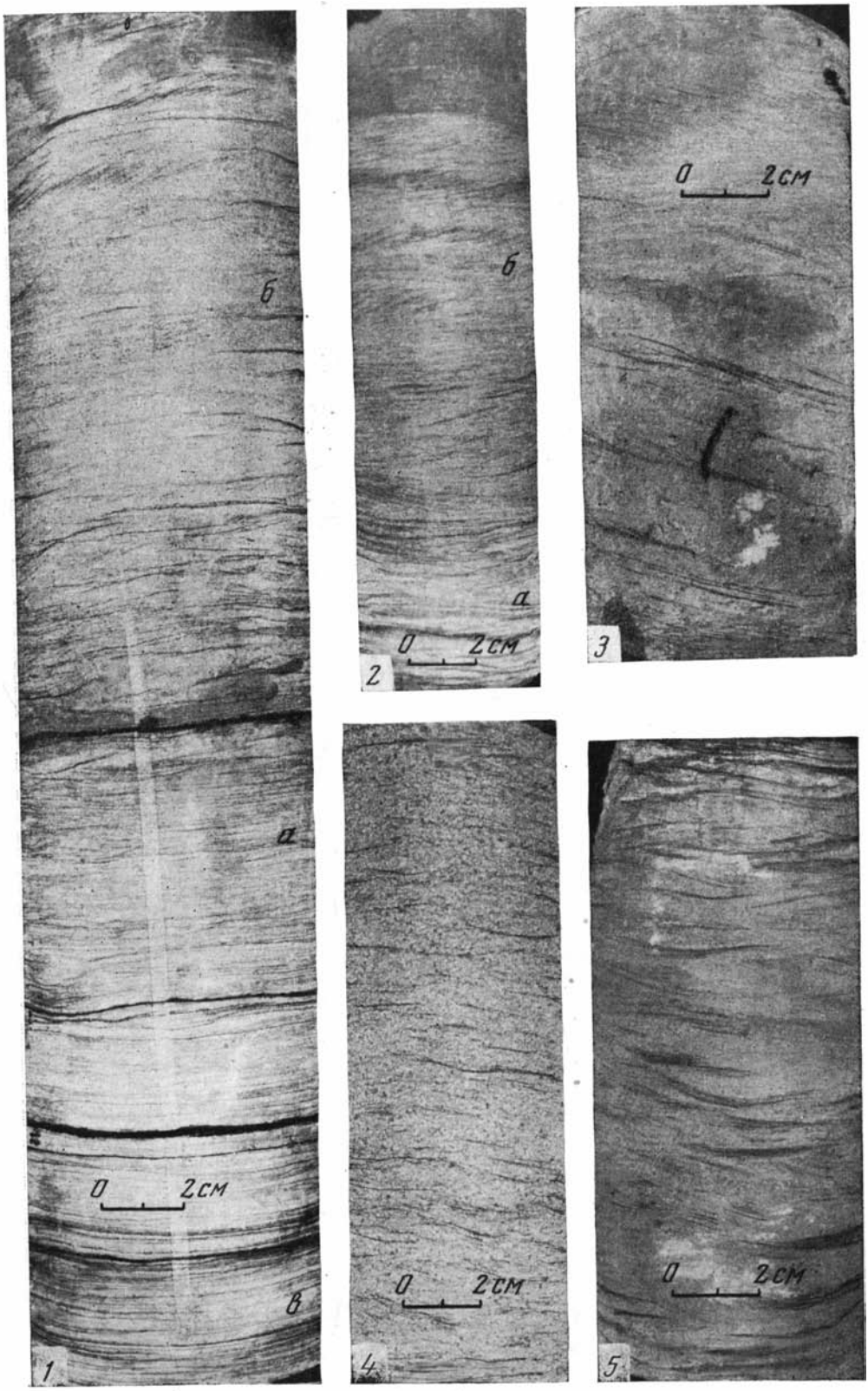
0 2см
2

0 2см
3

0 2см
4

0 2см
5

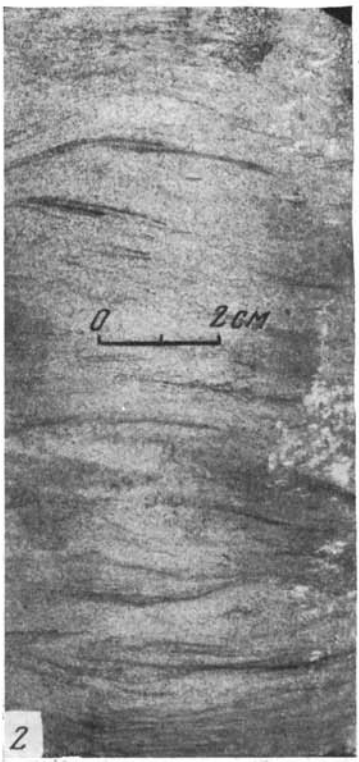
0 2см
6


б
а
0 2см
в
1
б
а
0 2см
2
0 2см
3
0 2см
4
0 2см
5

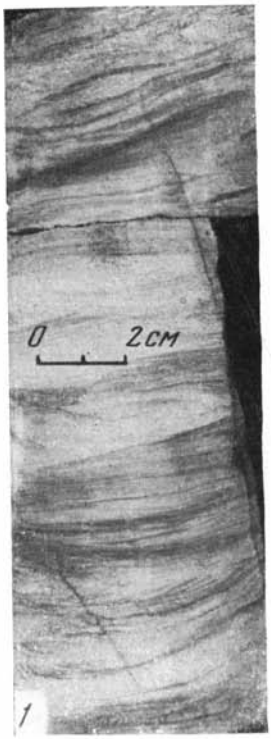
0 2см
1

0 2см
3

0 2см
4

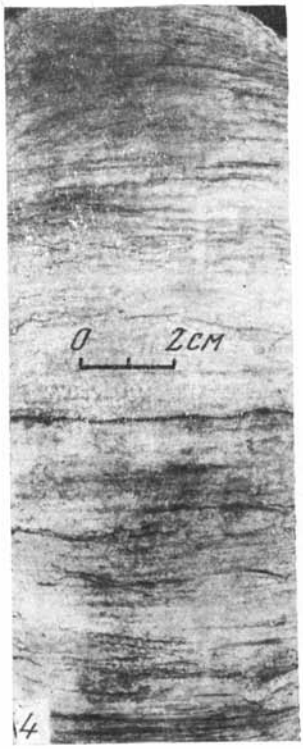

0 2см
2

0 2см
5


0 2см
1

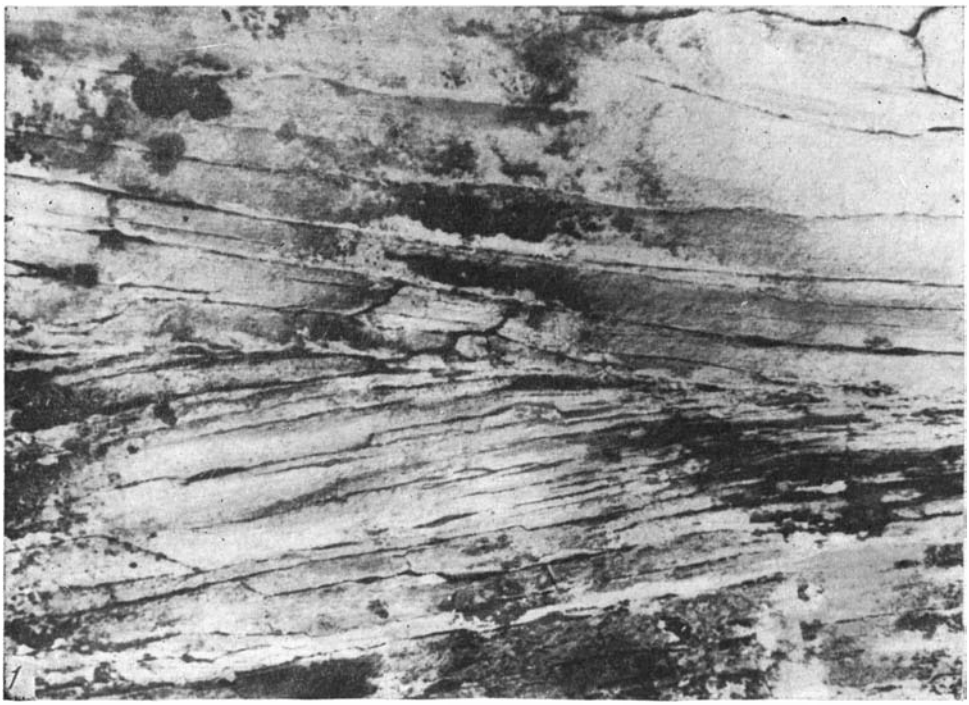
0 2см
2

0 2см
3

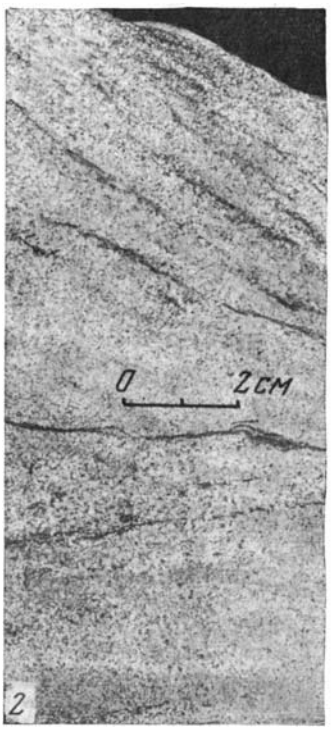

0 2см
4

0 2см
5

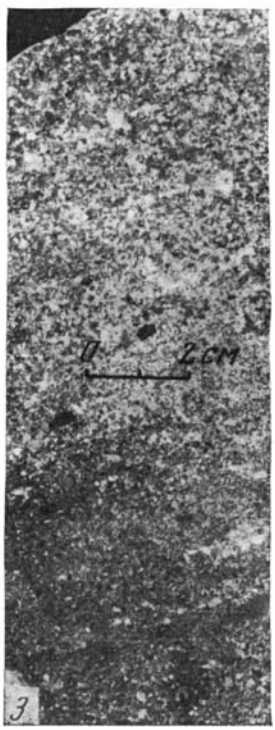
0 2см
6



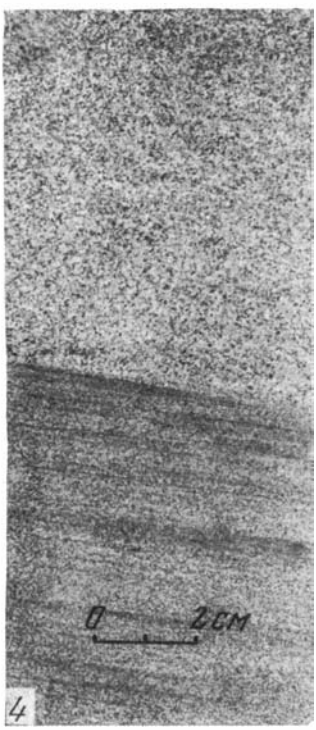
1



2

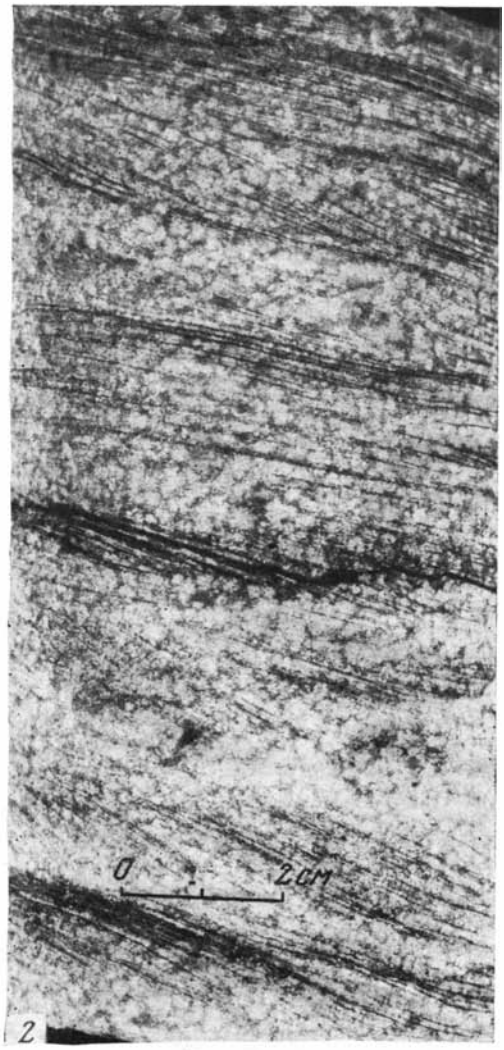


3

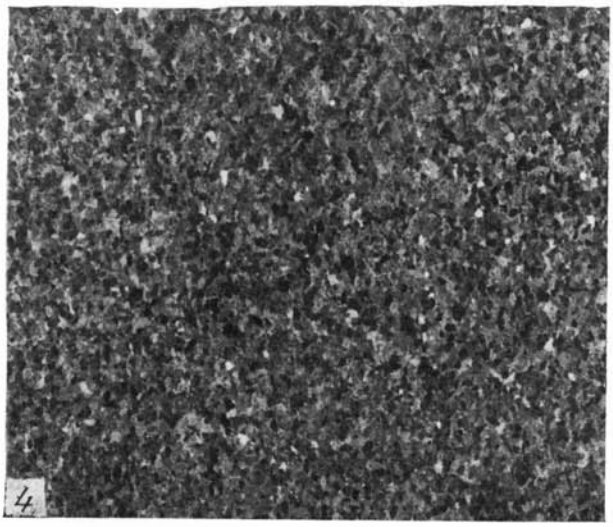


4

0 2см
1


0 2см
2

0 2см
3

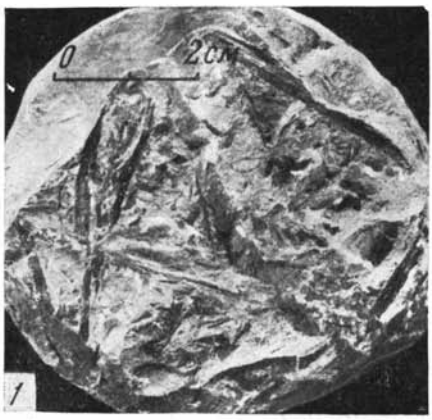

4

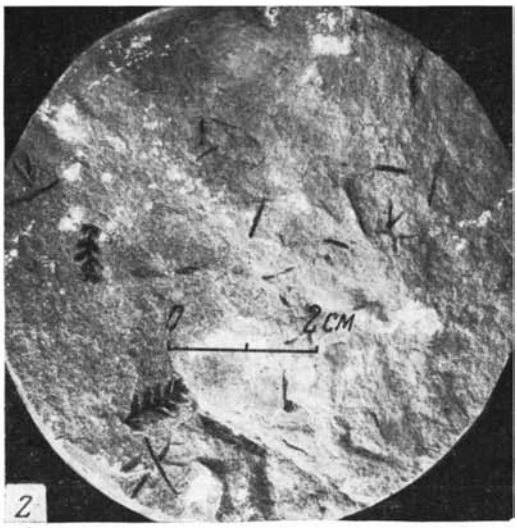
1

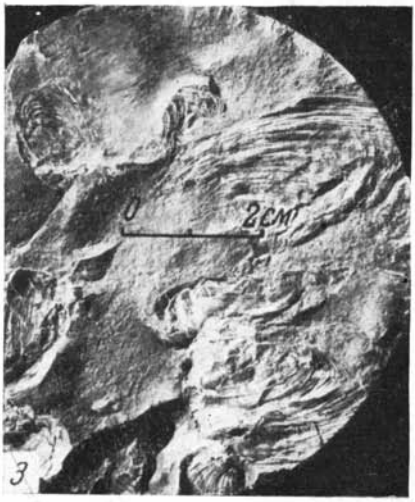
2

3

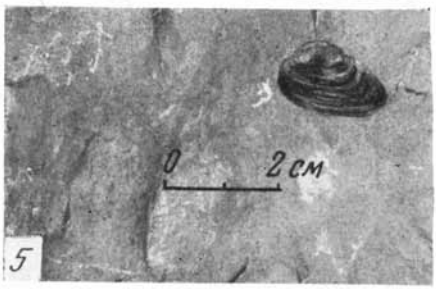
4

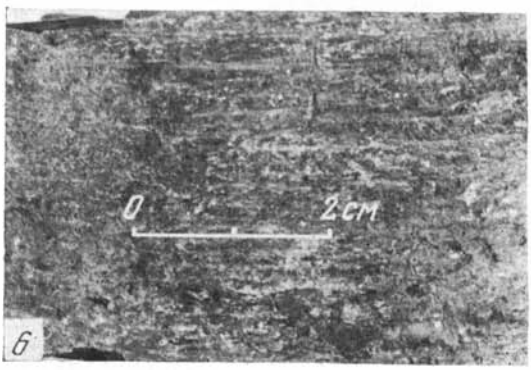

0 2см
1

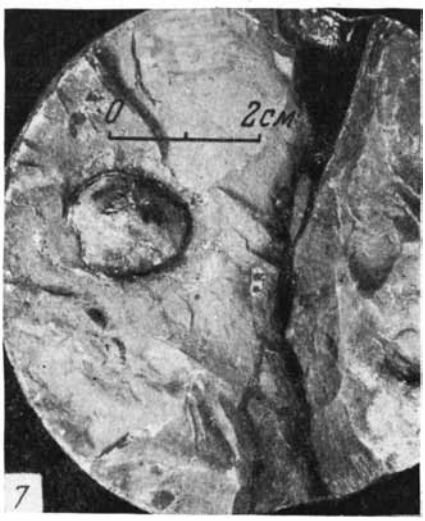

0 2см
2

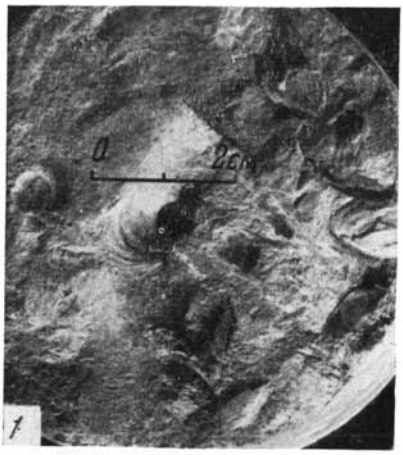

0 2см
3

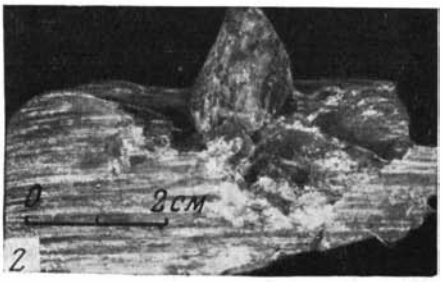
0 2см
4


0 2см
5

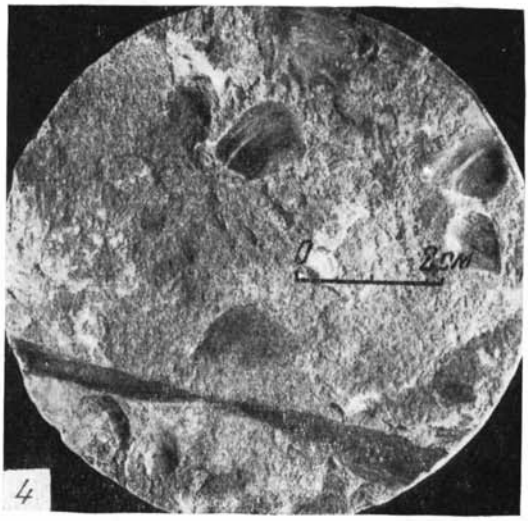

0 2см
6

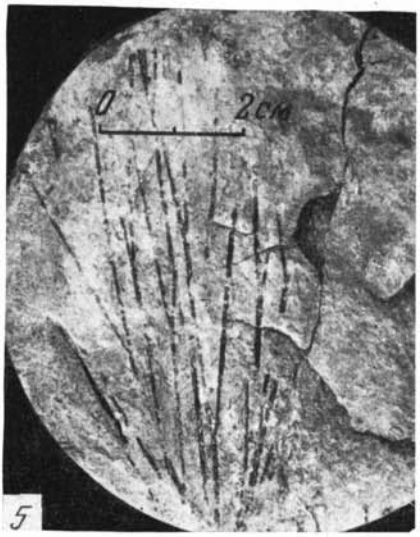

0 2см
7


0
2см
1

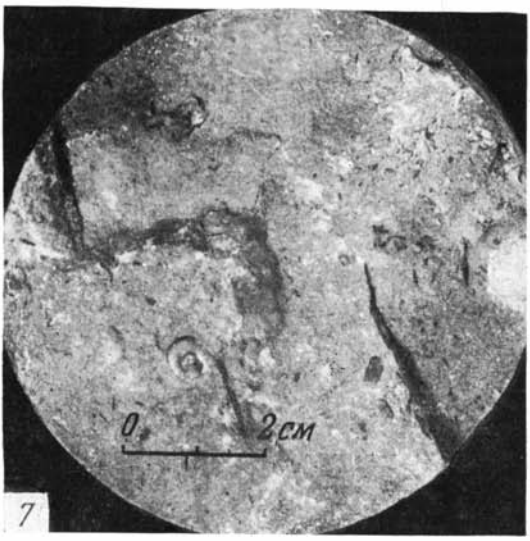

0
2см
2

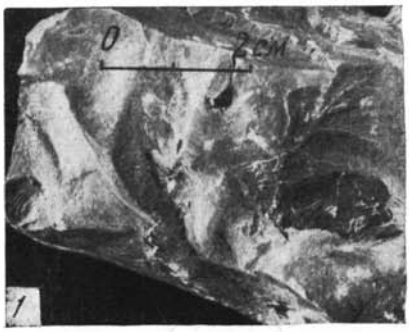
0
2см
3


0
2см
4


0
2см
5

0
2см
6


0
2см
7

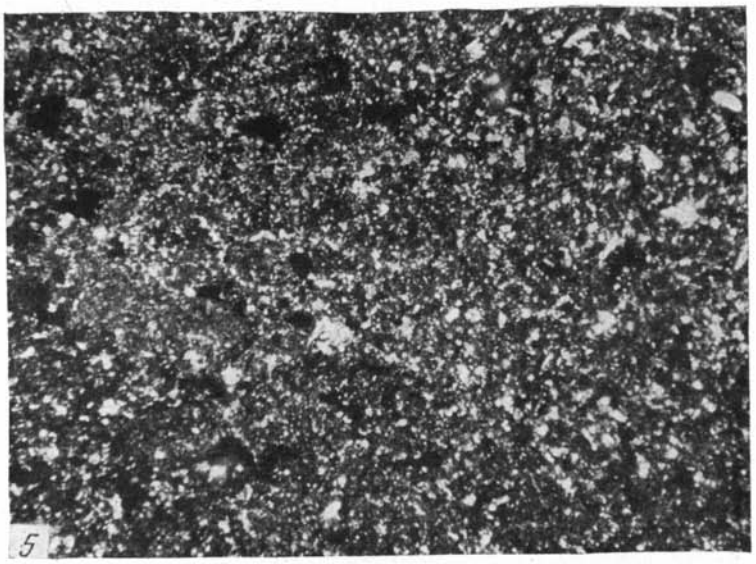


1

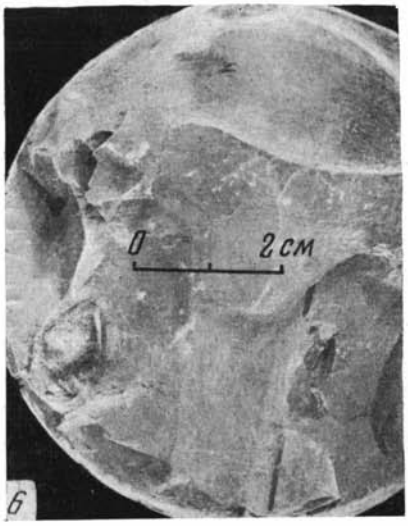
2

3

4



5



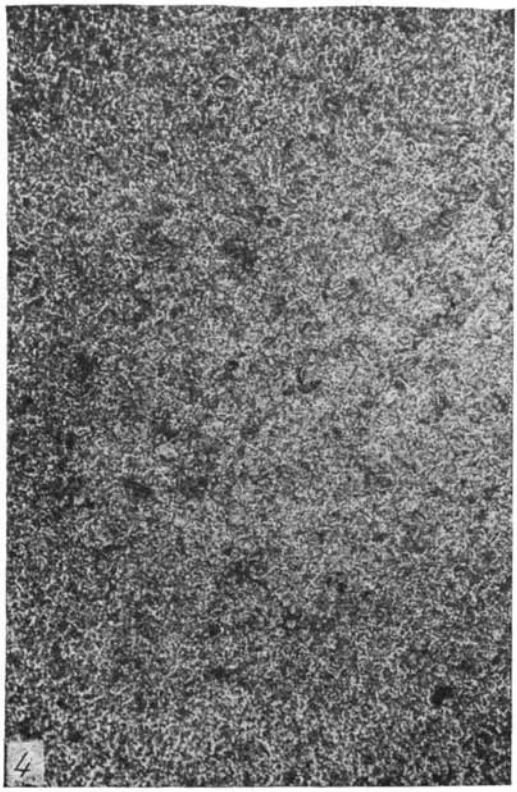
6

7

0
2 см
1

0
2 см
2

3


4

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение 5

Глава I. Краткий обзор изученности юрских угленосных отложений Тувы . . 7

Глава II. Геологическое строение районов развития среднеюрских угленосных отложений 16
Общие сведения 16
Стратиграфия 19
Условия залегания среднеюрских угленосных отложений 44

Глава III. Типы пород угленосной толщи и их петрографическая характеристика 51
Введение 51
Обломочные породы 51
Глинистые породы 77
Химические и биохимические породы 79
Краткие выводы 82

Глава IV. Литогенетические типы и фации, принципы их выделения и характеристика основных генетических признаков 85
Принципы выделения литогенетических типов отложений и фаций . . . 85
Характеристика основных генетических признаков 88

Глава V. Фации и литогенетические типы аллювиальных (А) и делювиально-пролювиальных (ДП) отложений 97
Введение 97
Характеристика фаций и литогенетических типов аллювиальных отложений 98
Характеристика фаций и литогенетических типов делювиально-пролювиальных отложений 112

Глава VI. Фации и литогенетические типы озерно-болотных отложений (ОБ) 115
Введение 115
Характеристика фаций и литогенетических типов озерно-болотных отложений 116

Глава VII. Фации и генетические типы отложений торфяных болот (ТБ) . . 128
Введение 128
Характеристика фаций и генетических типов отложений торфяных болот 129

Глава VIII. Фации и литогенетические типы бассейновых отложений (Б) . . . 140
Введение 140
Характеристика фаций и литогенетических типов бассейновых отложений 141

Глава IX. Циклическое строение разреза, типы циклов и обстановки осадконакопления 165
Введение 165
Циклическое строение разреза 168
Типы циклов и их морфологические разновидности 169
К вопросу о начале циклов 174

Глава X. Строение и условия накопления осадков юрской угленосной формации 178
Литолого-фациальная характеристика отложений юрской угленосной формации 178
Палеогеография и условия накопления осадков юрской угленосной формации 187

Глава XI. Распределение генетических типов гумусовых углей в разрезе и на площади Тувинского межгорного мезозойского прогиба и их генетическая классификация 202
Введение 202
Строение некоторых угольных пластов и распределение генетических типов углей в разрезе и на площади прогиба 203
Генетическая классификация гумусовых углей Тувинского прогиба . . . 209

Глава XII. История геологического развития Тувинского мезозойского межгорного прогиба и прогноз его угленосности 215
Введение 215
История образования юрской угленосной формации и основные черты развития мезозойского прогиба 217
Прогноз угленосности и марочного состава углей юрской угленосной формации 225

Заключение 231

Литература 236

Объяснения к таблицам 243

CONTENTS

Introduction 5

Chapter I. Brief review of our knowledge on the Jurassic coal measures of Tuva 7

Chapter II. Geological structure of the regions, where Middle Jurassic coal measures are developed 16

General information 16
Stratigraphy 19
Mode of occurrence of Middle Jurassic coal measures 44

Chapter III. Rock types of the coal measures and their petrographic characteristics 51

Introduction 51
Clastic rocks 51
Clay rocks 77
Chemogenic and biochemical rocks 79
Brief summarization 82

Chapter IV. Lithogenetic types and facies, principles of their distinction and characteristic of the main genetic features 85

Principles of distinguishing lithogenetic types of deposits and facies 85
Characteristic of the main genetic features 88

Chapter V. Facies and lithogenetic types of alluvial (A) and deluvial-proluvial (ДП) deposits 97

Introduction 97
Characteristic of facies and lithogenetic types of alluvial deposits 98
Characteristic of facies and lithogenetic types of deluvial-proluvial deposits 112

Chapter VI. Facies and lithogenetic types of lacustrine-boggy deposits (ОБ) . 115

Introduction 115
Characteristic of facies and lithogenetic types of lacustrine-boggy deposits . 116

Chapter VII. **Facies and genetic types of peat bog deposits (ТБ)** 128

Introduction 128
Characteristic of facies and genetic types of peat bog deposits 129

Chapter VIII. **Facies and lithogenetic types of basin deposits (Б)** . . . 140

Introduction 140
Characteristic of facies and lithogenetic types of basin deposits 141

Chapter IX. Cyclic structure of the sequence, types of cycles and environments of sedimentation 165

Introduction 165
Cyclic structure of the sequence 168

Types of cycles and their morphological varieties 169
To the problem of the beginning of cycles 174
Chapter X. Structure and sedimentation conditions of Jurassic coal measures . 178

Lithological-facial characteristic of the deposits of the coal-bearing formation 178
Paleogeography and accumulation conditions of sediments of the Jurassic coal formation 187

Chapter XI. Vertical and areal distribution of genetic types of humic coals in Tuvinsk Mesozoic intermontane depression and their genetic classification 202

Introduction 202

Structure of some coal seams and a vertical and areal distribution of genetic types of coals in the depression 203
Genetic classification of humic coals in Tuvinsk depression 209

Chapter XII. Geological history of Tuvinsk Mesozoic intermontane depression and prognostication of its coal content 215

Introduction 215
History of the formation of Jurassic coal measures and main features in the development of the Mesozoic depression 217
Prognostication of coal content and coal classes of the Jurassic coal measures 225

Conclusion 231
Bibliography 236
Plates 243

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
17	Фиг. 2	VIII	VII
17	Фиг. 2	VII	VIII
24	Таблица 1 6 колонка 13 св.	$I_{12}tv_2$	I_2tv_2
35	16 сн.	свит	свиты
54	4 сн.	кызыльской	нижнекызыльской
154	8 св.	типа БММ-1	типа БПМ-1
251	30 св.	(таблицы XXII и XXV)	(таблицы XXII — XXV)

Примечание: На табл. 1 (стр. 24) в пятой колонке граница между Элегестской и Эрбекской свитами должна быть опущена на 1,5 см.

Тимофеев П. П.

Цена 2 р. 26 к.