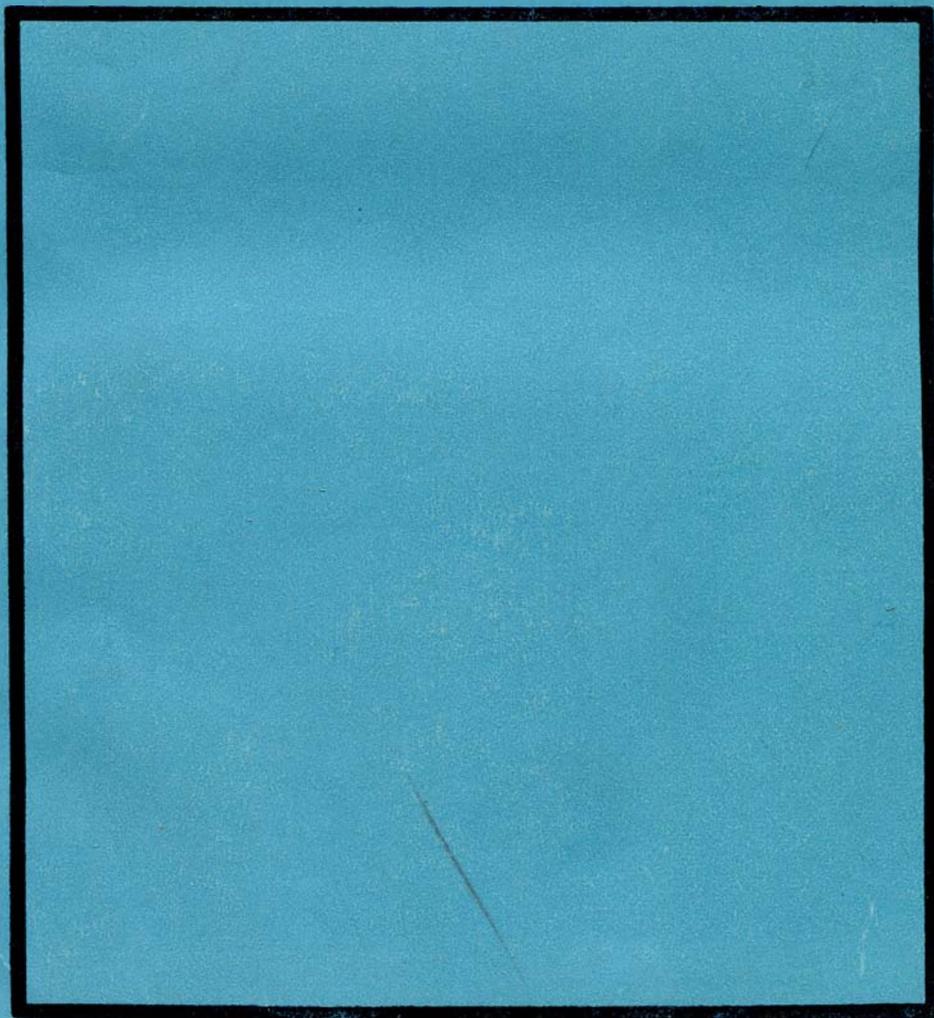


А. К. БУВАЛКИН

Ю Р С К И Е  
ОТЛОЖЕНИЯ  
ВОСТОЧНОГО  
КАЗАХСТАНА



АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР  
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА

А. К. БУВАЛКИН

ЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ  
ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА  
(ПАЛЕОТЕКТОНИКА, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ  
И УГЛЕННОСТЬ)



Издательство «НАУКА» Казахской ССР  
АЛМА-АТА · 1978

**Юрские отложения Восточного Казахстана.** Бу в а л к и н А. К. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1978.  
164 с.

*В монографии излагаются результаты многолетних литофациальных, минералого-петрографических и геохимических исследований юрских отложений Восточного Казахстана, слагающих обособленные депрессии на поверхности палеозойского фундамента. Приведены описания опорных стратиграфических разрезов юрских отложений с учетом размещения длительно развивавшихся седиментационных бассейнов. По материалам комплексного изучения пород воспроизведены условия накопления осадков на площадях угольных месторождений, что служило исходными данными для составления региональных палеогеографических карт рэт-среднеюрского, тоар-байосского, батского и позднеюрского этапов осадконакопления. Палеогеографические карты позволяют проследить последовательное преобразование раннетриасовой денудационной равнины в горную страну среднеюрского времени. Методом структурно-формационного анализа выделены ранняя, средняя и поздняя тектонические эпохи. В соответствии с рубежами этих эпох составлены палеотектонические карты, показывающие изменения во времени обстановок формирования геологических структур в зонах активизации земной коры Восточно-Казахстанского сводового поднятия и раскрывающие основные закономерности пространственного размещения седиментационных бассейнов. Установлено, что седиментационные бассейны ранне- и среднеюрского времени в морфологическом отношении представляли собой обширные межгорные и предгорные впадины, значительно превосходившие размерами современные площади распространения юрских отложений. В заключительной части работы дается анализ региональной угленосности юрских отложений и определяются участки, перспективные для проведения поисковых работ.*

*Книга рассчитана на геологов, занимающихся геологическим картированием, а также поисками и разведкой угольных и других месторождений полезных ископаемых, сопутствующих юрским отложениям.*

*Ил. 24, табл. 28, библ. 140.*

Ответственный редактор

академик АН КазССР,  
доктор геолого-минералогических наук  
Е. Д. ШЛЫГИН

Б  $\frac{20801-090}{407(07)-78}$  13-78

© Издательство «Наука» Казахской ССР. 1978 г.

## ОТ РЕДАКТОРА

Монография А. К. Бувалкина посвящена описанию результатов многолетних исследований юрских отложений в Восточном Казахстане. В этом регионе юрские отложения заключают многие виды полезных ископаемых, важнейшими из которых являются высококачественные энергетические угли, обнаружено большое количество угольных месторождений, а такие из них, как Кушмурунское, Черниговское, Эгинсайское, Кызылтальское в Тургайском прогибе и Майкюбенское на северо-востоке Центрального Казахстана, имеют запасы угля, обеспечивающие на многие годы их разработку крупными карьерами.

Для изучения юрских отложений Восточного Казахстана не выделялись значительные научные силы и необходимые ассигнования. Вероятно, этим объясняется тот факт, что многие вопросы геологии нижне-мезозойских угленосных толщ до последнего времени служили предметом дискуссии.

Существенный вклад в изучение юрских отложений Восточного Казахстана внесли сотрудники Лаборатории угля АН СССР И. И. Горский, В. В. Мокринский и другие, которые в 1962 г. подготовили к изданию «Атлас карт угленакопления на территории СССР». На картах угленакопления ранне- и среднеюрской эпох не отражены перспективы обнаружения в Восточном Казахстане месторождений полезных ископаемых, поскольку на них показаны бассейны осадко- и торфонакопления, соответствующие по размерам площадям современного размещения угленосных толщ.

Автор монографии располагает огромным фактическим материалом полевых наблюдений и данными лабораторных исследований пород, которые позволили ему разработать схемы стратиграфического расчленения юрских отложений, произвести их корреляцию с учетом результатов палинологических исследований и рассмотреть условия накопления осадков на площадях угольных месторождений. Приведенные в работе палеогеографические карты воспроизводят развитие рельефа в обстановке оформления крупной структурной единицы — Восточно-Казахстанского сводового поднятия. Наибольшую подвижность земная кора имела в определенных зонах, располагавшихся в границах складчатых систем ранне- и позднекаледонской консолидации. Здесь отчетливо намечаются четыре этапа тектонических подвижек земной коры регионального значения, которые сопровождались обновлением рельефа с поднятием горных хребтов до 3500 м. Седиментационные бассейны ранне- и среднеюрской эпох были выражены предгорными и межгорными

впадинами, превосходившими своими размерами площади распространения юрских отложений.

Заслуживает быть отмеченным указание А. К. Бувалкина о наличии в юрских отложениях континентальных красноцветных и карбонатных толщ, которые являются показателями аридного климата позднеюрской эпохи. Они возникли на заключительном этапе нижнемезозойского осадконакопления. Несомненно тесная связь между средне- и верхнеюрскими отложениями в депрессиях палеозойского фундамента. Поэтому верхняя граница нижнепалеозойского (квазиплатформенного) структурного яруса должна быть поднята до нижнего мела, следовательно, образование платформенного чехла на периферии Восточно-Казахстанского щита началось с раннего мела, после проявления в конце поздней юры тектонических движений, синхронных с киммерийской (колымской) складчатостью.

Таковы некоторые важные положения, которые следует выделить из богатой материалом и научными выводами монографии А. К. Бувалкина. Очевидно, необходимо выполнить аналогичные по комплексному изучению пород региональные исследования триасовых и меловых образований, что позволит полнее раскрыть историю геологического развития Восточного Казахстана в мезозойскую эру.

*Е. Д. Шлыгин*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Юрские отложения в Восточном Казахстане\* слагают отдельные депрессии в палеозойском фундаменте. Повсюду эти отложения заключают пласты бурых и каменных углей, доступных на отдельных площадях разработке открытым способом. Кроме углей в них содержатся горючие сланцы, огнеупорные глины, строительные материалы и редкие элементы, достигающие промышленных концентраций. В настоящее время известно 56 депрессий, выполненных триасовыми и юрскими угленосными отложениями, многие из которых после проведения геологоразведочных работ получили промышленную оценку месторождений с крупными запасами энергетических углей (рис. 1).

Подавляющее большинство угольных месторождений было открыто в 1950—1960 гг. при проведении региональных геофизических и геологических исследований. В этот период сложилось представление, что юрские угленосные отложения на территории Восточного Казахстана образуют многочисленные мульды и грабены, перекрытые мезозой-кайнозойскими образованиями (Кушев, 1968). Для обнаружения погребенных структур требуется провести многолетние геофизические и поисково-разведочные работы на обширных пространствах сплошного распространения мезозой-кайнозойских образований.

Автор поставил перед собой задачу — восстановить палеогеографическую обстановку и определить тектонический режим земной коры юрского периода с целью выяснения закономерностей пространственного размещения седиментационных бассейнов как основы научного прогнозирования перспективных под разведку участков в Восточном Казахстане. Предполагалось, что региональные палеогеографические и палеотектонические исследования наряду с определенной их практической целенаправленностью должны разрешить существующие в геологии нижнемезозойских отложений спорные положения. Главными из них являются: 1) характер и последовательность развития рельефа в юрском периоде; 2) особенности тектонического режима земной коры, определившего генетическую природу депрессий палеозойского фундамента, выполненных триасовыми и юрскими отложениями, и их место в эволюционном преобразовании структур Урало-Монгольского складчатого пояса. В изучении юрских угленосных отложений автор следовал трем направлениям.

---

\* В данной работе под Восточным Казахстаном подразумевается территория от Аральского моря до восточной границы республики.

Первое направление — разработка местных схем стратиграфического расчленения юрских отложений и их корреляция. При составлении стратиграфических разрезов отдельных депрессий фиксировались относительно разновозрастных свит размыты и несогласия, которые служили исходными данными для установления возрастных рубежей этапов осадконакопления на площадях угольных месторождений и углепроявлений.

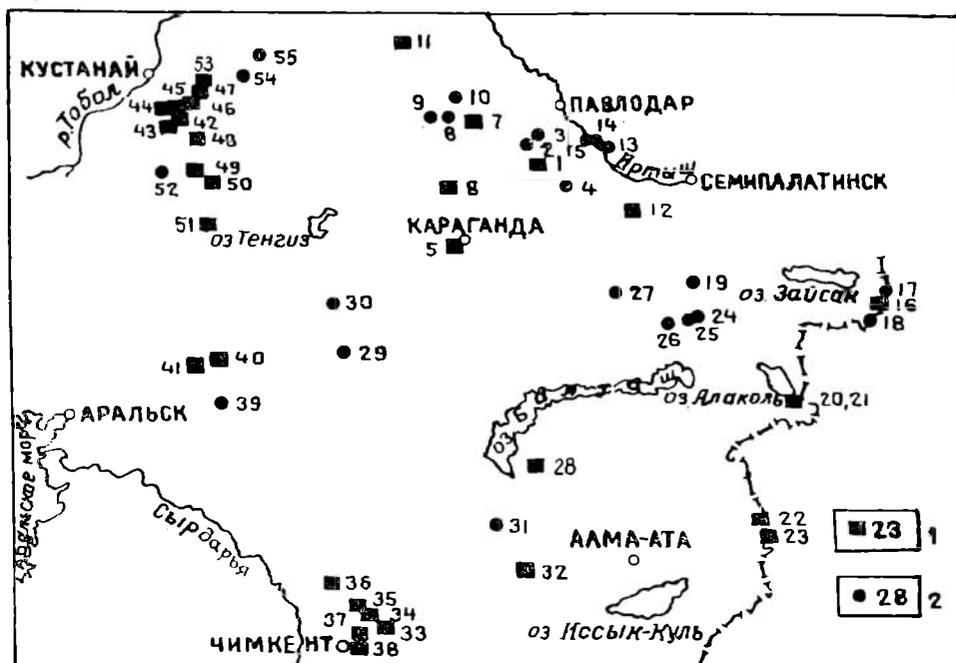


Рис. 1. Обзорная карта угольных месторождений и углепроявлений нижнемезозойского возраста Восточного Казахстана.

Угольные месторождения: 1 — Майкюбенское, 5 — Карагандинское, 6 — Акжарское, 7 — Койтасское, 11 — Кызылтуское, 12 — Юбилейное, 16 — Кендерлыкское, 20 — Алакольское, 21 — Узунбулакское, 22 — Колжатское, 23 — Ойкарагайское, 28 — Южно-Балхашское, 32 — Благовещенское, 33 — Чокпакское, 34 — Боролдайское, 25 — Сунгинское, 36 — Таскомырсайское, 37 — Кельтемашатское, 38 — Ленгерское, 40 — Байконурское, 41 — Кияктинское, 42 — Кушмурунское, 43 — Харьковское, 44 — Черниговское, 45 — Приозерное, 46 — Эгинсайское, 47 — Былкулдакское, 48 — Джаныспайское, 49 — Бертольское, 50 — Кызылтальское, 51 — Мхатовское, 52 — Панфиловское, 53 — Карашиликское; углепроявления: 2 — Сарыдолинское, 3 — Калкаманское, 4 — Улькунтузское, 8 — Ушсорское, 9 — Карасорское, 10 — Селетинское, 13 — Кривинское, 14 — Лебяжинское, 15 — Белогорское, 17 — Сарыбулакское, 19 — Чиликтинское, 24 — Торткульское, 25 — Курайлинское, 26 — Коксалинское, 27 — Акбастауское, 39 — Шобинское, 30 — Сарыузенское, 31 — Хантауское, 29 — Бозингенское, 54 — Узункульско-Куприяновское, 55 — Бурлукское

Второе направление — анализ фактического материала полевых наблюдений и данных лабораторных исследований пород для выяснения палеогеографических условий осадконакопления на площадях угольных месторождений и углепроявлений.

Третье направление — составление палеогеографических и палеотектонических карт, отвечающих по времени установленным этапам осадконакопления. Эти карты позволяют проследить характер преобразования рельефа Восточного Казахстана в связи с изменениями тектонического режима земной коры в юрский период.

Защищаемые в работе научные положения обоснованы фактическим материалом, собранным автором при геологическом картировании юрской угленосной полосы хр. Каратау (1943—1947 гг.), разведки Таскомырсайского месторождения (1947—1950 гг.), обобщения результатов геологоразведочных работ на Боролдайском, Сунгинском и Алакольском месторождениях (1952—1957 гг.), а также в процессе геологической съемки Майкюбенского угленосного бассейна (1953—1960 гг.). Позднее автор пополнил фактический материал в Институте геологических наук им. К. И. Сатпаева АН КазССР, занимаясь в течение десяти лет планомерным изучением юрских отложений Восточного Казахстана (1960—1970 гг.). За это время полевыми наблюдениями были охвачены Ленгерское, Кельтемашатское, Чокпакское, Илийское (Колжатское), Благовещенское, Алакольское, Кендерлыкское, Юбилейное, Койтасское, Кызылтуское угольные месторождения и Хантауское, Торткульское, Курайлинское, Коксалинское, Акбастауское, Абаевское, Ушсорское, Селетинское, Қалкаманское, Лебязинское углепроявления. Юрские отложения изучались по керну скважин в Сырдарьинской впадине, в низовье р. Сарысу, овраге Бозинген и вблизи южного окончания гор Улутау. Посещались угольные месторождения Ангренское в Иссык-Кульской впадины, расположенные за пределами Восточного Казахстана.

При завершении научных исследований юрских отложений автор располагал фактическим материалом маршрутных наблюдений и геологической документацией 1386 скважин общим протяжением керна 230 тыс. пог. м, которые вскрыли юрские отложения в различных районах Восточного Казахстана, а также аналитическими данными изучения пород и углей (1358 описаний прозрачных шлифов, 840 определений карбонатности, 1280 химических анализов на определение солянокислых вытяжек, серы, хлора и органического углерода, 2600 спектральных анализов, 105 рентгеноструктурных и силикатных анализов тонкой глинистой фракции). Для палеогеографических реконструкций привлекались данные минералого-петрографических исследований С. Н. Брунс и Л. С. Филипповой (Ленгерское месторождение), Е. В. Шумиловой (юрская полоса Каратау, Таскомырсайское и Чокпакское месторождения) и В. В. Воронцова (Карагандинское и Кендерлыкское месторождения), углепетрографических исследований Е. И. Мураховской (Майкюбенский угленосный бассейн и Алакольское месторождение) и геохимических исследований Т. М. Азизова (Карагандинский угленосный бассейн).

Многолетние исследования юрских отложений выполнялись в секторе геологии угля ИГН им. К. И. Сатпаева. Автору постоянно оказывали внимание Т. М. Азизов, В. И. Власов, Е. И. Мураховская, Э. Р. Орловская, Л. И. Котова, В. В. Подколзин, И. Н. Рошин, Э. А. Стаценко, Б. С. Цирельсон. Ценные советы, пожелания и важные критические замечания получены от академика АН КазССР Е. Д. Шлыгина, членов-корреспондентов АН КазССР А. А. Абдулина, П. Т. Тажибаевой и докторов геолого-минералогических наук С. М. Бандалетова, М. С. Быковой и В. Ф. Беспалова. Всем им автор искренне благодарен.

## **ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ПАЛЕОГЕОГРАФИИ И ТЕКТОНИЧЕСКОМ РАЗВИТИИ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА В ЮРСКИЙ ПЕРИОД**

Первую попытку восстановить палеогеографическую обстановку триасового и юрского периодов на всей территории Казахстана сделал Н. Г. Кассин (1941, 1947, 1952), который полагал, что восточная половина Казахстана в раннем триасе имела облик низкой денудационной равнины, возникшей по мере пенеplanation герцинских складчатых горных сооружений. Значительные изменения в морфологию низкой денудационной равнины внесли поздне триасовые тектонические движения, которые ее преобразовали в равнину холмистую. Между горными грядами и платообразными возвышенностями в юрское время образовались депрессии, где происходило формирование угленосных толщ. Этот исследователь впервые подметил соответствие в простираннии тектонических дислокаций нижнемезозойских отложений и структур палеозойского основания. Важнейшими дислокациями рэт-юрских отложений он считал разрывы, по которым перемещались, нередко с километровой амплитудой, крупные блоки палеозойского основания. В рэт-юрских отложениях блоковые перемещения создавали простые и моноклиналильные складки, выраженные более интенсивно вблизи плоскостей разрывов.

Б. А. Петрушевский (1955), рассматривая историю геологического развития Урало-Сибирской эпигерцинской платформы и Тянь-Шаня, выделил значительную часть территории Восточного Казахстана в качестве стабильного участка земной коры, который на протяжении юрского времени сохранял в рельефе положение приподнятой денудационной равнины. Холмы и гряды, размещавшиеся вдоль современных очертаний гор Чингиз и Тарбагатай, в северо-западной ветви Джунгарского Алатау, на Чу-Илийском водоразделе и в Улугтау, получали морфологическое оформление в процессе плавного и продолжительного волнообразного изгибания поверхности денудационной равнины. Широкие и неглубокие синклиналильные изгибы ее поверхности служили депрессиями рельефа, заполнявшимися угленосными осадками. Выразителями тектонического режима земной коры в юрский период он считал медленные и небольшие по амплитуде восходящие движения, поэтому территория Восточного Казахстана в районировании эпигерцинской платформы определялась в качестве щита. Внешние контуры Казахстанского щита воспроизводились в виде огромного вала с длинными пологими склонами, обращенными к Западно-Сибирской и Туранской плитам. Слабые подвижки палеозойского фундамента в депрессиях деформировали угленосные осадки. Здесь возникали складки, сходные по форме с брахисинклиналиями, в строении которых разрывы представляются элементами второстепенного значения.

В 1953—1958 гг. сотрудники Лаборатории угля АН СССР Н. И. Леоненко, Л. Ф. Белянкин, В. В. Воронцов, И. В. Волкова, М. И. Ритенберг, Н. М. Крылова, Г. М. Ковальчук и И. З. Фаддеева в составе экспедиции под руководством члена-корреспондента АН СССР И. И. Горского собирали фактический материал с целью изучения истории нижнемезозойского угленакопления в Казахстане. Они провели большую работу по стратиграфическому расчленению юрских отложений и палеонтологическому обоснованию возраста выделенных местных подразделений, описали фации юрских отложений и попытались восстановить палеогеографическую обстановку осадконакопления на площадях Карагандинского, Майкюбенского, Алакольского и Кендерлыкского угольных месторождений.

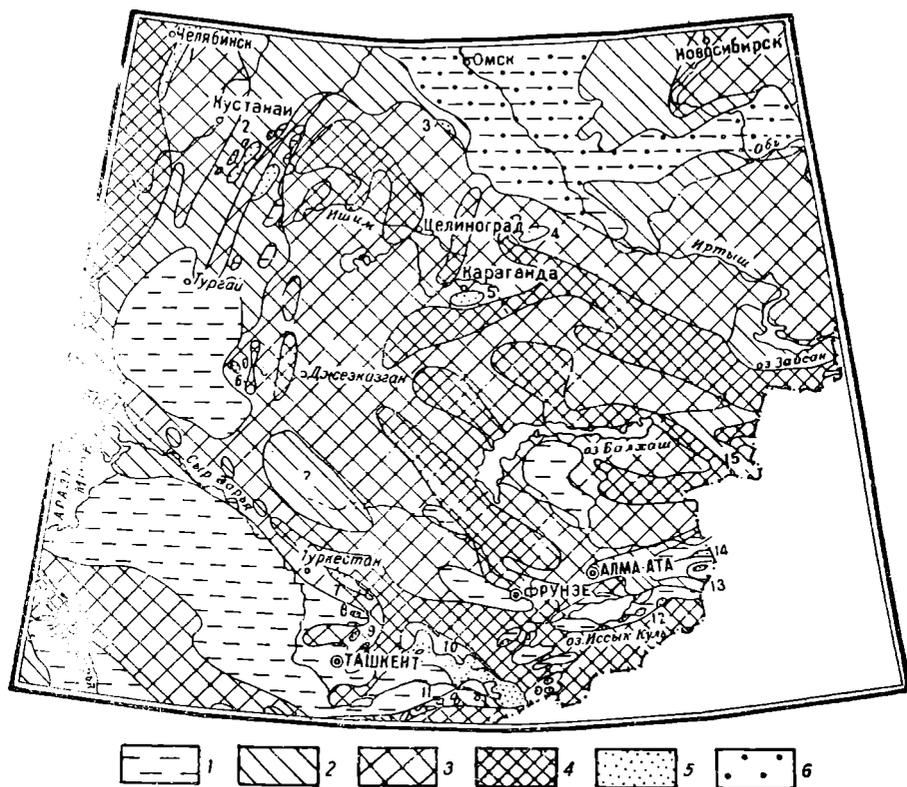


Рис. 2. Палеогеографическая схема эпохи нижнеюрского угленакопления на территории Восточного Казахстана (составили Д. Ф. Белянкин и др., 1962).

1 — континентальные отложения; области денудации: 2 — равнины, 3 — возвышенности, 4 — горы, 5 — континентальные угленосные отложения, 6 — слабая угленосность

Согласно представлениям И. И. Горского, Н. И. Леоненко, Л. Ф. Белянкина, В. В. Воронцова и других авторов третьего тома «Истории нижнемезозойского угленакопления в Казахстане» (1963), поверхность Восточного Казахстана в раннем и среднем триасе была сnivelирована до уровня холмистой денудационной равнины. В позднем триасе тектонические движения внесли некоторые изменения в морфологию равнины, особенно на востоке страны, где в раннеюрскую эпоху возникло четыре типа ландшафтов — высоких гор, низких гор, возвышенностей с расчлененными формами и аккумулятивных равнин (рис. 2). В сред-

неюрскую эпоху рельеф Восточного Казахстана становится менее расчлененным, возвышенности снижаются и получают сглаженные очертания. На поверхности низкой денудационной равнины и вблизи возвышенностей появились крупные депрессии рельефа в виде котловин. Распределение осадков различного генезиса на площади этих котловин совершалось сообразно их грабеновой форме. Вдоль бортов котловин, выработанных в рельефе склонами возвышенностей, накапливались грубообломочные осадки конусов выноса и горных рек, а внутренняя часть впадины заполнялась осадками озерных водоемов, дельт и торфяниками топяных болот.

В 1962 г. вышел в свет под редакцией И. И. Горского и В. В. Мокринского «Атлас карт угленакопления на территории СССР». Л. Ф. Белянкин, И. Б. Волкова, В. В. Мокринский и другие составители карт угленосности ранне- и среднеюрской эпох стремились отразить палеогеографическую обстановку осадко- и торфонакопления на площади Восточного Казахстана в соответствии с представлениями о развитии депрессий рельефа грабенообразной формы. Они считали, что депрессии рельефа раннемезозойского времени размерами соответствовали или были близки к современному площадям распространения юрских отложений. Для выяснения обоснованности этого положения попытаемся кратко изложить, согласно реконструкциям Л. Ф. Белянкина и В. В. Воронцова, условия осадконакопления на площадях Майкюбенского и Карагандинского месторождений, а затем при рассмотрении нового фактического материала показать степень их достоверности.

Для времени формирования угленосных толщ Майкюбенского бассейна М. И. Ритенберг (1961) составила литофациальные схемы, позволяющие проследить изменения условий осадконакопления в обширной широтно вытянутой долине тектонического происхождения. В раннеюрскую эпоху она была ограничена с юга, запада и севера возвышенностями, откуда вытекали горные реки, которые приносили в основную долину преимущественно грубообломочный материал. Наличие стволочной реки в основной долине тектонического происхождения способствовало обособлению в ее пределах центральной зоны, представленной осадками русла горной реки и окаймляющими ее с севера и юга торфяниками устойчивого размещения топяных болот. Вдоль бортов долины располагались зоны пролювиальных и аллювиальных осадков, которые создавались малыми реками — притоками и временными потоками, стекавшими с ближайших возвышенностей.

Согласно палеогеографическим построениям В. В. Воронцова (1965), область осадконакопления раннемезозойского времени Карагандинского бассейна в орографическом отношении представляла собой межгорную котловину, очертания которой не выходили за пределы современного распространения юрских отложений. Существенных изменений ее размеров на протяжении юрского осадконакопления не происходило, что обуславливалось положением северной и южной зон поднятий земной коры. Отдельные участки северной зоны поднятий, вследствие неравномерного движения блоков, периодически преобразовывались в низкие горы. Наибольшую тектоническую активность проявлял Майкюбенский горст и северо-западная периферия бассейна. Постоянной морфоструктурной границей южной зоны поднятий являлся Акжарский надвиг, который разделял область аккумуляции и высокие горы. Между низкими горами на севере и высокими на юге простиралась котловина с зональным распределением осадков. Вдоль подножий склонов высоких гор формировались грубообломочные осадки конусов выноса и рек. Севернее эта зона переходила в низменную равнину, где отлагались осадки

русел рек, пойм и временных водоемов. Далее на север располагались внутрикотловинные озера, на дне которых оседал песчаный и глинистый материал. Береговые зоны озерных водоемов, простиравшиеся вдоль денудационной равнины, периодически превращались в обширные топяные болота.

Складчатые дислокации нижнемезозойских отложений Казахстана И. И. Горский (1948, 1954, 1958, 1963) разделяет на две группы. Первую группу в восточной половине этого региона составляют складчатые дислокации юрских отложений Тургайского прогиба — Бурлукское, Кушмурунское, Харьковское, Черниговское и Приозерное угольные месторождения, а за его пределами — Кендерлыкское и Алакольское угольные месторождения. Формирование их происходило в узких глубоких депрессиях, где накапливались угленосные отложения большой мощности. При поднятии блоков палеозойского основания угленосные отложения сминались в складки с крутыми углами наклона крыльев. Вторую группу представляют относительно широкие блюдцеобразной формы мульды, в пространственном размещении которых обнаруживается определенная связь с синклиналильными структурами палеозойского основания. Строение этих мульд, имеющих обычно в плане округлые очертания и пологий наклон крыльев, осложняется отдельными разрывами. Морфологические особенности складок второй группы выражены в дислокациях угленосных отложений Джаныспайского, Кызылтальско-Савинковского, Мхатовского, Карагандинского и Майкюбенского месторождений.

В палеотектонических реконструкциях мезозоя Сибири К. В. Боголепов (1967) выделяет Южно-Сибирский пояс континентальных сводовых поднятий, в ряду которых Восточно-Казахстанское занимает крайнее западное положение, будучи ограниченным на севере Западно-Сибирской низменностью, на востоке Иртышской и Зайсанской впадинами, на западе возвышенностями Центральных Кызылкумов и северными отрогами Таласского Алатау. В развитии этой области сводового поднятия он намечает два крупных тектонических этапа. Первый по времени охватывает поздний триас — среднюю юру и характеризуется активными рсходящими движениями земной коры, которые создавали положительные (горный рельеф) и отрицательные структуры сводового поднятия; отрицательные выразились в образованиях локальных прогибов — узких грабенов вдоль подвижных зон разломов и унаследованных межгорных впадин на крупных блоках земной коры. Второй этап соответствует поздней юре — эоцену и отличается спадом активности движений земной коры. Верхнетриасовые и юрские отложения по мере усиления движений блоков подвергались дислокациям, которые совершались в конце лейаса или между среднеюрской эпохой и серединой мела. К. В. Боголепов считает, что напряженность тектонического режима земной коры Восточного Казахстана при становлении сводового поднятия отвечала дейтероорогенному этапу, а время выравнивания рельефа страны в средне-триасовую эпоху он рассматривает «в качестве кратковременной тектонической паузы, разделяющей две стадии активного горообразования, завершившегося лишь в середине юры» (1967, с. 253).

Н. П. Башарина (1973), развивая основные теоретические положения, провела сравнительный анализ этапов тектонического развития мезозойских впадин Восточного Казахстана и их типизацию. Все мезозойские впадины закладывались на выровненной поверхности денудационной равнины, образование которой происходило в условиях субплатформенного режима земной коры. Поднятие горных сооружений и образование сопряженных с ними впадин продолжалось со второй половины

позднего триаса и до конца средней юры. В поздней юре прекращаются активные движения земной коры, появляются раннемеловые коры выветривания и формируется платформенный чехол.

Триасовые и юрские отложения юго-западной периферии Восточного Казахстана, включающей Приаралье, Центральные Кызылкумы, Сырдарьинскую впадину, хр. Каратау и северные отроги Таласского Алатау, изучал В. И. Троицкий (1967, 1973). Нижнюю часть мезозоя, представленную на обширных территориях Средней Азии триасовыми и юрскими отложениями, этот исследователь выделил в каракорумский формационный ритмокомплекс в составе санджарской, гурудакской, дегибадамской, байсунской, карабастауской и гаурдакской ритмосвит. Шесть ритмосвит, согласно развиваемым В. И. Поповым (1966) представлениям на периодизацию постгеосинклинального развития Средней Азии, отражают отдельные этапы горообразовательного режима земной коры.

Сопоставление литологического состава, мощности и условий залегания санджарской ритмосвиты показало, что главная особенность развития в триасовое и раннеюрское время внегеосинклинальных областей Средней Азии, в том числе юго-западной периферии Восточного Казахстана, «заключается в принципиальном сходстве структуры значительных территорий будущей Туранской плиты и постплатформенного орогена Тянь-Шаня» (1973, с. 31). Этими структурами являлись глубокие грабенообразные прогибы и небольшие эрозионно-тектонические впадины, заполнявшиеся осадками в обстановке расчлененного рельефа. Накопление осадков гурудакской ритмосвиты совершалось в условиях повторной активизации тектонических движений земной коры, выразившейся в рельефе поднятием низких гор. Произошло пространственное и структурное обособление Урало-Тянь-Шаньского сводового поднятия и обширных погружений земной коры Тургайской плиты. Разрастание сводового поднятия сопровождалось заложением новых и замыканием ранее возникших Алакольской, Кендерлыкской, Иссык-Кульской, Кельтемашатской и других впадин. В период накопления осадков дегибадамской и байсунской ритмосвит (верхи бата — кимеридж) происходит постепенно ослабление дифференцированных движений и стабилизация земной коры Урало-Тянь-Шаньского сводового поднятия, проявившаяся в выравнивании его рельефа.

Урало-Тянь-Шаньское сводовое поднятие как составная часть Центрально-Азиатского дейтероорогенного пояса определилось морфоструктурной единицей на аален-раннебайосском этапе развития земной коры. В его пределах В. И. Троицкий наметил границы Северо-Тянь-Шаньской и Срединно-Тянь-Шаньской структурно-формационных зон, разграниченных Таласо-Ферганским разломом. Срединно-Тянь-Шаньская структурно-формационная зона включает несколько крупных блоков земной коры, из них в тектоническом отношении более активным является Кызылкумо-Нарынский. Разломы юго-западного ограничения этого блока относятся к важнейшим структурным элементам, разделяющим область дейтероорогенного развития и Туранскую плиту. Главной особенностью развития Средней Азии в позднетриасовое и юрское время В. И. Троицкий считает дробление и обрушение складчатого основания вдоль разломов, определявших линейные очертания поднятий и прогибов. На востоке Восточного Казахстана обрушение складчатого основания продолжалось до конца средней юры, а на западе в это время наметились крупные свалы проседания, которые позднее оформились в Туранскую плиту.

В. Ф. Беспалов (1971) в оценке морфологии и тектонического развития Восточного Казахстана в рэт-юрское время исходит из представ-

ления, что все депрессии в палеозойском фундаменте возникли вокруг Центрально-Казахстанского поднятия, пространственно охватывавшего Кокчетавский, Улутауский и Чу-Илийский мегантиклинории. Это поднятие опоясывали региональные разломы, которые повторяли своим простираанием «рисунок палеозойской геосинклинальной системы в виде неправильного полуовала, открытого к востоку» (1971, с. 339). Относительная высота и стабильность Центрально-Казахстанского поднятия определяются отсутствием в нем рэт-юрских отложений. Окружавшие поднятия пространства и Тянь-Шань оставались низкой денудационной равниной, покрытой корой выветривания. Депрессии в палеозойском фундаменте — это преимущественно узкие и глубокие грабены, возникшие вдоль региональных разломов. Рэт-юрские отложения в них были дислоцированы, по-видимому, в верхнеюрское время. Эта фаза дислокаций сопровождалась также «опусканиями периферического пояса Центрально-Казахстанского поднятия, в значительной части следуя по палеозойским линиям» (1971, с. 239).

Из краткого обзора суждений относительно палеогеографии и тектонического развития земной коры Восточного Казахстана в юрский период можно заключить, что упомянутые исследователи имеют по этим вопросам различные точки зрения.

Б. А. Петрушевский и В. Ф. Беспалов воспроизводят морфологический облик территории Восточного Казахстана юрского периода как приподнятую денудационную равнину, поверхность которой усложняли длительное коробление и смещения блоков по разломам. Депрессии рельефа на поверхности равнины возникли на местах синклинальных прогибов или вдоль глубинных разломов; в приразломных прогибах накапливались осадки большой мощности, которые затем подвергались дислокации.

К. В. Боголепов, Н. П. Башарина и В. И. Троицкий рассматривают Восточный Казахстан как область, прошедшую в поздне триасовое и юрское время стадию дейтероорогенного развития. Общее восходящее движение земной коры этой области в сочетании с дифференцированными перемещениями блоков отразилось в рельефе становлением расчлененной горной страны, тектонические депрессии которой в виде узких протяженных грабенов и унаследованных мульд заполнялись молассоидными угленосными формациями. Тектонические депрессии они считают блоковыми структурами; решающее значение в их формировании отводится разломам, образование которых происходило главным образом в палеозойский этап развития земной коры. Дифференцированные перемещения блоков по этим разломам определяли форму и размеры впадин, а также объем и скорость накопления в них нижнемезозойских осадков. Замыкание блоковых структур как седиментационных бассейнов происходило, вероятно, одновременно с деформацией нижнемезозойских осадков. Относительно времени возникновения складчатых дислокаций грабенов и унаследованных мульд эти исследователи склонны предполагать, что они образовались в конце средней и в начале поздней юры. К. В. Боголепов указывает также на возможность проявления более поздних по времени альпийских тектонических движений, имея в виду Кендерлыкскую синклинальную складку, в ядре которой меловые и третичные породы деформированы вместе с верхнетриасовой угленосной толщей

## СТРАТИГРАФИЯ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

Прошло более десяти лет после состоявшегося в г. Алма-Ате межведомственного совещания по разработке унифицированных и корреляционных стратиграфических схем мезозоя, палеогена и неогена Казахстана. Созыв этого совещания диктовался необходимостью обобщить и систематизировать обширный фактический материал литофациальных и палеонтологических исследований, полученный в процессе проведения геологосъемочных, гидрогеологических и поисковых работ на различные полезные ископаемые, главным образом на площадях сплошного распространения мезозой-кайнозойских образований. На секциях по триасу и юре этого совещания рассматривались представленные различными авторами стратиграфические схемы нижнемезозойских отложений Южного и Горного Мангышлака, Северного Прикаспия, Устюрта, Приаралья и Восточных Кызылкумов, а также юго-восточной части Казахстана, включающей Тургай-Ишимский, Центрально-Казахстанский и Балхаш-Алакольский районы.

Обсуждение корреляционной стратиграфической схемы юрских отложений Казахстана на заседании МСК СССР состоялось 30 января 1970 г. В ходе обсуждения выяснилась возможность принятия представленного варианта по дробности расчленения и степени обоснования возраста выделенных подразделений в качестве рабочей схемы, поскольку многие спорные положения, служившие предметом дискуссии на межведомственном совещании, остались нерешенными (рис. 3). Восточный Казахстан на этой корреляционной рабочей схеме представлен сводными стратиграфическими разрезами юрских отложений Восточных Кызылкумов, хр. Каратау, Тургай-Ишимского, Карагандинского, Майкюбенского и Алакольского районов, Восточного Прибалхашья и Илийской впадины.

Сводный стратиграфический разрез юрских отложений Восточных Кызылкумов базируется на местных подразделениях Кельтемашатского и Ленгерского месторождений. Юрские образования Кельтемашатского месторождения отчетливо разделяются на две толщи — угленосную и грубообломочную. Первая из них показана на рабочей стратиграфической схеме как «кельтемашатская свита», возраст которой Е. И. Муравовская по спорово-пыльцевым комплексам датирует рэт — средним лейасом. Грубообломочная толща на схеме не отмечена. Юрские отложения Ленгерского месторождения расчленяются на ленгерскую и тогузакскую свиты. Приведенные для обоснования возраста ленгерской свиты флористические и спорово-пыльцевые комплексы не позволяют провести ее нижнюю границу на уровне геттангского яруса.





В сводном стратиграфическом разрезе юрских отложений хр. Каратау отсутствует чокпакская свита, которая прослеживается вдоль угленосной полосы как базальная толща конгломератов и песчаников большой мощности. Неясное положение в разрезе занимают кашкартинская и боролсайская свиты. Стратотипические разрезы их просматриваются в обнажениях долины р. Кашкараты и оврага Боролсай, где предпринимались безуспешные попытки сборов органических остатков. Поэтому бат-келловейский возраст этих свит нуждается в аргументации. Требуется обоснования также включение в возрастной объем карабастауской свиты оксфордского яруса.

Сводный стратиграфический разрез юрских отложений Тургай-Ишимского района составлен согласно чередованию разновозрастных литофациальных комплексов пород, установленных для угольных месторождений Кызылтальского, Мхатовского и других, но вскрытые в них угленосные толщи не содержат возрастных аналогов черниговской и кушмурунской свит. Изучение юрских отложений в овраге Бозинген, проведенное до созыва межведомственного совещания, показало, что палеозойские породы перекрываются с угловым несогласием угленосной толщей тоар-среднеюрского возраста.

Сводный стратиграфический разрез юрских отложений Карагандинского района представляют четыре свиты. Развитая на южной окраине Карагандинского бассейна мощная пестроцветная толща грубообломочных пород, выделенная Г. Л. Кушевым (1963) в акжарскую свиту, показана на рабочей корреляционной схеме как пространственно замещающая михайловскую свиту. В этом истолковании стратиграфического положения акжарской свиты отражены представления В. М. Бекмана и И. В. Орлова и др. (1972), которые считают пестроцветную толщу грубообломочных пород возрастным аналогом михайловской и части кумыскудукской свит.

Приведенные примеры разногласий в оценке отдельных толщ как подразделений местного значения и определения их возраста показывают, что принятую на заседании МСК СССР рабочую корреляционную стратиграфическую схему юрских отложений Казахстана необходимо было основательно доработать. Некоторые из спорных положений нашли разрешение в описаниях стратиграфии юрских отложений Южного и Центрального Казахстана (Геология СССР. Т. XL, 1971; т. XX, 1972). В последующие годы А. К. Бувалкин, М. И. Жаймин, Л. И. Котова продолжали изучение юрских отложений Восточного Казахстана, при этом они стремились получить новый фактический материал для устранения спорных положений в рабочей корреляционной схеме и дополнить ее стратиграфическими разрезами новых участков распространения угленосных толщ, выявленных в последние годы на площади хр. Чингиз, в Южном Прибалхашье и на юго-западной периферии Чу-Илийского низкогорья.

В настоящее время для всех угольных месторождений и углепроваждений Восточного Казахстана разработаны схемы стратиграфического расчленения юрских отложений, предусматривающие выделение литофациальных комплексов пород в ранге свиты. Возраст свит устанавливался по данным палеоботанических и палинологических исследований. Определенным крупноразмерных растительных остатков вначале занимались А. Ч. Сьюорд (1907), А. Н. Криштофович (1946), В. Д. Принада (1929, 1931), М. И. Брик (1925), а позднее — Э. Р. Орловская (1958, 1960, 1961, 1963, 1968), В. П. Владимирович (1959, 1967), А. И. Турутанова-Котова (1930, 1936, 1961), А. А. Померанцева (1953, 1959), Э. В. Романова (1958), Г. М. Ковальчук (1961, 1963), П. В. Шилин

(1960) и С. А. Абилаев (1970). Палинологические исследования проводили Е. И. Мураховская (1956, 1967, 1968), В. Н. Барбашинова (1956), Г. М. Романовская (1959, 1960, 1967), И. З. Фаддеева (1965), Г. М. Ковальчук (1961, 1963), Г. В. Сакулина (1968, 1971, 1976), В. И. Ильина (1964, 1966) и Л. И. Котова (1969, 1970, 1971, 1973, 1975, 1976). Полученные флористические и спорово-пыльцевые комплексы позволили определить возраст свит и произвести их корреляцию.

Региональные геологические исследования показали, что депрессии в палеозойском фундаменте, заполненные юрскими отложениями, располагаются не беспорядочно, а группируются в определенные зоны. Конфигурация зон отчетливо выражена на палеогеографических картах размещением хребтов и впадин, указывающих на высокую, но пространственно ограниченную тектоническую активность земной коры в юрское время. Определены шесть зон повышенной тектонической активности — Чингиз-Тарбагатайская, Джунгарская, Кунгей-Терскейалатауская, Чу-Илийская, Еремантау-Койтасская, Каратауская и Улутауская с продолжением в пределы Кокчетавского поднятия. В этих зонах чаще выявляются депрессии, стратиграфический разрез юрских отложений которых составляют три-четыре свиты, отвечающие в возрастном объеме двум или трем отделам юрской системы. Обнаруживаются также депрессии, где стратиграфический разрез представляют одна-две свиты, относимые по возрасту к ярусу или подотделу. Ниже приводится описание стратиграфии юрских отложений по зонам тектонической активизации земной коры. В него включены юрские отложения депрессий, стратиграфические разрезы которых для данной зоны являются опорными, что определяется полнотой местных подразделений и палеонтологической их охарактеризованностью, достаточной для корреляции различных по литофациальному составу разновозрастных комплексов пород — свит (см. рис. 3).

*Чингиз-Тарбагатайская зона* очерчивается контуром, внутри которого находятся площади Майкюбенского угленосного бассейна, Юбилейного месторождения и Кривинского, Лебяжинского, Белогорского, Сарыдолинского, Калкаманского, Узункульского, Акбастауского, Коксалинского, Курайлинского, Торткульского, Акбастауского углепроявлений. В качестве опорного стратиграфического разреза этой зоны рассматриваются рэт-юрские отложения Майкюбенского бассейна, расчленяемые на четыре свиты — ащикольскую, сарыкульскую, шоптыкульскую и майкюбенскую (Бувалкин, 1964).

Ащикольская свита пересечена скважинами на южной окраине бассейна, где она налегает на разновозрастные толщи палеозоя и прорывающие их граниты. В разрезе угленосных отложений бассейна свита выделяется преобладанием в сложении конгломератов и песчаников, крупные пачки которых изредка переслоены алевролитами. Литологический состав свиты выражен в разрезах скважин следующими соотношениями основных петрографических типов пород: конгломератов — от 2 до 68%, песчаников — от 10 до 16%. Сопоставление литологических колонок скважин выявляет неустойчивый состав свиты, обусловленный выклиниванием или расщеплением крупных слоев конгломератов и размещением их на площади песчаниками и алевролитами. Конгломераты образуют слои мощностью до 50 м. В крупных слоях они преимущественно средне- и крупногалечные, заключающие валуны и глыбы размером до 3 м<sup>3</sup>. Между валунами и глыбами сгружена галька угловатой формы, скрепленная песчаным материалом. В свите переслаиваются конгломераты и разноместные песчаники серого цвета, чередующиеся в отдельных пачках с алевролитами; при появлении среди них пластов

углей участие алевролитов в сложении свиты заметно возрастает. Угле-насыщенность ее неравномерная, что устанавливается по скважинам, пробуренным на северной окраине бассейна. В районе зимовки Тамды прослежен угольный пласт  $a_1$  на 10 км. Мощность свиты на юге бассейна 20—370 м, а на севере увеличивается до 650 м.

На южном берегу оз. Майкюбень обнажается пачка конгломератов, заключающих прослой мелкозернистых песчаников с растительными остатками *Ginkgo huttonii* (Sternb.) Heer, *G. digitata* (Brongn.), *Czekanowskia rigida* Heer, *Phoenicopsis angustifolia* H.

Возраст свиты определяется спорово-пыльцевым комплексом, полученным Е. И. Мураховской, которая отмечает в нем повышенное содержание пыльцы древних хвойных *Paleoconiferus*, *Protoconiferus*, *Paleopinus*, *Protoabietipites oblatinoides* Mal., безмешковой пыльцы *Ginkgocycadophytus*, спор папоротников *Bernoullia aktjubensis* Brick, *Marrattisporites* sp., *Osmundacidites jurassicus* (K.-M.) Kuz., *Osmunda triassica* K.-M., *Hissaropteris jagnobensis* Kuz. et Six. и присутствие реликтов палеозойской флоры *Florinites* (до 3%), *Cordaites* (до 1%), пыльцы с ребристым строением тела *Striatopinites* (до 2%). Отмеченные особенности комплекса позволяют датировать возраст ащикольской свиты рэтом.

Сарыкульская свита залегает согласно на породах ащикольской свиты. Граница между ними условная и проводится обычно по кровле крупного слоя конгломератов, стратиграфически выше которого залегают преимущественно тонкозернистые породы и появляются угольные пласты большого площадного распространения. Для строения свиты характерно частое переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов, конгломератов и углей, но в отличие от нижележащей свиты конгломераты и крупнозернистые песчаники занимают в ней резко подчиненное положение. Для вскрытых скважинами различных отрезков разреза свиты характерны следующие соотношения суммарных мощностей слоев пород (%): конгломератов — 0,4—31, песчаников — 5—71, алевролитов — 6—56, аргиллитов — 1,5—41, углей — 0,3—8,5. Слои конгломератов имеют небольшую мощность и размещаются главным образом в нижней части разреза свиты. Среди песчаников преобладают мелкозернистые разности серого и зеленовато-серого цвета. Алевролиты образуют слои большого площадного распространения мощностью до 14 м. Окраска их серая, темно-серая, зеленовато-серая и буровато-серая, обусловленная содержанием сидеритов. Слои аргиллитов чаще пролегают в кровле или почве угольных пластов, реже они составляют в переслаивании с алевролитами крупные пачки, прослеживающиеся на значительном протяжении. В свите содержится 21 угольный пласт, обозначенные индексами  $c_0$ — $c_{20}$ , из них 20 пластов сосредоточены в верхней половине. Неравномерное размещение угольных пластов и некоторые различия литологического состава позволяют выделить ниже- и верхнесарыкульскую подсвиты.

Нижнесарыкульская подсвита имеет мощность 150 м. Половину разреза свиты слагают песчаники и мелкогалечные конгломераты, которые переслаиваются с алевролитами, заключающими угольный пласт  $c_0$ . По определению Э. Р. Орловской (1968), в породах нижней подсвиты собраны растительные остатки в составе *Equisetites ferganensis* Sew., *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Sew., *Cl. nebbensis* Brongn., *Cl. raciborskii* Zeill., *Cl. vaceensis* Ward., *Cl. whitbienensis* Brongn., *Ginkgo digitata* Brongn., *G. quadrilobus* Brick, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Pityophyllum angustifolium* (Nath.) Moell. и др., указывающие на раннелайасовый возраст.

Палинологические исследования подтверждают раннейейасовый возраст нижнесарыкульской подсвиты. Е. И. Мураховская (1968) описала спорово-пыльцевой комплекс с преобладанием голосеменных растений. Доминантом комплекса является пыльца хвойных примитивного строения типа *Protoconiferus funarius* (N a u m.) B o l c h., *Paleoconiferus asaccatus* B o l c h., *Protopicea cerina* B o l c h., *Pseudopinus pergran-dis* B o l c h., безмешковая пыльца *Ginkgocycadophytus*, *Inaperturopollenites*, *Araucariacites* составляет до 15%. В споровой части комплекса имеются многочисленные и разнообразные по составу представители семейств Marattiaceae и Osmundaceae. Характерно для комплекса сохранение реликтов палеозойской палинофлоры *Todites szeiana* (P' a n) B r i c k, *Cordaitina orientalis* B o l c h., *Striatopinites* sp.

Верхнесарыкульская подсвита имеет мощность 500 м. В ее составе возрастает значение тонкозернистых пород, главным образом алевролитов и аргиллитов, заключающих двадцать угольных пластов. В составе собранных растительных остатков Э. Р. Орловская отмечает *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) S e n., *Cl. whitbiensis* B r o n g n., *Cl. aktashensis* T u r.-K e t., *Cl. raciborskii* Z e i l l., *Cl. maikubensis* O r l o v s k., *Coniopteris hymenophylloides* B r o n g n., *Phoenicopsis angustifolia* H e e r, которые пользуются в юрских отложениях широким вертикальным распространением. Э. Р. Орловская относит подсвиту по возрасту к позднему лейасу на основании присутствия *Coniopteris hymenophylloides* (B r o n g n.) S e w.; однако при сопоставлении разрезов скважин выяснилось, что остатки этого папоротника найдены в пачке пород, составляющей низы шоптыкульской свиты.

Уточняет возраст верхнесарыкульской подсвиты полученный Е. И. Мураховской (1968) спорово-пыльцевой комплекс, в котором преобладает пыльца сосновых и ногоплодниковых *Depterella oblatinoides* M a l., *Protopicea cerina* B o l c h., *Protopinus vastus* B o l c h., *Piceapollenites variabiliformis* (M a l.) P e t. и др. Содержание пыльцы хвойных примитивного строения типа *Paleoconiferus*, *Protoconiferus* не превышает 1—2%. Споры представлены видами *Osmundacidites kugartensis* (S i x t.) K u z., *O. angrenicus* K u z., *Cyathidites* sp., *Leiotriletes incertus* B o l c h., *L. bujargiensis* B o l c h., *Cheiropleuria compacta* B o l c h., *Ch. congregata* B o l c h. Реликты палеозойской флоры не обнаружены.

Шоптыкульская свита занимает большую часть площади бассейна, повсеместно перекрывая с угловым несогласием породы рэт-лейасового возраста, а местами она ложится на породы палеозоя. Свита отличается высокой угленасыщенностью, наличием мощных пачек конгломератов в переслаивании с песчаниками и неустойчивым литологическим составом, что выражается в следующих соотношениях суммарных мощностей слоев пород (%): конгломератов — от 1,5 до 80, песчаников крупнозернистых — от 0,5 до 33, песчаников мелкозернистых — от 2,5 до 80, алевролитов — от 4 до 75, аргиллитов — от 0,7 до 27, сидеритов — от 0,2 до 5, углей — от 0,8 до 38,7. Мощные пачки конгломератов и песчаников на севере бассейна выклиниваются, замещаясь в разрезе тонкозернистыми породами и углями. Конгломераты мелко- и среднегалечные, распределение гальки различной формы иногда подчеркивает в них грубую слоистость руслового типа. Песчаники и алевролиты преимущественно массивного сложения, залегающие слоями мощностью от 0,2 до 15 м. Аргиллиты чаще располагаются в кровле угольных пластов, образуя крупные слои значительного протяжения. Высокая угленасыщенность свиты обусловлена наличием крупных пластов углей сближенного залегания, объединенных в три горизонта: 1-Ш, 2-Ш и 3-Ш. В местах выклинивания пачек конгломератов и песчаников угольные горизонты расщеп-

ляются, многие угольные пласты в них постепенно выклиниваются. Мощность свиты 330 м.

А. А. Померанцева и Э. Р. Орловская изучали собранные в керне скважин растительные остатки. В определении возраста свиты важное значение имеют палеоботанические исследования Э. Р. Орловской, которые выполнялись в тесной связи с геологической съемкой бассейна. В состав флористического комплекса шоптыкульской свиты вошли *Neocalamites* sp., *Equisetites ferganensis* Sew., *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *C. angustiloba* Brick, *Cladophlebis maikubensis* Orlovsk., *Cl. aktashensis* Tur.-Ket., *Cl. tchinatchewii* Krysh. et Pryn., *Cl. raciborskii* Zeill., *Cl. bidentata* Tur.-Ket., *Raphaelia acutiloba* Pryn., *Nilssoniopteris vittata* (Brongn.) Thomas, *Anomozamites* sp., *Ginkgo sibirica* (Heer) Sew., *Phoenicopsis latior* Heer, *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., *Carpolithes cinotus* Nath., *Desmiophyllum* sp. и др., позволяющие Э. Р. Орловской датировать возраст свиты первой половиной средней юры.

Обращает внимание присутствие в комплексе хвощового *Neocalamites* sp. и папоротников *Cladophlebis raciborskii* Zeill., *Cl. bidentata* Tur.-Ket., рассматриваемых обычно в качестве типичных представителей раннеюрской флоры Сибири и Казахстана. Наличие древних форм в составе флористического комплекса согласуется с результатами палинологических исследований Е. И. Мураховской (1968), которая относит нижнюю часть шоптыкульской свиты, заключающую угольный горизонт 3-Ш, по возрасту к тоарскому ярусу. В палинокомплексе нижней части свиты преобладает пыльца голосеменных растений (68%) над спорами папоротников, плауновых и хвощовых. В нем содержится пыльца хвойных *Piceapollenites variabiliformis* (Mal.) Pet., *P. mesophyticus* (Bolsh.) Pet., *Pinuspollenites* sp. — 37,5%, *Paleoconiferus asacatus* Bolch., *Protoconiferus funarius* (Naum.) Bolch. — 8%, *Ginkgocycadophytus* — до 11%, *Podocarpidites* — 5,6%, *Caytonipollenites* — 2,8%. Споровую часть комплекса составляют плауновые *Lycopodiumsporites subrotundus* К.-М., *Lycopodiumsporites perplicatum* Bolch., *L. rotundum* К.-М., *L. triquetrum* К.-М. — 1,6% и папоротники *Cyathidites* sp., *C. australis* Соур., *C. minor* Соур., *C. junctus* (К.-М.) Alim., *Osmundacidites jurassicus* (К.-М.) Куз., *Os. kugartensis* Куз., *Osmundites plicatus* (К.-М.) Bolch. — до 30%.

Возраст пород верхней части разреза свиты, располагающейся стратиграфически выше третьего угольного горизонта, характеризуется палинокомплексом с преобладанием спор папоротникообразных растений *Cyathidites australis* Соур., *C. junctus* (К.-М.) Alim., содержание которых в отдельных спектрах достигает 42%, *Osmundacidites jurassicus* (К.-М.) Куз., *Osmunda tuberculata* Klim., *Os. longirimsa* Klim — в среднем 8%, *Gleicheniidites*, *Dictyophyllidites*, *Tripartina variabilis* Mal. и др. В пыльцевой части комплекса выделяются хвойные *Piceapollenites variabiliformis* (Mal.) Pet., *P. mesophyticus* (Bolch.) Pet., *Pinus pernobilis* (Bolch.) и др. В составе комплекса до 2,6% древних видов *Paleoconiferus*, *Protoconiferus*, *Protopinus* и отмечается небольшое количество пыльцы *Ginkgo* и *Cycadales*. Приведенные спорово-пыльцевые комплексы позволяют считать, что шоптыкульская свита по возрасту соответствует тоарскому, ааленскому и байосскому ярусам.

Майкюбенская свита покрывает на размытой поверхности пород средней юры. В ее основании прослеживаются конгломераты мощностью до 10 м, пространственно замещающиеся разнозернистыми песчаниками. Основную часть разреза свиты составляют песчаники, которые переслаиваются с алевролитами и аргиллитами, окрашенными в серый и темно-

серый цвет. Местами в сложении свиты возрастает значение тонкозернистых пород, заключающих угольные пласты  $m_1$  и  $m_2$ . Мощность свиты 200 м.

Сборы растительных остатков в породах майкюбенской свиты не производились. Определение ее возраста основывается на палинологических исследованиях Е. И. Мураховской (1968). В качестве доминантов палинокомплекса выделяются споры папоротников *Cyathidites australis* Соур., *C. minor* Соур., *C. junctus* (К.-М.) Алт., *C. corniger* (К.-М.) Алт. (до 32,5%) и подчеркивается высокое содержание *Osmundacidites jurassicus* (К.-М.) Куз., *Osmunda papilata* Bolch., *Os. rotunda* Klim. (до 11,4%) с постоянным присутствием *Gleichenioidites*, *Neoraistrickia rotundiforma* (К.-М.) Таг., *Tripartina variabilis* Mal. и др. (15,3%). Среди голосеменных растений ведущее значение имеет пыльца *Piceapollenites*, *Pinuspollenites*, *Podocarpidites* (24,5%), *Inaperturopollenites* (до 6,5%) и *Ginkgocycadophytus* (до 5%). Характерно повышенное содержание пыльцы *Classopollis* Pflug. (до 4%). Отмеченные особенности комплекса позволяют отнести майкюбенскую свиту по возрасту к батскому ярусу.

Следует отметить, что другие угольные месторождения и углепроявления Чингиз-Тарбагатайской зоны отличаются от Майкюбенского бассейна либо сокращенным стратиграфическим разрезом рэт-юрских отложений, либо сходством литофациального состава выделенных свит с аналогичными по возрасту подразделениями сопредельных зон, где они получили различные географические названия. Установлено, что в Чингиз-Тарбагатайской зоне ащикольская и сарыкульская свиты по флористическим и спорово-пыльцевым комплексам уверенно сопоставляются с узунбулакской свитой Торткульского, Курайлинского и Акбастауского углепроявлений, саранской и дубовской свитами Юбилейного месторождения и абаевской свитой низкогорья Чингиз, а шоптыкульская — с кусакской свитой Торткульского, Курайлинского, Акбастауского углепроявлений. Огромная мощность кусакской свиты и редкая встречаемость в ее породах органических остатков дает основание предполагать, что в полном разрезе свита представляется возрастным аналогом не только шоптыкульской, но и майкюбенской свит (Бувалкин и др., 1972, 1974).

*Джунгарская зона* охватывает очертаниями современные хребты Джунгарского Алатау и его отроги, простирающиеся к оз. Балхаш. В ее пределах находится Алакольское угольное месторождение и несколько участков вероятного распространения юрских отложений, выявленных геофизическими исследованиями в глубоких погружениях поверхности палеозойского фундамента Восточно-Балхашской и Саркандской впадин (Третьяков и др., 1970). Стратиграфический разрез рэт-юрских отложений Алакольского месторождения имеет значение опорного, как в зоне, так и на площади юго-западного обрамления низкогорья Чингиз, где размещаются Торткульское, Курайлинское и Акбастауское углепроявления.

Алакольское угольное месторождение расположено в 10 км юго-восточнее оз. Алаколь. Юрские отложения месторождения расчленяются на узунбулакскую и кусакскую свиты (Бувалкин, 1966). Первая из них делится на две подсвиты по признаку распределения угольных пластов и крупных слоев тонкозернистых пород с характерной горизонтальной слоистостью озерного типа.

Нижнеузунбулакская свита сложена в основании конгломератами и крупнозернистыми песчаниками, которые образуют в понижениях

доюрского рельефа базальную пачку мощностью до 80 м. Подсвета перекрывает с угловым несогласием породы палеозоя, а местами ложится на размытую поверхность песчаников и алевролитов катуской свиты рэтского возраста. В ее разрезе часто чередуются слои песчаников, алевролитов, конгломератов, аргиллитов и углей. Превалируют крупные слои тонкозернистых пород серого и темно-серого цвета, содержащие пять угольных пластов ( $у_1—у_5$ ). Мощность подсвиты 150 м.

В тонкозернистых породах обнаружены растительные остатки хорошей сохранности, которые определяли Э. В. Романова (1958), Г. М. Ковальчук (1961) и Э. Р. Орловская (1961, 1968). Обобщая результаты палеоботанических исследований, Э. Р. Орловская приводит для нижеузумбулакской подсвиты флористический комплекс в составе *Neocalamites hoerensis* (Schimper) Halle, *N. carrerei* (Zeill.) Halle, *N. issykkulensis* Tur.-Ket., *Todites princeps* (Presl.) Gothan, *Clathropteris meniscioides* Brongn., *Cladophlebis nebbensis* (Brongn.) Nath., *Cl. raciborskii* Zeill., *Cl. bidentata* Tur.-Ket., *Rhizomopteris* sp., *Pseudotorellia ephela* (Harris) Flor., *Czekanowskia rigida* Heer, *Podozamites lanceolatus* L. et H., *P. angustifolius* (Eichw.) Heer, *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., *P. latifolium* Tur.-Ket., *P. angustifolium* Tur.-Ket. (Nath.) Moell., *Carpolithes cinctus* Nath., который указывает на раннелейасовый возраст.

Е. И. Мураховская (1968) разделяет суждение о возрасте нижеузумбулакской подсвиты. Из пород и углей она получила палинокомплекс с преобладанием пыльцы различных семейств Coniferales. В их составе выделяется пыльца примитивного строения *Protoconiferus* (12%) и *Paleoconiferus* (14%). Отмечается заметное участие также пыльцы, близкой *Pinaceae* (14%), *Podocarpidites* (5%) и *Ginkgocycadophytus* (до 15%). Споровую часть палинокомплекса представляют различные виды папоротников семейств *Osmundaceae* (10%), *Dicksoniaceae* (0,5%) и *Selaginellaceae* (9%); присутствуют единичные зерна реликтовой пыльцы *Florinites*, *Cardaites*, *Walchiites* и *Striatopinites*.

Верхнеузумбулакская подсвита сложена аргиллитами и алевролитами, которые пересланываются с конгломератами. Крупные слои тонкозернистых пород имеют ясновыраженную горизонтальную слоистость озерного типа, обусловленную чередованием серых, темно- и буровато-серых слоев аргиллитов, алевролитов, реже песчаников и сидеритов. Песчаники не образуют в подсвите крупных и выдержанных на площади слоев. Мощность подсвиты 110 м.

Обнаруженные в породах подсвиты растительные остатки, по определению Э. Р. Орловской, принадлежат единичным древним хвощовым *Neocalamites carrerei* (Zeill.), *N. issykkulensis* Tur.-Ket., гинкговым *Ginkgo* sp. cf. *triassicus* Brick., *Baiera alaculica* Orlovsk., *Sphenobaiera* sp., *Pseudotorellia nordenskioldii* (Nath.) Flor., *P. rarineruis* Orlovsk., *Phoenicopsis rerineruis* Krysh. et Pryn., *Czekanowskia rigida* Heer. и хвойным *Podozamites lanceolatus* L. et H., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., *P. latifolium* Tur.-Ket., *P. angustifolium* (Nath.) Moell. Характерной особенностью флористического комплекса является отсутствие папоротников. Э. Р. Орловская считает, что этот комплекс моложе нижеузумбулакского и определяет возраст подсвиты условно средним лейасом.

Е. И. Мураховская (1968) получила спорово-пыльцевой комплекс верхнеузумбулакской свиты. В его составе 65% пыльцы голосеменных и 35% спор папоротникообразных растений. Доминантом комплекса является пыльца хвойных семейств *Pinaceae* (25%) и *Podocarpaceae*

(11%), которым в количественном отношении несколько уступает пыльца примитивного строения *Protoconiferus*, *Paleoconiferus* (8%) и *Ginkgo-cycadophytus* (6%). Споровую часть комплекса представляют различные формы *Osmundacidites* (до 10%), *Cyathidites* (до 7,5%), *Marattisporites* (до 3%), *Cheiropleuria compacta* Bolch., *Ch. congregata* Bolch. и др. Возраст подсвиты по этому палинокомплексу определяется средне-лейасовым.

Кусацкая свита слагается в основном конгломератами, которые образуют отдельные слои мощностью до 230 м и крупные пачки в переслаивании с песчаниками серого цвета. В непрерывном разрезе юрских отложений нижняя граница свиты проводится на уровне появления крупных слоев или пачек конгломератов. Алевролиты занимают в свите подчиненное положение; чаще они отмечаются в низах свиты, где участвуют в сложном чередовании слоев. Мощность свиты не установлена. В пределах Пограничного участка Алакольского месторождения нижняя половина разреза свиты вскрыта скважинами и канавой мощностью 650 м. Верхняя половина находится южнее, где грубообломочные породы юрского возраста прослеживаются на значительном расстоянии. Общая мощность свиты оценивается в 1200 м.

Возраст свиты устанавливается по данным палинологических исследований Е. И. Мураховской (1968), которая выделила спорово-пыльцевой комплекс из алевролитов низов свиты. В его составе 97,5% пыльцы голосеменных растений, в их числе доминирующую группу образуют хвойные *Pinuspollenites*, *Piceapollenites* (49%) и *Podocarpidites* (17%). Дополняют пыльцевую часть комплекса формы примитивного строения *Protoconiferus*, *Paleoconiferus*, *Protopicea* (8%) и *Inaperturopollenites* (до 22%). Малое число спор представляют *Osmundacidites*, *Dictyophilites*, *Lycopodiumsporites*, *Leiotriletes*. Количественные соотношения пыльцы и спор, а также их видовой состав свидетельствуют о позднелейасовом возрасте пород нижних горизонтов кусацкой свиты. Что касается стальной части разреза свиты, то возраст ее определяется среднеюрским на основании сопоставления идентичных по литофациальному составу грубообломочных толщ Алакольского угольного месторождения и Торткульского, Курайлинского, Акбастауского углепроявлений (Бувалкин и др., 1974).

*Кунгей-Терскейалатауская зона* намечается контуром, ограничивающим площади распространения юрских отложений Иссык-Кульской, Кокмайнакской и Илийской впадин, где разведаны на территории Киргизии месторождения Южно-Иссык-Кульского и Кокмайнак-Карачинского угленосных районов, а также Илийский угленосный бассейн и Ойкарагайское месторождение. Юрские отложения Иссык-Кульской, Кокмайнакской и Илийской впадин формировались в различное время. С учетом этого приводится описание разновозрастных угленосных толщ Сугутинского месторождения и Илийского бассейна, представляющих различные отрезки опорного стратиграфического разреза юрских отложений рассматриваемой зоны.

Угленосная толща на Сугутинском месторождении занимает среднюю часть стратиграфического разреза нижнемезозойских отложений, которые принято расчленять на четыре свиты: акташскую, коктуйскую, джилскую и аксайскую. Первые две выделены в толще пестроцветных пород верхнего триаса.

Джилская свита содержит угольные пласты. В низах ее покрывает пачка гравелитов, которая ложится на размытую поверхность пород верхнего триаса. Выше по разрезу свиты переслаиваются сероцветные осадочные породы (%): гравелиты — до 10, песчаники — до 5, алевролиты

ты — до 11, аргиллиты — до 62. Угольные пласты группируются в горизонт компактного строения, располагающийся в нижней половине разреза. Мощность свиты 70 м.

Тонкозернистые породы обогащены растительными остатками. Р. З. Генкина (1966) занималась монографическим их изучением и установила для джильской свиты флористический комплекс, в котором отмечается присутствие хвощовых *Neocalamites carreri* (Zeill.) Halle, *N. hoerensis* (Schimp.) Halle, *N. issykkulensis* Tur.-Ket., *Equisetites beanii* (Bunb.) Sew., *E. ferganensis* Sew., *E. gracilis* (Nath.) Halle, папоротников семейств диптериевых и матониевых — *Marattiopsis hoerensis* (Schim.) Thomas, *Todites princeps* (Presl.) Gothan, *Clathropteris obovata* Oishi, многочисленных папоротников *Cladophlebis bidentata* Tur.-Ket., *Cl. magnifica* Brick, *Cl. suluktenensis* Brick, *Cl. whitbiensis* (Brongn.) Brongn. и различных представителей гинкговых *Ginkgo elegantissima* Brick, *G. ferganensis* Brick, *G. lepida* Heer, *Czekanowskia latifolia* Tur.-Ket., *Cz. rigida* Heer и *Cz. selacea* Heer, определяющих возраст джильской свиты ранним лейасом.

Аксайская свита опознается в разрезе юрских отложений по исчезновению угольных пластов и сложной повторяемости в разрезе пестроцветных осадочных пород различного гранулометрического состава. В строении свиты устанавливаются следующие соотношения суммарных мощностей слоев (%): аргиллиты — до 48, песчаники — до 24, алевролиты — до 18 и гравелиты — до 8. Базальные гравелиты налегают на неровную поверхность пород джильской свиты. Мощность аксайской свиты 135 м.

Р. З. Генкина (1966) определяет возраст свиты флористическим комплексом в составе *Neocalamites carreri* (Zeill.) Halle, *N. issykkulensis* Tur.-Ket., *Equisetites beanii* (Bunb.) Sew., *E. ferganensis* Sew., *Todites princeps* (Presl.) Gothan, *Cladophlebis obovata* Oishi, *Cl. aktashensis* Tur.-Ket., *Cl. bidentata* Tur.-Ket., *Cl. denticulata* (Brongn.) Font., *Cl. haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *Cl. suluctensis* Brick, *Cl. whitbiensis* Brongn., *Anomozamites gracilis* Nath., *A. minor* (Brongn.) Nath., *Pterophyllum issykkulensis* Genk., *Nilssonia acuminata* (Presl.) Goepp., *Pseudoclenis sogutensis* Genk., *Ginkgo ferganensis* Brick, *G. huttonii* (Sternb.) Heer, *Czekanowskia rigida* Heer, *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Brongn., которые характеризуют отложения среднего и верхнего лейаса. Некоторая неопределенность в датировке возраста устраняется данными исследований Е. Н. Дубровской (1967), выделившей из пород свиты плинсбахский и тоарский палинокомплексы.

В плинсбахском палинокомплексе много различных видов пыльцы хвойных, близких по морфологическим признакам семействам Pinaceae и Podocarpaceae. В значительном количестве присутствует также пыльца гинкговых, бенеттитовых, древних хвойных и споры древних папоротниковобразных, группы *Leiotriletes*; единичны представители триасовой флоры *Calamotriletes* sp., *Florinites* sp., *Striatipinites* sp.

В тоарском палинокомплексе сохраняется повышенное содержание пыльцы и спор «древних растений», но виды их менее разнообразны. Увеличивается количество пыльцы семейств Pinaceae, Classopollis (до 5%), спор группы *Leiotriletes* при устойчивом соотношении спор *Cyathidites*.

На востоке Илийской впадины поверхность палеозойского фундамента резко погружается; в ее структуре обособляется Джаркентская депрессия, заполненная нижнемезозойскими (триасовыми и юрскими)

отложениями. Геофизическими исследованиями и данными бурения глубоких скважин установлено, что эта депрессия представляет собой западное окончание обширного Илийского угленосного бассейна. Нижнемезозойские отложения бассейна разделяются на три свиты: кольджатскую, каирлаганскую и джаркентскую (Бувалкин, 1964). Первая свита имеет поздне триасовый возраст, поэтому ее характеристика в данной работе опускается.

Каирлаганская свита залегает несогласно на породах верхнего триаса. Литологическая она выделяется по появлению пластов углей и циклическому наслоению песчаников, алевролитов и аргиллитов, окрашенных в серый и темно-серый цвет. Песчаники в основании циклов мелкозернистые, массивные или тонкослоистые, изредка среднезернистые с мелкой галькой. Верхнюю половину цикла составляют пачки переслаивающихся алевролитов и мелкозернистых песчаников с желваками пиритов и сидеритов. В свите содержится шесть угольных пластов ( $k_1-k_6$ ), причем верхний из них в порядке наслоения отличается выдержанным строением на большой площади. Мощность свиты изменяется от 383 м в глубоко погруженной части Джаркентской депрессии до 145 м в предгорьях Кетменского хребта.

В керне скважин, пробуренных на южной окраине Илийского угленосного бассейна, были собраны растительные остатки. Определением их занималась Э. Р. Орловская, которая составила для каирлаганской свиты следующий флористический комплекс: *Neocalamites* sp. cf. *N. carrerei* (Zeill.) Halle, *Equisetites* sp., *Coniopteris* sp., *Sphenopteris modesta* (Leck.) Sew., *Sagenopteris* sp., *Ginkgo obrutschewii* Sew., *G. sibirica* Heer, *Ginkgo* sp. cf. *huttonii* (Sternb.) Heer, *Ginkgo* sp. cf. *G. marginatus* (Nath.) Flor., *Eretmophyllum pubescens* Thom., *Sphenobaiera angustiloba* (Heer) Fl., *Sph. longifolia* (Pomel.) Fl., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Phoenicopsis* sp. cf. *Ph. taschkessiensis* Kr., *Phoenicopsis* sp. cf. *Ph. rarinervis* Pryn., *Pseudotorellia nordenskioldii* (Nath.) Fl., *P. rarinervis* Orlovsk., *P. pulchella* (Heer) Vasilev., *Czekanowskia rigida* Heer, *C. latifolia* Tur-Ket., *Podozamites angustifolius* (Eichw.) Heer, *P. lanceolatus* L. et H., *P. latifolius* Heer, *Pityophyllum angustifolium* (Nath.) Moell., *P. nordenskioldii* (Heer) Nath., *P. latifolium* Tur-Ket., *Carpolithes tricostratus* Tur-Ket., *C. cinctus* Nath., *Conites* sp. Этот комплекс позволяет датировать возраст свиты поздним лейасом.

В согласии с этим заключением находятся результаты исследований Е. И. Мураховской (1968) и Л. И. Котовой (1976). Для интервала стратиграфического разреза свиты, не поднимающегося выше угольного пласта  $k_6$ , получен палинокомплекс с преобладанием пыльцы голосеменных растений (81%) в составе *Pinuspollenites* и *Piceapollenites* (30%), *Podocarpidites* (10%), *Paleoconiferus*, *Protoconiferus*, *Protopicea* (до 7,5%). При небольшом содержании спор характерно разнообразие видов *Lycopodiumsporites subrotundus* (K.-M.) Vin., *L. perplicatus* (Bolch.) Vin., *Lycopodiumsporites* sp. (до 3%), *Cyathidites australis* Coupr., *C. minor* Coupr., *Cyathidites* sp. (ср. 4%), *Cheiropleuria compacta* Bolch., *Ch. congregata* Bolch. (до 3%) и *Osmundacidites*, *Dicthyophylloidites*, *Marattisporites*, *Matonisporites* и др.

Из пород верхней части разреза каирлаганской свиты, располагающихся стратиграфически выше угольного пласта  $k_6$ , выделен палинокомплекс, в котором доминирующее значение получили споры *Cyathidites australis* Coupr., *C. minor* Coupr., *C. hausmannioides* Kuz. (до 35%), *Marattisporites scabratus* Coupr., *Toroisporis solutionis* Krutzsch, *Chomotriletes anagrammensis* (K.-M.) Tar., *Lycopodiumsporites*

*subrotundus* (К.-М.) Vin., *Tripartina variabilis* (К.-М.), *Neoraistrickia rotundiforma* (К.-М.) Таг. и др. В пылевой части комплекса мало форм примитивного строения, в количественном отношении выделяются двухмешковые хвойные *Pinuspollenites*, *Piceapollenites*, *Podocarpidites* при постоянном нахождении видов *Chasmatosporites elegans* Nilsson, *Cerebropollenites mesozoicus* (Сопр.) Nilsson, *Perinopollenites elatoides* Сопр., *Tsugaepollenites aff. dampieri* (Balme) Det., *T. trilobatus* (Balme) Dett. Состав таксонов двух комплексов позволяет отнести свиту по возрасту к тоарскому, ааленскому и условно байосскому ярусам.

Джаркентская свита налегает на размытую поверхность пород различных горизонтов каирлаганской свиты. Под поверхностью несогласия породы каирлаганской свиты осветлены и каолинизированы, что свидетельствует о формировании в предджаркентское время коры выветривания. В основании свиты повсеместно прослеживаются серые среднезернистые песчаники, обогащенные мелкой галькой или переходящие в конгломераты. На песчаниках покоятся алевролиты и аргиллиты серого цвета, подстилающие мощный угольный пласт, выше которого часто переслаиваются песчаники и алевролиты, заключающие тонкие угольные пласты. Отличительной особенностью свиты является высокая угленасыщенность, обусловленная наличием четырех угольных пластов, из них нижний имеет мощность от 13 до 23 м и сохраняет простое строение на левобережье р. Или. Мощность свиты 116 м.

Э. Р. Орловская (1968) приводит для свиты флористический комплекс, в котором отсутствуют формы, характерные для отложений верхнего лейаса. В составе комплекса *Equisetites ferganensis* Sew., *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *Coniopteris* sp., *Ginkgo* sp., *Sphenobaiera angustiloba* (Heer) Fl., *Pseudotorellia ensiformis* (Heer) Fl., *Pseudotorellia* sp. cf. *P. pulchella* (Heer) Vasilev, *Phoenicopsis* sp., *Ferganella* sp., *Podozamites lanceolatus* L. et H., *P. latifolius* Heer, *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., *P. latifolium* Tur.-Ket. указывают на среднеюрский возраст джаркентской свиты.

Возраст джаркентской свиты уточняется по данным палинологических исследований Е. И. Мураховской (1968) и Л. И. Котовой (1975). Существенным для палинокомплекса этой свиты они считают преобладание спор папоротникообразных растений, сохранение среди них доминирующего значения *Cyathidites australis* Сопр., *C. minor* Сопр., *Cyathidites* sp. (до 54%) и наличие многочисленных *Toroisporis solutionis* Krutzsch, *Dictyophyllidites harrisii* Сопр., *Dictyophyllidites* sp., *Toroisporis* sp. (до 30%), *Gleicheniidites* (до 10%). Около 6% палинокомплекса составляет пыльца *Disaccites*, *Ginkgocycadophytus*, *Tsugaepollenites trilobatus* (Balme) Det., *Classopollis*. В таком составе таксонов возраст свиты определяется второй половиной средней юры, условно батским ярусом.

Следует отметить, что отложения джаркентской свиты обнаружены также на плато Ушхасан, примыкающем к южному склону Кетменского хребта. Долины горных рек расчленили отложения этой свиты на несколько участков, объединяемых под общим названием Ойкарагайского угольного месторождения. На этом месторождении джаркентская свита сохраняет в деталях характерные для Илийского бассейна литологический состав, угленасыщенность и мощность. Изменения в сложении свиты выражаются в появлении пачки базальных конгломератов, которая перекрывает с угловым несогласием породы палеозоя.

*Чу-Илийская зона* просматривается в границах, охватывающих площади распространения юрских отложений Южно-Балхашского угленосно-

го бассейна, Благовещенского угольного месторождения и Хантауского, Сугандинского, Шобинского, Сарыузенского углепроявлений, которые размещаются вокруг Кендыктасских гор и низкогорья Чу-Илийского водораздела. Опорным для зоны является стратиграфический разрез юрских отложений Южно-Балхашского угленосного бассейна, расположенного в дельте р. Или, в 100 км восточнее пос. Аксуек. Юрские отложения выполняют здесь депрессию в палеозойском фундаменте, которая оконтурена поисковыми скважинами под покровом кайнозойских образований. При стратиграфическом расчленении этих отложений выделились три свиты. Две из них копируют литологическим составом и возрастной характеристикой пород каирлаганскую и джаркентскую свиты стратиграфического разреза юрских отложений Илийского угленосного бассейна (Бувалкин и др., 1976). Третья свита имеет полное сходство литологического состава с пестроцветной толщей Благовещенского угольного месторождения, описанной под названием сарыузенской свиты (Бувалкин и др., 1971).

Каирлаганская свита налегает с резким угловым несогласием на верхнепалеозойские эффузивы с развитой на них корой выветривания. Наслоение пород в свите ритмичное, что проявляется в чередовании трех-пяти пачек с циклическим повторением слоев конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов и углей. Первичная окраска всех петрографических типов осадочных пород серая. Пласты углей и крупные слои песчаников в основании ритмично построенных пачек пород прослеживаются на литофациальных колонках скважин. Порядок их размещения говорит о том, что осадки каирлаганской свиты вначале накапливались в эрозионных долинах, выработанных на поверхности палеозойского фундамента. Этим объясняется изменение мощности каирлаганской свиты от 0 до 130 м. Тонкозернистые породы содержат растительные остатки. Выделенные из них микрофоссилии составляют два палинокомплекса, на основании которых Л. И. Котова (1975, 1976) определила возраст свиты поздним лейасом — нижней половиной средней юры.

Позднелейасовый палинокомплекс характеризует возраст нижней пачки циклично наслоенных пород каирлаганской свиты. Господствующее положение в нем занимает пыльца голосеменных растений, преимущественно двухмешковых хвойных *Piceapollenites variabiliformis* (Mal.) Pet., *P. mesophyticus* (Bolch.) Pet., *Pinuspollenites* sp., *Podocarpidites multesimus* (Bolch.) P. Sosok, *P. proximus* (Bolch.) Pet., *Podocarpidites* sp., *Alisporites microsaccus* (Coup.) P. Sosok (от 19 до 52%), присутствует также пыльца *Ginkgocycadophytus* (10—30%) и *Chasmatosporites major* Nil., *Ch. elegans* Nil., спорую часть комплекса составляют различные виды папоротникообразных *Cyathidites*, *Dictyophyllidites*, *Osmundacidites*. Получены спектры иного состава, которые объединяются в позднелейасовый палинокомплекс с высоким содержанием спор *Dictyophyllidites harrisii* Coup., *Dictyophyllidites* sp., *Toroisporis solutionis* Krutzsch, *Toroisporis* sp. (от 2,5 до 30%), *Cyathidites* sp., *C. hausmanioides* Kuz. Л. И. Котова находит общие признаки в этих позднелейасовых палинокомплексах — постоянное присутствие пыльцы примитивного строения *Protoconiferus funarius* (Naum.) Bolch., *P. flavus* Bolch., *Protopicea cerina* Bolch., *Dipterella ablatinoides* Mal. и спор древних папоротникообразных *Marattisporites scabratus* Coup., *Matonisporites* sp., *Leiotriletes incertus* Bolch., *L. bujargiensis* Bolch. и др.

Палинокомплекс первой половины средней юры отличает преобладание многочисленных видов спор папоротникообразных растений *Cyat-*

*hidites australis* Coup., *C. minor* Coup., *C. junctus* (K.-M.) Alim., *C. corniger* (Bolch.) Alim., *Cyathidites* sp., *Todisporites minor* Coup., *Osmundacidites wellmanii* Coup., *Tripartina variabilis* Mal., *Neoraistrickia rotundiforma* (K.-M.) Tar., *Converrucosisporites dispartituberculatus* Vin., *Leitriteles adiantiformis* Vin., *Concavisporites juriensis* Balme, *Tripartina variabilis* Mal., *Chomotriteles anagrammensis* (K.-M.) Prosv. Пыльца голосеменных представлена *Pinuspollenites minimus* Pet., *Piceapollenites variabiliformis* (Mal.) Pet., *Piceapollenites* sp., *Cerebropollenites mesozoicus* (Coup.) Nil., *Quadraeculina limbata* Mal., *Eucommiidites troedssonii* Erdtman, *Inaperturopollenites magnus* (Pot.) Thom. et Pfl., *Cedripites* sp. Л. И. Котова считает, что он близок по составу к палинокомплексам, полученным из отложений ааленского и байосского ярусов многих регионов Индо-Европейской палеофлористической области.

Джаркентская свита ложится несогласно как на верхнепалеозойские эффузивы с развитой на них корой выветривания, так и на породы верхнего лейаса — нижней половины средней юры. Литологический состав свиты на площади бассейна неустойчивый. На восточной ее периферии основную часть разреза свиты занимает угольный пласт мощностью до 42 м. Под ним покоится пачка аргиллитов и алевролитов серого цвета, иногда включающая прослойки песчаников и гравелитов. Выше мощного угольного пласта располагается пачка переслаивающихся аргиллитов, алевролитов и песчаников. В западном направлении мощный угольный пласт расслаивается алевролитами и песчаниками. Эти изменения в литологическом составе происходят при сохранении мощности джаркентской свиты, которая не превышает 70 м.

Л. И. Котова определяет возраст свиты второй половиной средней юры, условно батским по палинокомплексу, основу которого составляют споры *Cyathidites minor* Coup., *C. australis* Coup., *Cyathidites* sp., (от 10,5 до 24%) при постоянном присутствии *Dictyophyllidites* sp., *Teroisporis solutionis* Krutzsch, *Cyathidites hausmanioides* Kuz. (от 0,5 до 2,5%), *Neoraistrickia rotundiforma* (K.-M.) Tar., *Tripartina variabilis* Mal., *Concavisporites juriensis* Balme, *Osmundacidites wellmanii* Coup., *Todisporites minor* Coup., *Gleicheniidites* и пыльца представителей семейств сосновых и ногоплодных, а также формы *Inaperturopollenites magnus* (Pot.) Thom. et Pflug., *In. dubius* (Pot. et Ven.) Thom. et Pflug., *Applanopsis dampieri* (Balme) Doring, *Ap. segmentatus* (Balme), *Schizosporis sprigii* Cook. et Dett. *Sch. rugulatus* Cook. et Dett. и др.

Сарыозекская свита покоится на размытой поверхности пород каирлаганской и джаркентской свит, а за пределами их распространения она перекрывает с угловым несогласием эффузивные толщи верхнего палеозоя. Важной особенностью ее литологического состава является чередование в разрезе крупных слоев конгломератов, гравелитов и песчаников, имеющих преимущественно охристо-желтую и красновато-бурую окраску. В верхах свиты среди грубообломочных пород залегают красноцветные алевролиты и аргиллиты. Мощность свиты около 100 м.

В породах свиты крупномерных растительных остатков не обнаружено. Возраст ее выяснился по данным палинологических исследований Л. И. Котовой, которая выделила из розовато-серых алевролитов палинокомплекс с высоким содержанием пыльцы *Classopollis*; значительное количество составляет также пыльца *Pinuspollenites minimus* Pet., *Piceapollenites variabiliformis* (Mal.) Pet., *Piceapollenites* sp., *Applanopsis dampieri* (Balme) Doring, *Spheripollenites psilatus* Coup. и споры *Cyathidites minor* Coup., *C. junctus* (K.-M.) Alim., *Cyathi-*

*tes* sp., *Gleicheniidites* sp., *Osmundacidites wellmanii* Соур., *Os. jurasicus* Куз., *Concavisporites juriensis* Вальме. Возраст свиты по этому комплексу датируется поздней юрой.

В Чу-Илийской зоне возрастным аналогом кайраганской свиты являются коккайнарская свита Благовещенского месторождения, сарыбулакская свита Хантауского углепроявления, кумыскудукская и михайловская свиты Шобинского углепроявления (Бувалкин и др., 1971; Жаймин и др., 1971). Что касается джаркентской свиты, то ее возрастным аналогом могут оказаться угленосные отложения, выполняющие обособленные депрессии в палеозойском фундаменте южнее Хантауского углепроявления, в районе пос. Берлик.

*Ерементау-Койтасская зона* в очертании определяется сложным контуром, внутри которого размещаются площади распространения юрских отложений Карагандинского угленосного бассейна, Акжарского, Койтасского, Кызылтусского угольных месторождений и Ушсорского, Карасорского, Селетинского углепроявлений. Составленные для этих угольных месторождений и углепроявлений стратиграфические разрезы различаются количеством выделенных местных подразделений и литофациальной их характеристикой. Полнотой стратиграфического разреза отличаются юрские отложения Карагандинского бассейна, которые Г. Л. Кушев (1963) расчленяет на пять свит — саранскую, дубовскую, кумыскудукскую, михайловскую и акжарскую.

Саранская свита перекрывает с угловым несогласием породы девона и карбона. В ее сложении преобладают грубообломочные породы — конгломераты и разнозернистые косослоистые песчаники серого цвета. Известны участки, где свита полностью состоит из грубообломочных пород, однако чаще в ее разрезе прихотливо переслаиваются конгломераты, песчаники и алевролиты, содержащие растительные остатки. Мощность свиты достигает 120 м.

В алевролитах и песчаниках Г. М. Ковальчук (1961) обнаружила растительные остатки *Phoenicopsis* sp., *Sphenobaiera longifolia* (Rom.) Pl., *Czekanowskia setacea* Неег, *Desmiophyllum* sp., *Carpolithes cinctus* Nath. В. А. Вахрамеев (1964), анализируя результаты палеоботанических исследований юрских отложений Карагандинского бассейна, отнес возраст саранской свиты к раннему лейасу.

Из пород саранской свиты Г. М. Ковальчук (1961) и Е. И. Мураховская (1968) выделили спорово-пыльцевые комплексы, которые характеризуются в их описании высоким содержанием пыльцы древних хвойных *Paleoconiferus*, *Protopinus*, *Protopodocarpus*, *Protoconiferus*, *Protopicea*, пыльцы *Ginkgocycadophytus* и присутствием реликтов палеозойской флоры *Walchiites*, *Striatopinites*, *Striatopodocarpidites*, *Striatoflorinites*, что подтверждает раннелейасовый возраст свиты.

Дубовская свита залегает согласно на грубообломочных породах нижнего лейаса, а при их отсутствии перекрывает с угловым несогласием породы палеозоя. В свите наблюдается сложная последовательность в чередовании слоев песчаников, алевролитов, аргиллитов серого цвета, реже конгломератов и углей. Слои конгломератов залегают среди тонкозернистых пород, но суммарная их мощность всегда в разрезе свиты незначительна. Изменяется угленасыщенность свиты, что подчеркивается присутствием в одних районах бассейна многочисленных угольных пластов, в других — не более четырех пластов большой мощности, объединяемых при сближенном залегании в угольные горизонты. Мощность свиты не превышает 350 м.

На плоскостях наложения пород концентрируются растительные остатки, по определению Г. М. Ковальчук, принадлежащие видам *Equis-*

*tites ferganensis* Sew., *Conioptesis angustiloba* Brick, *Sphenopteris modesta* Leck., *Cladophlebis argutula* (Heer) Font., *Cl. delicata* Jabe et Oishi, *Cl. haiburnensis* (L. et H.) Sew., *Cl. magnifica* Brick, *Cl. magnifolia* Brick, *Cl. whitbiensis* Brongn., *Cl. aktashensis* Tur.-Ket., *Pterophyllum nathorstii* Sew., *Ginkgo lepida* Heer, *Sphenobaiera longifolia* (Rom.) Fl., *Sph. spectabilis* Nath., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Ph. speciosa* Heer, *Czekanowskia rigida* Heer, *Cz. setacea* Heer, *Cz. karatavicus* Tur.-Ket., *Cz. minor* Pryn., *Carpolithes cinctus* Nath., *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Schimp., *Pityophyllum angustifolium* Nath., *P. nordenskioldii* (Heer) Nath., *P. kobukense* Sew., *Samaropsis rotundata* Heer, *S. plicata* Tur.-Ket., *Pityospermum nansenii* Nath., *Schizolepis moelleri* Sew., *Desmiophyllum tricostatum* Pryn. В. А. Вахрамеев считает, что состав приведенного флористического комплекса позволяет датировать возраст дубовской свиты средним лейасом.

Г. М. Ковальчук, Е. И. Мураховская и В. М. Ильина изучали микрофоссилии из пород дубовской свиты. Согласно данным Е. И. Мураховской (1968), палинокомплекс свиты составляют хвойные примитивного строения *Protopicea*, *Protopinus*, *Pseudopodocarpus*, *Protoconiferus*, *Paleoconiferus* (до 20%), пыльца с хорошо развитыми воздушными мешками *Pinuspollenites*, *Piceapollenites*, *Podocarpidites* (до 25%) и *Ginkgo-cycadophytus* (до 30%). Споры представлены различными видами *Osmundacidites* (до 12%), *Cyathidites* (до 5%) и *Lycopodiumsporites* (до 3%). Этот комплекс определяет возраст свиты средним лейасом.

Кумыскудукская свита покинута на размытой поверхности пород нижнего и среднего лейаса, а местами она перекрывает с угловым несогласием разновозрастные толщи палеозоя. Основную часть разреза свиты слагают среднегалечные конгломераты, крупные слои которых чередуются в разрезе с разнозернистыми песчаниками серого цвета. На востоке бассейна свита разделяется горизонтом мелкозернистых песчаников и алевролитов на две пачки грубообломочных пород. Алевролиты и песчаники серые и зеленовато-серые, иногда с растительными остатками. Мощность свиты изменяется от 60 до 250 м.

В горизонте тонкозернистых пород найдены растительные остатки. Г. М. Ковальчук определила в их составе *Neocalamites* sp., *Equisetites ferganensis* Sew., *Clathropteris* sp., *Coniopteris angustiloba* Brick, *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Sew., *Cl. suluktensis* Brick, *Cl. whitbiensis* Brongn., *Cl. whitbiensis* var. *hirsula* Pryn., *Pterophyllum* sp., *Ginkgo sibirica* Heer, *Sphenobaiera longifolia* (Rom.) Florin, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Ph. speciosa* Heer, *Ph. karagandesis* Pryn., *Czekanowskia rigida* Heer, *Cz. setacea* Heer, *Carpolithes cinctus* Nath., *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Schimp., *Pityophyllum angustifolium* Nath., *P. nordenskioldii* (Heer) Nath., *Desmophyllum* sp. Многие виды этого флористического комплекса чаще обнаруживаются в среднеюрских отложениях. В. А. Вахрамеев относит возраст кумыскудукской свиты к позднему лейасу.

Г. М. Ковальчук и Л. И. Котова выполняли палинологические исследования пород кумыскудукской свиты. Для определения возраста свиты результаты исследований Г. М. Ковальчук не привлекались, поскольку известно, что в состав описанного ею спорово-пыльцевого комплекса включены спектры, выделенные из пестроцветных пород акжарской свиты. В палинокомплексе кумыскудукской свиты, полученном Л. И. Котовой, преобладает пыльца голосеменных растений. Основными компонентами комплекса являются двухмешковая пыльца хвойных (до 30%) и гинкгоцикадофиты (до 30%), которым сопутствуют *Quadraeculina* lim-

*bata* Mal., *Araucariacites australis* Cook., *Inaperturopollenites* sp. Споры представлены видами *Osmundacidites wellmanii* Coupr., *Os. jurassicus* (К.-М.) Kuz., *Os. kugartensis* Kuz. (до 17%), *Cyathidites australis* Coupr., *C. minor* Coupr., *C. junctus* (К.-М.) Alim. (до 12%), *Toroisporis solutionis* Krutzsch, *Dictyophyllidites* sp. и др. В состав комплекса пыльца *Classopollis* не входит. Возраст свиты Л. И. Котова датирует поздним лейасом.

Михайловская свита залегает согласно на породах верхнего лейаса. В непрерывном наслонении ее нижняя граница проводится по кровле крупного слоя конгломератов, стратиграфически выше которого в сложном чередовании располагаются алевролиты, аргиллиты и угли. Значительную часть разреза составляют мощные угольные пласты. На западе бассейна, в пределах Михайловской мульды, они разрабатывались Федоровским карьером. Мощность свиты не превышает 280 м.

В отвалах Федоровского карьера производились сборы растительных остатков, которые изучали В. Д. Принада, А. Н. Криштофович, А. А. Померанцева, Г. М. Ковальчук и М. И. Борсук. Определенный представительный флористический комплекс *Equisetites* sp., *Phyllothea sibirica* Heer, *Coniopteris angustiloba* Brick, *C. krasnopolsii* Prun., *Sphenopteris* sp. cf. *S. tyrmensis* Sew., *Todites williamsonii* (Brongn.) Sew., *Cladophlebis argutula* (Heer) Font., *Cl. nebbensis* (Brongn.) Nath., *Anomozamites lindleyanus* Schimp., *Nilssonia* sp. cf. *N. munteri* (Presl.) Sew., *Nilssonia* sp. cf. *N. mediana* (L. et H.) Fox-Str., *Otozamites* sp., *Ginkgo huttonii* (Sternb.) Heer, *G. obrutchevii* Sew., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Ph. speciosa* Heer, *Baiera gracilis* Bund., *B. philipsii* Nath., *Czekanowsia latifolia* Tur.-Ket., *Carpolithes cinctus* Nath., *C. heeri* Tur.-Ket., *C. undulatus* Tur.-Ket., *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Schimp., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath. и другие, которые не оставляют сомнений в том, что возраст михайловской свиты среднеюрский.

Акжарская свита развита на юге бассейна, где она выполняет грабен широтного простирания с глубоким погружением палеозойского фундамента. В пределах грабена свита пересечена на полную мощность отдельными скважинами, по керну которых установлено, что основную часть ее разреза образуют крупные слои красноцветных разногалечных и валунных конгломератов. Между ними пролегают песчаники и алевролиты, окрашенные в красно-бурый, серый, зеленовато-серый и фиолетовый цвет. Сопоставлением литологических колонок скважин удается фиксировать расчленение в северном направлении крупных слоев конгломератов, что сопровождается их замещением пестроцветными тонкозернистыми породами. Растительные остатки в породах встречаются редко, преимущественно плохой сохранности. Мощность свиты достигает 800 м.

Возраст акжарской свиты не обоснован флористическим комплексом. Н. И. Стукалова, Г. М. Ковальчук и Е. И. Мураховская стремились установить возраст по данным палинологических исследований, но полученные результаты оказались настолько противоречивыми, что поставили под сомнение выделение пестроцветных отложений в акжарскую свиту. Г. М. Ковальчук не нашла существенных различий в палинокомплексах кумыскудукской и акжарской свит, тогда как Н. И. Стукалова признала сходными по составу палинокомплексы михайловской и акжарской свит. В. М. Бекман и И. В. Орлов (1972), опираясь на результаты их исследований, предложили рассматривать пестроцветные грубообломочные отложения возрастным аналогом кумыскудукской и михайловской свит. В последующем описании условий накопления осадков

на площадях угольных месторождений будет приведен фактический материал минералого-петрографических и геохимических исследований, который исключает возможность пространственного замещения на площади Карагандинского бассейна красноцветных грубообломочных отложений угленосными.

В описанном Е. И. Мураховской (1968) палинокомплексе, выделенном из сероцветных пород акжарской свиты, преобладает пыльца голосеменных растений. Доминируют в нем пыльца сосновых (12%) и мелкие округлые безмешковые формы с гладкой экзиной (11%), значительно меньше пыльцы ногоплодниковых (3,5%), подазамитовых и араукариевых. Споры представлены многими видами *Osmundacidites*, *Cyathidites*, *Gleicheniidites*, *Klukisporites* и др. В определении возраста акжарской свиты Е. И. Мураховская придает решающее значение присутствию в палинокомплексе, основной состав которого образуют среднеюрские виды, единичных зерен покрытосеменных растений и пыльцы *Classopollis* (до 7%), что позволяет ей сопоставить по возрасту красноцветную грубообломочную толщу Карагандинского бассейна с киме-риджскими отложениями Прибалтики и Западно-Сибирской низменности. В последующем Л. И. Котова (1976) получила палинокомплекс из пород акжарской свиты, который по составу таксонов близок к палинокомплексу, выделенному Е. И. Мураховской. Выяснилось, что акжарская свита моложе михайловской, но древнее верхнеюрских отложений Западно-Сибирской низменности, поэтому возраст ее датируется второй половиной средней юры, условно — батским ярусом.

Постоянство видового состава флористических и спорово-пыльцевых комплексов, определяющих возраст местных стратиграфических подразделений юрских отложений Еремантау-Койтасской зоны, позволяет уверенно сопоставлять саранскую и дубовскую свиты с шопансорской свитой Койтасского месторождения, а кумыскудукскую и михайловскую свиты — с койтасской свитой Койтасского, Кызылтуского месторождений и Ушсорского углепроявления (Бувалкин, Котова, 1971). Возрастным аналогом акжарской свиты являются итмурунская свита Койтасского месторождения и толщи грубообломочных пород, развитые на площадях Кызылтуского месторождения и Ушсорского углепроявления.

На площади Койтасского месторождения выделена кумлыкакская свита, сложенная пестроцветными глинами. Поисковыми скважинами установлено, что она ложится на размытую поверхность пород итмурунской свиты, относимой по возрасту к батскому ярусу. В разрезе свиты обособляются две пачки. Нижнюю представляют серые и зеленовато-серые глины, ближе к основанию окраска их меняется на зеленовато-желтую или пеструю, что обусловлено сочетанием фиолетовых, желтых и коричневых пятен. Верхнюю пачку образуют глины буровато-красные, переслаивающиеся с коричневыми и зеленовато-серыми. Мощность свиты 120 м.

Четкое разделение кумлыкакской свиты на две пачки различно окрашенных глин в Восточном Казахстане выражено регионально. Удивительную выдержанность литологического состава и мощности сохраняет эта свита в локальных депрессиях Восточно-Кызылкумской впадины, вдоль восточного борта Тургайского прогиба, где она известна под названием джамыкинской свиты (Орлов, Погадаева, 1963), и в Прииртышской впадине. Л. И. Котова получила из глин два спорово-пыльцевых комплекса.

Первый комплекс выделен из серых и зеленовато-серых глин нижней пачки. В нем преобладает пыльца голосеменных растений, особенно *Classopollis* Pflug., содержание которой увеличивается по разрезу

пачки от 12 до 55%. Постоянными составляющими палинокомплекса являются пыльца различных видов *Pinuspollenites*, *Piceapollenites* (до 10%), *Ginkgocycadophytus* (до 9%) и формы неустановленной систематической принадлежности, близкие по морфологическим признакам к пыльце *Cupressaceae*. Споры представлены видами *Cyathidites minor* С. о р., *Cyathidites* sp. (от 2 до 14%), *C. junctus* (К.-М.) Alim., *C. corniger* (Bolch.) Alim. (от 0,5 до 5%) и другими в единичных зернах. Отличительная особенность комплекса — высокое содержание пыльцы *Classopollis* при сохранении ведущей роли пыльцы мезофильных хвойных и спор циатейных папоротников, что позволяет датировать возраст пачки сероцветных глин нижней половиной поздней юры, предположительно келловейским и оксфордским ярусами.

Второй комплекс выделен из прослоев серых глин, залегающих в верхней красноцветной пачке. В нем содержание пыльцы *Classopollis* возрастает от 55 до 94%. Количество пыльцы *Pinuspollenites* sp., *Piceapollenites mesophyticus* (Bolch.) Pet., *P. variabiliformis* (Mal.) Pet., *Piceapollenites* sp. колеблется от 3,5 до 8% и спор *Lycopodiumsporites marginatum* К.-М., *Cyathidites* sp., *Osmundacidites* — от 5 до 10%. Господствующее положение в комплексе пыльцы *Classopollis* определяет возраст красноцветной пачки кумлыкакской свиты второй половиной поздней юры, предположительно кимериджским и титонским ярусами.

*Каратауская зона* имеет сложные очертания, определяющиеся пространственным размещением площадей залегания юрских отложений хр. Каратау и северных предгорий Таласского Алатау. В хр. Каратау юрские отложения узкой полосой протянулись на 200 км; здесь разведывались Таскомырсайское, Сунгинское, Боролдайское и Чокпакское угольные месторождения. Выяснилось наличие в юрских отложениях этих месторождений двух разновозрастных угленосных толщ, выделенных в таскомырсайскую и боролдайскую свиты. Залегающий в основании боролдайской свиты горизонт конгломератов и разнозернистых песчаников на отдельных участках полосы резко увеличивает мощность и получает большое площадное распространение, что дало основание дополнить стратиграфический разрез юрских отложений Таскомырсайского месторождения еще одной свитой — куркуреуской. При составлении сводного стратиграфического разреза юрских отложений хр. Каратау эти свиты учитывались, но они не отвечали всем сочетаниям петрографических типов пород в толщах, прослеживаемых за пределами разведанных угольных месторождений. Возраст этих толщ оставался неясным из-за скудного содержания в породах органических остатков хорошей сохранности.

На определенном этапе изучения сложилось представление, что сводный стратиграфический разрез юрских отложений хр. Каратау включает семь свит: чокпакскую, таскомырсайскую, куркуреускую, боролдайскую, кашкаратинскую, боролсайскую и карабастаускую (Геология СССР. Т. XL, 1971). В принятой схеме стратиграфического расчленения юрских отложений три свиты — куркуреуская, кашкаратинская и боролсайская — оставались в палеонтологическом отношении не охарактеризованными. Обоснованием возраста остальных свит служили флористические и спорово-пыльцевые комплексы, полученные в результате многолетних исследований Э. Р. Орловской и Е. И. Мураховской. В 1970—1973 гг. Л. И. Котова выделила палинокомплексы из пород куркуреуской, кашкаратинской и боролсайской свит, что послужило основанием пересмотра ранее предполагаемого их возраста.

Чокпакская свита налегает с угловым несогласием на породы палеозоя. Особенностью литологического состава свиты является чередование в разрезе крупных слоев конгломератов и разнозернистых косо-слоистых песчаников, часто с включениями галек. В верхней части разреза свиты среди песчаников появляются прослои серых алевролитов. Мощность свиты достигает 400 м. Возраст ее принимается условно рэтским, поскольку из пород нижних горизонтов вышележащей таскомырсайской свиты получены пыльца и споры, которые по составу видов соответствуют рэтскому палинокомплексу верхнетриасовых отложений Сибири и Казахстана.

Таскомырсайская свита не отличается устойчивым соотношением суммарных мощностей слоев обломочных пород и определенной последовательностью их наложения, но всюду в ее сложении преобладают алевролиты, песчаники и аргиллиты, содержащие угольные пласты. На Чокпакском месторождении большую часть разреза свиты составляют крупные слои песчаников и алевролитов, среди которых размещаются конгломераты и аргиллиты; равномерно в разрезе распределяются двенадцать угольных пластов. Показателем литологического состава свиты на Таскомырсайском месторождении является отсутствие в ее нижней половине угольных пластов и следующие соотношения суммарных мощностей слоев пород (%): песчаников до 50, алевролитов до 26, аргиллитов до 16 и гравелитов до 8. В верхней половине свиты часто переслаиваются алевролиты, песчаники и аргиллиты, среди которых залегают 14 угольных пластов и редкие слои конгломератов. Мощность свиты достигает 660 м.

В. Д. Принада изучил растительные остатки, собранные по всему разрезу свиты, в результате определен комплекс флористический комплекс *Neocalamites hoerensis* (Zeil.) Halle, *Neocalamites* sp., *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *Cl. nebbensis* (Brongn.) Nath., *Cl. denticulata* (Brongn.) Font., *Cl. kamenkensis* Thom., *Cladophlebis* cf. *whitbiensis* Brongn., *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *Hausmannia* sp., *Pterophyllum* sp., *Ginkgo sibirica* Heer, *G. huttonii* (Sternb.) Heer, *G. schmidtiana* Heer, *G. digitata* Brongn., *Czekanowskia latifolia* (Tur.-Ket.) Pryn., *Desmiophyllum* sp., *Nilssonia obovata* N. taeniopteris Halle, *Anomozamites* sp. cf. *H. lockyi* Schenk., *A. major* Brongn., *Taeniopteris asiatica* Brick, *Pityophyllum kobukense* Sew., *P. nordenskioldii* (Heer) Nath., *P. angustifolium* Nath., *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) и др. При выяснении возраста флорозонных отложений В. Д. Принада исходил из наличия в этом комплексе как древних форм, какими он считал хвощовое роде *Neocalamites* и цикадофит *Anomozamites* cf. *A. lockyi* Schenk, так и многих молодых, свойственных среднеюрским флорам Сибири и Казахстана, что склонило его к выводу о лейасовом возрасте таскомырсайской свиты.

Е. И. Мураховская наметила в разрезе таскомырсайской свиты границы разновозрастных отложений, датируемых по спорово-пыльцевым комплексам рэтским ярусом, нижним, средним и верхним лейасом. Типичный для рэтских отложений спорово-пыльцевой комплекс она получила из пород нижних горизонтов свиты. Отмечается постоянное присутствие в нем среди нижнеюрских таксонов значительного количества триасовых видов *Angiopteris parvispinellatus* (Mal.) Fadd., *Danaeopsis angustipinnata* Brick, *Bernoullia aktjubensis* Brick (до 6%), *Hissaropteris jagnobensis* Kuz. et Sixt., *Osmundites prigorovskii* Krysh. et Pryn., *Osmunda triassica* K.-M., *Matonia punctata* Fadd., *Schizaeacites castatus* Rom.

Куркуреуская свита занимает большую площадь на северо-западном окончании юрской полосы и прослеживается в непрерывных выходах пород от р. Арыстанды, где она перекрывает с резким угловым несогласием породы кембрия, девона и карбона. Для внутренней части юрской полосы фиксируется ее налегание на различные горизонты чокпакской и таскомырсайской свит. В строении свиты первостепенную роль играют средне- и крупногалечные конгломераты, которые образуют слои мощностью до 25 м. В разрезе свиты они прихотливо чередуются с песчаниками, преимущественно крупнозернистыми, серого цвета. Отдельные пачки конгломератов и песчаников включают слои алевролитов с растительными остатками. Мощность свиты достигает 300 м.

Обнаруженные растительные остатки в алевролитах и песчаниках, обнажающихся среди конгломератов на склонах оврага Куркуреу и в ур. Батпаксу, изучала Э. Р. Орловская. Вначале она определила возраст куркуреуской свиты второй половиной средней юры, условно батским ярусом (Геология СССР. Т. XL, 1971). В сводной работе М. П. Долубенко и Э. Р. Орловская (1976) определяют более древним возраст куркуреуской свиты. Они отмечают в составе растительных остатков присутствие «*Annulariopsis inopinata* — формы, обычной в рэт-лейасовых осадках Средней Азии, *Neocalamites issykkulensis*, известного в лейасовых отложениях Иссык-Куля и всей Средней Азии, сравнительно слабое развитие *Coniopteris*, представленного небольшим количеством отпечатков, отсутствие типичных среднеюрских элементов» (с. 11), что позволяет считать возраст свиты позднелейасовым.

Л. И. Котова (1975) выделила из пород свиты палинокомплекс с преобладанием пыльцы голосеменных растений, в их числе многочисленны гинкгоцикадофиты (до 36%), хвойные с хорошо дифференцированными воздушными мешками *Pinuspollenites*, *Piceapollenites*, *Podocarpidites* (до 12%) и округлые формы с тонкой экзиной, близкие к пыльце *Cupressaceae* и *Taxodiaceae* (до 8%). Малым количеством форм представлена пыльца *Araucariacites australis* Со u p., *Eucommiidites troedssonii* E r d t., *Inaperturopollenites magnus* (P o t.) T h o m s. e t P t l u g. и пыльца хвойных примитивного строения из группы *Protoconiterus*; пыльца *Classopollis* составляет около 2%. В споровой части доминируют *Cyathidites australis* Со u p., *C. minor* Со u p., *Cyathidites* sp. (до 16,5%) и *Cyathidites hausmannioides* К u z. (до 8%); отмечены также *Gleicheniidites* sp. (до 2%), *Osmundacidites jurassicus* (К.-М.) К u z., *Osmundacidites* sp. (до 8%). Показателями позднелейасового возраста свиты являются преобладание пыльцы голосеменных растений с участием видов примитивного строения, редкая встречаемость типично среднеюрских спор папоротникообразных растений и пыльцы.

Боролдайская свита наращивает непрерывный разрез верхнелейасовых отложений, но в пределах Боролдайского месторождения она перекрывает с угловым несогласием породы карбона. Здесь в основании свиты покоится пачка конгломератов и песчаников, возможно, эквивалентная по возрасту куркуреуской свиты ур. Батпаксу. Эта пачка заполняет эрозионную долину в доюрском рельефе палеозойского фундамента, поэтому ее мощность меняется от 0 до 60 м. Выше разрез свиты составляют часто переслаивающиеся песчаники, алевролиты, аргиллиты и угли. В свите содержится восемь угольных пластов. Мощность свиты на Боролдайском месторождении не превышает 220 м. Известно, что на площади юрской полосы, пересекаемой р. Чаян, и в ур. Батпаксу мощность ее возрастает до 600 м.

На Боролдайском месторождении Э. Р. Орловская в низах свиты собрала растительные остатки, принадлежащие видам *Equisetites hallei*

Thomas, *Coniopteris murrayana* Brongn., *C. latifolia* Brick, *Eboracia lobifolia* (Phill.) Thomas, *Cladophlebis* sp., *Raphaelia acutiloba* Pryn., *Anomozamites minor* (Brongn.) Nath., *Taeniopteris ensis* (Oldh.) Zeill., *T. vittata* Brongn., *Ginkgo sibirica* Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *P. taschkessiensis* Kr., *Czekanowskia latifolia* Tur.-Ket., *P. ensiformis* (Heer) Dolud., *P. angustifolia* Dolud., *Eretmophyllum pubescens* Thom., *Ferganella latifolia* Tur.-Ket., *Ixostrobus heeri* Pryn. Этот флористический комплекс позволяет включить в отложения верхнего лейаса куркуреукскую свиту и нижнюю часть боролдайской.

В обнажениях крутых склонов ур. Батпаксу просматривается нижняя половина боролдайской свиты. Выразительными гребнями в рельефе выступает пачка песчаников с плитчатой отдельностью, под которой в крупном слое алевролитов Э. П. Орловская обнаружила растительные остатки *Equisetites ferganensis* Sew., *E. longifolia* Brick, *E. beanii* (Bunb.) Sew., *Cladophlebis suluctensis* Brick, *Cl. multinervis* Golova, *Nilssonia compta* (Phill) Brongn., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, которые являются обязательными компонентами в составе позднелейасового флористического комплекса. Пачка плитчатых песчаников выше по разрезу сменяется алевролитами. В них содержатся остатки пелеципод *Pseudocardinia angulata* Ch. Kol., *P. longa* Ch. Kol., *P. istarensis* Ch. Kol., *P. ovalis* Ch. Kol., *P. rotunda* Ch. Kol. и растений, указывающих на среднеюрский возраст. Для уточнения возраста верхней половины видимого разреза свиты в ур. Батпаксу следует принять во внимание результаты палинологических исследований Е. И. Мураховской, которая выделила из угленосных пород Боролдайского месторождения позднелейасовый и среднеюрский палинокомплекс. Второй из них позволяет определить возраст пород, составляющих больший по мощности отрезок разреза боролдайской свиты, ааленским и байосским ярусами.

Кашкаратинская свита впервые описана в долине р. Кашкарата, левобережного притока р. Бугунь, где полный разрез ее доступен изучению в обнажениях правого склона долины при выходе реки из пределов хр. Малого Каратау. Свита сложена мелкозернистыми песчаниками серого цвета, налегающими здесь с угловым несогласием на породы среднего карбона. В обнажениях хорошо выражена плитчатая отдельность песчаников. Органических остатков в них не обнаружено. Мощность свиты 200 м.

Верхние горизонты свиты просматриваются в обнажениях оврага Боролсай, левобережного притока р. Кашкарата. Среди мелкозернистых песчаников с плитчатой отдельностью появляются вначале тонкие прослои темно-серых алевролитов, количество и мощность которых вверх по разрезу увеличиваются. В той части непрерывного наложения пород, где в соотношении слоев начинают преобладать темно-серые алевролиты, проводится условная граница между кашкаратинской и боролсайской свитами.

Из песчаников верхних горизонтов кашкаратинской свиты Л. И. Котова (1976) получила палинокомплекс, для которого характерно высокое содержание пыльцы хвойных с дифференцированными воздушными мешками *Pinuspollenites*, *Piceapollenites*, *Podocarpidites* (от 37 до 43,5%) и *Quadraeculina limbata* Mal. (до 13,5%). Отдельные спектры выделяются большим количеством пыльцы *Ginkgocycadophytus* (до 15%) или хвойных примитивного строения из группы *Protoconiferus*, *Paleoconiferus*, *Protopicea* (до 12%); пыльца *Classopollis* не превышает 1%. Споры представлены преимущественно гладкими формами тре-

угольных очертаний *Cyathidites australis* Coup., *C. minor* Coup., *C. junctus* (К.-М.) Alim, *C. corniger* (Bolch.) Alim. (до 10%), реже встречаются *Cyathidites hausmanioides* Kuz. (до 3%), *Gleicheniidites* sp. (до 1%) и единичные *Marattisporites* sp., *Chomotriletes anagrammensis* (Bolch.) P Gosv., *Cheiropleuria compacta* Bolch., *Tripartina variabilis* Mal. Этот палинокомплекс невыразительный, однако он заставляет признать ошибочным ранее высказанное предположение о среднеюрском возрасте плитчатых песчаников кашкаратинской свиты.

Боролсайская свита представлена алевролитами и аргиллитами, изредка переслоенными мелкозернистыми песчаниками. Окраска всех петрографических типов пород темно-серая, что обусловлено присутствием в них значительного количества сапропелево-гумусового вещества. В верхних горизонтах свиты встречаются пласты зольных горючих сланцев. Мощность свиты 350 м.

Возраст свиты устанавливается палинокомплексом, выделенным Л. И. Котовой из песчаников и алевролитов, обнажающихся в овраге Боролсай. Особенностью его состава является преобладание пыльцы хвойных как молодого, так и более древнего облика, которые имеют неясную структуру, крупные размеры и сохраняют иногда остаточную ребристость экзины тела; обнаружена пыльца *Cordaite*s и *Florinites*. В небольшом количестве присутствует пыльца *Quadraeculina limbata* Mal. (до 4,5%), *Ginkgocycadophitus* (до 3%) и *Inaperturopollenites magnus* (Pot.) Thom. et Pf., *Cerebropollenites mesozoicus* (Coup.) Nil. Споровую часть составляют *Cyathidites australis* Coup., *C. minor* Coup., *C. junctus* (К.-М.) Alim, *C. corniger* (Bolch.) Alim. (до 10%), *Cyathidites hausmanioides* Kuz., *Toroisporis* sp., *Dictyophyllites* sp. (до 4%), *Osmundacidites*, *Todisporites* (до 4%), *Marattisporites* (от 2,5 до 3,5%) и единичные *Equisetites variabilis* Vin., *Lycopodiumsporites*; пыльца *Classopollis* не встречена. Важно отметить, что описанный палинокомплекс получен по большому количеству результативных проб, причем в отдельных спектрах сохраняются состав и количественные соотношения таксонов. Возраст нижних горизонтов боролсайской свиты датируется отрезком времени рэт — ранний лейас, на что указывает присутствие в палинокомплексе значительного количества пыльцы хвойных примитивного строения и реликтов *Striatiti*, *Cordaite*s, *Florinites*.

Палинологические исследования Л. И. Котовой показали, что в юрской полосе хр. Каратау чокпакская и кашкаратинская свиты являются разновозрастными образованиями, сложенными различными по литологическому составу и фациальной принадлежности породами. Одновозрастными образованиями представлены также таскомырсайская и боролсайская свиты. Бурением скважин на площади Таскомырсайского месторождения прослежено постепенное выклинивание в разрезе таскомырсайской свиты слоев конгломератов, песчаников и углей, поэтому она пространственно замещается толщей, сложенной преимущественно алевролитами и аргиллитами (Бувалкин, 1958).

Карабастауская свита налегает на различные горизонты разновозрастных угленосных отложений или резко несогласно на породы нижнего карбона. Полный разрез свиты наблюдается в крутых склонах оврага Карабастау, правого притока р. Кашкарата. В низах свиты располагается пачка конгломератов и крупнозернистых песчаников, выше в ее разрезе наблюдается сложное чередование слоев песчаников, алевролитов, мергелей, тонколистоватых доломитов, гравелитов и известняков. Мощность свиты 270 м.

В пачках тонколистоватых доломитов и известняков хорошо сохранились остатки рыб, черепах, летающих ящеров, моллюсков, насекомых и растений. Впервые позднеюрский возраст карабастауской свиты установила А. И. Турутанова-Кетова по флористическому комплексу. Е. И. Мураховская считает возраст этой свиты кимериджским на основании высокого содержания в палинокомплексе пыльцы *Classopollis* Pflug (97%) и единичных зерен пыльцы *Pinites* cf. *distortus* Bolch., *Pseudopinus* cf. *pergrandis* Bolch., *Picea mesophytica* Pokr., *P. exilioides* Bolch., *Podocarpus tricocca* Mal., *Cupressacites minor* (Mal.) Bolch. В отдельных спектрах около 3% спор папоротникообразных растений *Botrychium ramosum* Ascher, *Osmunda papillata* Bolch., *Gleichenia delicata* Bolch., *Lygodium tumulosum* Kuz. и др.

Как видно из описания, в пределах юрской полосы хр. Каратау остались невыявленными отложения батского яруса. Есть основание предполагать, что этот возраст имеет толща темно-серых аргиллитов, обнажающаяся в ур. Чохай, в 2 км южнее пос. Актас на р. Кашкарата. В аргиллитах обнаружены растительные остатки, которые изучали А. И. Турутанова-Кетова и Э. Р. Орловская. Получен флористический комплекс в составе *Nilssonia fissa* (Oldh. et Morr.), *Ctenis* sp., *Sagenopteris phillipsii* (Brongn.) Presl., *Ginkgodium nathorstii* Jok., *Phoenicopsis speciosa* Heer, *P. angustifolia* Heer, *P. karagandensis* Груп., *Taxocladus* sp., *Pityophyllum angustifolium* Nath., *P. latifolium* Тур.-Кет., *Ferganiella* sp., *Pagiophyllum setosum* (Phill.) Stan., *Flatocladus* sp., *Pityospermum latum* Brück, *Platyplepidium levis* Тур.-Кет., *Ixostrobus heeri* Груп. Э. Р. Орловская оценивает его как переходный к флористическому комплексу карабастауской свиты и отвечающий по возрасту отложениям низов верхней юры.

Г. В. Сакулина (1968) в первой публикации результатов палинологических исследований темно-серых аргиллитов, обнажающихся в ур. Чохай, отметила преобладание в них пыльцы голосеменных растений *Cupressaceae* — *Taxodiaceae* и *Quadraeculina limbata* Mal, при малом или единичном содержании пыльцы *Classopollis*, хвойных с дифференцированными воздушными мешками, гинкговых и спор папоротников. Она считает, что этот комплекс близок к палинокомплексу из тогузской свиты Ленгерского месторождения, которая в последнее время датируется условно батским временем. В связи с решением вопроса о возрасте темно-серых аргиллитов ур. Чохай следует упомянуть толщу сероцветных алевролитов и аргиллитов с прослоями мелкогалечных конгломератов, вскрытую скважиной 2С в низовье р. Сарысу. Е. И. Мураховская выделила из тонкозернистых пород этой толщи два спорово-пыльцевых комплекса (Геология СССР. Т. XL, 1971).

В нижнем комплексе (скважина 2С, интервал 722—770 м) установлено большое количество спор родов *Coniopteris*, *Cibotium* и семейства *Gleicheniaceae*, состав которых дополняют *Leiotriletes pollescens* Bolch., *Podocarpus unica* Bolch., *P. enodata* Bolch., *P. multiformis* Bolch., *Picea mesophytica* Pokr., *Pagiophyllum* sp. и др., указывающие на батский возраст нижней половины вскрытого разреза толщи пород.

Верхний комплекс (скважина 2С, интервал 510—722 м) составляют споры *Selaginella velata* Krasn., *Lygodium simplex* Bolch., *Anemia genuiana* Bolch., *Mohria striata* (Naum.) Bolch., *Dicksonia densa* Bolch., *Gleichenia angulata* Bolch., *Coniopteris* sp., *Leiotriletes stelloides* Bolch., пыльца *Caytonia oncodes* (Harris) Bolch., *Podozamires ovatus* Bolch., *Podocarpus cretacea* (Naum.) Bolch., *Brachyphyllum* sp., *Pagiophyllum* sp. и хвойные молодого облика. Ниж-

нюю половину вскрытого разреза толщи Е. И. Мураховская относит по возрасту к верхней юре.

Следовательно, сводный стратиграфический разрез юрских отложений хр. Каратау представляют семь свит, из них таскомырсайская, боролдайская и карабастауская детально изучены на отдельных участках угленосной полосы и возраст их достаточно обоснован растительными остатками. Седьмой свитой является чохайская, которая в основной части разреза слагается алевролитами и аргиллитами, обнажающимися в ур. Чохай. Возможно, эта свита по возрасту сопоставляется с толщиной алевролитов, вскрытых скважиной 2С в низовье р. Сарысу.

*Улутауская зона* распространяется на низкоегорье Улутау и восточную половину Тургайского прогиба, в пределах которой находятся все известные депрессии в палеозойском фундаменте, выполненные триасовыми и юрскими угленосными отложениями. На севере Тургайского прогиба депрессии в палеозойском фундаменте разведывались как угольные месторождения. М. В. Бунина (1960) разделяет угольные месторождения на две группы — Убоганскую и Приишимскую. В первую вошли Кушмурунское, Эгинсайское, Приозерное, Харьковское, Черниговское и Панфиловское угольные месторождения, юрские отложения которых имеют относительно небольшую мощность и отчетливо расчленяются на четыре литофациальных комплекса пород, выделенных в свиты. Приишимскую группу составляют Былкулдакское, Джаныспайское, Орловское, Кызылтальское, Савниковское, Мхатовское, Карашиликское, Севастопольское и Бурлукское угольные месторождения. Геологоразведочные работы на месторождениях осуществлялись бурением скважин до глубины 500 м, при этом они нигде не вскрывали юрские отложения на полную мощность, что создавало трудности в разработке схемы стратиграфического расчленения Приишимской группы месторождений.

Стратиграфия юрских отложений Улутауской зоны создавалась в процессе геологоразведочных работ на Кушмурунском, Эгинсайском, Приозерном и Черниговском угольных месторождениях Убоганской группы. Широкою известностью получила предложенная М. В. Буниной схема стратиграфического расчленения юрских отложений, которая основана на выделении черниговской, кушмурунской, караганской и дузбайской свит. Для угольных месторождений Убоганской группы эти свиты сохраняют выдержанный литофациальный состав и мощность, что доказано пересечением их скважинами в непрерывном разрезе юрских отложений.

Черниговская свита в одних депрессиях налегает на кору выветривания, развитую по основным эффузивам туринской серии, в других она перекрывает с угловым несогласием разновозрастные породы палеозоя. Свитообразующими породами являются конгломераты и песчаники, которые в разных количественных соотношениях переслаиваются с алевролитами. Сочетания этих пород в разрезе свиты заметно меняются, но чаще в сложении ее преобладают грубообломочные породы. Мощность свиты достигает 200 м.

В. П. Владимирович (1959, 1967, 1973) на основании полученного флористического комплекса в составе *Equisetites ferganensis* Sew., *Neocalamites hoerensis* (Schimp.) Halle, *N. carrerei* (Zeill.) Halle, *Paracalamites turgaica* Vlad., *Czekanowskia Setacea* Heer, *Sataropsis uboganica* Vlad., *Pityophyllum longifolium* Nath. датирует возраст свиты рэтским ярусом. Выделенный Г. М. Романовской (1960) спорово-пыльцевой комплекс указывает на более молодой, вероятно, раннелейасовый возраст свиты.

Кушмурунская свита продолжает непрерывный разрез юрских отложений. Нижняя ее граница проводится обычно по подошве мощного угольного пласта, выше которого в разрезе располагаются еще несколько крупных пластов углей компактного строения. Чаше между ними пролегают аргиллиты и алевролиты серого или темно-серого цвета, которые пространственно могут переходить в пачки ритмичного чередования слоев песчаников, алевролитов и аргиллитов; иногда в свите отмечаются прослои грубообломочных пород. Мощность свиты не выше 250 м.

Обосновывают возраст свиты крупномерные растительные остатки, составляющие, по определению В. П. Владимирович (1959), нижнекушмурунский и верхнекушмурунский флористические горизонты. Растительные остатки нижнекушмурунского горизонта собраны в тонкозернистых породах, залегающих в подошве и кровле мощного угольного пласта. В их составе *Equisetites ferganensis* Sew., *E. beanii* (Bund.) Sew., *Neocalamites carrerei* (Zeill.) Halle, *Cladophlebis whitbiensis* (Brongn.) Brongn., *Cl. haiburnensis* (L. et H.) Sew., *Cl. magnifica* Brick, *Cl. aktaschensis* Tur.-Ket., *Cl. nebbensis* (Brongn.) Nath., *Cl. compacta* Vlad., *Cl. kuschsis* Tur.-Ket., *Cl. kuschmurunica* Vlad., *Ginkgoites sibirica* (Heer) Sew., *G. huttonii* (Sternb.) Heer, *G. quadrilobus* Brick, *G. taeniatus* (Braun) Heer, *Sphenobaiera amalloides* (Harr.) Florin., *Sph. longifolia* (Pomei) Florin., *Sph. szekanowskiana* (Heer) Florin., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Czekanowskia rigida* Heer, *Cz. setacea* Heer, *Podozamites distans* (Presl.) Braun, *P. lanceolatus* (L. et H.) Schimp., *Schizolepis pedicelata* Tur.-Ket., *Carpolithes cinctus* Nath., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., *P. longifolius* (Nath.) Nath. Этот флористический комплекс указывает на раннелейасовый возраст пород нижней части разреза свиты. В верхнекушмурунском горизонте перечисленные формы дополняются новыми представителями хвощовых, гинкговых, хвойных и папоротников рода *Coniopteris*, что позволяет датировать возраст основной части разреза свиты поздним лейасом.

Караганская свита ложится на размытую поверхность нижнеюрских пород, поэтому ее нижняя граница проводится либо вблизи пятого угольного пласта, либо значительно ниже по разрезу кушмурунской свиты. В основании свиты залегают грубообломочные породы, выделяющиеся пространственно выдержанной пачкой, в наслоении которой наблюдаются переходы от конгломератов и гравелитов к разнозернистым, часто косолоистым песчаникам серого цвета. На пачке грубообломочных пород покоятся алевролиты и аргиллиты серой, фиолетовой и палевой окраски. Мощность свиты 60 м.

В породах караганской свиты В. П. Владимирович обнаружила растительные остатки *Phlebopteris* sp., *Cladophlebis kamenkensis* Thom., *Cl. denticulata* Brongn., *Cl. whitbiensis* (Brongn.) Brongn., *Cl. haiburnensis* (L. et H.) Sew., *Ginkgoites sibirica* (Heer) Sew., *G. huttonii* (Sternb.) Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Ph. latior* Heer, *Czekanowskia setacea* Heer, *Cz. rigida* Heer, *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Schimp., *Elatocladus heterophylla* Halle, *Carpolithes cinctus* Nath., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath. Флороносные породы содержат также остатки фауны *Ferganoconcha* cf. *anodontoides* Tshern., *Pseudocardinia lankowiensis* Leb., *P. elegantia* Leb., которые, как и выделенный Г. М. Романовской палинокомплекс, указывают на стратиграфическое положение караганской свиты в низах средней юры.

Дузбайская свита наращивает непрерывный разрез юрских отложений. Для нее характерно чередование аргиллитов, алевролитов и

углей. В сближенном залегании угольные пласты составляют горизонты большого площадного распространения. Мощность свиты в пределах Убоганской группы месторождений не превышает 120 м. Возраст свиты по флористическим и спорово-пыльцевым комплексам определяется батским ярусом. Однако следует внимательно рассмотреть ранее приводимые палеонтологические материалы в связи с полученными за последние годы новыми данными палеоботанических и палинологических исследований, которые понижают возраст дузбайской свиты.

В. П. Владимирович включила в состав флористического комплекса, определяющего батский возраст дузбайской свиты Кушмурунского и Эгенсайского месторождений, следующие формы: *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *Cladophlebis whitbiensis* Brongn., *Ginkgoides sibirica* (Heer) Sew., *G. huttonii* (Sternb.) Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Ph. latior* Heer, *Czekanowskia rigida* Heer, *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Schimp. В этом комплексе отсутствуют виды, указывающие на принадлежность дузбайской свиты к отложениям батского яруса.

Для обоснования батского возраста дузбайской свиты М. В. Бунина (Геология СССР. Т. XXXIV, 1971) приводит спорово-пыльцевой комплекс, полученный Л. В. Вороховой, в котором доминируют споры *Cyathidites* (25—30%), *Osmundacidites* (3,5—10,5%), *Anemites* (1,5—8%), *Gleicheniidites* (4—7%), *Lycopodiumsporites* (2,5—4%) и пыльца *Ginkgocycadophytus* (8—26%), *Disaccites* (6,5—15%). Как справедливо заключает Л. В. Ворохова, этот палинокомплекс свидетельствует о среднеюрском возрасте свиты.

Г. М. Романовская (1960, 1967) описала палинокомплекс дузбайской свиты, которую первоначально датировала батским ярусом, но подчеркивала при этом близкое сходство его состава с палинокомплексом караганской свиты. По просьбе автора она пересмотрела выделенный палинокомплекс с целью уточнения возраста дузбайской свиты. Она высказалась за возможность отнесения этой свиты по возрасту к отложениям нижней половины средней юры. Действительно, широкие сопоставления показали, что ее палинокомплекс по основному составу таксонов не соответствует палинокомплексам батских отложений Сибири, Мангышлака и Средней Азии, где возраст их документируется также остатками фауны. Стратиграфия юрских отложений Тургайского прогиба базируется на свитах, определившихся при разведке угольных месторождений Убоганской группы. Предполагалось, что в юрских отложениях угольных месторождений Приишимской группы могут быть выделены аналогичные по литологическому составу и возрасту свиты. Между тем возникли трудности в сопоставлении стратиграфических разрезов юрских отложений этих групп вследствие различной последовательности в чередовании литофациальных комплексов пород и палеонтологической их характеристики. С. А. Абилаев (1970) монографически обработал обширную коллекцию растительных остатков (1600 штук, собранных Б. В. Шилиным) из юрских отложений Мхатовского, Орловского и Кызылтальского месторождений. Растительные остатки он объединил в два флористических комплекса — ааленский и байос-батский. Заметим, что угленосные отложения ааленского и байос-батского возраста на площади Мхатовского месторождения перекрывают с угловым несогласием породы палеозоя. Поэтому вскрытые скважинами угленосные отложения Мхатовского, Орловского и Кызылтальского месторождений Приишимской группы являются возрастными аналогами дузбайской свиты, а нижние их горизонты, сложенные в основном грубообломочными породами, — караганской свиты. На рис. 4 приведено

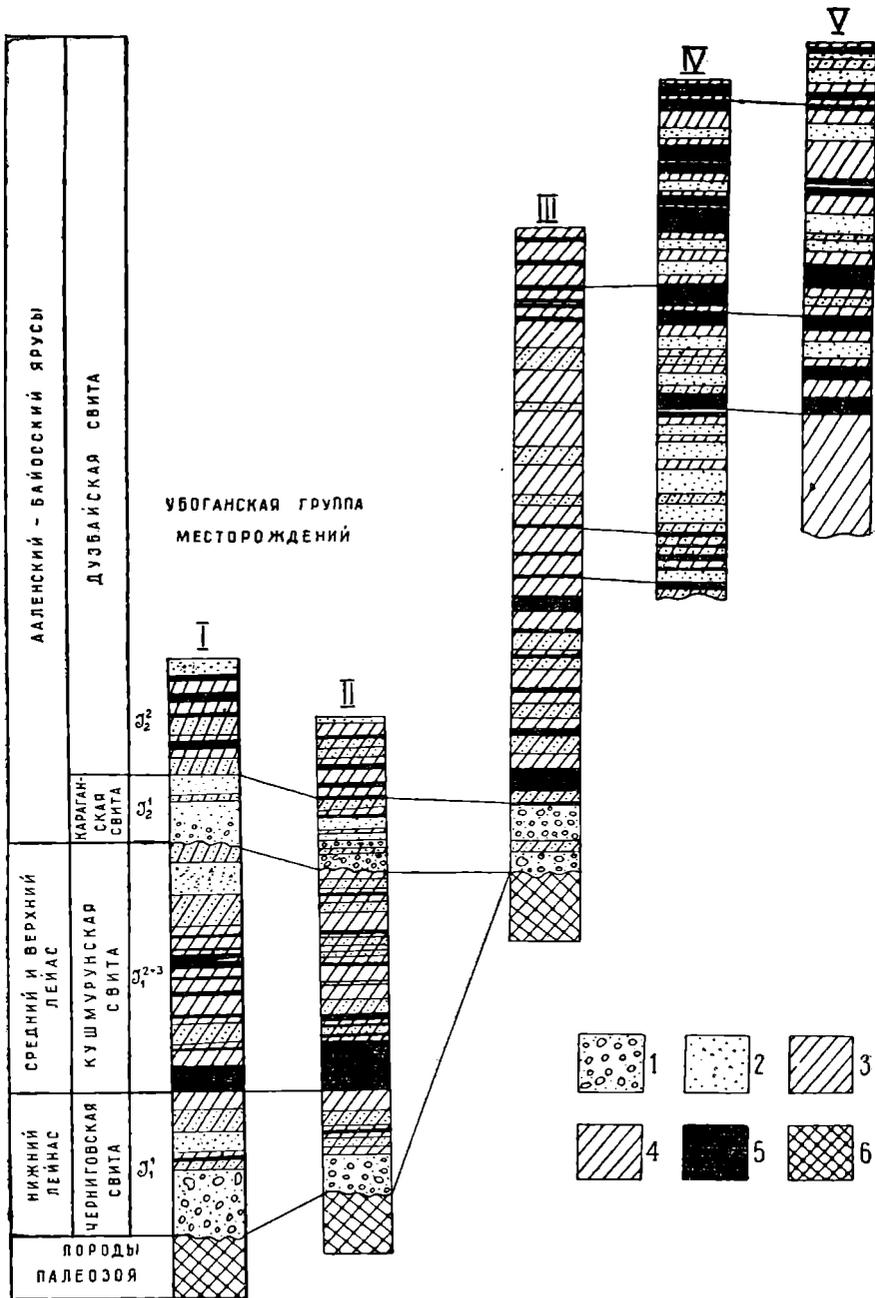


Рис. 4. Сопоставление стратиграфических разрезов юрских отложений угольных месторождений Тургайского прогиба (по материалам М. В. Буниной, 1967).

Месторождения: I — Кушмурунское, II — Эгинсайское, III — Джаныспайское, IV — Орловское, V — Кызылтальское; 1 — конгломераты, 2 — песчаники, 3 — алевролиты, 4 — аргиллиты, 5 — угли, 6 — породы палеозоя

сопоставление стратиграфических разрезов юрских отложений наиболее изученных месторождений Убоганской и Пришимской групп с учетом результатов палеоботанических исследований. Принималось во внимание также поразительное сходство литофациального состава и строения угленосных отложений всех месторождений Пришимской группы, которое трудно объяснимо для депрессий, сохранивших на протяжении среднеюрского времени автономности геотектонического развития. Это сходство проявляется в их сложении преобладанием тонкозернистых пород, представляющих фацции озера и характеризующихся близкими геохимическими показателями, и порядком размещения в разрезе мощных угольных пластов.

В долине оврага Бозинген, впадающего справа в р. Беляуты, можно наблюдать несогласное налегание на породы палеозоя угленосных отложений, синхронных по возрасту караганской и дузбайской свитам. На склонах долины оврага и его притоков бурились поисковые скважины, которые вскрыли толщу аргиллитоподобных глин серого цвета с прослоями песчаников и углей. В низах толщи залегают грубообломочные породы, образующие невыдержанный по мощности базальный горизонт. Мощность вскрытого разреза юрских отложений достигает 300 м.

Ближе к базальному горизонту в аргиллитоподобных глинах обнаружены растительные остатки, по определению Э. Р. Орловской, принадлежащие к следующим формам: *Neocalamites* sp., *Equisetites elegans* Vlad., *E. ferganensis* Sew., *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *Cladophlebis denticulata* (Brongn.) Font., *Cladophlebis* sp. cf. *nebbensis* (Brongn.) Nath., *Eboraceae lobifolia* (Phill.) Thomas, *Ginkgo lepida* Heer, *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath. Предполагается, что этот комплекс характеризует отложения верхнего лейаса. Исследованиями Т. В. Погодаевой и Л. И. Котовой установлено, что возраст большей части вскрытого разреза юрских отложений определяется двумя палинокомплексами — позднейасовым и первой половины средней юры.

В позднейасовом палинокомплексе преобладает пыльца голосеменных растений *Pinuspollenites*, *Piceapollenites* (12,5—20,5%), *Ginkgocycadophytus* (21—25%), *Inaperturopollenites* (11—15%), *Perinopollenites elatoides* Соур. (до 11%) и присутствует в небольшом количестве пыльца *Podocarpidites* (до 2,5%), *Cerebropollenites* (до 3%) и *Paleoconiferus*, *Protoconiferus* (до 2,5%). В составе спор *Cyathidites* (до 7,5%), *Osmundacidites* (до 2%), *Marattisporites*, *Matonisporites*, *Gleicheniidites*, *Lycopodiumsporites* единичны.

В палинокомплексе первой половины средней юры преобладают споры папоротникообразных растений. Доминантами комплекса являются споры *Cyathidites australis* Соур., *C. minor* Соур., *C. junctus* (К.-М.) Alim., *C. corniger* (Bolch.) Alim., *Cyathidites* sp. (от 38 до 62%), реже встречаются *Marattisporites* (до 3%), *Matonisporites* (до 2%), *Gleicheniidites* (до 4%), *Lycopodiumsporites* (до 6,5%), *Cheiropleuria compacta* Bolch., *Ch. congregata* Bolch. (до 2%), *Neoraistrickia rotundiforma* (К.-М.) Таг. (до 1,5%), *Tripartina variabilis* Mal. (до 2%). В пыльцевой части комплекса *Pinuspollenites*, *Podocarpidites* (до 10%), *Ginkgocycadophytus* (от 2 до 8%), *Inaperturopollenites* (до 1%).

Верхнюю часть вскрытого разреза составляют серые аргиллитоподобные глины с угольным пластом мощностью до 1 м. В обнажениях окраска глин пестрая — серая, розовая, палевая, зеленовато-серая; они содержат растительные остатки. Налегание этих глин на породы верхнего лейаса — нижней половины средней юры в разрезах скважин соглас-

ное. Однако синхронные по возрасту угленосные отложения на площади Кияктинского месторождения перекрывают с угловым несогласием породы палеозоя. Сопоставляются угленосные отложения оврага Бозинген и Кияктинского месторождения по растительным остаткам, после изучения которых Э. Р. Орловская выделила флористический комплекс: *Equisetites* sp., *Sphenopteris* sp., *Sph. williamsonii* Brongn., *Elatidites setosa* (Phill.) Stanial., *E. curvifolia* (Dunker) Nath., *Ferganiella* (?) sp., *Contiopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *Cladophlebis denticulata* (Brongn.) Font., *Elatocladus* sp., *Gleichenites* (?) *cycadina* Thom., *Phlebopteris polypodioides* Brongn., *Dictyophyllum* sp., *Pterophyllum* sp. cf. *P. nathorstii* Sew., *Drepanolepis* sp. cf. *D. latusaxis* Genkina, *Schizolepis paradoxa* Грун., *Podozamites lanceolatus* L. et H., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., *Plantae incertae sedis*. Этот комплекс позволяет определить возраст угленосных отложений второй половиной средней юры, условно батским ярусом. Следовательно, на юге Тургайского прогиба стратиграфический разрез среднеюрских отложений завершается угленосной толщей, которая сопоставляется по литологическим показателям с итмурунской свитой Койтасского месторождения.

В районе оврага Бозинген поисковые скважины вскрыли толщу пестроцветных глин, выделенную Т. В. Погодаевой и И. В. Орловым (1963) в джимыкинскую свиту. Полученный из глин палинокомплекс содержит большое количество пыльцы *Classopollis*, которая во всех спектрах занимает доминирующее положение над пыльцой *Podocarpidites* (до 5%), *Pinuspollenites* (до 5%), *Caytonipollenites* (до 2%) и спорами *Cyathidites* (до 6,5%), *Osmundacidites* (до 1%), *Lycopodiumsporites* (до 1,5%). Возраст джимыкинской свиты позднеюрский.

Из приведенного описания опорных стратиграфических разрезов юрских отложений, составленных для детально изученных угольных месторождений, видно, что в пределах всех зон нижнемезозойской активизации земной коры намечаются синхронные по времени формирования литофациальные комплексы пород, выделенные под различными географическими названиями как подразделения местного значения в ранге свиты. Полный стратиграфический разрез юрских отложений включает четыре, реже шесть, литофациальных комплексов пород, занимающих определенные возрастные уровни (табл. 1). Литофациальные комплексы — это реально существующие геологические тела, которые картируются на участках обнажения юрских пород и опознаются в разрезах скважин, поскольку они отделяются от подстилающих и перекрывающих образований поверхностями размыва или углового несогласия.

В определившихся возрастных уровнях литофациальные комплексы пород прослеживаются на сопредельных с Восточным Казахстаном территориях Средней Азии, Устюрта и Западно-Сибирской низменности. Как видно из табл. 2, в западных районах Средней Азии повсеместно фиксируются второй, третий и четвертый литофациальные комплексы пород, выделяемые под названием гурудской, дагибадамской, тангидувальской, кугитанской, гаурдакской и кирабальской свит. В стратиграфическом разрезе юрских отложений Байсун-Гузарского палеопрогиба, расположенного в юго-восточной части Чарджууской ступени, отмечаются поверхности размыва, которые приходятся на ранний — средний тоар, ранний байос и на границу среднего — позднего бата. Возможно, они уточняют временные интервалы перерывов и несогласий, наблюдаемых в юрских континентальных отложениях Восточного Казахстана, поскольку возраст среднеюрских и отчасти верхнеюрских отложений

Байсун-Гузарского палеопргиба убедительно аргументирован флорой и фауной.

В. Н. Поляков и М. С. Родовильский (1971) расчленяют юрские отложения Восточного Устюрта на аламбельскую и шохпахтинскую свиты.

Таблица 1

Распределение литофациальных комплексов пород (свит) в опорных стратиграфических разрезах юрских отложений

Литофациальный комплекс	Ярус юрской и триасовой систем	Свита	
Пятый	Титонский Кимериджский	Карабастауская	Сарыозекская, кумлыкакская, джимыкинская
Четвертый	Оксфордский Келловейский	Чохайская	
Третий	Батский	Майкюбенская, кусакская, джаркентская, акжарская, итмурунская	
Второй	Байосский	Шоптыкульская, кусакская, кайраганская, михайловская, боролдайская, караганская, дузбайская	
	Ааленский Тоарский	Кумыскудукская, куркуреуская	
Первый	Плинсбахский Синемюрский Геттангский	Сарыкульская, узунбулакская, джилская, аксайская, дубовская, саранская, таскомырсайская, кушмурунская, черниговская	
	Рэтский	Ащикольская, чокпакская	

Здесь в непрерывном наложении континентальных и морских осадков второй, третий и четвертый литофациальные комплексы пород не выделяются, хотя нижняя граница шохпахтинской, чохайской (хр. Каратау) и кумлыкакской (Койтасское угольное месторождение) свит, вероятно, находится на одном возрастном уровне. Аламбекская и тюменская свиты, составляющие нижнюю половину стратиграфических разрезов юрских отложений Восточного Устюрта и Западно-Сибирской низменности, являются возрастным аналогом второго и третьего литофациальных комплексов пород в стратиграфическом разрезе юрских отложений Восточного Казахстана, что подчеркивается началом их формирования в тоарском веке.

Юрская										Система		
Нижний		Средний				Верхний				Отдел		
Юр.	Плинсбах-ский	Тоарский	Ааленский	Байосский	Батский	Келловей-ский	Оксфордский	Кимериджский	Титонский	Ярус		
Свита	Гурудская		Дагибадамская		Байсун-ская	Кугитанг-ская	Гаурдакская	Карабинская		Свита		
			Тангидуваль-ская							Район		
	Красноцветные аргил-литы, брекчии, алевроли-ты, бокситы, до 20 м	Иаргуньякские слои: пес-чанники, гравелиты, ввер-ху алевролиты, до 70 м	Вандобские слои: алев-ролиты, аргилиты, уг-ли, песчанники, до 150 м	Шерджанские слои: песчанники, алевролиты до 30 м	Песчанники, алевроди-ты, аргилиты, угли, на юге ракушняка, 160 м	Мергели, известняки, аргилиты, алевролиты, до 160 м	Мергели, известняки, аргилиты, песчанники, до 100 м	Известняки и доломиты, в отдельных участ-ках рифогенные, до 650 м	Ангидриты с просло-ями известняков и доло-митов, до 1000 м	Покровный ангидрит-ангидриты с прослоями известняков и красно-цветных глин, до 40 м	Красные глины, песча-ники, алевролиты, до 200 м	Запад Средней Азии, юго-восточная часть Чар-джоульской ступени Бай-сун-Гауарского прогиба
			Аламбекская			Шохнахтиская				Известняки с прослоя-ми глинистых известня-ков и мергелей, до 80 м	Восточный Устюрт (по В. П. Познякову и М. С. Родовильскому, 1971)	
			Пачка (в): угленосная: алевролиты, аргилиты, песчанники, угли, до 360 м	Пачка (е): аргилиты, алевролиты, до 120 м		Глины с прослоями пес-чанников, алевролитов, известняков, до 270 м			Ангидриты, известня-ки, до 150 м			
		Курку-реуская	Боролдайская			Чохайская		Карабастауская			Хр. Т Бува.	

Сопоставление стратиграфических разрезов юрских отложений Восточной

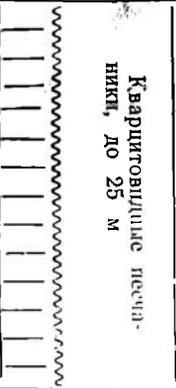
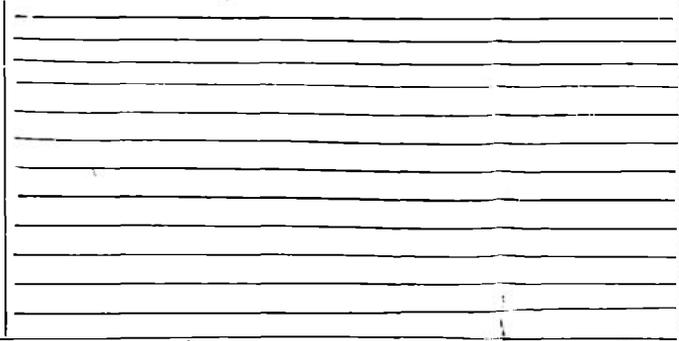
Восточный Устюрт (по В. И. Полякову и М. С. Родовильскому, 1971)	Хр. Каратау (по А. К. Бувалкину и Л. И. Котовой, 1976 г.)	Карагандинский угленосный бассейн (по А. К. Бувалкину и Л. И. Котовой, 1976 г.)	Майк (по ...)
<p>Известняки с прослоями глинистых известняков и мергелей, до 80 м</p> <p>Ангидриты, известняки, до 150 м</p>	<p>Карабастауская</p> <p>Алевролиты, мергели, песчаники, тонколистоватые доломиты, известняки, в основном конгломераты, до 270 м</p>		
<p>Шопахтинская</p> <p>Глины с прослоями песчаников, алевролитов, известняков, до 270 м</p>	<p>Чохайская</p> <p>Аргиллиты, алевролиты, в основании песчаники, до 350 м</p>		
<p>Аламбекская</p> <p>Пачка (с): аргиллиты, алевролиты, до 120 м</p>		<p>Акжарская</p> <p>Пестроцветные песчаники, конгломераты, алевролиты, до 800 м</p>	<p>Майкобетская</p>
<p>Пачка (в) угленосная: алевролиты, аргиллиты, песчаники, угли, до 360 м</p>	<p>Боролдайская</p> <p>Алевролиты, песчаники, аргиллиты, угли, до 600 м</p>	<p>Михайловская</p> <p>Алевролиты, аргиллиты, угли, реже песчаники, до 280 м</p>	<p>Шоптыкульская</p>
<p>Пачка (а): песчаники с прослоями алевролитов, до 250 м</p>	<p>Куркуреуская</p> <p>Конгломераты, песчаники, реже алевролиты, до 300 м</p>	<p>Кумысдукская</p> <p>Конгломераты, песчаники, реже алевролиты, до 250 м</p>	
	<p>Мырсайская</p> <p>Песчаники, алевролиты, аргиллиты, угли, реже конгломераты, до 660 м</p>	<p>Дубовская</p> <p>Алевролиты, аргиллиты, песчаники, реже конгломераты, до 350 м</p>	<p>Кульская</p>

Резов юрских отложений Восточного Казахстана и сопредельных с ним территорий

<p>дредандинский угленос- ный бассейны (по А. К. Валкину и Л. И. Кото- вой, 1976 г.)</p>	<p>Майкюбенский угленос- ный бассейн (по А. К. Буалкину, 1960)</p>	<p>Койтасское угольное мес- торождение (по А. К. Бу- валкину и Л. И. Кото- вой, 1971)</p>	<p>Южная ок- Сибирской сти (по М. Ву и В.</p>
	<p>Верхняя папка: глины красно-бурые, палевые, зеленоватого-серые, до 60 м</p> <p>Нижняя папка: глины серые, зеленоватого-серые и пятнистые, до 60 м</p>	<p>Алеар ты, реж 90 м</p>	
<p>Пестроцветные песча- ники, конгломераты, алев- ролиты, до 800 м</p>	<p>Песчанники, алевроли- ты, угли, реже конгломе- раты, до 200 м</p>	<p>Пестро- литы 125 м</p>	
<p>Алевролиты, аргилли- ты, угли, реже песчанни- ки, до 280 м</p>	<p>Алевролиты, песчанни- ки, конгломераты, уголь- ные горизонты, до 330 м</p>	<p>Песч: правди тов, п. мераты</p>	
<p>Конгломераты, песча- ники, реже алевролиты, до 230 м</p>	<p>Шоптыкульская</p>	<p>Тюменская</p>	
	<p>Койтасская</p>	<p>Тюменская</p>	
<p>Алевролиты, аргиллиты песчанники, угли, реже конгломераты, до 350 м</p>	<p>Алевролиты, аргилли- ты, песчанники, угли, ре- же конгломераты, до 370 м</p>	<p>Алевролиты, аргилли- ты, конгломераты, до 130 м</p>	
<p>Шоптыкульская</p>	<p>Мансорская</p>	<p>Мансорская</p>	

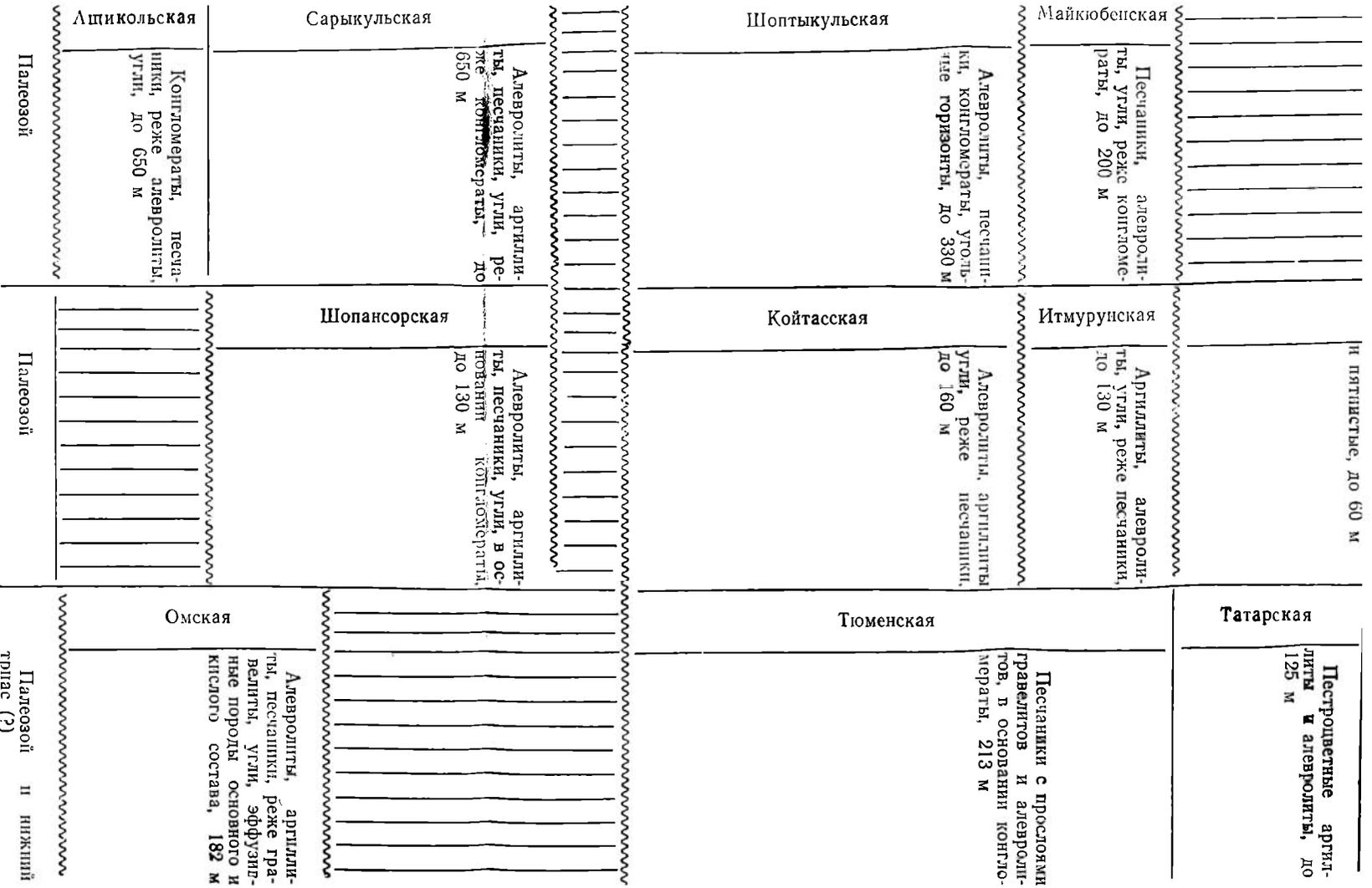
<p>Майкюбенский угольный бассейн (по А. К. Бувакину, 1980)</p>	<p>Койтасское угольное месторождение (по А. К. Бувакину и Д. И. Котовой, 1971)</p>	<p>Южная окраина Западно-Сибирской низменности (по М. С. Месежникову и В. С. Боякареву, 1972)</p>
	<p>Кумлыкакская</p> <p>Верхняя папка: глина красно-бурная, падевые, зеленовато-серые, до 60 м</p> <p>Нижняя папка: глины серые, зеленовато-серые и пыльные, до 60 м</p>	<p>Марьяновская</p> <p>Алевролиты, аргиллиты, реже песчаники, до 90 м</p>
<p>а-в-д-1</p> <p>Майкюбенская</p> <p>Песчаники, алевролиты, угли, реже конгломераты, до 200 м</p>	<p>Итмурунская</p> <p>Аргиллиты, алевролиты, угли, реже песчаники, до 130 м</p>	<p>Татарская</p> <p>Петроцветные аргиллиты и алевролиты, до 125 м</p>
<p>и-п-1</p> <p>Шоптыкульская</p> <p>Алевролиты, песчаники, конгломераты, угольные горизонты, до 330 м</p>	<p>Койтасская</p> <p>Алевролиты, аргиллиты, угли, реже песчаники, до 160 м</p>	<p>Тюменская</p> <p>Песчаники с простоями граувацитов и алевролитов, в основании конгломераты, 213 м</p>
<p>и-2-1</p> <p>кульская</p> <p>Алевролиты, аргиллиты, песчаники, угли, реже конгломераты, до 650 м</p>	<p>гансорская</p> <p>Алевролиты, аргиллиты, песчаники, угли, в основании конгломераты, до 130 м</p>	

Подстилающие  
отложения

Триасовая		Юрская							
Верхний		Нижний				Средний			
Рэтский	Геттангский	Синемюрский	Плинсбахский	Тоарский	Ааленский	Байосский	Батский	Келловеский	
Палеозой	<p>Кварцитовидные песчаники, до 25 м</p> 	Санджарская				Гурудская		<p>Дагибадамская</p> <p>Тангидувальская</p>	Байсунская
		<p>Красноцветные аргиллиты, брекчия, алевролиты, бокситы, до 20 м</p>				<p>Иаргульские слои: песчанки, гравелиты, взерху алевролиты, до 70 м</p>		<p>Шержанские слои: песчанки, алевролиты до 30 м</p> <p>Вандобские слои: алевролиты, аргиллиты, угли, песчанки, до 150 м</p>	
Палеозой						Аламбекская		Шох	
Чокпакская	Таскомьосайская			<p>Пачка (а): песчанки с прослоями алевролитов, до 250 м</p>		<p>Пачка (в): угленосная: алевролиты, аргиллиты, песчанки, угли, до 360 м</p>			<p>Пачка (с): аргиллиты, алевролиты, до 120 м</p>

<p>Палеозой</p>	<p>Аламбекская</p> <p>Пачка (с): аргиллиты, алевролиты, до 120 м</p> <p>Пачка (в) угленосная: алевролиты, аргиллиты, песчаники, угли, до 360 м</p> <p>Пачка (а): песчаники с прослоями алевролитов, до 250 м</p>		<p>Шошпахтинская</p> <p>Глины с прослоями песчаников, алевролитов, известняков, до 270 м</p>	
<p>Палеозой</p> <p>Чокпакская</p> <p>Конгломераты, песчаники, до 400 м</p>	<p>Таскомырсайская</p> <p>Песчаники, алевролиты, аргиллиты, угли, реже конгломераты, до 660 м</p>	<p>Боролдайская</p> <p>Алевролиты, песчаники, аргиллиты, угли, до 600 м</p> <p>Куркуреуская</p> <p>Конгломераты, песчаники, реже алевролиты, до 300 м</p>	<p>Чохайская</p> <p>Аргиллиты, алевролиты, в основании песчаники, до 350 м</p>	
<p>Палеозой</p>	<p>Саранская</p> <p>Конгломераты, песчаники, алевролиты, до 120 м</p>	<p>Дубовская</p> <p>Алевролиты, аргиллиты, песчаники, угли, реже конгломераты, до 350 м</p>	<p>Кумысдукская</p> <p>Конгломераты, песчаники, реже алевролиты, до 250 м</p> <p>Михайловская</p> <p>Алевролиты, аргиллиты, угли, реже песчаники, до 280 м</p>	<p>Акжарская</p> <p>Пестроцветные песчаники, конгломераты, алевролиты, до 800 м</p>
<p>Лшикольская</p>	<p>Сарыкульская</p>	<p>Шошпахтинская</p>	<p>Майнабобовская</p>	

<p>Палеозой</p>	<p>Саранская</p>	<p>Дубовская</p>	<p>Кумыску- дукская</p>	<p>Михайловская</p>	<p>Акжарская</p>	<p>Петроцветные песча- ники, конгломераты, алевро- литы, до 800 м</p>	
<p>Палеозой</p>	<p>Ашикольская</p>	<p>Сарыкульская</p>	<p>Конгломераты, песча- ники, реже алевролиты, до 250 м</p>	<p>Шоптыкульская</p>	<p>Майкюбенская</p>	<p>Песчаники, алевроли- ты, угли, реже конгломе- раты, до 200 м</p>	
<p>Палеозой</p>	<p>Шопансорская</p>	<p>Алевролиты, аргилли- ты, песчаники, угли, ре- же конгломераты, до 650 м</p>	<p>Койтасская</p>	<p>Итмурунская</p>	<p>Алевролиты, аргилли- ты, угли, реже конгломе- раты, до 330 м</p>	<p>Аргиллиты, алевроли- ты, угли, реже песчаники, до 130 м</p>	
<p>Омская</p>		<p>Алевролиты, аргилли- ты, песчаники, угли, в ос- новании конгломераты, до 130 м</p>	<p>Тюменская</p>				<p>Татарская</p>



Палеозой

Палеозой

Палеозой и нижний триас (?)

## **УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ЮРСКИХ ОСАДКОВ НА ПЛОЩАДЯХ УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Выяснение условий осадконакопления на площадях угольных месторождений и углепроявлений явилось важнейшим этапом палеогеографических реконструкций. Источником информации служили результаты литофациальных, минералого-петрографических, геохимических и палинологических исследований, которые позволили восстановить палеогеографическую обстановку юрского периода Восточного Казахстана. Комплексными исследованиями были охвачены 25 угольных месторождений и углепроявлений. Палеогеографические условия осадконакопления на площадях этих месторождений и углепроявлений воспроизводились построением фациальных схем. В пространственном сочетании комплексов фаций русла, озера и болота, соответствующих на схемах небольшому отрезку стратиграфического разреза свиты, выясняются вероятные границы юрских седиментационных бассейнов и направления переноса поступившего в них обломочного материала. Данные химических и спектральных анализов пород использовались для определения характера и интенсивности разрушения горных пород на водораздельных пространствах, путей и условий миграции продуктов выветривания до конечного водоема стока и оценки окислительно-восстановительного потенциала среды озерных осадков при диагенезе. В данном случае представляется возможным изложить результаты комплексных исследований юрских отложений Майкюбенского, Карагандинского и Илийского угленосных бассейнов, на площадях которых производились детальные геологоразведочные работы.

### **Майкюбенский угленосный бассейн**

Майкюбенский угленосный бассейн расположен в 55 км южнее г. Экибастуза. Его площадь покрыта детальной геологической съемкой, выполнявшейся автором в 1953—1959 гг. Для составления геологической карты бассейна пробурено 235 колонковых скважин протяженностью 43 460 пог. м, которые размещены на поисковых профилях, получивших (с запада на восток) следующие названия: Тамдинский, Торсорский, Промежуточный, Жиренкольский, XX разведочная линия, XV разведочная линия, Шоптыкульский, Второй Шоптыкульский, Талдыкульский, Первый и Второй восточные.

Изучение литогенетических признаков пород показало, что рэт-юрские угленосные отложения Майкюбенского бассейна представляют собой лимнические образования. Они сложены породами, принадлежащи-

ми фациям конуса выноса, русла, поймы, озера, зарастающего водоема и болот. Данные табл. 3 и 4 показывают различия в соотношении суммарных мощностей слоев пород этих фаций ащикольской и сарыкульской свит. Вероятно, эти различия вызваны не условиями накопления осадков, связанных с изменением климата, а режимом тектонических движений земной коры областей размыва и седиментации. Неравномерные во времени и различные по направленности тектонические движения земной коры выразились в сложном пространственном взаимоотношении разновозрастных свит. Осадконакопление на площади бассейна в юрское время дважды прерывалось, на что указывают поверхности размыва и несогласия, разделяющие сарыкульскую, шоптыкульскую и майкюбенскую свиты. Эти перерывы и несогласия определяют интервалы времени трех этапов накопления осадков на площади Майкюбенского седиментационного бассейна.

Первый этап соответствует по времени накоплению осадков ащикольской и сарыкульской свит. Для понимания условий накопления осадков ащикольской свиты следует рассмотреть рельеф поверхности палеозойского фундамента на площади бассейна и выявить основные закономерности изменения в его пределах литофациального состава этой свиты. Формы рельефа, погребенного под осадками свиты, в общих чертах обрисованы на карте поверхности палеозойских пород. При ее составлении в качестве маркирующих горизонтов использовались угольный пласт  $a_1$  и нижняя граница сарыкульской свиты, которая в разрезе рэт-юрских отложений проводится на уровне резкой смены литофациального состава разновозрастных комплексов пород.

Отмечалось, что мощность ащикольской свиты на юге бассейна изменяется от 20 до 370 м. Вдоль северной окраины бассейна, как показали результаты бурения скважин, она увеличивается до 650 м. Для выяснения причин значительного перепада мощностей свиты рассмотрим карту поверхности рельефа палеозойского фундамента (Бувалкин, 1977). На этой карте изогипсы рельефа палеозойского фундамента представляют собой линии равных мощностей ащикольской свиты. Морфологический профиль показывает неровную поверхность палеозойского фундамента, изрезанную глубокими и широкими долинами эрозионного происхождения. Выделяются большими размерами западная и восточная эрозионные долины, между которыми располагаются две менее глубокие долины, принадлежащие, вероятно, притокам второго порядка. Западная долина имеет ширину около 30 км. На фоне основной долины, днище которой опущено на 200—275 м ниже верхней границы свиты, менее заметны эрозионные врезы шириной до 2 км. Склоны долин пологие, угол наклона их около  $5^\circ$ . Днище восточной долины ниже верхней границы свиты на 350 м. При ширине долины 15 км склоны пологие, что отчетливо видно на морфологическом профиле, составленном без искажения вертикального масштаба. На нем изображен рельеф, характерный для денудационной равнины с разработанными речными долинами, которые разобщены водораздельными пространствами в виде холмов и гряд, приподнимавшихся над днищами эрозионных долин на 150—350 м; холмы и гряды сложены разновозрастными палеозойскими породами с развитой на них корой выветривания.

Воспроизвести рельеф поверхности палеозойского фундамента на севере Майкюбенского бассейна затруднительно, поскольку многие из пробуренных скважин остановлены в породах ащикольской свиты. Мощность ее определяется на тех участках северной окраины бассейна, где она залегает полого и доступна изучению в естественных обнажениях. Скважинами на северном окончании Второго Шоптыкульского профиля

Литологический состав ащикольской и сарыкульской свит Майкюбенского бассейна

Таблица 3

Профиль	Скважина	Глубина, м	Конгломаты		Песчаники		Алевролиты		Аргиллиты		Сидериты		Угли и углистые аргиллиты		Общая мощность, м
			м	%	м	%	м	%	м	%	м	%	м	%	
<i>Ащикольская свита</i>															
Второй Шоптыкульский	1360	0—204	102,7	51,3	33,7	17,55	38,09	19,0	22,95	11,4	0,55	0,4	—	—	204
То же	1261	0—208,7	187,0	58,3	64,3	29,4	14,2	6,6	12,9	6,0	—	—	0,05	—	208,0
» »	734	0—288,75	197,55	68,3	78,85	27,26	3,25	1,12	9,10	3,12	—	—	—	—	288,75
» »	730	0—300	65,00	32,5	76,15	43,1	22,10	11,05	26,75	13,4	—	—	—	—	92,00
Первый Шоптыкульский	21	157—245,1	60,50	65,8	29,1	31,6	2,40	2,6	—	—	—	—	—	—	92,00
То же	19	0—78	23,60	30,25	43,5	53,82	0,40	0,51	9,00	11,52	—	—	1,50	1,92	78,00
Торесорский	228	0—110,65	14,65	13,3	46,95	42,6	44,75	40,5	2,44	2,44	0,15	0,13	1,45	1,31	110,65
»	310	80—320,10	23,15	17,7	87,05	66,85	12,55	9,65	7,35	5,64	—	—	0,20	0,15	130,30
»	315	125—197,45	14,59	20,10	33,3	46,2	10,15	14,1	11,35	15,7	—	—	2,90	3,90	72,29
»	353	0—166,50	66,60	40,1	53,85	33,22	37,85	22,4	6,45	3,87	—	—	0,85	0,51	166,50
»	362	0—149,70	122,05	82,2	20,6	13,85	4,05	2,72	1,20	0,81	—	—	0,80	0,52	148,70
<i>Нижнесарыкульская подсвита</i>															
Первый восточный	444	0—210	32,95	15,86	90,71	43,66	66,85	32,14	12,20	5,97	0,23	0,15	4,73	2,22	207,67
Второй Шоптыкульский	643	188—293	33,10	31,3	49,7	46,83	21,65	20,3	0,40	0,38	—	—	0,25	0,23	105,20
То же	628	100—262	22,75	10,1	94,15	40,49	79,28	34,9	20,35	8,95	1,10	0,8	9,01	3,96	226,64
» »	623	0—146,18	15,95	10,9	50,9	36,6	38,12	36,1	32,11	22,1	1,37	0,87	4,75	3,23	146,18
» »	622	0—87,15	3,75	4,3	27,32	31,5	48,73	35,8	4,30	4,9	0,90	1,3	2,05	2,37	87,15
Шоптыкульский	32	182—263,16	—	—	34,45	46,92	32,50	42,9	0,10	0,13	2,25	2,9	6,40	8,45	75,70
»	27	214—306	0,80	0,71	42,65	37,5	60,45	52,9	2,95	2,58	0,30	0,26	6,85	6,01	114,00
»	34	98—350	3,45	2,27	66,30	43,64	68,45	45,1	—	—	0,90	0,59	18,40	8,20	161,50
»	21	0—145,50	2,80	1,43	46,25	31,71	67,55	46,5	18,10	12,11	1,10	0,75	9,80	7,20	145,50
<i>Верхнесарыкульская подсвита</i>															
Первый восточный	442	0—220,25	28,65	12,5	124,34	53,9	54,95	24,1	2,70	1,1	—	—	1,61	3,2	229,25
То же	436	0—223,40	14,00	6,8	89,54	41,1	84,75	38,8	1,45	3,4	0,75	0,3	19,94	9,1	216,55
» »	438	0—267,40	6,50	2,6	141,77	57,9	67,47	28,3	5,98	2,4	1,95	0,8	81,10	8,6	244,77
Первый Шоптыкульский	32	90—182	18,70	19,1	56,7	57,8	17,50	17,9	—	—	0,80	0,81	4,60	4,72	98,00
То же	27	134—214	3,30	5,9	23,85	31,94	32,40	58,1	0,15	0,27	—	—	2,20	3,94	55,90
XII разведочная линия	466	0—70	1,65	2,36	13,25	18,94	50,95	72,8	0,20	0,28	0,20	0,23	3,75	5,34	70,00
То же	467	170—279,70	9,90	9,5	64,9	59,11	21,87	19,9	4,15	3,12	0,40	0,36	8,28	8,21	109,90

Таблица 4

Фациальный состав ащикольской свиты, ниже- и верхнесарыкульской подсвит Майкюбенского бассейна

Скважина	Аллювиальные фации				Фации					
	Колус выноса и русла горных рек		Пойма		Озеро		Зарастающий водоем		Болото	
	м	%	м	%	м	%	м	%	м	%
<i>Ащикольская свита</i>										
63	195	67	—	—	30	30	6	2	—	—
1255	36	37,5	—	—	10	12,5	—	—	—	—
1273	112	94,6	1	1	6	5,0	—	—	—	—
1274	30	52,6	2	7,4	25	44,0	—	—	—	—
1275	57	46,7	6	5,1	52	44,4	2	1,8	—	—
1278	47	48,2	—	—	48	49,4	2	2,4	—	—
730	64	61,5	3	2,9	36	34,6	1	1	—	—
1260	122	69,3	5	2,8	48	27,2	1	0,7	—	—
1261	136	84,4	—	—	25	15,6	—	—	—	—
734	146	93,0	—	—	9	5,6	5	1,3	—	—
475	97	58,4	4	2,4	65	39,2	—	—	—	—
476	22	73,3	—	—	8	26,7	—	—	—	—
5	120	81,0	3	2,0	25	17,0	—	—	—	—
466	15	25,5	—	—	44	74,5	—	—	—	—
465	113	74,8	—	—	38	25,2	—	—	—	—
206	93	81,0	—	—	22	19,0	—	—	—	—
210	60	60,6	39	39,4	—	—	—	—	—	—
205	51	60,7	—	—	33	39,3	—	—	—	—
<i>Нижнесарыкульская подсвита</i>										
444	30	32,05	1	1,02	53	61,7	4	87	1	1,0
32	2	2,2	1	1,03	58	61,8	25	26,7	8	8,5
27	13	13,7	—	—	65	68,4	11	11,5	6	6,3
34	14	9,6	17	11,6	94	63,8	19	12,1	4	2,7
21	8	5,3	28	18,0	80	53,3	32	21,3	2	1,3
466	45	30,6	1	0,7	96	65,3	1	0,7	4	3,7
450	34	22,1	2	1,7	110	71,4	1	1,3	7	4,5
315	99	79,2	3	2,4	7	5,6	1	0,8	2	1,6
347	42	40	23	21,6	41	38,4	—	—	—	—
62	90	74,4	—	—	29	24,0	2	1,6	—	—
358	122	78,4	1	0,6	29	18,5	3	1,9	1	0,6
357	139	86,4	4	2,4	17	10,5	1	0,6	—	—
1268	19	19,0	4	4,0	77	77,0	—	—	—	—
1269	78	14,8	2	1,0	158	83,2	2	1,0	—	—
1271	48	28,3	5	2,8	112	66,0	3	1,7	2	1,2
<i>Верхнесарыкульская подсвита</i>										
442	50	23,7	—	—	145	69,8	10	4,7	6	2,8
436	40	17,5	—	—	162	71,0	5	2,2	21	9,3
433	14	6,3	1,0	0,4	182	80,9	14	6,2	14	6,2
59	53	29,6	1	0,5	116	64,9	8	4,5	1	0,5
32	59	41,0	4	2,8	75	50,2	3	2,6	5	3,4
27	11	13,9	3	2,5	60	75,9	4	5,1	2	2,6
34	10	14,3	3	3,8	48	68,8	7	10,0	2	2,8
1070	73	38,9	—	—	103	53,4	7	3,2	12	6,2
1069	37	18,6	3	1,3	139	64,0	11	4,9	35	11,6
466	6	8,6	—	—	60	85,7	2	2,8	2	2,8
1104	70	35,9	6	3,2	98	51,2	3	1,8	15	7,8
330	31	26,3	—	—	63	53,4	2	1,7	22	8,6
451	60	31,4	2	1,0	95	50,0	5	2,5	29	15,1
568	84	37,0	—	—	120	52,6	8	3,5	15	6,9
335	40	18,6	60	27,9	109	50,2	—	—	7	3,2
345	51	26,9	30	15,9	97	51,8	6	3,2	5	2,7
62	96	88,8	—	—	12,0	11,2	—	—	—	—

установлена мощность свиты 650 м. Увеличение мощности могло произойти вследствие заполнения грубообломочными осадками эрозионной долины, глубина которой в северо-восточном направлении возрастает.

Напомним, что ащикольская свита сложена преимущественно конгломератами, среди которых слои других петрографических типов пород переслаиваются неравномерно. В редких случаях наблюдается чередование в разрезе конгломератов, песчаников и алевролитов, сходное с циклически построенными угленосными отложениями. На западе бассейна, в районе зимовки Тамды, выделяются три пачки пород. Верхнюю и нижнюю пачки слагают конгломераты и песчаники, а в средней преобладают песчаники и алевролиты, заключающие угольный пласт  $a_1$ . Верхняя пачка конгломератов и песчаников в северном направлении расщепляется и постепенно замещается песчаниками и алевролитами, нижняя сохраняет на большом пространстве грубообломочный состав пород, в которых содержится много валунов и глыб размером до  $1,8 \text{ м}^3$ . В окрестностях оз. Майкюбень и далее на восток она представлена конгломератами и крупнозернистыми песчаниками, сопоставляющимися с верхней пачкой свиты. Прирост мощности свиты наблюдается на восточной окраине бассейна, где она занимает на выходе площадь шириной до 4 км. Обращает на себя внимание на этой площади большое количество крупных галек, валунов и отдельных глыб, указывающих на преобладание крупногалечных и валунных конгломератов.

Неровности рельефа палеозойского фундамента в рэт-раннеюрское время заполнялись грубообломочными осадками, приносимыми горными реками и периодически возникавшими потоками типа селей, способных перемещать на далекое расстояние крупные валуны и глыбы горных пород. В разрезе свиты фации конусов выноса и русел горных рек сочетаются с фациями озера, представленными тонкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Суммарная мощность слоев пород фации озера варьирует от 5,6 до 49,4%. Пестрый набор фаций ащикольской свиты, постоянно меняющийся на площади, указывает на динамику обстановки накопления осадков. Галька, валуны и глыбы могли нагромождаться вблизи подножия склонов высокого горного хребта. Горные реки и временные потоки создавали здесь аллювиальные и пролювиальные накопления, заполнявшие эрозионные долины. Все горные реки устремлялись в обширную депрессию рельефа, где оформлялся озерный водоем, площадь которого по мере заполнения неровностей доюрского рельефа увеличивалась. Нередко горные реки и временные потоки доставляли к его берегам грубообломочный материал — гальку, валуны, глыбы и песок. В период массового выноса этого материала большая часть площади седиментации в морфологическом отношении представляла собой аккумулятивную равнину. Над ее поверхностью приподнимались холмы, сложенные палеозойскими породами, которые разделяли погребенные эрозионные долины.

Вероятно, в накоплении грубообломочного материала на поверхности аккумулятивной равнины происходила некоторая периодизация, определявшаяся режимом восходящих тектонических движений земной коры в области сноса. При замедленных восходящих движениях горные реки успевали выработать более сглаженный продольный профиль равновесия, поэтому скорость накопления грубообломочного материала в аккумулятивной равнине снижалась. Акватория озера продолжала при этом постепенно расширяться за счет повышения уровня воды. Береговая линия перемещалась по поверхности аккумулятивной равнины, вода заполняла междуровневые понижения, которые превращались в зарастающие водоемы и болота. Средняя пачка пород в разрезе ащикольской

свиты, вскрытая скважинами в районе зимовки Тамды, иллюстрирует эпизод далекой ингрессии вод озера в пределы западной эрозионной долины; здесь береговая зона заселялась растительностью и превращалась в топяное болото, торфяники которого послужили исходным материалом для образования угольного пласта  $a_1$ . В сложении этого пласта, как установлено Е. И. Мураховской (1957, 1968), выделяются крупные пачки угля, представленные в основном гелитолитами; основными петрографическими типами углей в них являются блестящие и полублестящие малозольные кларены (52%), разделяющиеся по микрокомпонентам на кутикуловые, смоляно-микроспоровые и липоидные. Второстепенное значение в сложении пласта имеют дюрено-клареновый тип угля (21%), в котором выделяются липоидная и смоляно-микроспоровая разновидности, и угли класса липоидолитов (17%) с разделением на смоляно-микроспоровые и микроспоровые дюрены.

Минералого-петрографические исследования пород ащикольской свиты позволяют определить вероятное местоположение главной области сноса. На востоке бассейна глыбы диаметром до 2,5 м состоят из серых крупнозернистых гранитов, а вмещающие их валуны и гальки представлены порфиритами, туфопесчаниками, альбитофирами и кварцитами. Песчаники, заполняющие пространства между гальками и валунами, а также образующие слои различной мощности, по терригенному материалу полимиктовые. Основную массу обломков в них образуют кремнистые породы, микрокварциты, порфириты, альбитофиры, кварц, плагиоклазы и калиевый полевой шпат. В полосе выходов пород свиты на юго-восточной периферии бассейна можно наблюдать россыпи валунов и крупной гальки конгломератов, слагающих нижнюю половину разреза свиты, где чаще обнаруживаются валуны гранитов, гранит-порфиоров, кварцевых порфиоров и порфиритов. Песчаники свиты составляют обломки кремнистых и железистокремнистых пород, кварцевых порфиоров, альбитофиров, измененных порфиритов, кварцитов, алевролитов, кварца, кислого плагиоклаза, калишпата, кальцита и хлорита.

Петрографический состав глыб, валунов и гальки конгломератов, а также обломочный материал песчаников соответствует разнообразию пород области сноса времени накопления осадков ащикольской свиты. В ее сложении участвовали вулканогенные толщи нижнего — среднего девона и вулканогенно-осадочные толщи нижнего палеозоя, прорванные интрузиями гранитов. Большую часть области сноса занимали выходы гранитов, продукты физического выветривания которых составляют гальку конгломератов, и обломочный материал песчаников ащикольской свиты. На региональных геологических картах видно, что гранитные интрузии размещаются вокруг Майкюбенского бассейна крайне неравномерно. Небольшие штоки гранитов прорывают породы ордовика, силура и девона, обрамляющие с юга Майкюбенский бассейн. Однако эти штоки, как показывают палеогеографические реконструкции, в период накопления осадков находились в границах седиментации. Подавляющее большинство глыб, валунов и галек образовалось из продуктов разрушения гранитов Баянаульских гор. В рэтское время современные Баянаульские горы и прилегающая к ним площадь были вовлечены в поднятие земной коры, и вскоре они обрисовались в рельефе горным массивом, средняя высота которого относительно поверхности седиментационного бассейна превышала 3000 м. В горном массиве брали начало реки. Продолжительное время они сохраняли значительный уклон русла, полноводность и живую силу потока, способную перемещать валуны и глыбы пород до 3 м<sup>3</sup> на расстояние от 30 до 50 км.

Накопление осадков сарыкульской свиты происходило в обстановке

полного погребения доюрского рельефа. Аккумулятивную равнину окаймляли на юге холмы и гряды предгорий, изрезанных глубокими речными долинами. Северной границей аккумулятивной равнины служила береговая линия озерного водоема, ширина которого могла превышать первые десятки километров. Озеро постепенно расширялось, притом настолько значительно, что периодически почти вся площадь Майкюбенского бассейна находилась под его водами. В накоплении **озерных** осадков важную роль играли горные реки, которые продолжали доставлять в него большое количество обломочного материала. Это видно из рассмотрения последовательности наложения в свите конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов и углей. Литофациальные колонки скважин повсеместно отмечают присутствие в свите слоев пород фации поймы, зарастающего водоема и болот, которые сочетаются в разрезе с общим сокращением количества и мощности слоев пород фации русла. В нижнесарыкульской подсвите суммарная мощность слоев пород конгломератов и песчаников составляет от 2,2 до 86,4%, чаще они встречаются на западе бассейна, где удается проследить от оз. Ащиколь на северо-восток зону преимущественного накопления осадков горной реки. Зона представляет собой передний край субаэральной дельты. Лопастей ее постоянно перемещались как вследствие изменения направления потоков, так и в ходе неравномерной подачи в береговую зону терригенного материала.

Увеличение площади субаэральных дельт, вероятно, сопровождалось обмелением береговой зоны озера в процессе накопления песчано-глинистых осадков и появлением топяных болот, торфяники которых служили исходным материалом для образования угольного пласта  $c_0$ . Е. И. Мураховская отмечает в петрографическом составе углей этого пласта преобладание гелитолитов, за исключением северо-восточной периферии бассейна, где он почти весь сложен фюзеноксиленовым типом угля (табл. 5). На западе бассейна в строении пласта 56% гелитолитов, представленных дюрено-клареновым, клареновым и полосчатым дюрено-клареновым типами углей. На долю фюзенолитов приходится не более 8%. В восточной части бассейна в сложении пласта  $c_0$  доминируют гелитолиты, выраженные клареновым и кларено-дюреновым типами углей, вместе с тем заметно возрастает роль фюзенолитов (34%). Изучение углей под микроскопом показало, что торфяники в болотах нижнесарыкульского времени накапливались за счет остатков высших растений. Разложение и биохимическое преобразование растительных тканей совершалось в застойной водной среде болота при анаэробной бактериальной деятельности. Процессы торфонакопления прерывались подъемом уровня воды и восстановлением обстановки прибрежной зоны открытого озера.

Для времени накопления осадков верхнесарыкульской подсвиты характерно частое заболачивание огромных участков акватории озера. Сопоставлением литофациальных колонок удается проследить угольные пласты подсвиты почти на всей площади бассейна. Из табл. 4 видно, что слои пород, представляющие фации зарастающего водоема и болот, в верхнесарыкульской подсвите составляют от 2,7 до 19,7%. Можно констатировать также повышенное содержание в этой подсвите на западе бассейна слоев пород фации русла. Косослоистые песчаные осадки субаэральной дельты распространены преимущественно в районе оз. Ащиколь, откуда они простираются в центр бассейна. Вероятно, формирование субаэральной дельты совершалось в последовательности, наметившейся для времени накопления осадков нижнесарыкульской подсвиты. На площади Майкюбенского бассейна господствующую обстановку

## Петрографический состав углей сарыкульской, шоптыкульской и майкюбенской свит Майкюбенского бассейна (по Е. И. Мураховской, 1967), %

Индекс угольных пластов и горизонтов	Гелитолиты		Фюзенолиты		Липидолиты		
	Гологелиты	Телогелиты	Фюзениты	Микстофюзениты	Спороциты	Кутиниты	Резиниты
<i>Майкюбенская свита</i>							
М <sub>2</sub>	20,5	39,7	0,2	0,8	—	32,7	—
М <sub>1</sub>	11,7	43,7	1,2	34,1	1,2	7,9	0,2
<i>Шоптыкульская свита</i>							
I—III	13,1	59,0	4,1	16,8	3,9	2,9	0,2
II—III	6,1	45,2	9,1	32,7	3,3	2,9	0,4
III—III	8,3	50,4	9,9	23,1	3,0	3,4	1,1
<i>Сарыкульская свита</i>							
С <sub>18</sub>	—	100	—	—	—	—	—
С <sub>17</sub>	—	20,6	—	79,4	—	—	—
С <sub>16</sub>	55,0	—	—	45,0	—	—	—
С <sub>15</sub>	—	34,0	26,6	24,5	13,6	1,3	—
С <sub>14</sub>	—	—	—	100	—	—	—
С <sub>13</sub>	21,7	15,2	30,5	32,6	—	—	—
С <sub>12</sub>	20,6	7,2	18,6	53,6	—	—	—
С <sub>11</sub>	—	—	45,8	54,2	—	—	—
С <sub>10</sub>	42,4	33,9	—	15,2	8,5	—	—
С <sub>9</sub>	27,6	17,3	45,1	—	—	—	—
С <sub>8</sub>	7,5	50,9	18,3	12,8	10,5	—	—
С <sub>7</sub>	—	50,0	—	47,7	—	8,3	—
С <sub>6</sub>	5,9	55,5	32,9	—	2,8	2,9	—
С <sub>5</sub>	2,8	55,4	26,4	—	—	15,4	—
С <sub>4</sub>	2,9	68,6	17,3	—	11,0	—	—
С <sub>3</sub>	—	79,4	—	—	18,9	1,7	—
С <sub>2</sub>	—	84,4	—	—	15,6	—	—
С <sub>1</sub>	47,3	31,9	—	—	—	—	20,8
С <sub>0</sub>	4,5	52,2	0,6	8,5	26,4	7,2	—

накопления осадков создавало неглубокое озеро, береговая линия которого постоянно перемещалась. Разрастание площади субаэральной дельты и выдвигание ее переднего края при ускоренном накоплении на дне озера песчано-глинистых осадков способствовали обмелению обширных пространств прибрежной зоны мелководного озера и появлению топяного болота.

Угольные пласты верхнесарыкульской подсвиты отличаются переменным строением и небольшой мощностью. Им свойственны явления расщепления, а также слияния отдельных пачек угля с образованием монолитного пласта мощностью до 4 м. В табл. 5 приведены усредненные данные соотношения в пластах петрографических типов углей гелитолитов, фюзенолитов и липидолитов. Три пласта угля (С<sub>1</sub>—С<sub>3</sub>) сложены в основном гелитолитами, включающими прослой липидолитов, содержание которых не превышает 20% угольной массы. В вышележащих угольных пластах (С<sub>4</sub>—С<sub>10</sub>) сохраняется преобладание гелитолитов, но среди них появляются прослой и пачки фюзенолитов, составляющие в отдельных пластах до 41,7% угольной массы. В сложении других пластов подсвиты (С<sub>11</sub>—С<sub>17</sub>) на первое место выступают фюзенолиты, которые переслаиваются с гелитолитами. Отмеченные различия петрографического состава углей отражают происходившие во времени изменения

условий накопления и биохимического преобразования торфяников в топяных болотах. При накоплении торфяников, послуживших исходным материалом для образования угольных пластов  $c_1—c_3$ , уровень воды в топяных болотах чаще поддерживался высоким, хотя в них обводненность и спокойное состояние среды временами нарушались. Последующие периоды заболачивания озерного водоема характеризуются неустойчивой обстановкой торфонакопления, когда обильные увлажнения топяных болот сменялись понижениями водной поверхности.

Микроскопические исследования пород показали, что терригенный материал песчаников и алевролитов сарыкульской свиты не обнаруживает признаков сортировки по гранулометрическому составу. Эти наблюдения согласуются с результатами спектральных анализов пород. Как видно из табл. 6, распределение элементов-примесей в породах этой свиты пестрое, что указывает на перенос реками подавляющего количества микроэлементов во взвесах, связанных с обломками пород и минералов. Вероятно, концентрация микроэлементов в водной среде озера с течением времени возрастала, что устанавливается по увеличению их содержания в угольных пластах вверх по стратиграфическому разрезу свиты (рис. 5).

Озерный водоем в период накопления осадков верхнесарыкульской подсвиты достиг максимальных размеров. На площади Майкюбенского бассейна глубина озера не могла быть значительной, поскольку она определяется суммарной мощностью слоев пород между угольными пластами, не превышающей 30 м. Известно, что физико-химическая обстановка водной среды озера фиксируется в осадках количеством органического углерода и возникновением минеральных новообразований. Однако чаще они отражают геохимическую обстановку не столько придонной части бассейна, сколько иловой среды, где совершаются при диagenезе разнообразные химические и микробиологические процессы, подробно рассмотренные Н. М. Страховым (1953, 1960). Возникающие при этом минералы, как известно, выделяются в группу аутигенных.

Органические остатки в породах сарыкульской свиты преимущественно растительного происхождения. В аргиллитах и алевролитах озерной фации растительный детрит размещается среди минеральной массы более или менее равномерно. Песчаники фации русла меньше обогащены растительным детритом, который обычно приурочен к плоскостям наслонения, где обнаруживаются также крупные обломки обуглившейся древесины. Различная насыщенность органическим материалом пород фации русла, озера и зарастающего водоема подтверждается данными химических анализов на определение органического углерода (табл. 7). Его минимальные содержания как в ащикольской, так и в сарыкульской свитах приходятся на породы фации русла (0,31—0,54%). При расчете средних значений выявляется прямая зависимость в породах количества органического углерода от фациальной их принадлежности. Поэтому в ряду песчаники (фация русла) — песчаники, алевролиты, аргиллиты (фация озера) — аргиллиты (зарастающий водоем) последовательно увеличивается содержание органического углерода от 0,31 до 12,88%. Это распределение является показателем размера озерного водоема, периодической заболачиваемости его прибрежной зоны и созидательной деятельности рек.

Надежным показателем окислительно-восстановительной обстановки среды осадка при диagenезе принято считать аутигенно-минералогические формы железа. Окислительная и восстановительная обстановка среды осадка, как известно, определяется по соотношению в породе закисной и окисной форм железа, а также минералогическими формами

Таблица 6

Средние содержания элементов-примесей в породах шоптыкульской, сарыкульской и ащикольской свит Майкюбенского бассейна  
и в породах палеозоя, выступающих на прилегающих к нему территориях, г/т

	Свита	Фация	Порода	Ga	Pb	Mo	Zr	S	Ti	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ba		
Рэт — юра	Шопты-кульская	Зарастающий водоем Озеро Русло	Алевролиты	10	Сл.	—	30	Сл.	3000	50	50	Сл.	20	20	—	30		
			Алевролиты	15	50	—	30	Сл.	5000	250	250	30	75	40	55	115		
			Песчаники	15	100	—	22	3	3000	102	130	28	52	40	100	175		
			Песчаники	10	Сл.	—	30	Сл.	3000	100	200	30	20	20	100	50		
	Сары-кульская	Зарастающий водоем Озеро Русло	Алевролиты	15	50	—	40	5	4000	60	250	40	85	75	100	200		
			Песчаники	10	Сл.	—	30	Сл.	4000	100	300	30	50	30	Сл.	50		
			Аргиллиты	10	100	—	30	Сл.	3000	70	50	30	20	30	10	200		
			Алевролиты	11	45	—	36	15	3700	66	70	26	26	26	70	107		
		Русло	Песчаники	10	67	Сл.	30	—	3000	77	123	30	40	23	100	73		
			Песчаники	12	90	2	38	1	3000	98	165	30	33	25	100	280		
			Ащиколь-ская	Озеро Русло	Алевролиты	10	100	—	30	55	2500	100	100	30	25	40	50	50
					Песчаники	10	25	2	30	Сл.	2000	108	180	35	40	30	50	72
Палеозой	Кайдаульская (девон), жарсорская (ордовик)		Альбитофиры	20	10	Сл.	20	—	1600	20	10	1	10	30	3	900		
			Порфириды	10	50	*	15	—	1900	80	240	30	60	70	10	200		
			Кремнистые алевролиты	10	10	—	10	—	1000	30	30	—	10	40	—	2000		
			Трахиитовые порфириды	10	30	—	10	Сл.	1100	20	20	10	5	30	20	250		
	Торткудукская (верхний кембрий — нижний ордовик)		Миндалекаменные порфиры	50	50	—	50	—	2000	500	—	Сл.	50	50	—	—		
			Порфириды	10	30	Сл.	4	Сл.	2000	60	130	10	20	80	30	400		
			Туфы порфири-тов	10	80	8	—	*	1200	80	20	10	2	90	350	30		
			Раннекаледонские и верхнепалеозойские интрузии		Граниты	50	10	4	Сл.	1	100	10	—	—	10	—	—	Сл.
	Граносиениты	17			20	—	10	—	900	44	—	1	Сл.	140	—	140		
	Сиениты	17			30	—	20	—	900	30	—	—	—	70	17	210		
	Сиенит-порфи-ры	10			20	Сл.	5	—	1100	60	60	Сл.	1	70	—	500		
	Гранодиориты	50			10	—	—	—	120	110	30	—	30	—	—	Сл.		
Диориты	15	10			—	25	—	1500	210	80	10	20	280	80	110			
Диоритовые порфириды	16	30			10	5	—	1100	80	70	Сл.	5	60	—	800			

подвижного закисного железа. В породах ащикольской и сарыкульской свит соотношение закисной и окисной форм реакционноспособного железа не остается постоянным. На востоке и западе бассейна в породах, представляющих различные фации, преобладает закисное железо (1,62—4,79%). Для центральной части бассейна характерно высокое

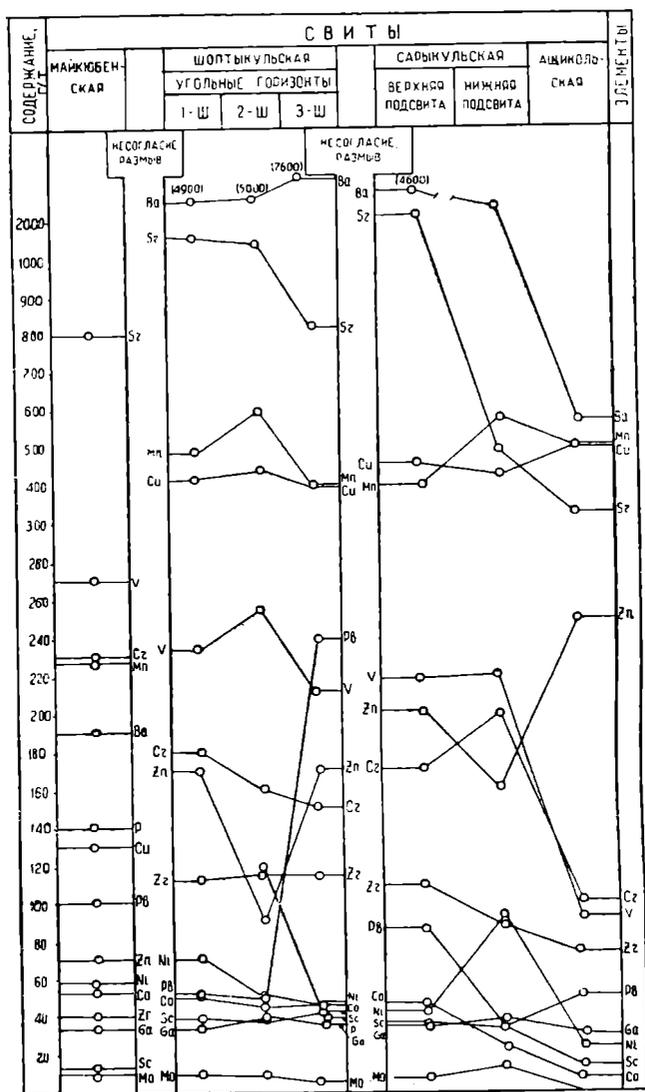


Рис. 5. Средние содержания элементов-примесей в углях рэт-юрских отложений Майкубенского бассейна

содержание в породах окисного железа. Важно подчеркнуть, что количество реакционноспособного железа в породах сарыкульской свиты возрастает, при этом основную массу его составляет окисное. Постоянного увеличения количества реакционноспособного железа в ряду песчаник (фация русла) — песчаники, алевролиты, аргиллиты (фация озера) — аргиллиты (фация зарастающего водоема) не наблюдается. Привлекает внимание наличие в аргиллитах и алевролитах фации зарастающего водоема более 40% реакционноспособного железа окисной формы. Насы

Таблица 7

Реакционноспособное железо и органический углерод в породах ащикольской, сарыкульской и шоптыкульской свит Майкюбенского бассейна, %

Свита	Район бассейна	Фация	Порода	Железо				$\Sigma Fe_{нс1}$	$\frac{Fe^{2+}}{Fe_{нс1}}$	Органический углерод	
				окисное	карбонатное	сульфидное	закисное			остаточный в породе	первичный в осадке
Ащикольская	Западный	Русло Озеро	Песчаники	2,38	2,08	0,009	2,10	4,48	47	0,51	0,62
			Песчаники	3,04	2,55	0,061	2,61	5,65	46	1,34	1,52
		Зарастающий водоем	Алевролиты	1,66	1,94	—	1,94	3,60	53	0,91	1,00
			Аргиллиты	2,45	He	опр.	2,46	4,91	50	2,09	2,22
Сарыкульская	Западный	Русло Озеро	Песчаники	0,98	0,707	0,033	0,74	1,72	43	0,31	0,37
			Песчаники	2,02	2,98	0,04	3,02	5,04	60	0,83	1,01
		Зарастающий водоем	Алевролиты	1,43	2,436	0,024	2,46	3,87	63	0,86	1,00
			Аргиллиты	1,34	4,378	0,052	4,79	6,13	78	4,53	4,81
Сарыкульская	Центральный	Русло Озеро	Песчаники	2,53	2,199	0,031	2,23	4,76	46	0,35	0,41
			Песчаники	3,41	3,217	0,043	3,26	6,67	48	0,96	1,15
		Зарастающий водоем	Алевролиты	3,28	3,036	0,044	3,08	6,36	48	0,84	1,04
			Аргиллиты	2,28	2,72	—	3,42	5,70	60	6,28	6,48
Сарыкульская	Восточный	Русло Озеро	Песчаники	0,93	0,317	0,003	0,32	1,25	25	0,54	0,56
			Песчаники	0,815	1,64	0,006	1,07	1,88	56	0,88	0,97
		Зарастающий водоем	Алевролиты	0,64	1,556	0,004	1,56	2,16	72	1,12	1,20
			Алевролиты	0,64	1,608	0,012	1,62	2,26	71	4,32	4,31
Шоптыкульская	Западный	Русло Озеро	Песчаники	2,26	1,089	0,041	2,13	4,39	48	0,68	0,69
			Песчаники	3,29	2,986	0,064	3,05	6,34	48	1,36	1,56
		Зарастающий водоем	Алевролиты	2,96	2,746	0,067	2,81	5,77	48	2,27	2,45
			Аргиллиты	6,86	6,993	0,057	6,95	13,84	50	3,54	3,94
		Зарастающий водоем	Алевролиты	2,89	2,793	0,067	2,86	5,75	49	6,72	6,91
			Аргиллиты	4,308	4,496	0,054	4,54	8,85	51	10,12	10,39

щенность осадков органическим материалом должна была содействовать возникновению и сохранению в среде осадков прибрежной зоны озера восстановительной геохимической обстановки. Причину несоответствия между высоким содержанием в породах фации зарастающего водоема органического углерода и реакционноспособного железа окисной формы, вероятно, следует объяснить существованием в озере слабых движений водной среды, которые обогащали кислородом придонные слои и осадки.

Выразителем степени засоленности вод бассейнов седиментации является содержание в породах хлора и серы. Соли сульфатов и хлоридов Н. М. Страхов (1960) относит к группе реликтовых, поскольку они в морях и озерах не осаждаются химическим путем и не извлекаются биологически. Согласно данным Л. А. Гуляевой (1951), породы, образовавшиеся из осадков морей с нормальной соленостью, содержат хлора 0,2—0,3%. Если хлора в породах меньше 0,05%, то их следует рассматривать как образования пресноводного водоема. Это касается аргиллитов и алевролитов, которые, будучи водонепроницаемыми, сохраняют в поровых пространствах иловые воды и растворенные в них соли хлоридов. Заметим, что Н. М. Страхов (1957) критически подошел к предложенным методам определения солености вод древних бассейнов по геохимическим особенностям пород и обратил внимание на неизбежное изменение минерализации поровых вод в глинах при диагенезе и эпигенезе. Концентрацию хлора в аргиллитах и алевролитах можно использовать как показатель солености вод озера рэт-нижнеюрского времени, поскольку породы ащикольской и сарыкульской свит не затронуты эпигенетическими изменениями. Верхнее их значение в аргиллитах и алевролитах не превышает их значений для пород, образовавшихся из осадков пресноводных водоемов.

Для определения местоположения области сноса, поставившей продукты выветривания горных пород в район Майкюбенского бассейна, воспользуемся отмеченными закономерностями пространственного размещения в сарыкульской свите горизонтов с преобладанием пород фации русла. Эти горизонты прослеживаются широкой полосой с юго-запада в центральную часть бассейна, где многие пачки косослоистых песчаников и конгломератов расщепляются и выклиниваются, что соответствует основному направлению транспортировки реками обломочного материала. Следовательно, обломочный материал поступал в озерный водоем с юга. Этому заключению не противоречат данные микроскопического изучения песчаников, алевролитов и галек конгломератов сарыкульской свиты. В песчаниках нижнесарыкульской подсвиты обломочный материал составляют порфириды, кислые эффузивы, кварц, плагиоклазы и граниты. На западе бассейна в них отмечаются также кремнистые и глинисто-кремнистые породы, гранит-порфиры. Подавляющее большинство обломков песчаников и алевролитов верхнесарыкульской подсвиты составляют кварц, плагиоклазы, калишпат и кремнистые породы. В отдельных слоях песчаников их дополняют порфириды, альбитофиры, железисто-кремнистые породы и граниты. Состав обломочного материала песчаников и алевролитов по разрезу сарыкульской свиты существенным образом не меняется, поэтому главной областью сноса времени накопления осадков сарыкульской свиты оставался горный массив, поднявшийся в рэтское время на месте современных Баянаульских гор и прилегавшей к ним территории.

Н. М. Страхов (1959, 1960) на многих примерах показал, что распределение микроэлементов в осадочных породах гумидных областей зависит от форм миграции элементов-примесей, определяемых их хими-

ческими свойствами и физико-географическими условиями времени формирования осадков, а также составом пород, подвергавшихся разрушению на водосборных площадях. Горным породам, обнажившимся на поверхности главной области сноса, принадлежала далеко не последняя роль в накоплении элементов-примесей как в углях, так и во вмещающих их породах ащикольской и сарыкульской свит. Состав и концентрация элементов-примесей в углях и породах — это такой показатель, который в сочетании с результатами минералого-петрографических исследований пород этих свит можно использовать для выяснения местоположения главной области сноса. Судя по составу галек конгломератов и обломочного материала песчаников, на поверхности главной области сноса рэт-раннеюрского времени разрушались граниты, кварцевые порфиры, альбитофиры, порфириты и их туфы, кремнистые и железисто-кремнистые сланцы. Вокруг Майкюбенского бассейна выступают различные по составу и возрасту палеозойские породы. Широко распространены порфириты и их туфы силура и кислые эффузивы нижнего — среднего девона, прорванные интрузиями гранитов, гранодиоритов и диоритов.

Опубликованный в литературе экспериментальный материал показывает существенные различия состава и концентрации элементов-примесей основных, кислых и щелочных магматических пород. Как видно на рис. 5, в углях ащикольской свиты содержание ванадия, хрома, кобальта и никеля в несколько раз меньше, чем в основных породах. Отмечается значительное увеличение этих элементов в углях нижнесарыкульской подсвиты, хотя количество ванадия и цинка соответствует средним содержаниям элементов в основных интрузивных породах. В углях верхнесарыкульской подсвиты концентрация этих элементов не изменяется, за исключением ванадия, концентрация которого пезначительно увеличивается вверх по стратиграфическому разрезу свиты. В породах ащикольской и сарыкульской свит концентрация ванадия, хрома, кобальта, никеля, меди и цинка много ниже, чем в основных магматических породах. Обычно содержания этих элементов больше их средних значений в кислых и средних магматических породах. Спектральные анализы пород ащикольской и сарыкульской свит подтверждают предположение о том, что главная область сноса, поставлявшая обломочный материал в район Майкюбенского бассейна, располагалась на юге, в пределах Баянаульских гор.

Источником накопления элементов-примесей, характерных для основных пород, могли служить порфириты силура, широко распространенные южнее Майкюбенского бассейна. Большую часть площади главной области сноса, как и предполагалось по данным минералого-петрографического изучения пород ащикольской и сарыкульской свит, составляли гранитные интрузии. Характерные для них элементы-примеси содержатся в большом количестве в углях и породах, причем в углях их концентрация в десять раз больше средних содержаний в кислых интрузивных породах.

Для времени накопления осадков верхнесарыкульской подсвиты величина превышения горного массива над поверхностью седиментационного бассейна значительно сократилась. Общее снижение горного массива существенным образом не отразилось на эрозионной деятельности рек, которые продолжали переносить большое количество обломочного материала. Основную массу его составляли продукты физического выветривания горных пород. Обломки пород и минералов, как свидетельствуют результаты микроскопического изучения, сохраняли при захоронении в осадках свежий облик и угловатые очертания. Хими-

ческое выветривание горных пород в границах главной области сноса совершалось довольно энергично, но подавлялось физическим разрушением, которое определило полимиктовый состав пород сарыкульской свиты и пестрое распределение в них элементов-примесей. Ведущая роль физического выветривания в разрушении горных пород очевидна также из соотношения высших средних содержаний элементов-примесей в аргиллитах и алевролитах относительно кларка. Из приведенных в табл. 6 элементов-примесей высокими коэффициентами концентрации выделяются свинец и скандий (6,2 и 2,5), тогда как содержание остальных не достигает кларкового уровня.

Второй этап развития седиментационного бассейна на площади Майкюбенского бассейна наступил после кратковременного перерыва осадконакопления, происходившего, вероятно, в конце среднего или начале позднего лейаса. При поднятии земной коры породы ащикольской и сарыкульской свит оказались размывтыми на большой площади. В позднем лейасе территория бассейна была вновь вовлечена в региональное опускание, которое продолжалось в первой половине средней юры. Здесь оформилась обширная депрессия, где накапливались угленосные осадки шоптыкульской свиты. Как показывает литофациальный состав базальных горизонтов шоптыкульской свиты, первое время на площади бассейна создавалась аккумулятивная равнина. Горные реки, меняя положение русел, отлагали на обширном пространстве галечники и пески. Воды собирались в понижении рельефа, занятом озером. Иногда оно распространялось на поверхность аккумулятивной равнины, на что указывает присутствие алевролитов и мелкозернистых песчаников с горизонтальной слоистостью среди грубообломочных пород базального горизонта свиты.

При описании шоптыкульской свиты подчеркивалась изменчивость литологического состава, которая выражается в пространственном замещении различных петрографических типов пород и сложном их чередовании в разрезе, в наличии мощных пачек конгломератов между угольными горизонтами, что придает наслоению пород свиты циклическое строение в присутствии угольных горизонтов (табл. 8). После детального изучения литофациального состава шоптыкульской свиты и сопоставления колонок скважин на разведочных профилях выяснились многие детали последовательного накопления речных, озерных и болотных осадков.

Типичный литофациальный профиль для нижней части разреза шоптыкульской свиты, ограниченной кровлями первого и второго угольных горизонтов, показан на рис. 6. Северную часть профиля составляют породы фаций озера, зарастающего водоема и болот, которые образуют в генетическом отношении единый комплекс. При сопоставлении остальных литофациальных колонок скважин этого профиля выясняется, что средняя часть комплекса южнее замещается конгломератами и песчаниками фации русла. В связи с этим появились трудности параллелизации литофациальных колонок, поскольку гидродинамические условия накопления осадков в руслах горных рек исключают возможность существования на близком расстоянии зарастающего водоема и болота. Очевидно, накопление песчаников и галечников русловой фации и алевролитов, аргиллитов и углей озерно-болотных фаций происходило одновременно. После отложения торфяников второго угольного горизонта в пределах северного карьерного участка установился озерный режим осадконакопления. На дне озера оседал песчано-глинистый материал, однако вскоре в прибрежную зону стали поступать в большом количестве песчано-галечниковые осадки, доставлявшиеся с юго-востока горными

Фациальный состав шоптыкульской и майкюбенской свит Майкюбенского бассейна

Скважина	Аллювиальные фации				Фации					
	Конусы выноса и русла горных рек		Пойма		Озеро		Растающий водоем		Болото	
	м	%	м	%	м	%	м	%	м	%
<i>Шоптыкульская свита</i>										
1253	31	37,0	1	1,1	48	57,1	2	2,4	2	2,4
1252	91	56,6	5	3,1	59	36,7	3	1,8	3	1,8
204	39	21,9	1	0,6	128	71,9	6	3,3	4	2,3
450	63	21,6	5	1,7	192	65,7	11	3,7	21	7,3
317	84	22,8	1	0,4	243	66,2	13	3,5	26	7,1
477	72	28,0	1	0,4	134	52,1	14	5,4	36	14,0
300	115	36,6	2	0,7	97	30,9	16	5,1	84	26,7
429	60	27,5	—	—	90	41,3	5	2,3	68	28,9
422	80	37,0	1	0,5	75	34,7	5	2,3	55	25,5
419	60	26,8	—	—	112	52,7	2	0,9	44	19,6
451	158	54,6	3	1,0	89	30,4	—	—	39	13,5
80	106	63,4	2	1,2	16	9,5	7	4,2	36	21,5
423	64	47,0	1	0,7	33	24,3	5	3,7	33	24,3
568	191	86,8	1	0,5	22	10,0	—	—	6	2,7
192	97	78,8	—	—	19	15,4	1	1,0	6	4,8
374	178	66,4	1	0,1	52	20,0	9	3,4	21	8,1
199	115	48,9	—	—	80	34,0	8	3,4	32	13,0
216	2	17,0	2	1,1	123	65,3	13	6,9	18	9,5
213	4	2,8	1	0,7	82	80,0	5	4,8	11	10,7
1265	9	7,5	—	—	101	84,1	3	2,6	7	5,8
1266	23	11,5	1	0,5	171	85,5	2	1,0	3	1,5
1267	9	5,8	—	—	140	90,3	2	1,3	4	2,6
<i>Майкюбенская свита</i>										
337	38	35,8	3	2,8	59	56,7	2	1,9	4	3,8
338	23	35,9	—	—	23	51,5	—	—	8	12,5
439	41	29,2	6	4,3	85	60,7	2	1,5	6	4,3
435	88	44,9	8	4,1	94	47,9	4	2,1	2	1,0
321	90	48,8	5	2,8	78	42,5	3	1,6	8	4,3
181	94	69,6	3	2,4	33	24,3	3	2,4	5	3,7
180	25	28,1	2	2,2	55	61,9	1	1,1	6	6,7
1150	70	71,5	10	10,6	14	14,9	—	—	—	—

реками. Накопление этих осадков привело к возникновению надводной дельты, поверхность которой, как показывают литофациальные профили, меняла угол уклона к периферии от 1 до 5°. В краевой части надводной дельты, где песчано-галечниковые отложения уходили под уровень озера, угол наклона ее поверхности увеличивался до 16°. В средней части дельты, доступной измерению на площади бассейна, мощность песчано-галечниковых отложений достигала 80 м. Нижняя поверхность этих отложений относительно кровли второго угольного горизонта сохраняет более или менее параллельное положение. После прекращения поступления грубых песков и галечников условия накопления осадков в озере изменились. В береговой зоне появились болота, внешний край которых при медленном поднятии уровня воды перемещался к средней части субэаральной дельты, в результате она постепенно была погребена под озерно-болотными осадками.

Верхнюю часть стратиграфического разреза шоптыкульской свиты между кровлями первого и второго угольных горизонтов можно разде-

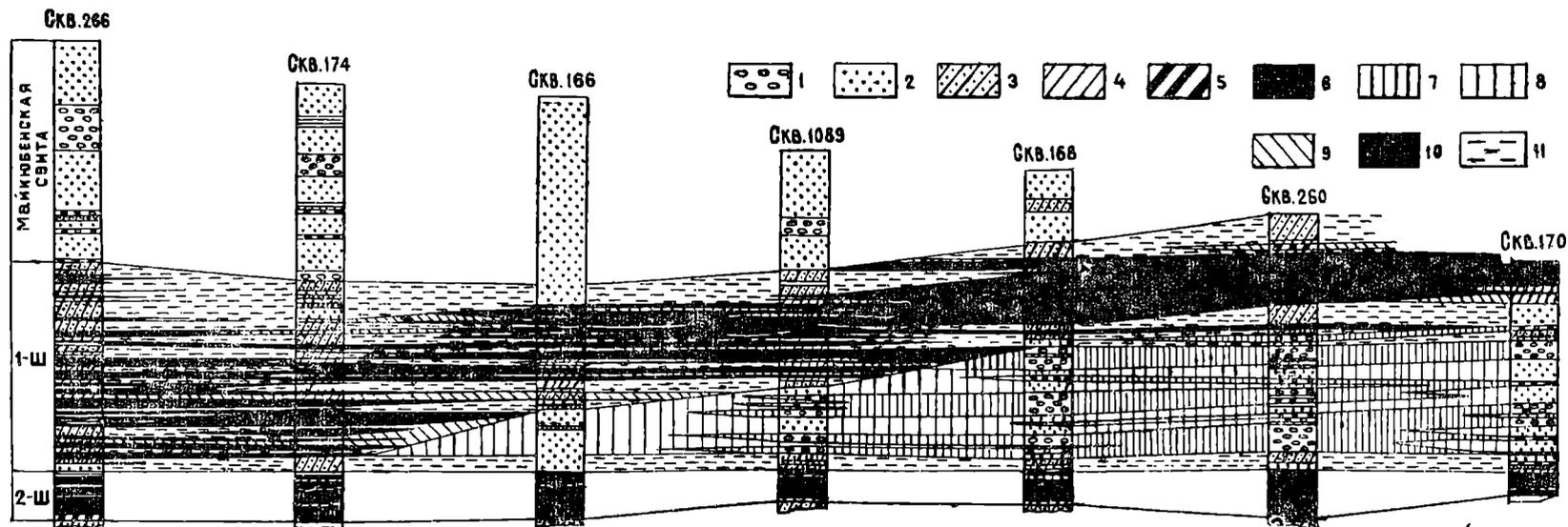


Рис. 6. Литофациальный профиль части разреза шоптыкульской свиты, ограниченного кровлями первого и второго угольных горизонтов.  
 Породы: 1 — конгломераты, 2 — песчаники, 3 — алевролиты, 4 — аргиллиты, 5 — углистые аргиллиты, 6 — угли, 7 — русла горных рек, 8 — русла рек замедленного течения, 9 — зарастающего водоема, 10 — болот, 11 — озера

лить на три пачки, состоящие из одного или нескольких слоев пород различной фациальной принадлежности. В них определились по признаку преобладания суммарной мощности слоев различных петрографических типов пород следующие шесть фациальных комплексов: русла, русла с появлением фации озера, озера с появлением фации русла, озера с появлением фации болот и болот. Пространственное размещение фациальных комплексов на площади развития трех пачек пород шоптыкульской свиты показано на фациальных схемах.

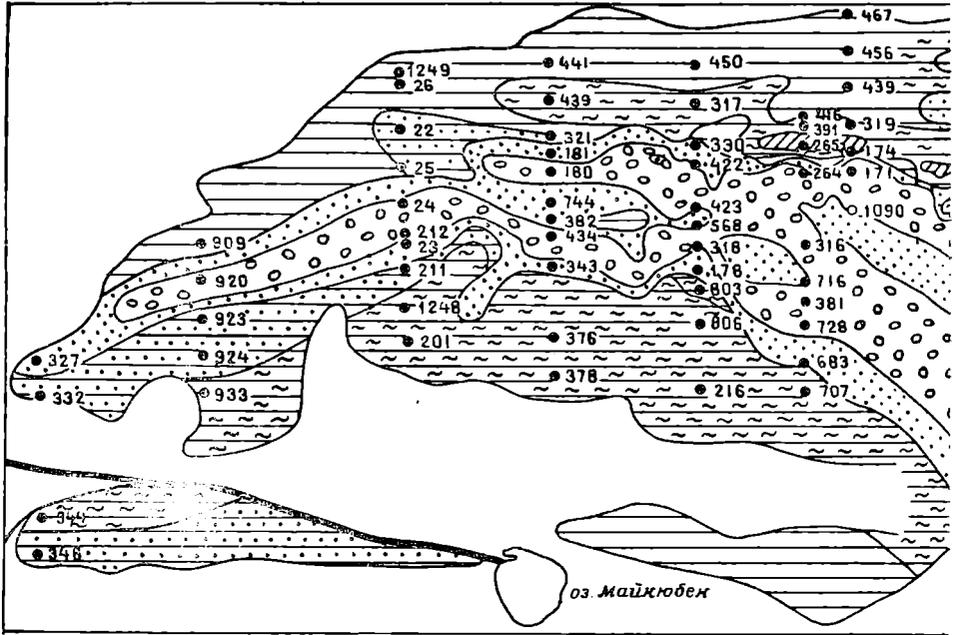
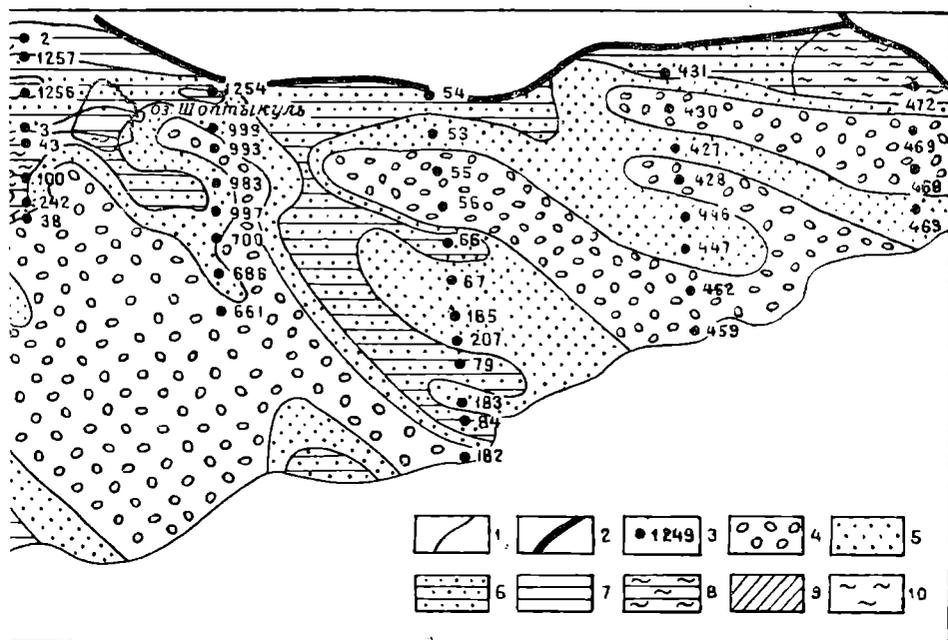


Рис. 7. Фациальная схема первой пачки пород, пролегающей между кровлями первого 1 — современная граница распространения шоптыкульской свиты, 2 — тектонический русловый, 5 — русловый с включением фации озера, 6 — озерный с включением фации озера, ем фации озера,

Первая пачка пород, как видно на фациальной схеме (рис. 7), характеризует обстановку накопления осадков переднего края субаэральной дельты. Это выражено в сочетании в пространстве комплексов фации русла, озера и болота. Комплексы фации русла прослеживаются тремя разобобщенными площадями, из них западная имеет ширину более 8 км. В северо-западном направлении она распадается на три полосы сложных очертаний, которые, отклоняясь на запад, теряются на территории развития комплексов фации русла с появлением фации озера. На востоке бассейна вырисовываются две площадки комплекса фации русла значительной ширины, сохраняющие северо-западное простирание. Конфигурация этих площадей воспроизводит отдельные лопасти субаэральной дельты, которые отчетливо выделяются на фоне комплексов фации озера и озера с появлением фации русла. Западная площадь комплекса фации русла окаймлена вплотную примыкающими комплексами фации озера с периодическим появлением болот.

Фациальная схема второй пачки показывает происходившие изменения в распределении площадей различных комплексов фаций. Наиболее существенным из них является отступление на юго-восток площадей

комплексов фации русла. Западная площадь сохранила расчлененность на две полосы, которые теряются в границах комплекса фации русла с появлением фации озера. Эта площадь сместилась также на юг, в пределы бывшего распространения комплекса фации озера с периодическим появлением фации болот. Северная полоса комплекса фаций русла очерчивает передний край субаэральной дельты, поверхность которой, как видно на приведенном фациальном профиле, уходила под уровень поверхности озера под углом 10—15°. К северной полосе комплекса фации



и второго угольных горизонтов шоптыкульской свиты.

разрыв, 3 — скважина, ее порядковый номер; фациальные комплексы: 4 — русла, 7 — озерный, 8 — озерный с включением фации болота, 9 — болотный с включением фации русла, 10 — болотный

русла вплотную примыкают площади комплексов фаций болот. Среди них намечаются контуры трех зон: комплексов фации болот, болот с периодическим появлением фации озера и озера с периодическим появлением фации болот. При анализе рассмотренных причин расщепления мощных угольных горизонтов отмечалось, что смыкание площадей комплексов фации русла и болот обусловлено одновременным накоплением грубообломочных осадков в руслах рек, намывавших передний край субаэральной дельты, и торфяников в топяных болотах.

Фациальная схема третьей пачки позволяет фиксировать размещение площадей комплексов фаций на северном карьерном участке (рис. 8). В районе оз. Шоптыкуль получает развитие комплекс фации русла благодаря далекому выдвигению восточных площадей, оконтуренных на фациальной схеме второй пачки скважинами Первого и Второго восточных профилей. Дальше на юг отступила западная площадь комплекса фации русла, вслед за ней произошло перемещение зон комплексов фации болот, которые, как и на фациальной схеме второй пачки, обрамлены площадью комплекса фации озера.

Фациальные схемы первой, второй и третьей пачек пород воспроиз-

водят динамику процесса накопления осадков шоптыкульской свиты в береговой зоне крупного озерного водоема, которая определялась миграцией русел горных рек и количеством отлагавшегося в них грубообломочного материала. На поверхности субаэральной дельты накопление грубообломочного материала происходило неравномерно. Массовый вынос его чередовался с периодами, когда аккумулятивная деятельность рек была минимальной, что создавало условия для появления в береговой зоне озера топяных болот. Вначале заболоченные пространства следовали вдоль отдельных лопастей субаэральной дельты и имели ширину 1,5—3,5 км, но позднее при накоплении осадков третьей пачки они захватили полосу прибрежной зоны до 6 км.

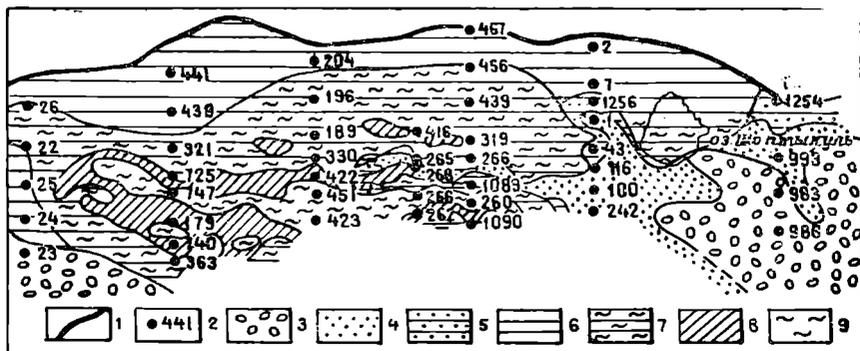


Рис. 8. Фациальная схема третьей пачки пород, пролегающей между кровлями первого и второго угольных горизонтов шоптыкульской свиты.

Условные обозначения те же, что и на рис. 7

Первый и второй угольные горизонты трудно отделимы на карьерном участке севернее места выклинивания пачки грубообломочных пород. Е. И. Мураховская (1957) установила, что в сложении первого горизонта участвуют до 47 угольных пластов в чередовании с аргиллитами, алевролитами, песчаниками и углистыми аргиллитами. Все угольные пласты имеют сложный и изменчивый петрографический состав, выраженный в сочетании различных петрографических типов углей классов гумолитов (72,1%), фюзенолитов (20,9%) и липоидолитов (6,9%). Среди гумолитов чаще отмечается присутствие телогелитов, представленных в основном двумя петрографическими типами — дюрено-клареновым полосчатым с фюзенолитами и дюрено-кларковым однородным. Гомогелиты играют второстепенную роль в сложении угольных пластов. Для фюзенолитов характерно разнообразие петрографических типов фюзенитов и микстофюзенитов. Липоидолиты обнаруживаются в маломощных пачках и прослоях, где выделяются их разновидности — спорониты, кунтиниты и резиниты.

Фациальная принадлежность углей, как показали исследования Е. И. Мураховской, устанавливается по признакам, характеризующим петрографические типы углей. Подавляющее большинство угольных кластов первого и второго горизонтов сложено несколькими петрографическими типами, совокупность которых отражает менявшиеся условия торфонакопления. Все угольные горизонты в генетическом отношении представляют собой фациальные комплексы, отвечающие по количественному преобладанию определенных петрографических типов углей следующим пяти обстановкам торфонакопления: обильно обводненные периодически проточные болота, застойно-увлажненные топяные болота

с периодической слабой проточностью, застойно-увлажненные периодически осушаемые болота, слабо увлажненные топяные болота с периодической обводненностью и пойменные проточные болота. Эти обстановки торфонакопления отражены на фациальных схемах первого, второго и третьего угольных горизонтов (рис. 9).

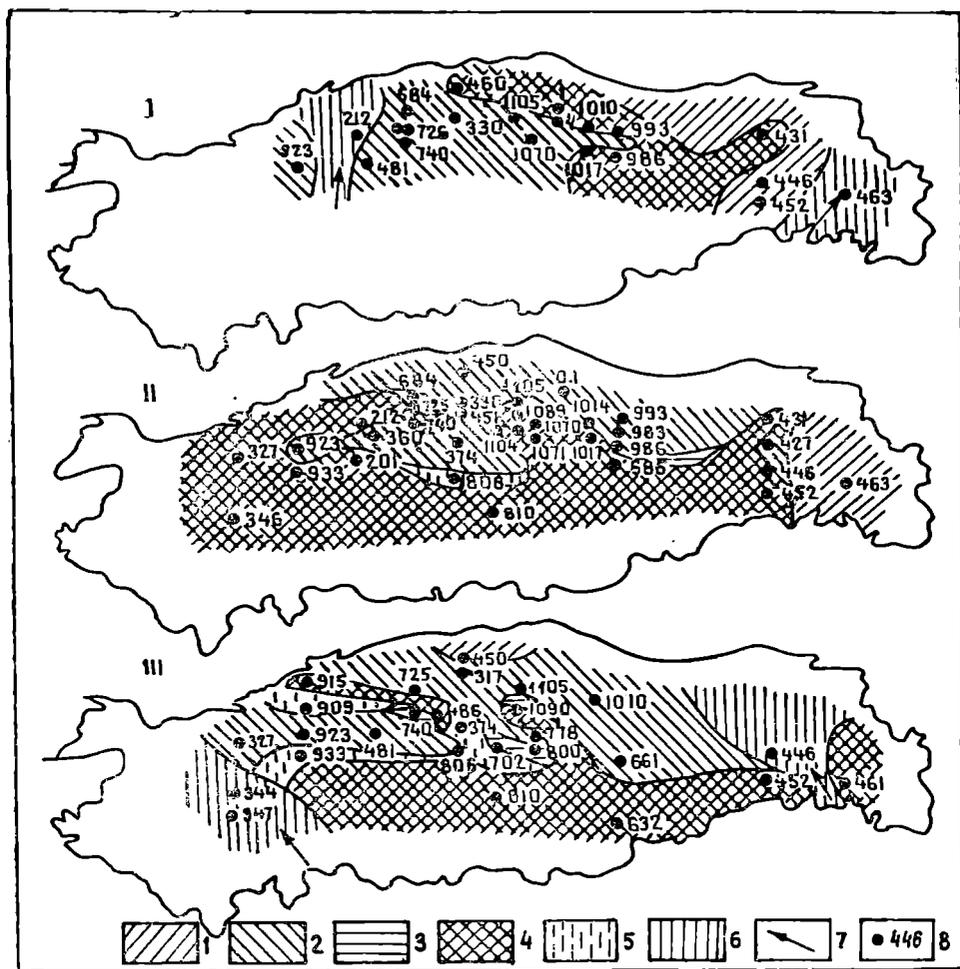


Рис. 9. Фациальная схема торфонакопления в болотах времени формирования первого (I), второго (II) и третьего (III) угольных горизонтов шоптыкульской свиты Майкюбенского бассейна (составила Е. И. Мураховская, 1967 г.).

Фациальные обстановки: 1 — постоянно обводненные периодически проточные болота, 2 — застойноувлажненные периодически слабо проточные топяные болота, 3 — застойноувлажненные периодически осушаемые болота, 4 — слабо увлажненные топяные болота, 5 — слабоувлажненные топяные болота с периодическим обводнением, 6 — проточные болота, 7 — предполагаемое направление течения рек в болоте; 8 — скважина, ее порядковый номер

Для рассматриваемого отрезка стратиграфического разреза шоптыкульской свиты обстановку торфонакопления в болоте поясняет фациальная схема первого угольного горизонта. Топяное болото, существ-

вовавшее на северной половине площади Майкюбенского бассейна, разделялось на несколько участков устойчивого торфонакопления. На западе располагалось застойно-увлажненное периодически слабо проточное топяное болото, которое на севере и востоке ограничивалось участком слабо увлажненного топяного болота. Северную периферию заболоченного пространства занимало обильно увлажненное периодически проточное болото, вероятно, обращенное в сторону открытого озера.

Зональное размещение обстановок торфонакопления в болоте протупает также на фациальных схемах второго и третьего угольных горизонтов. Слабо увлажненное болото выявляется в этих горизонтах по наличию пластов углей, сложенных фюзеновым, фюзено-ксиленовым, дюреновым и кларено-дюреновым с фюзеном петрографическими типами углей. Вероятно, слабо увлажненный участок приходится на краевую зону топяного болота, в пределах которой поверхность торфяника занимала более высокое гипсометрическое положение. Небольшое понижение уровня водной поверхности озера приводило в этой зоне к осушению торфяников, подвергавшихся разложению и изменению в аэробных условиях. Поэтому представляется закономерным чередование на фациальной схеме третьего угольного горизонта с юга на север участков топяного болота слабо увлажненного, застойно-увлажненного, периодически проточного и обильно обводненного, граничащего далее на севере с водной средой озера.

Фациальные схемы первой, второй и третьей пачек пород воспроизводят небольшой протяженности участок прибрежной зоны озера, где накопление песчано-глинистых осадков не сопровождалось постоянным их взмучиванием. Под микроскопом видно, что обломочный материал песчаников и алевролитов не отсортирован. В этих породах нередко можно наблюдать кучное распределение зерен различного гранулометрического состава. Аргиллиты и алевролиты микроскопически различаются между собой не по составу основной массы, а размерами и количеством заключенных в них обломков. Слабая сортировка обломочного материала, захоронявшегося в береговой зоне озера, проявляется также в распределении элементов-примесей. Из десяти элементов-примесей максимальные содержания в песчаниках имеют свинец, хром и цинк, а в алевролитах — цирконий, ванадий и никель; остальные четыре элемента распределяются в песчаниках и алевролитах равномерно (см. табл. 6).

Породы шоптыкульской свиты содержат органические остатки в виде тонкоизмельченного растительного детрита, обломков обуглившейся древесины и редких раковин пресноводных моллюсков. Все петрографические типы пород фации зарастающего водоема отличаются обилием органического вещества, что фиксируется наличием в них органического углерода от 9,98 до 11,2% (см. табл. 7). Песчаники фации русла содержат его минимальные количества, не превышающие 0,85%. Что касается пород фации озера, то в ряду песчаники — алевролиты — аргиллиты на площади бассейна повсеместно устанавливается увеличение концентрации органического углерода от 1,59 до 3,94%.

Интересной геохимической особенностью пород шоптыкульской свиты являются высокие концентрации реакционноспособного железа, причем на востоке бассейна они распределяются в ряду песчаники (фация русла) — песчаники, алевролиты, аргиллиты (фация озера) — аргиллиты (зарастающий водоем) с последовательным увеличением от 1,89 до 5,24%. В центре и на западе бассейна содержание реакционноспособного железа в породах аналогичных фаций вдвое больше, но концентрация его беспорядочная, не согласуется с зональным размещением в озерном

водоеме осадков различного гранулометрического состава. Фациальные схемы трех пачек пород шоптыкульской свиты позволяют отнести накопление основной массы реакционноспособного железа в осадках русел, озера и зарастающего водоема к периоду ослабления эрозионной деятельности рек и формирования топяных болот. При выяснении палеогеографической обстановки, способствовавшей накоплению в осадках большого количества реакционноспособного железа, необходимо учитывать периодизацию в изменении контрастности форм рельефа главной области сноса.

Своеобразие геотектонического режима земной коры области сноса шоптыкульского времени состояло в чередовании периодов поднятий, сопровождавшихся усиленной эрозионной деятельностью рек, и относительного тектонического покоя, когда в прибрежной зоне озера широко развивались болота, а на водораздельных площадях формировались коры выветривания каолинового профиля. Реки доставляли в озеро продукты химического и физического выветривания горных пород, в том числе и реакционноспособное железо. Количество реакционноспособного железа в породах русловой фации переднего края субаэриальной дельты увеличивается с востока на запад, в направлении переноса реками обломочного материала. Такой порядок изменения концентрации реакционноспособного железа в породах русловой фации подтверждает справедливость высказанного Н. М. Страховым (1948) положения о том, что основная масса железа мигрирует в реках во взвесах, при этом распределение его совершается по законам механической седиментации.

Привлекает внимание другая особенность распределения реакционноспособного железа в породах различных фаций: содержание реакционноспособного железа в породах озерной фации выше кларка. Этим подтверждается не только известный факт приуроченности железа к тонкодисперсному и коллоидному материалу, переносимому реками, но и факт влияния изменявшихся палеогеографических обстановок. Как отмечалось, накопление осадков озерной и болотных фаций происходило в периоды относительного тектонического покоя, когда условия для мобилизации реакционноспособного железа из коры выветривания и переноса его реками были оптимальными. Кислая среда грунтовых растворов, создававшаяся благодаря обилию органических веществ, обеспечивала вынос из коры выветривания реакционноспособного железа, мигрировавшего в поверхностных и подземных водах до конечного водоема стока. Вероятно, этим объясняется высокая концентрация реакционноспособного железа в породах фации русла, из которого около половины составляет «углекислое». На востоке бассейна породы фации озера имеют количественный перевес в реакционноспособном железе закисной формы. В минералогических образованиях это выражено наличием сидерита, который присутствует в тонкозернистых породах в виде стяжений, прослоев и линз. Микроскопически в них различается бурый пелитоморфный или скрытокристаллический сидерит, включающий обуглившиеся растительные остатки. Иногда сидерит образует скопления чечевицеобразной формы или параллельно ориентированные плейчатые полосы с криптозернистой структурой, обогащенные гумусовым веществом.

Озеро шоптыкульского времени непрерывно пополнялось водами рек, живая сила которых периодически возрастала до возможного перемещения в русле крупнообломочного материала. В период заболачивания прибрежной зоны озера они пересекали топяные болота широкими водотоками замедленного течения. На фациальных схемах торфонакоп-

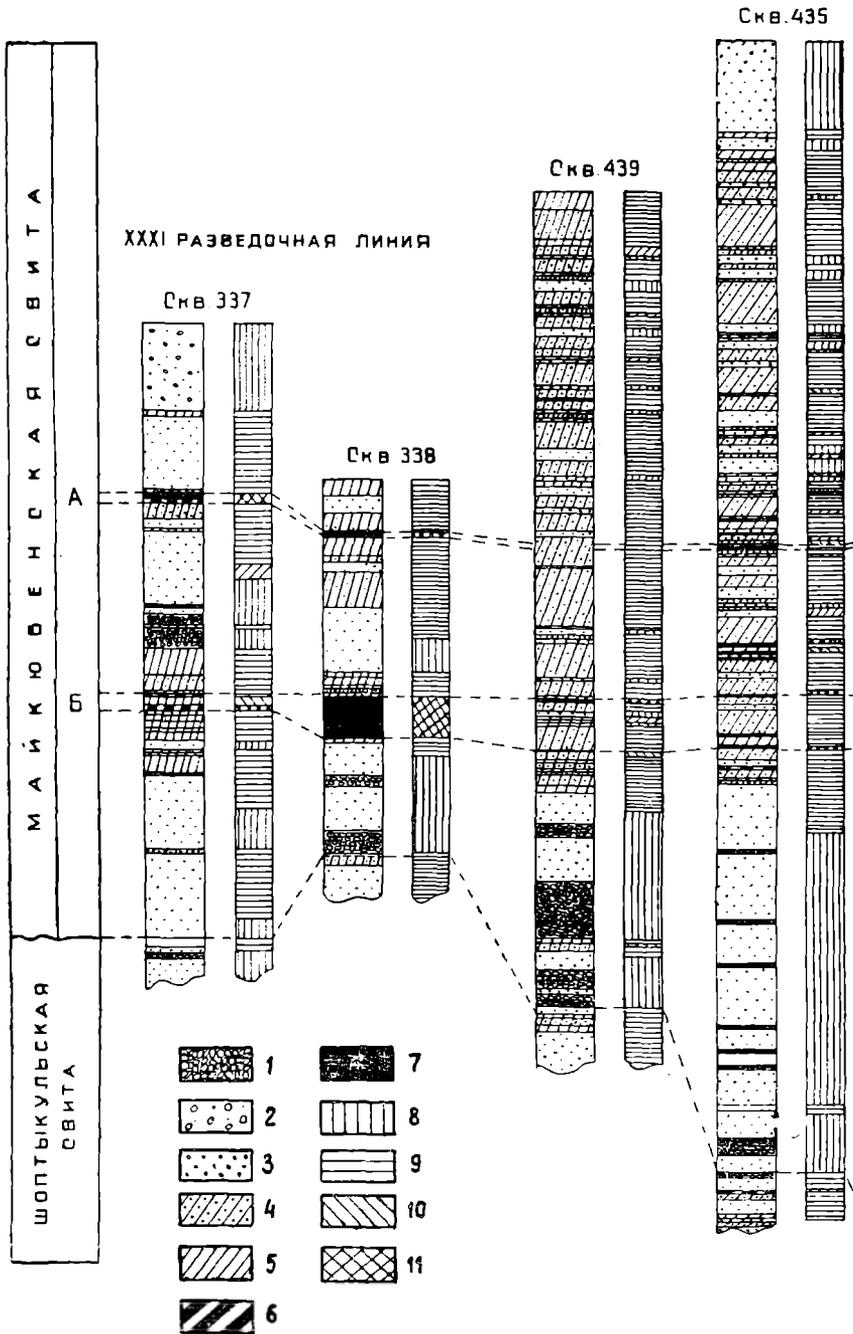
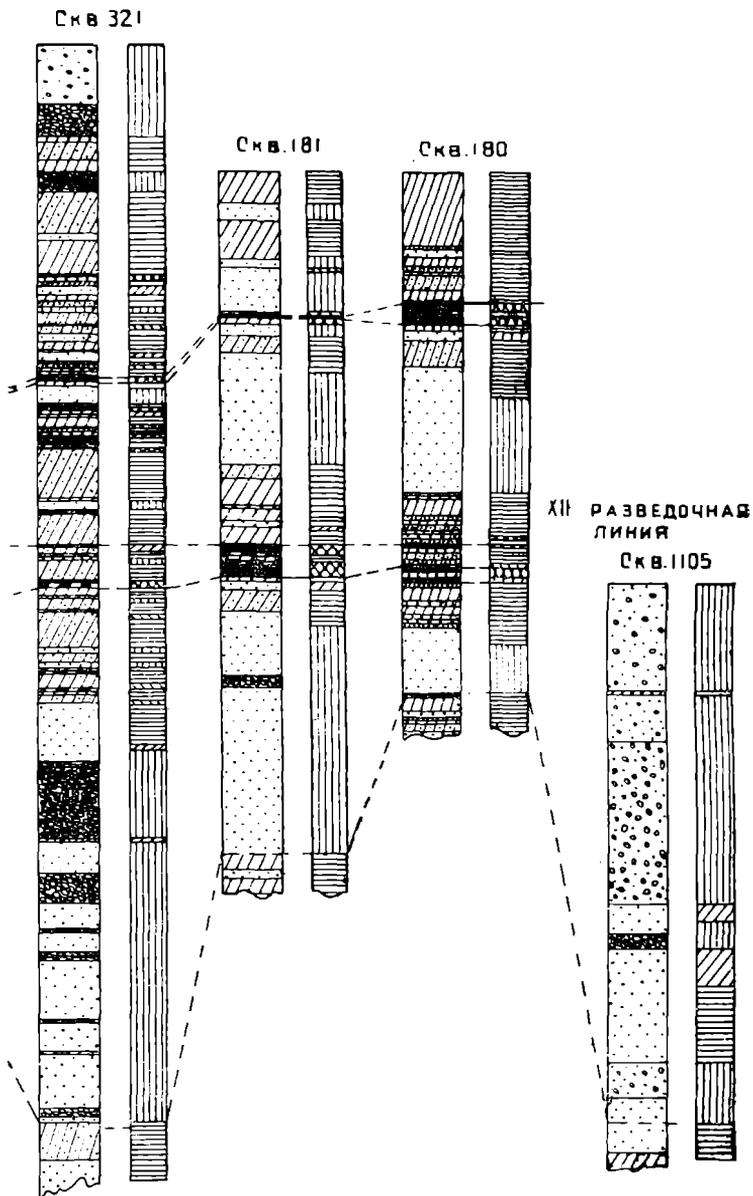


Рис. 10. Сопоставление литологических и фациальных колонок скважин,  
 Породы: 1 — конгломераты, 2 — песчаники с галькой, 3 — песчаники, 4 — алевриты,  
 10 — зарастающий во



вскрывших майкюбенскую свиту Майкюбенского бассейна.

5 — аргиллиты, 6 — углистые аргиллиты, 7 — угли; ф а ц и и: 8 — русло, 9 — озеро, доем, 11 — болото

ления первого и третьего угольных горизонтов положение этих рек по казывают участки размещения фаций проточных болот.

Широкие площади комплексов фации русла, отчетливо обозначившиеся на фациальной схеме первой пачки пород шоптыкульской свиты, в северо-западном направлении ветвятся и теряются среди других комплексов фаций. Это показывает, что обломочный материал поступал на передний край субаэральной дельты с юго-востока, из пределов главной области сноса. Местоположение ее определяется петрографическим составом обломочного материала пород свиты. В центральной части бассейна песчаники свиты состоят из зерен кварца, калишпата, кислого плагиоклаза, порфиринов, кислых эффузивных пород, микрокварцита, алевролитов и пород, замещенных хлоритом или серицитом. В алевролитах наблюдается меньший набор обломков, представленных кварцем, полевым шпатом, кислым плагиоклазом, кремнистыми породами, изредка порфиритом и породами, замещенными хлоритом и серицитом. Близкий состав обломочного материала устанавливается в песчаниках и алевролитах, слагающих шоптыкульскую свиту на юго-востоке бассейна. Здесь в конгломератах преобладает галька порфиринов, альбитофинов и их туфов, гранитов. Этот петрографический состав обломочного материала песчаников и алевролитов, а также галек конгломератов говорит о стабильном положении главной области сноса, большую часть которой занимали интрузии Баянаульского массива. На поверхности главной области сноса интенсивному разрушению подвергались гранитные интрузии и вмещающие их палеозойские эффузивные толщи, сложенные порфиритами, альбитофирами и их туфами.

Следует заметить, что спектральные анализы пород и углей шоптыкульской свиты не противоречат результатам микроскопических исследований, свидетельствующих об устойчивом положении главной области сноса, которая поднялась в рэтское время высоким горным массивом на площади Баянаульских гор. Наибольшие концентрации свинца, скандия, серебра и фосфора устанавливаются в углях третьего горизонта, расположенного в нижней части разреза свиты. В углях второго и первого горизонтов содержание свинца снижается, но такие элементы, как титан, стронций, кобальт и никель, указывают на неуклонное увеличение концентрации вверх по стратиграфическому разрезу. Причину обогащенности элементами-примесями углей этой свиты, вероятно, следует искать в различии палеогеографических обстановок времени увеличения площади субаэральной дельты и появления топяных болот. Нарастание переднего края субаэральной дельты, как уже отмечалось, совершалось в тот период, когда область сноса испытывала ускоренные поднятия, усиливавшие эрозионную деятельность рек. В разрушении горных пород господствовали процессы физического выветривания, поэтому определился низкий коэффициент концентрации элементов-примесей (0,1—0,6) в обломочных породах. При значительном снижении гипсометрического уровня области сноса создавались благоприятные условия для развития на породах палеозоя коры выветривания каолинового профиля, а в береговой зоне озера образования заболоченных пространств.

Третьему этапу развития Майкюбенского седиментационного бассейна, отвечающему времени накопления осадков майкюбенской свиты, предшествовали слабые тектонические движения земной коры, которым сопутствовал размыв пород верхней части разреза шоптыкульской свиты. Базальные конгломераты и песчаники майкюбенской свиты в пределах северного карьерного участка выполняют эрозионную долину. Очертания поперечного профиля погребенной долины показывает на разрезе нижняя граница свиты (рис. 10).

Грубообломочные породы нижней части разреза майкюбенской свиты представляют фацию русла. Выше они сменяются породами фации озера и болота, в котором накапливались торфяники угольного пласта  $m_1$ . Верхняя половина разреза майкюбенской свиты сложена породами фации озера, зарастающего водоема и болот; среди них отмечается появление пород фации русла. Малая площадь распространения майкюбенской свиты не позволяет проследить характер изменения фаций с целью восстановления в деталях условий накопления осадков. Собранный фактический материал свидетельствует о том, что опускание земной коры в батский век сопровождалось заполнением эрозионных долин грубообломочным аллювием. Реки, приносившие грубообломочный материал, стекали в депрессию рельефа с озерным водоемом. После погребения эрозионного рельефа размеры озера увеличились настолько, что воды его проникли на площадь Майкюбенского бассейна. В разрезе скважин 180 и 181 выше угольного пласта  $m_1$  залегают пачка пород фации русла мощностью до 15 м. Появление ее среди пород фации озера позволяет предполагать близкое нахождение береговой зоны, где река намывала передний край субаэральной дельты, отдельные лопасти которой временами продвигались на значительное расстояние во внутреннюю область озера. Отмечаются два периода заболачивания прибрежной зоны озера. Накопление растительных остатков в болотах часто прерывалось либо подъемом уровня водной поверхности с восстановлением озерных условий, либо привнесом реками большого количества песчаного материала. Е. И. Мураховская считает, что захоронение растительных остатков происходило в топяных болотах с застойной и слабоподвижной водной средой.

Относительно местоположения главной области сноса времени накопления осадков майкюбенской свиты можно высказать предположение, что она находилась южнее Майкюбенского бассейна, возможно, в пределах развития гранитных интрузий Баянаульских гор. Петрографический состав горных пород главной области сноса, обнажавшихся на высоко приподнятых в рельефе участках, отражает обломочный материал песчаников и алевролитов майкюбенской свиты, представленный кварцем, калишпатом, кислым плагиоклазом, алевролитами, кремнистыми, глинисто- и железистокремнистыми сланцами, порфиритами, кварцевыми порфирами, фельзитами и кислыми интрузивными породами. Появление в обломочном материале большого количества сланцев могло быть вызвано перераспределением наиболее приподнятых в рельефе и вовлечением в поднятие новых участков, сложенных нижнепалеозойскими образованиями. Граниты и вулканогенные толщи палеозоя в области сноса занимали большие участки, но они не выделялись в ее рельефе господствующими вершинами.

### **Карагандинский угольный бассейн**

Юрские отложения в Карагандинском бассейне занимают площадь около 1050 км<sup>2</sup>. В ее пределах выделяются Михайловская и Сокурская мульды, пространственно разобщенные Майкудукским поднятием, и Акжарский грабен. Восточную часть бассейна, перекрытую мезозой-кайнозойскими образованиями, принято называть Верхнесокурским угленосным районом (Кушев, 1963). Изучались юрские отложения по керну буровых скважин, большое количество которых пройдено при детальной разведке мощных угольных пластов Михайловской мульды. На площади Сокурской мульды и Акжарского грабена бурились скважины для выяснения обводненности конгломератов и песчаников кумыскудукской

## Литологический и фациальный состав юрских

Свита	Скважина	Глубина	Породы							
			Конгломераты		Песчаники		Алевриты		Аргиллиты	
			м	%	м	%	м	%	м	%
Акжарская	77	50,4—667,6	503,1	90,1	49,1	8,8	5,7	1	—	—
	72	5,0—466	365,4	89,6	36,5	8,9	6,1	1,45	—	—
	76	0—412,5	308,5	76,6	82,1	20,6	6,7	1,7	0,05	—
	20	9,1—297,1	161,2	57,2	59,7	21,2	60,9	21,6	—	—
	20	0—143	90,9	64,2	22,9	16,0	11,4	8,0	16,9	11,8
	21	0,6—163,7	13,6	8,5	34,8	21,7	62,6	39,3	48,7	30,5
Михайловская	635	16,2—55,2	1,75	4,6	3,80	10	1,5	4,5	26,4	66,6
	687	12,4—87,4	—	—	25,9	35,4	2,0	2,7	19,75	25,7
	682	14,7—66,4	1,60	2,8	5,5	9,8	9,75	17,2	15,65	27,7
	681	17,8—90,4	—	—	15,35	24,7	2,0	3,2	19,75	31,8
	821	2—55,25	—	—	13,2	24	1,9	3,4	15,05	27,5
	826	14,4—64	—	—	15,15	31,1	1,7	3,5	8,3	17,1
Кумысдукская	72	466,2—602,5	89,1	67	25,0	19	179	14	—	—
	45	9,9—224,4	175,5	76	25,4	11	12,4	5,3	0,3	0,2
	7 кол.	312,8—427,5	135,6	63	68,2	31	5,5	2,3	6,0	2,7
	49	0—205	142,7	81	33,3	19	—	—	—	—
	78	60,9—273	109,5	71	33,2	21	10,1	6	—	—
	102	18,2—264,6	161,1	64	35,8	14,3	41,6	16,6	1,03	4,1
	106	1,2—238,4	169,0	70,7	36,8	15,4	9,0	3,8	16,7	6,9
	10691	55,4—287	206,4	9,3	18,1	7,8	4,9	2,1	1,8	0,8
	10688	7—190,4	167,8	91,5	15,9	8,5	—	—	—	—
Дубовская	72	602,5—707,8	21,6	20,8	49,6	47,7	32,7	36,5	—	—
	45	224,4—311,4	65,6	56,3	44,1	37,8	6,9	5,9	—	—
	6 кол.	312,8—427,5	1,1	0,9	20,7	18,2	52,6	46,2	19,4	17,0
	49	205—301	9,9	10,3	25,3	26,3	37,8	39,4	5,4	5,6
	78	273—364	57,9	70,8	22,6	26,4	—	—	0,6	1,4
	102	264,6—354,7	9,4	9,5	21,1	21,3	26,1	26,4	16,2	16,3
	106	238,4—311,3	—	—	20,8	33,9	11,2	18,2	5,0	3,1
	10691	287—353	4,8	7,2	17,1	25,7	12,6	19	12,3	29,1
	10688	190,2—221,6	—	—	1,5	3,4	12,9	29,7	12,5	28,8
Саранская	8990	145,6—220,4	71,2	85,4	1,8	2,4	1,6	2,1	—	—
	8997	162—248,4	41,0	47,8	39,0	45,5	5,7	6,6	—	—
	8998	170,8—291	120,0	100	—	—	—	—	—	—
	11236	176,6—292,2	52,6	45,5	62,8	54,4	—	—	—	—
	72	707,8—841	118,4	94,2	7,3	5,0	—	—	—	—
	10691	353—376,6	11,7	63,2	6,0	32,4	0,8	4,3	—	—

свиты. Позднее на юго-западной окраине бассейна скважинами были вскрыты мощные угольные пласты дубовской свиты, детально разведанные на Кузнецком и Кумысдукском участках.

В пространственном взаимоотношении разновозрастных свит, составляющих стратиграфический разрез юрских отложений Карагандинского бассейна, определились поверхности несогласного залегания. Как уже отмечалось, кумысдукская свита перекрывает с угловым несогласием породы лейаса и палеозоя. Г. Л. Кушев (1963) считает, что акжарская свита поκειται на размытой поверхности пород кумысдукской и михайловской свит. Из этого следует, что осадконакопление в

## отложений Карагадинского бассейна

Породы				Фации						Общая мощ- ность, м
Углистые аргиллиты		Угли		Русло		Озеро		Голото		
м	%	м	%	м	%	м	%	м	%	
—	—	—	—	545,0	97,8	12,9	2,2	—	—	598,0
—	—	—	—	395,7	96,7	13,2	3,3	—	—	407,9
—	—	—	—	390,1	98,1	7,4	1,9	—	—	397,6
—	—	—	—	220,2	78,1	61,6	21,9	—	—	281,8
—	—	—	—	100,5	70,0	42,5	30,0	—	—	143,0
—	—	—	—	25,4	15,9	134,4	84,1	—	—	159,8
—	—	5,45	14,3	5,05	13,3	27,4	72,4	5,45	14,3	37,9
0,80	1,1	24,7	35,1	12,3	16,2	35,35	49,0	25,5	34,8	73,15
—	—	24,0	42,5	7,1	14,4	25,4	43,1	24,0	42,5	56,5
0,35	0,6	24,7	39,7	11,9	9,1	35,15	48,6	20,1	32,3	62,15
—	—	24,85	45,1	9,8	17,8	20,35	37,1	24,85	45,1	55,0
—	—	23,45	48,3	11,25	23,1	23,9	48,6	23,45	48,3	48,6
—	—	—	—	112,6	85,3	18,4	13,9	—	—	132,0
—	—	—	—	193,4	90,4	20,5	9,5	—	—	213,8
—	—	—	—	197,1	91,5	18,2	8,4	—	—	215,3
—	—	—	—	166,2	94,4	9,8	5,5	—	—	176,0
—	—	0,2	2	127,8	83,5	25,0	16,3	0,2	—	153,0
0,6	0,2	0,7	0,2	187,3	74,8	61,5	24,5	1,3	—	250,1
0,9	0,3	6,9	2,9	196,7	82,3	34,8	14,3	7,8	3,4	239,3
—	—	—	—	224,5	97,1	6,7	2,9	—	—	231,2
—	—	—	—	183,7	100	—	—	—	—	183,7
—	—	—	—	67,4	64,8	63,5	35,2	—	—	103,9
—	—	—	—	108,3	92,8	8,3	7,2	—	—	116,6
6,9	6,0	13,0	11,7	6,0	5,3	87,9	77,3	19,8	17,4	113,7
—	—	17,6	18,4	25,0	26,0	53,4	55,6	17,6	8,4	96,0
—	—	0,6	1,4	72,8	89,1	8,3	10,2	0,6	0,7	81,7
6,5	6,6	19,6	19,9	9,3	9,4	63,5	64,2	26,1	—	98,3
1,0	1,6	23,3	38,2	8,3	13,5	28,7	46,8	24,3	39,6	61,3
4,9	7,3	7,6	11,4	16,9	25,4	35,8	53,9	13,5	20,3	66,3
0,5	1,1	16,0	36,8	1,2	2,7	25,7	59,2	16,5	38	43,4
—	—	—	—	73,0	97,0	1,6	2,1	—	—	74,6
—	—	—	—	80,0	93,3	5,7	6,6	—	—	85,7
—	—	—	—	120,0	100	—	—	—	—	120,0
—	—	—	—	115,4	100	—	—	—	—	115,4
—	—	—	—	125,7	100	—	—	—	—	125,7
—	—	—	—	16,7	95,6	0,8	—	—	—	18,5

юрское время на площади бассейна прерывалось периодическим поднятием земной коры и размывом ранее сформировавшихся отложений. Угловые и скрытые несогласия определяют продолжительность трех этапов юрского осадконакопления на площади бассейна.

Первый этап охватывает время накопления осадков саранской и дубовской свит. Изменчивая мощность (табл. 9) и локальное развитие саранской свиты дают основание предполагать, что площади накопления ее осадков вначале ограничивались пределами эрозионных долин, возникших в предюрское время на поверхности палеозойского фундамента. Неровности поверхности палеозойского фундамента Верхнесокурского

района были выявлены при составлении карты изопахит для части стратиграфического разреза юрских отложений, включающей саранскую свиту и нижние горизонты дубовской свиты мощностью 30 м. На карте рельефа поверхности палеозойского фундамента Верхнесокурского района наметились контуры эрозионной долины с южным уклоном тальвега. Возвышенные участки рельефа, обрамляющие эрозионную долину, широкие и пологие. В. В. Воронцов (1965) наблюдал по керну скважин 7, 18, 70 и других развитую здесь мощную кору выветривания на порфиритах девона. В ее профиле намечается верхняя зона каолиннизированных и ожелезненных пород, сохранивших первичную структуру. Нижнюю зону образуют измененные порфириты, в которых под микроскопом удается различить стекловатый базис и минералы плагноклазов. Присутствие коры выветривания на водоразделах погребенного рельефа свидетельствует о формировании эрозионной долины в период, предшествовавший накоплению осадков саранской свиты. Участок эрозионной долины, обрисовавшийся в Верхнесокурском районе, несомненно, принадлежал разветвленной гидрографической сети, основная артерия которой простиралась далеко на север от Карагандинского бассейна. Днище эрозионной долины углубилось ниже водораздельной поверхности с развитой корой выветривания на 140 м.

Для выяснения условий накопления осадков саранской и нижней части разреза дубовской свит составлялись по данным бурения скважин литофациальные профили, на которых были выделены три пачки пород, из них нижняя по объему соответствует саранской свите. Каждая пачка представляет изменчивые на площади комплексы фаций, которые подразделяются на русловый, русловый с включением фации озера, озерный с включением фации русла и озерный.

Обстановку времени накопления осадков саранской свиты отражает фациальная схема первой пачки (рис. 11). Восточная половина площади бассейна в этот период имела приподнятый рельеф, где располагалась широкая эрозионная долина с притоками, заполнявшимися грубообломочными осадками русла горной реки. При накоплении аллювиальных осадков в одном из притоков эрозионной долины образовалось запрудное озеро, устойчивое существование которого фиксируется размещением пород комплекса фации озера с появлением фации русла. На дне озера отлагались песчано-глинистые и песчаные осадки, обогащенные растительным детритом, и неравномерно размещались продукты выветривания горных пород, доставлявшиеся рекой. Небольшое количество реакционноспособного железа оседало в песчано-глинистых отложениях озера (2,6%), которое при диагенезе почти целиком (65—94%) переходило в закисную форму (табл. 10). В ряду пород песчаники — алевролиты — аргиллиты распределение реакционноспособного железа довольно прихотливо, что могло быть обусловлено неравномерным размещением в осадках продуктов выветривания горных пород и внесением некоторой части его грунтовыми водами, просачивавшимися из аллювиальных отложений эрозионной долины.

В ложенит саранской свиты преобладают конгломераты и песчаники, литогенетические признаки которых указывают на принадлежность их к фации русла горной реки. Галька конгломератов имеет размер не более 5 см, при окончательном захоронении в осадках она сохранила угловатую форму. Образовалась галька из обломков порфиритов, альбитофинов, кремнистых пород, песчаников, алевролитов и кварца. В песчаниках саранской свиты обломочный материал представлен зернами кварца, полевых шпатов, хлоритов, кварцитов, кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев, филлитов, пелитизированных и хлоритизирован-

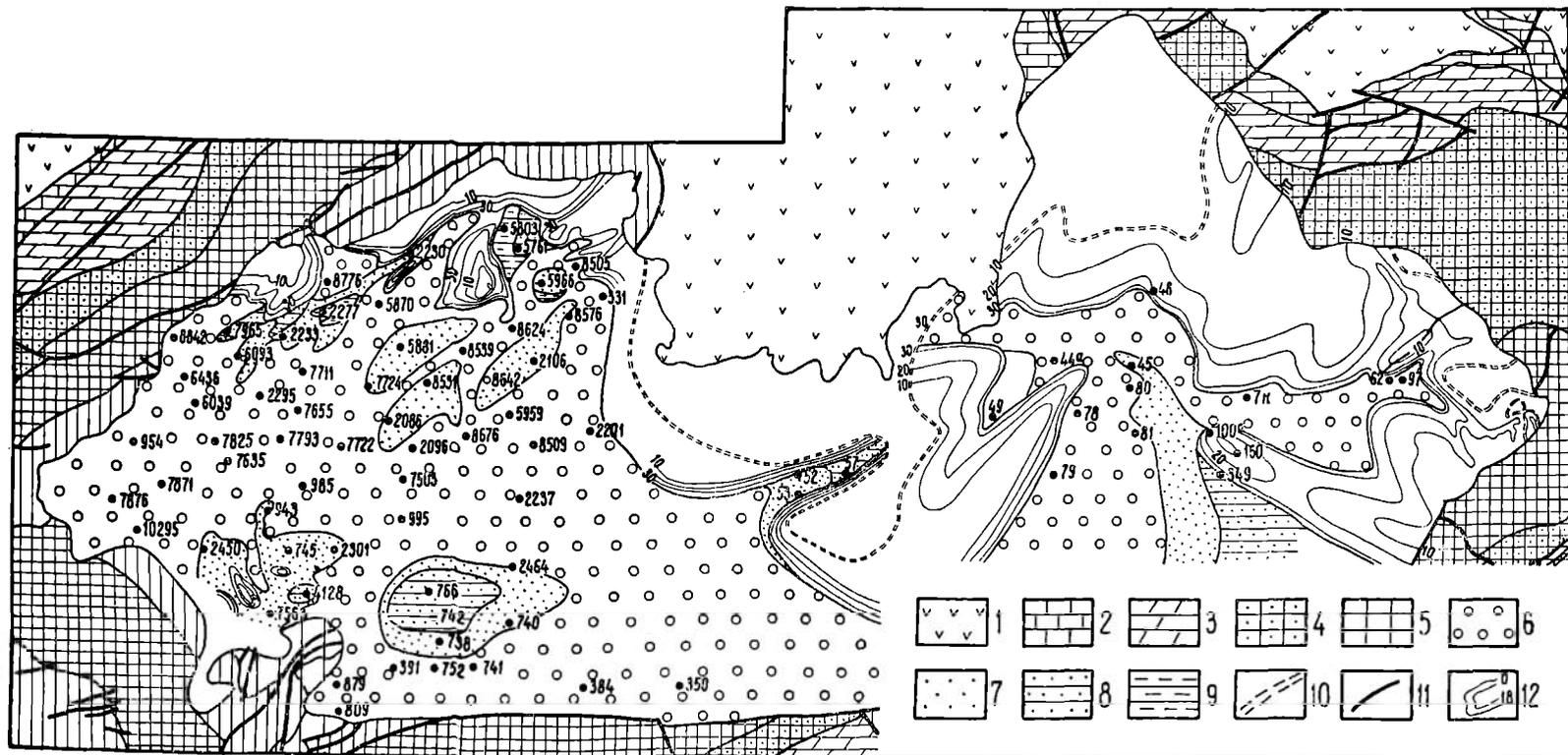


Рис. 11. Фациальная схема первой пачки пород нижнеюрсовых отложений (саранская свита) Карагандинского угленосного бассейна (составили Т. М. Азизов и А. К. Бувалкин, 1971 г.).

1 — эффузивно-обломочная толща живетского и франского ярусов; 2 — карбонатные отложения фаменского яруса; 3 — теректинские, кассинские и русаковские слои турнейского и низов визейского ярусов; 4 — аккудукская свита; 5 — ашлярпикская свита; 6 — русловый, 7 — русловый с включением фации озера, 8 — озерный с включением фации русла, 9 — озерный с включением фации болота, 10 — современные границы распространения отложений дубовской свиты, 11 — тектонические разрывы, 12 — изогипсы рельефа поверхности палеозойского фундамента

Среднее содержание реакционноспособного железа и органического углерода в породах различных фаций юрских отложений Карагандинского бассейна, %

Свита	Фация	Порода	Fe <sub>НСI</sub> <sup>2+</sup>	Fe <sub>НСI</sub> <sup>3+</sup>	Fe <sub>НСI</sub>	Fe <sub>НСI</sub> <sup>2+</sup> от Fe <sub>НСI</sub>	Органи- ческий углерод
Акжар- ская	Озеро	Аргиллиты буровато-крас- ные	0,14	0,87	1,01	13	0,49
		Аргиллиты серые и зеле- новато-серые	2,50	2,56	5,06	49	0,83
		Алевролиты буро-красные	0,44	0,66	1,10	40	0,44
		Алевролиты серые и зеле- новато-серые	1,76	2,86	4,62	38	0,37
		Песчаники буро-красные и желтые	0,41	0,65	1,06	38	0,41
		Песчаники серые	2,01	2,0	4,01	50	0,38
	Русло	Песчаники буро-красные и желтые	0,38	0,57	0,95	40	0,18
		Песчаники серые	1,31	3,04	4,35	30	0,22
		Конгломера- ты серые	2,32	3,80	6,12	38	0,16
Михай- лов- кая	Зарастаю- щий водоем	Углистые аргиллиты	1,03	0,33	1,36	75	18,72
	Озеро	Аргиллиты	5,28	2,67	7,95	66	2,48
		Алевролиты	4,68	1,85	5,93	67	2,89
		Песчаники	2,37	1,12	3,49	68	1,96
Русло	Песчаники	0,93	1,38	2,32	40	1,08	
Кумыс- кудукская	Озеро	Аргиллиты	4,81	1,12	5,93	81	1,21
		Алевролиты	1,82	1,57	3,38	54	2,71
	Русло	Песчаники	0,86	1,26	2,12	40	1,01
Дубов- ская	Зарастаю- щий водоем	Углистые аргиллиты	0,14	0,39	0,55	26	16,7
	Озеро	Аргиллиты	1,36	1,38	2,74	49	1,21
		Алевролиты	2,25	1,28	3,53	63	0,74
		Песчаники	2,50	1,24	3,74	66	0,80
Русло	Песчаники	0,45	1,68	2,13	22	0,60	
Саранская	Зарастаю- щий водоем	Углистые аргиллиты	0,56	0,03	0,59	94	11,31
	Озеро	Алевролиты	1,71	0,89	2,60	65	1,21
	Русло	Песчаники	0,56	1,26	1,82	30	0,96

ных эффузивов. Выполненные В. В. Воронцовым (1965) микроскопические исследования пород, вскрытых скважинами в Верхнесокурском районе, не оставляют сомнения в том, что область сноса, откуда горная река выносила главную массу обломочного материала, слагалась нижнепалеозойскими и допалеозойскими толщами, в составе которых находились кварциты, филлиты, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы. Выходы этих пород известны севернее Карагандинского бассейна, в низкотгорье Ерементау. В юрское время здесь поднялся высокий горный массив, склоны его прорезали реки, производившие в верховье энергичную глубинную эрозию. Переносившиеся рекой обломки метаморфических пород на пути к конечному водоему стока дополнялись продуктами разрушения порфиритов, альбитофиров, песчаников, алевролитов, мергелей и известняков, возникавших при физическом выветривании пород девона и карбона северной периферии Карагандинского бассейна.

На западе бассейна саранская свита размещается в обширной депрессии рельефа, вероятно, эрозионного происхождения, очертания которой узнаются по расположению притоков первого и второго порядков. При заполнении грубообломочным аллювием горных рек эпизодически возникали озера небольших размеров, чаще вблизи возвышенностей погребенного рельефа, препятствовавших свободному разносу грубообломочного материала по поверхности аккумулятивной равнины. Огромные площади развития комплексов фации русла, воспроизведенные фациальной схемой нижней пачки, не позволяют определить основные направления переноса обломочного материала, доставлявшегося реками в седиментационный бассейн. Можно предполагать, что обломочный материал приносили реки как с севера, через эрозионную долину, так и с юго-запада, где располагался горный массив значительной высоты. В его строении участвовали древние метаморфические породы, обломки которых встречаются в терригенном материале песчаников и конгломератов саранской свиты, вскрытой скважинами на западе бассейна. В. В. Воронцов (1965) отмечает в легкой фракции среднезернистых песчаников этой свиты обломки кварцитов (3%), кремнистых пород (17%), кремнисто-глинистых пород (7%), филлитов (3%) и эффузивных пород (17%). Минеральную часть легкой фракции составляют зерна кварца (10%), полевых шпатов (36%), хлорита (3%) и слюды (4%).

Фациальная схема второй пачки отражает условия накопления осадков дубовской свиты начального периода, когда погребение под ними доюрского рельефа не закончилось. Нетрудно заметить постепенное развитие на площади комплексов фации озера и озера с включением фации русла. Вероятно, южнее и юго-восточнее современной площади распространения юрских отложений формировался озерный водоем, береговая линия которого неуклонно смещалась на север в пределы аккумулятивной равнины. На фациальной схеме второй пачки видно, что площадь седиментации на востоке ограничивалась склонами эрозионной долины, которая заполнялась песками и галечниками аллювиального генезиса. Долины притоков второго и третьего порядков были заняты озером с основной водной поверхностью, простиравшейся на юг. Присутствие этого озера на западе бассейна никак не выявляется; в огромную депрессию продолжали поступать пески и галечники, приносимые горными реками. Среди холмов, возвышавшихся над аккумулятивной равниной, возникали небольшие озерные водоемы.

Фациальная схема третьей пачки отвечает времени полного погребения доюрского рельефа (рис. 12). После исчезновения холмов, разделивших в гидрографической сети доюрского рельефа притоки второго и

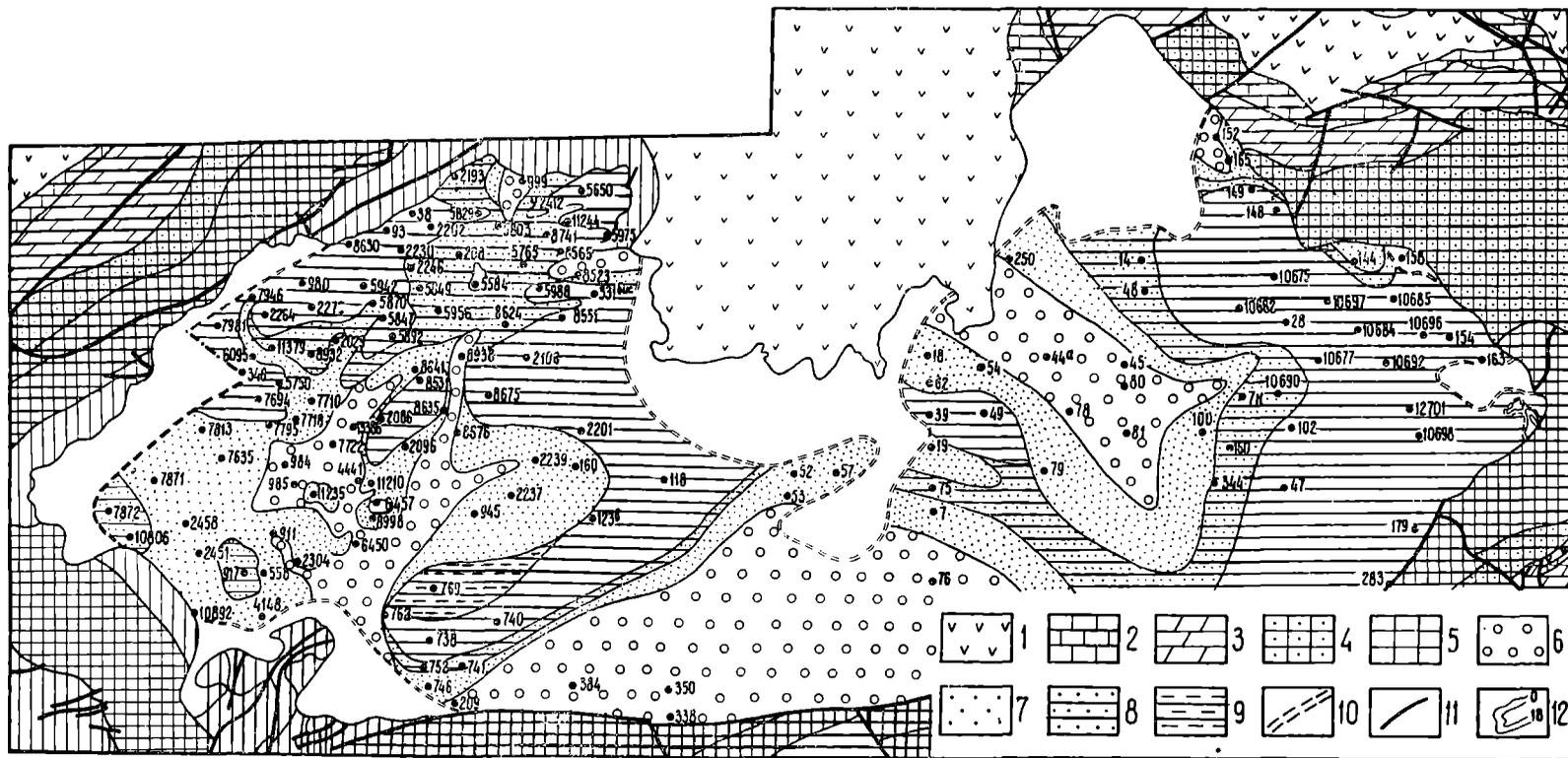


Рис. 12. Фациальная схема третьей пачки пород, залегающей в основании дубовской свиты Карагандинского угленосного бассейна (составили Т. М. Азизов и А. К. Бувалкин, 1971 г.).

Условные обозначения те же, что и на рис. 11

третьего порядков, произошла повсеместная трансгрессия озера на аккумулятивную равнину. Как на востоке, так и на западе отчетливо вырисовалась береговая зона озера, где горными реками были созданы субаэральные дельты. Контуры лопастей переднего края субаэральных дельт на фациальной схеме воспроизводятся комплексами фации русла и русла с появлением фации озера. Различаются две субаэральные дельты, которые намывались реками южного и северо-западного направления течений.

Восточная субаэральная дельта сохраняет положение, близкое к положению комплексов фации русла, размещавшихся в погребенной эрозионной долине. При подъеме уровня воды в озере, сопровождавшегося перемещением береговой зоны на север, горная река сбрасывала в устье песчаный и глинистый материал, создавая лопасти переднего края субаэральной дельты шириной до 5 км. Замещение их в южном и юго-западном направлении комплексом фации озера является неоспоримым доказательством нахождения области размыва севернее или северо-западнее Карагандинского бассейна. Это подкрепляется также данными микроскопического изучения пород дубовской свиты.

По составу обломочного материала породы саранской и дубовской свит идентичны. На востоке бассейна в песчаниках и алевролитах дубовской свиты преобладают обломки кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев, но уменьшается в них содержание эффузивных пород и полевых шпатов, основная масса которых мобилизовалась при выветривании порфиритов и альбитофинов девона. Подмечено, что в породах фации русла и озера состав минералов непрозрачных аллотигенных (магнетит, гематит, ильменит) и аутигенных (пирит, лейкоксен) изменяется от 51 до 80%. Значительную часть тяжелой фракции составляют также циркон (2—28%) и эпидот-цоизит (1—35%). Отмечается постоянное присутствие (до 20%) турмалина, граната, сфена, анатаз-брукита, ставролита, апатита и реже пикотита.

Западная субаэральная дельта полнее представлена передним краем, выраженным сложной конфигурацией аллювиальных накоплений. Все лопасти субаэральной дельты, сохраняя северо-восточное простирание, разветвляются и выклиниваются; пространственно они замещаются в северо-восточном направлении комплексами фации озера. На северной окраине распространения юрских отложений бассейна отмечаются небольшие площади комплексов фации русла, которые принадлежат лопастям переднего края восточной субаэральной дельты. Западная же намывалась горной рекой, которая основную разрушительную работу совершала в горном хребте, сложенном допалеозойскими и нижнепалеозойскими породами. Большие площади в нем занимали выходы кварцитов, кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев, филлитов и эффузивов. Северная и юго-западная области сноса первого этапа накопления осадков на площади Карагандинского бассейна в рельефе выделялись высокими горными массивами, склоны которых прорезали долины рек. Продукты физического выветривания горных пород в виде осыпей и конусов выноса достигали русел рек и подвергались размыву. На интенсивно протекавшие процессы физического выветривания указывают преобладание в составе песчаников и алевролитов дубовской свиты обломков пород (60%) над зёрнами минералов (40%), а также низкие концентрации в них химических элементов-примесей. Из химических элементов-примесей (табл. 11) кларковое и вышекларковое содержания показывают галлий, свинец, титан и барий. Обломки пород минералов, пройдя малый путь до конечного водоема стока, оставались угловатыми. После захоронения в осадках аккумулятивной равнины и озерного во-

Среднее содержание химических элементов-примесей в породах саранской и дубовской свит Карагандинского бассейна (по Т. М. Азизову, 1969 г.), г/т

Элементы	Верхнесокурский район						Михайловская мульда					
	Саранская свита		Дубовская свита									
	Алевролиты	Песчанки	Угли	Углистые аргиллиты	Аргиллиты	Алевролиты	Песчанки	Угли	Углистые аргиллиты	Аргиллиты	Алевролиты	Песчанки
Галлий	30	27	38	36	29	25	28	49,0	35,6	34	27	25
Скандий	20	7	87	21	22	19	23	87,2	25	18	13	13
Молибден	—	—	11,7	7,6	0,6	—	—	11,0	2,3	—	—	—
Свинец	10	16	18,4	17	18	12	13	16,4	11,0	18	17	25
Цирконий	80	77	77	60	110	93	91	55,0	100	88	73	87
Иттрий	201	18	182,3	24,6	17	14	19	142,5	28,3	22	17	22
Иттербий	3	2,7	6	—	3	2	2,4	5,9	—	3	3	3
Титан	6000	5400	3660	4700	6200	5800	5200	3960	5800	6400	5300	5700
Ванадий	60	60	341,5	148	60	59	60	288	223	60	67	60
Хром	100	97	242	506	74	74	89	178	145	160	130	130
Кобальт	20	27	96	18	12	14	15	96	16	20	33	23
Никель	40	34	67,4	194	30	38	41	60	54,5	46	47	100
Медь	60	50	2548	112	57	50	55	240	157	56	60	55
Цинк	—	97	100,4	42	34	37	48	35	140	54	60	52
Марганец	—	1000	346	187	975	329	530	586	117	640	400	500
Барий	400	443	1180	240	610	620	610	260	48	360	300	400
Стронций	200	450	2876	200	290	290	180	1472,5	316	240	230	200

доема они не подвергались сортировке и длительному переотложению.

Значительного расширения акватории озера за время накопления осадков дубовской свиты не происходило. Реки намывали субаэральные дельты, но временами их созидательная деятельность почти замирала. Глубина озера не превышала десяти метров, что способствовало обмелению и заболачиванию обширных пространств по периферии субаэральных дельт. Обводненность низинных болот благоприятствовала глубокому биохимическому разложению растительных остатков в торфяниках. Как показано в табл. 12, органическую массу углей дубовской свиты составляют главным образом гелифицированные компоненты, среди которых обнаруживаются фрагменты стеблевых и паренхимных тканей, споры и кутикулы; фюзенизированные ткани встречаются в виде единичных мелких обрывков. Н. Б. Волкова и В. С. Милованова в результате проведенных микроскопических исследований установили первостепенное значение в сложении пластов блестящих и полублестящих петрографических типов углей, соответствующих по микроструктуре спорово-кутикуловому кларено-дюрену и зольному дюрено-кларену. Петрографический состав углей свидетельствует о накоплении торфяников в сильно обводненных и проточных болотах. Высокое стояние уровня воды в болотах поддерживали реки, которые при заболачивании периферии субаэральных дельт доставляли в озеро минимальное количество терригенного материала. Они впадали в заболоченное пространство, создавая в торфяниках участки перераспределения стеблей, листьев и других растительных остатков.

Относительно спокойные условия торфонакопления в болоте временами нарушались поднятием уровня воды и восстановлением обстанов-

Микрокомпонентный состав углей дубовской свиты Верхнесокурского района  
и условия торфонакопления (по Н. Б. Волковой, 1961), %

Подкласс углей	Тип углей	Количество промотрен- ных тощих шлифов и апплифов- брикетов	Микрокомпоненты				Размер участия в ложении пластов	Обстановка торфонакопления
			гелифи- цирован- ные	фюзени- зирован- ные	липоид- ные	мине- ральные примеси		
Телогелиты	Кларены, преимущественно листо- вые, полублестящие	2	80—99	0—2	9	—	25—50	Сильно обводненное застойное болото
	Кларены с повышенным содержа- нием минеральных примесей	1	91	—	4	5	5—7	Сильно обводненное проточное болото
	Кларены, преимущественно стебле- вые, полублестящие	9	88—96	0—2	3—9	0—3	40—60	Сильно обводненное застойное болото
	Кларены с повышенным содержа- нием минеральных примесей	5	81—99	0—1	1—8	6—18	5—6	Сильно обводненное проточное болото
	Кларены с липоидными компонен- тами, полублестящие	5	80—87	0—2	11—17	0—2	1—5	Сильно обводненное застойное болото
	Кларены с повышенным содержа- нием минеральных примесей	6	76—86	0—3	9—13	0—12	5—7	
Гелиты	Дюрено-кларены с семифюзеновыми компонентами, полуматовые	1	64	24	5	7	1—2	Сильно обводненное проточное болото
	Дюрено-кларены с липоидными компонентами, полуматовые	3	77—79	0—3	18—21	0—3	10—15	
	Дюрено-кларены с повышенным со- держанием минеральных примесей	6	46—79	0—4	8—32	7—33	1—20	
Липоиделиты	Дюрено-кларены кутикуловые	1	33	—	64	3	1—2	

ки открытого озера. В дельте реки возобновлялось накопление песчаных и глинистых осадков, при этом на востоке бассейна отдельные лопасти субаэральной дельты достигали Кумыскудукского участка. На литофациальных профилях, составленных по разрезам скважин вдоль этого участка, они представлены слоями косослонистых песчаников, залегающими среди углей. Пробуренные скважины в Верхнесокурском районе показали, что угольные пласты дубовской свиты выклиниваются в северном и северо-западном направлениях; здесь их место в отложениях свиты занимают породы фации русла. Редкая сеть скважин не позволяет показать на литофациальных профилях пространственные взаимоотношения пород фации русла и болот. Вероятно, они выражены в соприкосновении углей с песчаниками и конгломератами, которое отмечалось для отложений шоптыкульской свиты Майкюбенского бассейна.

Таблица 13

Содержание реакционноспособного железа, серы и органического углерода в породах дубовской свиты, %

Скважина	Глубина взятия пробы, м	Порода	5 %-ая HCl				S сульфид	Cорг
			Fe <sup>+2</sup> <sub>HCl</sub>	Fe <sup>+3</sup> <sub>HCl</sub>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>+2</sup>		
10574	102,2—108,2	Углистый аргиллит (зарастающий водоем)	0,42	1,56	0,48	0,68	0,41	14,78
10574	147,2	То же	0,05	0,05	0,63	0,19	0,31	17,20
10574	178,3—180,0	» »	0,06	—	0,58	0,17	0,12	17,46
10574	96,0—99,9	Аргиллит (озерный)	0,84	1,68	0,32	0,58	0,02	0,65
10574	102,4—104,6	То же	0,59	1,73	0,52	0,16	0,02	1,25
10574	132,4—132,6	» »	0,31	1,23	0,32	0,65	0,08	3,90
10574	141,8—142,8	» »	5,29	0,88	2,78	0,56	—	0,34
10574	145,7—146,1	» »	0,63	1,60	0,48	1,71	0,03	0,16
10574	148,5—148,7	» »	0,08	0,87	0,24	0,36	0,02	1,14
10574	52,2—54,0	Алевролит (озерный)	2,04	0,84	0,87	0,82	—	0,80
10574	116,0—116,6	То же	0,50	1,88	0,32	0,57	0,01	0,55
10574	139,5—141,0	» »	8,62	0,48	1,05	0,52	0,05	0,30
10574	151,4—151,5	» »	1,09	2,07	5,24	0,56	0,02	0,25
10578	116,7—118,0	» »	0,50	0,90	5,63	0,42	2,61	1,65
10578	116,7—118,0	» »	0,78	1,54	0,32	0,71	0,06	0,52
10578	146,2—147,6	Сидеритизированный песчаник (озерный)	10,30	—	0,95	0,18	0,01	0,35
10578	116,7—118,0	Песчаник (озерный)	2,30	1,24	0,24	0,58	0,05	0,80
10574	114,6—145,7	Песчаник (руслый)	0,78	1,40	0,20	0,89	0,07	0,80
10574	116,7—118,0	Песчаник (озерный)	2,50	1,24	0,24	0,58	0,05	0,80
10574	144,6—145,7	Песчаник (руслый)	0,28	1,40	0,20	0,69	0,07	0,80
10574	145,7—146,1	То же	0,59	1,82	0,36	0,60	0,03	0,50
10578	92,4—94,2	» »	0,50	1,82	0,67	0,67	0,03	0,50

Вносимые в озеро продукты выветривания горных пород и растительные остатки оседали на дно, вероятно, в условиях постоянно действующего фактора дальнего разноса и переотложения. Как видно из табл. 13, количество органического углерода в породах фации озера изменяется от 0,16 до 3,9%, оставаясь ниже кларкового уровня. Расчеты средних значений не обнаружили закономерного увеличения органического углерода в ряду песчаники — алевролиты — аргиллиты. Низкие содержания органического углерода в аргиллитах позволяют предполагать существование в озере постоянного течения, которое препятствовало полному осаждению тонкодисперсного минерального и органического материала вдали от береговой зоны.

Распределение реакционноспособного железа в породах дубовской свиты беспорядочное, среднее содержание не превышает 3,8%. Доволь-

но высока насыщенность реакционноспособным железом в закисной форме песчаников фации озера (2,5%). Близки содержания реакционноспособного железа в тонкозернистых породах, но в аргиллитах превалирует окисная форма (1,38%, или 49% от валового). В среде песчаных и песчано-глинистых осадков береговой зоны происходила редукция железа, однако этот процесс в них оставался незавершенным, возможно, вследствие недостаточного количества органического материала. Глинистые осадки внутренней области озера, как и придонные слои воды, обогащались кислородом, поэтому в них сохранялся низкий окислительно-восстановительный потенциал. Минеральным образованием закисной формы железа является сидерит, который наблюдается под микроскопом в песчаниках и алевролитах в виде крупных сферокристаллов и радиально-лучистых агрегатов. Значительные скопления сидеритов в породах устанавливаются по данным химического анализа — до 10% закисного железа. Породы фации озера содержат серу и хлор на уровне, характеризующем осадки пресноводных водоемов. Как и следовало ожидать, значительно больше серы в углистых аргиллитах и углях. Максимальное среднее содержание серы (1,07%) обнаружено в углях верхнего пласта Кумыскудукского участка.

Второй этап формирования юрских отложений Карагандинского бассейна — время накопления осадков кумыскудукской и михайловской свит. Напомним, что отложения кумыскудукской свиты ложатся на размывтую поверхность пород дубовской свиты, выходя по северной окраине Верхнесокурского района на породы палеозоя. Литологические особенности этой свиты определяют мощные пачки конгломератов, составляющие от 60 до 94% ее объема. Среди них пролегает литологический горизонт значительного площадного распространения, сложенный песчаниками и алевролитами фации озера; мощность его изменяется от 25 м до полного выклинивания. Литологический горизонт разделяет кумыскудукскую свиту на две примерно равные части. В верхней половине преобладают конгломераты, которые переслоены песчаниками и алевролитами. Крупные слои конгломератов на широте Кумыскудукского участка выклиниваются, при этом возрастает мощность слоев пород фации озера. Кровля горизонта пород фации озера располагается выше основания кумыскудукской свиты на 80—120 м, но местами она резко сокращается за счет выклинивания нижней половины свиты. Различное положение нижней границы свиты относительно уровня залегания литологического горизонта обусловлено наличием эрозионных долин погребенного рельефа. В Верхнесокурском районе глубина эрозионного вреза долины достигает 70 м.

Последовательность наложения пород различных фаций и характер их размещения на площади развития кумыскудукской свиты отражают обстановку накопления осадков обширной дельты горной реки, которая отлагала в береговой зоне озера галечники и пески. Вероятно, озерный водоем образовался в тектонической депрессии, размеры которой значительно превышали депрессию времени накопления осадков саранской и дубовской свит. Накопление осадков кумыскудукской свиты возобновилось в предгорной впадине. Порядок изменения мощности горизонта тонкозернистых пород показывает, что грубообломочные осадки кумыскудукской свиты формировались на северном борту этой впадины.

Реки выносили обломочный материал из горного массива, где значительные площади занимали выходы метаморфических пород допалеозойского и нижнепалеозойского возраста. В конгломератах кумыскудукской свиты они представлены галькой кварцитов, яшмы, кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев, зеленых песчаников и эффузивных

пород. На севере и северо-востоке Верхнесокурского района в конгломератах нижней половины свиты галька метаморфических пород теряется в массе угловатых и слабо окатанных обломков кремненых известняков, мергелей, глинистых и кремнисто-глинистых сланцев, песчаников и аргиллитов, слагающих в Карагандинском бассейне известково-сланцевую толщу (посидониевые и теректинские слои) и аккудукскую свиту нижнего карбона. В песчаниках и алевролитах свиты обломки состоят из кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев, эффузивов среднего и основного состава, кварцитов и филлитов, а также зерен кварца, полевых шпатов, хлоритов и слюды. Тяжелую фракцию этих пород образуют темноцветные минералы (гематит, магнетит, ильменит, лейкоксен, хромит), эпидот-цоизит и циркон при участии единичных зерен граната, сфена, анатаз-брукита, пикотита. В. В. Воронцов (1965) установил, что основные минералы тяжелой фракции в породах свиты Верхнесокурского района распределяются неравномерно. Темноцветные минералы и циркон являются устойчивыми компонентами терригенного материала песчаников и алевролитов, но их содержание редко превышает 15%. Постоянно присутствует эпидот-цоизит в количестве более 20% от всей массы минералов тяжелой фракции.

Горные породы в области сноса разрушались главным образом под воздействием физического выветривания. Терригенный материал песчаников и алевролитов кумыскудукской свиты составляют обломки пород (63%) и зерна минералов (37%), в том числе около половины (15%) полевых шпатов (ортоклаз, решетчатый микроклин, кислый, реже средний и основной плагиоклазы). Зерна этих минералов в подавляющем большинстве имеют свежий облик. Очевидно, в зоне выветривания разложение пород совершалось ограниченно, что выразилось в песчаниках и алевролитах низким содержанием элементов-примесей (табл. 14). Коэффициент концентрации относительно кларка для многих элементов — 0,2, за исключением галлия и цинка.

Береговая линия озера при накоплении осадков кумыскудукской свиты чаще располагалась южнее Верхнесокурского района. Иногда она перемещалась на север, тогда озеро занимало почти всю площадь субаэральной дельты. Но эти периоды были непродолжительными, поскольку горные реки возобновляли намыв переднего края субаэральной дельты, который постепенно оттеснял береговую линию далеко на юг. Озеро имело глубину не более двух десятков метров. Органический материал преимущественно растительного происхождения захоронялся в его донных осадках беспорядочно, что выражено в средних содержаниях органического углерода в песчаниках береговой полосы и аргиллитах, образовавшихся из илов внутренней области озера.

Из табл. 10 видно, что аргиллиты кумыскудукской свиты содержат реакционноспособного железа больше, чем аргиллиты дубовской свиты. Это различие нельзя объяснить изменениями палеогеографических условий осадконакопления, поскольку напряженность денудационных процессов в кумыскудукское время значительно возросла. Вероятно, озерный водоем в период накопления осадков кумыскудукской свиты не давал начала рекам, которые могли бы выносить находившиеся во взвешенном состоянии мелкие обломки минерального и органического происхождения. Захороненное в озерных осадках реакционноспособное железо переходило в закисную форму (4,8%, или 81% от валового).

Прерывистые поднятия земной коры в области сноса, усиливавшие эрозионную деятельность горных рек, прекратились ко времени накопления осадков михайловской свиты. Озеро вновь продвинулось на поверхность субаэральной дельты, на дне которого отлагались песчаные

Таблица 14

Среднее содержание химических элементов-примесей в породах кумыскудукской и михайловской свит Карагандинского бассейна  
(по Т. М. Азизову, 1969 г.), г/т

Элементы	Верхнесокурский район								Михайловская мульда							
	Кумыскудукская свита					Михайловская свита				Кумы кудукская свита			Михайловская свита			
	Угли	Угли- аргиллиты	Аргиллиты	Алевроли- ты	Песчанки	Угли	Аргиллиты	Алевроли- ты	Песчанки	Угли	Аргиллиты	Песчанки	Угли	Аргиллиты	Алевроли- ты	Песчанки
Галлий	122	40	25	28	35	24,4	30	30	30	62	20	27	24,4	30	30	30
Скандий	74	2,5	22	21	18	19,6	—	Не опр.	—	38	Не опр.	18	19,6	—	—	—
Молибден	74	4	—	—	—	13	—	—	—	7,6	—	—	13	—	—	—
Свинец	27,5	30	83	89	110	71,6	50	30	28	80	30	86	71,6	50	40	28
Иттрий	104	30	22	18	32	31,2	100	25	—	57	100	17	31,2	100	25	—
Иттербий	5	—	3	3	4	3	—	—	—	2	5	3	3	—	—	—
Титан	3975	6200	5300	5600	5500	5160	30000	4500	3250	3600	3000	5100	5160	3000	4500	3250
Ванадий	792	280	62	60	60	37,2	30	35	20	700	30	60	37,2	30	35	30
Хром	140	150	77	77	120	58,8	50	60	55	140	50	74	38,8	50	60	55
Кобальт	16	10	11	14	30	30,4	20	20	17	61	10	13	30,4	20	20	17
Никель	18	20	33	38	37	46,8	20	32	27	44	10	38	46,8	20	32	27
Медь	263	75	83	53	45	60,4	70	62	55	90	20	49	60,4	70	62	55
Цинк	67,5	150	48	66	60	48,8	50	112	100	76	100	55	48,8	50	112	100
Марганец	1530	100	—	—	500	Не опр.	300	450	450	180	500	Не опр.	Не опр.	300	450	450
Барий	1260	165	580	640	700	»	200	200	117	62	200	700	»	200	200	117
Стронций	1740	400	160	190	230	»	—	13	Не опр.	1020	200	260	»	—	13	—

и глинистые осадки. Однако разрушение горных пород в области сноса совершалось интенсивно, на что указывает полимиктовый состав песчаников и алевролитов михайловской свиты. Половина кластического материала этих пород — кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, кварциты, заметно увеличивается количество зерен полевых шпатов. Главными компонентами тяжелой фракции являются эпидот-цоизит (71—92%), непрозрачные минералы (5—25%) и циркон (до 9%), отмечаются единичные зерна граната, сфена и пикотита.

Значение основной области сноса, поставившей обломочный материал на северную периферию среднеюрского седиментационного бассейна, сохранила площадь современного низкоргорья Ерементау, где в период накопления осадков кумыскудукской свиты располагался высокий горный массив. Ускоренному разрушению на его поверхности подвергались кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, а также кварциты. Постепенно в горном массиве обнажились кислые интрузивные породы, которые ранее, возможно, залегали под размытой толщей эффузивных пород девона. Ко времени накопления осадков михайловской свиты денудационные процессы подготовили в области сноса обширные участки слабо расчлененного рельефа, способствовавшие развитию на породах палеозоя коры выветривания. Если процессы химического выветривания совершались на значительных площадях достаточно интенсивно, то можно ожидать в породах михайловской свиты повышенных концентраций элементов-примесей. Однако их содержание не достигает уровня, установленного для пород кумыскудукской свиты, что отражает, вероятно, происходившие в области сноса пространственные перераспределения площадей выходов вулканогенных, осадочных и метаморфических пород.

Заполнение прибрежной зоны озера осадками создавало условия для появления заболоченных пространств. В настоящее время не представляется возможным определить их размеры, поскольку породы михайловской свиты на площади Карагандинского бассейна подверглись размыву. Топяные болота устойчивого режима торфонакопления существовали на западе бассейна, где в михайловской свите содержится восемь угольных пластов, из них Федоровский мощностью до 24 м. В сложении Федоровского пласта, по данным Н. Б. Волковой (1961), принимают участие восемь петрографических типов углей, указывающих на переменную обстановку торфонакопления в болоте (табл. 15). Торфонакопление происходило в лесном слабо обводненном и периодически проточном болоте. Материалом для торфяников служили остатки стеблей и древесины плауновых, хвощей и папоротников, которые при захоронении не подвергались значительному переносу и переотложению. Уровень воды болота временами опускался ниже поверхности торфяника, при этом растительные остатки в нем подсушивались и частично истлевали. Торфонакопление в болоте было прервано быстрым поднятием уровня воды, в результате прибрежная зона восстановилась как открытая поверхность озера.

Третий этап формирования юрских отложений Карагандинского бассейна отвечает времени накопления осадков акжарской свиты, в сложении которой преобладают пестроцветные конгломераты и песчаники. На юге бассейна конгломераты разногалечные и валунные, переслаивающиеся с песчаниками, но севернее мощные пачки их расщепляются и замещаются алевролитами. Окраска конгломератов и песчаников преимущественно красно-бурая, а расслаивающие их алевролиты зеленовато-серые, серые или буровато-серые. В. В. Воронцов (1965) установил, что красно-бурый цвет конгломератов, песчаников и алевро-

Таблица 15

Микрокомпонентный состав углей Федоровского пласта михайловской свиты  
(по Н. Б. Волковой, 1961), %

Подкласс углей	Тип углей	Количество промоторных пилфов и аншлифов-брикетов	Микрокомпоненты					Размер участка в сложенности пласта	Обстановка торфонакопления
			гелифицированные	фузеновые	фузенкитрованные	липидные	минеральные примеси		
Телогелиты	Кларены, преимущественно стеблевые, блестящие	3	91—97	0—3	0—3	0—7	0—3	10—25	Топяное застойное болото
	Кларены с семифузеновыми компонентами, полуматовые	1	66	—	14	5	15		
	Дюренколарены с семифузеновыми компонентами, полуматовые	1	62	9	33	5	—	1—5	Топяное проточное болото
Семифузениды	Кларенодюренны семифузеновые, полуматовые	1	45	—	54	—	1	1—5	Лесное слабо обводненное болото
	Дюренны семифузеновые, матовые	5	20—37	0,10	63—76	0—3	0—4	20—25	
	Дюренны с повышенным содержанием минеральных примесей	1	10	6	88	1	1	10—15	Лесное периодически проточное болото
Микетофузениды	Кларенодюренны семифузенофузеновые, матовые	2	40—42	20—25	55—57	1—2	2—3	20—25	Лесное слабо обводненное болото
	Кларенодюренны с повышенным содержанием минеральных примесей	1	28	10	63	5	4	10—15	Лесное периодически проточное болото

литов обусловлен развитием в цементе окисных соединений железа. Возможным источником железа он считает эффузивно-осадочные толщи девона, обнажающиеся южнее Карагандинского бассейна. Слагающие их альбитофиры, пепловые туфы, песчаники, алевролиты и кварциты содержат повышенное количество гидроокислов железа, не входящих составными компонентами в минеральные образования. В. В. Воронцов исключает возможность мобилизации железа в коре выветривания этих пород, поскольку все минералы в составе обломочного материала песчаников и алевролитов акжарской свиты имеют свежий облик. Тяжелую фракцию в них образуют главным образом минералы группы эпидота, которые в коре выветривания подвергаются быстрому разложению.

Конгломераты акжарской свиты состоят из галек различных размеров. Чаще обнаруживается в них галька от 5 до 10 см, отдельные слои включают валуны до 0,5 м в диаметре. Примечательной особенностью мощных пачек конгломератов является отсутствие признаков сортировки и упорядоченного распределения галек. Валуны и крупная галька могли доставляться к местам накопления этих осадков временными бурными потоками. Алевролиты и мелкозернистые песчаники зеленой или серой окраски нередко имеют ясно выраженную горизонтальную слоистость, свойственную осадкам озера. Эти породы не содержат прослой углей и растительные остатки хорошей сохранности.

Пролегающая вдоль южной окраины Карагандинского бассейна акжарская свита по фациальному сочетанию представляет собой мощный комплекс пород пролювиально-аллювиального генезиса. Горные реки и временные потоки выносили на этот участок седиментационного бассейна валуны, гальку и песчаный материал, которые формировали конусы выноса, простиравшиеся вблизи подножия северного склона высокого горного хребта. В конгломератах акжарской свиты около 70% галек зелено-серых песчаников, красно-фиолетовых алевролитов и песчаников, бурых аргиллитов, известняков, туфопесчаников, кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев. Остальная часть приходится на гальку эффузивов и их туфов, гранитоидных и метаморфических пород. Песчаники и алевролиты акжарской свиты имеют полимиктовый состав. В тяжелой фракции преобладают минералы группы эпидота (8—99%) и темноцветные, включающие гематит, магнетит, лимонит и лейкоксен (5—88%); отмечаются также зерна циркона, турмалина, граната, анатаз-брукита, сфена, пикотита и роговой обманки. Петрографический состав обломочного материала конгломератов, песчаников и алевролитов акжарской свиты позволяет воспроизвести состав палеозойских пород, слагавших горный хребет южного обрамления седиментационного бассейна. Северный склон слагали преимущественно осадочные и эффузивные породы, на водораздельной части хребта выступали в основном метаморфические породы нижнего палеозоя.

По мере накопления осадков конусов выноса и русел горных рек в рельефе предгорья оформлялась аккумулятивная равнина, которая ограничивалась на севере озерным водоемом. Береговая его линия с расширением аккумулятивной равнины отступала на север, но временами, когда увеличивалась глубина водоема, она перемещалась на юг. Неустойчивое положение береговой линии выражено в разрезе акжарской свиты многократным переслаиванием пород фации русла и озера. Озерный водоем заполнялся осадками, приносимыми в основном реками, которые сгружали основную массу грубообломочного материала на поверхности аккумулятивной равнины и в береговой зоне.

Для пород акжарской свиты характерно низкое содержание органического углерода, который распределялся в ряду песчаники (фашия

русла) — песчаники — алевролиты — аргиллиты (фашия озера) с последовательным увеличением от 0,14 до 0,83%. Максимальные средние содержания органического углерода установлены в аргиллитах серого цвета, представляющих фашию внутренней области озера.

Таблица 16

Содержание реакционноспособного железа и серы в породах акжарской свиты, %

Скважина	Глубина отбора проб	Порода	5 %-ная HCl				S <sub>сульфид</sub>
			Fe <sup>+2</sup> <sub>HCl</sub>	Fe <sup>+3</sup> <sub>HCl</sub>	Ca <sup>+2</sup>	Mg <sup>+2</sup>	
21	86,5	Конгломерат	2,32	3,80	0,55	1,18	—
21	97,0	Песчаник	0,98	3,75	0,73	1,30	—
21	133,0	»	11,41	0,57	1,52	2,50	—
20	257,0	»	0,41	0,72	0,93	0,54	—
22	25,5	»	1,64	2,33	0,40	1,62	—
21	72,0	»	2,05	2,91	0,44	1,83	—
47	47,5	»	2,0	1,09	0,20	1,37	0,85
21	4,5	Алевролит	1,28	0,44	0,42	1,66	—
21	25,5	»	1,15	3,90	0,29	2,27	—
21	30,0	»	0,80	4,67	0,26	2,35	—
21	36,0	»	1,23	4,83	0,45	2,42	—
21	52,0	»	1,17	3,54	0,39	1,87	—
21	79,0	»	1,52	0,45	34,57	2,50	—
21	72,0	»	2,96	1,08	11,43	1,47	—
21	112,0	»	0,50	1,88	0,41	0,76	—
21	127,0	»	3,78	5,32	0,47	2,52	—
21	148,0	»	1,08	3,18	0,38	2,25	—
21	159,0	»	1,80	3,28	0,44	0,95	—
70	104,0	»	0,85	0,67	0,67	0,44	—
22	16,0	»	2,32	1,88	0,27	1,67	—
47	44,5	»	2,11	1,63	0,20	0,83	—
47	110,0	»	0,13	1,01	0,40	0,59	—
21	34,5	Аргиллит	0,80	3,22	0,5	1,28	—
21	124,0	»	6,29	3,96	0,60	1,30	—
22	10,0	»	0,56	2,22	1,72	0,78	—
22	42,5	»	2,65	2,91	0,47	1,86	0,04
22	45,6	»	3,09	3,06	0,47	2,06	0,03
22	56,0	»	1,65	2,49	0,60	1,37	0,29
47	50,0	»	0,08	1,35	0,33	0,10	0,08
47	12,0	»	0,21	0,39	0,40	0,44	0,04
21	52,5	»	0,52	7,95	0,45	2,35	0,08
22	28,3	»	2,48	0,01	1,73	0,78	—

В озерный водоем периодически поступало различное количество реакционноспособного железа (табл. 16). Химические анализы показывают, что песчаники, алевролиты и аргиллиты, окрашенные в серый, зеленовато-серый и красновато-бурый цвет, содержат различное количество реакционноспособного железа. В песчаниках, алевролитах и аргиллитах серого цвета реакционноспособного железа от 2 до 2,8% при некотором преобладании окисной формы. В петрографических разностях этих пород красновато-бурой окраски количество этого элемента не превышает 1%. Красноцветные породы фашии озера, как уже отмечалось, характеризуются также низким содержанием органического углерода. Эти сочетания геохимических показателей пород свидетельствуют о том, что количество поступавших в озерные осадки реакционноспособного железа и органического вещества регулировалось фактором общего значения.

Ограниченная площадь распространения акжарской свиты и редкая сеть пробуренных скважин не позволяют установить размеры озер-

ного водоема второй половины среднеюрской эпохи. По-видимому, он занимал центральную часть межгорной котловины и простирался на десятки километров. Северным обрамлением котловины служили горные хребты, оформившиеся на площади современного низкогорья Ерементау как второстепенная область сноса акжарского времени. Реки выносили из пределов хребтов продукты выветривания горных пород, основная масса которых оседала на северном борту межгорной котловины. Хребет южного обрамления выделился в рельефе господствующей орографической единицей и служил главной областью сноса. Грубообломочный материал конусов выноса и субаэральных дельт на южном борту межгорной котловины смыкался в обширную аккумулятивную равнину. Высские горные хребты препятствовали свободному проникновению влажных воздушных масс, поэтому здесь теплый климат отличался от других межгорных и предгорных впадин среднеюрского времени некоторым дефицитом влаги. Это действовало угнетающе на мезофильную растительность, которая не могла обильно развиваться на поверхности аккумулятивной равнины. Резкое снижение биологической продуктивности растительности, возможно, служило основной помехой торфонакопленю, но способствовало образованию красноцветных осадков с низким содержанием органического углерода. Можно предполагать, что климат межгорной котловины отличался чередованием относительно влажных и более засушливых периодов.

Таблица 17

Среднее содержание элементов-примесей в породах акжарской свиты  
(по Т. М. Азизову, 1969 г.), г/т

Элементы	Серые и зелено-ватые-серые		Крапчатые		Среднее по свите	
	алевролиты	песчаники	алевролиты	песчаники	Алевролиты	Песчаники
Галлий	27	27	28,5	30	29	29
Скандий	21	19	16	19,5	18	19
Свинец	17	18	13	11,4	18	15
Олово	1,8	0,6	0,8	1,4	1,3	1,1
Цирконий	75	81	82	82	78	80
Иттрий	27	33	24,6	28	26	31
Иттербий	3,5	4	3	34	3	4
Титан	5820	5730	5340	6000	5900	5950
Ванадий	69	61	65	72	67	55
Хром	124	144	106	144	110	147
Кобальт	25	27	33	38,5	27	34
Никель	41	39	42	46	40	43
Медь	65	61	77	81	70	70
Цинк	62	62	65	54	63	56
Барий	491	520	508	438	520	480
Стронций	536	493	400	461	450	490

В засушливый период снижалась интенсивность химического выветривания горных пород. Отовсюду в седиментационный бассейн поступали обломки пород и минералов, сохранявшие свежий облик. Красноцветные осадки не обогащались реакционноспособным железом и элементами-примесями, коэффициенты концентрации которых относительно кларка не достигали единицы (0,3—0,9, табл. 17). Уровень грунтовых вод в осадках аккумулятивной равнины понижался, при этом создавались условия для перехода всей массы реакционноспособного железа в окисную форму. Поверхность галек конусов выноса и русловых накоп-

лений горных рек покрывалась коркой пустынного загара. При расколе таких галек, часто встречающихся в конгломератах акжарской свиты, можно наблюдать на фоне светлой породы оторочку густо-бурого цвета шириной 0,3—0,5 см.

Для увлажненных периодов характерно развитие на выровненных участках рельефа коры выветривания, из которой выносились реакционноспособное железо и другие химические элементы. Свидетелями периодического формирования на породах палеозоя коры выветривания глубокого профиля являются гальки осветленных каолинизированных пород, находимые в конгломератах акжарской свиты. Возросло поступление в озерный водоем продуктов химического выветривания горных пород. Это видно из повышенного содержания химических элементов-примесей в сероцветных алевролитах фации озера. Отдельные слои сероцветных песчаников и алевролитов выделяются высокими содержаниями реакционноспособного железа. Превалирует в них закисная форма железа, что выявляет восстановительную геохимическую обстановку среды озерных осадков при диагенезе. Макроскопически в этих породах наблюдаются линзы сидеритов.

Сульфидные соединения железа в породах акжарской свиты не встречены. В редких пробах серых аргиллитов обнаруживается сульфидная сера до 0,29%. Возможно, аргиллиты с содержанием сульфидной серы от 0,05 до 0,2% характеризуют солоноватоводность небольших лагун, возникавших в береговой зоне озера, где редукция серы могла совершаться при участии бактерий. Вода открытой поверхности была пресной, но насыщенной солями гидрокарбонатов кальция и магния. Солянокислые вытяжки пород указывают на преобладание в воде растворенных солей карбонатов магния. Осаждение солей карбонатов кальция и магния, вероятно, происходило в небольших лагунах, из осадков которых впоследствии образовались прослой мергелей с текстурой «конус в конус».

Основные геохимические показатели юрских пород бассейна отражают существенные черты физико-географической обстановки осадконакопления. В табл. 18 приведены некоторые геохимические показатели пород саранской, дубовской, кумыскудукской, михайловской и акжарской свит, которые позволяют констатировать происходившие изменения палеогеографических условий осадконакопления на протяжении трех этапов формирования юрских отложений Карагандинского бассейна.

В саранское время две области сноса имели расчлененный горный рельеф, которые поставляли в седиментационный бассейн продукты физического выветривания горных пород. Подавляющее количество химических элементов-примесей мигрировало в составе свежих обломков пород и минералов. Достигнув конечного водоема стока, они захоронялись в осадках быстро и окончательно, что определило пестрый тип распределения элементов-примесей в породах саранской свиты. На отдельных участках области сноса процессы химического выветривания протекали довольно интенсивно и обеспечивали мобилизацию реакционноспособного железа. Внесенное в озерный водоем, оно оседало и переходило при диагенезе основной массы в закисную форму.

Дубовское время примечательно постепенным понижением относительной высоты двух областей сноса, которые оставались достаточно расчлененными. В них усилились процессы химического разложения горных пород и заметно увеличилось количество элементов-примесей, мигрировавших в истинных и коллоидных растворах. Однако порядок их распределения в осадках рек и озера сохранялся пестрым, хотя и наме-

тились признаки упорядоченности. Озерный водоем был пресным; оседавшее на дне озера реакционноспособное железо редуцировалось в присутствии большого количества органического вещества, поддерживавшего в среде осадков восстановительную геохимическую обстановку.

Таблица 18

Основные геохимические показатели пород саранской, дубовской, кумыскудукской, михайловской и акжарской свит Карагандинского бассейна (по Т. М. Азизову, 1969 г.)

Свита	Элементы, содержащиеся в повышенной концентрации в породах свиты	Отношение пар элементов				Коэффициент упорядоченности элементов
		Ba: Sr	Ni: Co	Fe <sup>2+</sup> : Fe <sup>3+</sup>	Fe <sub>обл</sub> : Fe <sub>вал</sub> %	
Акжарская	Барий, свинец, титан, хром, медь, кобальт, циркон	1	1,4	0,6	40—85	0,19
Михайловская	Магний, цинк	5,7	1,5	2,2	5—8	0,38
Кумыскудукская	Цинк, стронций	3	2,2	1,1	26	0,37
Дубовская	Галлий, циркон, барий, скандий, хром, магний	2	1,95	1,7	6	0,45
Саранская	Кобальт, никель, цинк, свинец, галлий, стронций	1	1,5	1,9	9—15	0,14

*Примечание.* Распределение элементов по литофациальному профилю пород пестрое.

Кумыскудукское время наступило после резкой активизации тектонических движений земной коры, которая вовлекла в поднятие новые участки двух областей сноса. В разрушении горных пород областей сноса ведущая роль принадлежала физическому выветриванию, которое создавало огромные массы грубообломочного материала. Химическое разложение горных пород в условиях жаркого и влажного климата происходило на ограниченных площадях весьма энергично, отсюда высокие содержания реакционноспособного железа в породах фации озера. Химические элементы-примеси, мигрировавшие преимущественно в составе породообразующих минералов, захоронялись в осадках седиментационного бассейна беспорядочно, что фиксируется в породах пестрым типом их распределения. Минерализация воды озера сохранялась на уровне пресной.

Михайловское время осадконакопления относится к периоду значительного снижения горных хребтов, служивших областями сноса для Карагандинского седиментационного бассейна. Это способствовало возникновению на выровненных участках рельефа коры выветривания каолинового профиля. При ее формировании из материнских пород удалялись химические элементы, которые разными путями достигали озерного водоема и распределялись в его осадках с признаком некоторой упорядоченности. Вода озера оставалась пресной. В глинистых и песчано-глинистых осадках озера накапливалось значительное количество реакционноспособного железа, переходившего при диагенезе в закисную форму.

Акжарское время осадконакопления следует рассматривать как период существенного изменения морфологии седиментационного бассейна. Поднятия высоких горных хребтов, особенно южного, преобразили седиментационный бассейн в межгорную котловину. Временные потоки и реки заполняли ее грубообломочным материалом, который создавал конусы выноса и субаэральные дельты. Интенсивному разрушению подвергались разнообразные по составу и возрасту палеозойские породы, что привело к существенным изменениям в наборе «руководящих» химических элементов акжарской свиты. Процессы химического разложения горных пород всюду в области сноса оказались подавленными возрастающей расчлененностью рельефа.

Скромное участие химического выветривания в разрушении горных пород области сноса определяется высоким содержанием в породах акжарской свиты обломочного железа и низким коэффициентом упорядоченности (0,19), который соответствует пестрому типу распределения элементов-примесей в ряду пород песчаники — алевролиты — аргиллиты. Минерализация воды озера, вероятно, соответствовала солонатоводным бассейнам, особенно в полузамкнутых лагунах. На дне озера накапливались сероцветные и красноцветные осадки; последние отличались малым количеством захороненного органического вещества, которое не обеспечивало возникновения в их среде восстановительной геохимической обстановки.

### **Илийский угленосный бассейн**

Восточную часть Илийской впадины, ограниченную Кетменским хребтом на юге и отрогами Джунгарского Алатау на севере, в геологической литературе принято выделять под названием Джаркентской депрессии. На протяжении 1954—1960 гг. в ее пределах производились поисковые работы на нефть и газ. Скважина 3-Г, пробуренная на правом берегу р. Или, прошла на глубине 1450—2245 м триасовые и юрские отложения, содержащие угольные пласты. Двумя другими глубокими скважинами, расположенными профилем, угольные пласты прослежены до северных предгорий Кетменского хребта. Здесь были проведены поисково-разведочные работы для выявления участка близкого залегания от дневной поверхности угольных пластов. Нижнемезозойские отложения всюду перекрыты породами мелового, третичного и четвертичного возраста. Развитые в границах Джаркентской депрессии юрские отложения представляют собой западную оконечность обширного Илийского угленосного бассейна.

Стратиграфическое расчленение нижнемезозойских отложений Илийского бассейна на верхнетриасовые и юрские обосновано результатами палеоботанических и палинологических исследований (Орловская, 1960, 1968 и Мураховская, 1968). На рис. 13 приведена параллелизация разрезов глубоких скважин 3-Г, 6-7, 7-Г и скважин, пробуренных в предгорьях Кетменского хребта на участке неглубокого залегания угольных пластов. Юрские отложения по разрезам скважин уверенно сопоставляются, если использовать в качестве маркирующих горизонтов пласты углей, сохраняющих на большой площади простое строение и выдержанную мощность. Юрские угленосные отложения Илийского бассейна разделяются на кайраганскую и джаркентскую свиты, залегающие между собой несогласно.

Как следует из ранее приведенного описания, в стратиграфическом разрезе юрских отложений Илийского бассейна отсутствуют породы нижнего и среднего лейаса. Материалы бурения многих скважин пока-



Таблица 19

## Литологический и фациальный состав юрских отложений Илийского угленосного бассейна

Скважина	Глубина	Породы										Фацции						Мощ- но- ть, м
		конгломе- раты		песчаники		алевролиты		аргиллиты		угли		ру. ло		озеро		болото		
		м	%	м	%	м	%	м	%	м	%	м	%	м	%	м	%	
<i>Джаркентская свита</i>																		
3-Г	1450—1590	—	—	62,0	44,3	28,0	20,0	30,0	21,6	20,0	14,2	50,0	35,8	70,0	50,0	20,0	14,2	140
6-Г	943—1074	—	—	45,0	34,3	35,0	26,8	36,0	27,4	15,0	14,5	10,0	7,7	106,0	80,9	15,0	11,4	131
7-Г	590—693	—	—	37,0	36,0	47,0	40,8	5,0	4,7	19,0	18,5	5,0	4,7	79,0	76,7	19,0	18,6	103
88	337—398	—	—	22,7	37,3	8,8	14,4	10,2	16,7	19,2	31,6	1,8	2,9	39,9	65,5	19,2	31,6	60,9
277	354—415	—	—	41,9	68,8	7,7	12,6	7,8	12,8	3,5	5,8	19,4	31,8	38,0	62,4	3,5	5,8	60,9
216-а	355—434	—	—	33,6	42,8	22,7	29,0	—	—	22,1	28,2	12,0	15,3	40,4	51,5	26,0	33,2	78,4
252	363—429,6	—	—	27,6	41,0	21,9	32,6	2,0	2,9	15,8	23,5	12,2	18,1	39,3	58,4	15,8	23,5	67,3
254	320—365,6	—	—	36,0	68,6	7,2	15,7	2,1	4,6	0,1	1,1	25,9	56,6	19,1	41,7	0,8	1,7	45,8
261	302—373,6	—	—	52,05	73,0	2,85	4,0	10,7	15,0	5,7	8,0	13,2	18,5	52,4	73,5	5,7	8,0	71,3
568	344—401,5	—	—	21,3	37,8	28,0	50,8	—	—	6,4	11,4	18,3	32,5	31,6	56,1	66,4	11,4	56,3
556	358,6—422,6	—	—	25,6	40,9	6,9	11,2	13,9	22,2	16,2	25,8	20,9	33,4	25,5	40,8	16,2	25,8	62,6
559	298—360,4	1,0	1,6	26,6	42,2	12,0	19,0	10,3	16,3	13,1	20,8	21,2	33,6	28,7	45,6	13,1	20,8	63,0
<i>Каирлаганская свита</i>																		
3-Г	1590—1974	1,0	0,27	234,0	60,9	101,0	26,3	39,0	10,1	9,0	2,34	137,0	35,7	237,0	61,7	10,0	2,64	384
6-Г	1074—1365	2,0	0,1	201,0	67,0	30,0	10,0	57,0	19,1	9,0	2,34	142,0	47,4	148,0	49,5	9,0	3,1	299
7-Г	692—842	—	—	66,0	44,0	70,0	46,7	10,0	6,7	4,0	2,6	62,0	41,4	84,0	56,0	4,0	2,6	150
88	398—511,5	7,8	6,9	61,9	54,6	0,2	17,8	17,3	15,2	6,2	5,5	52,5	46,3	54,7	48,3	6,2	5,4	113,4
277	415—531	—	—	69,2	60,8	25,1	25,6	11,2	9,8	4,1	3,7	42,8	37,7	66,6	58,6	4,1	3,7	113,4
216-а	434—530,4	1,0	0,9	67,8	66,1	31,1	30,3	—	—	2,7	2,7	58,5	57,1	41,3	40,3	2,7	2,5	107,6
252	429,6—548	—	—	75,0	64,0	37,3	32,3	1,0	0,8	3,4	2,9	57,8	49,5	55,9	47,6	3,4	2,9	117,0
254	365,6—491,5	—	—	89,2	71,3	31,6	25,1	—	—	4,4	2,6	74,6	59,5	46,1	36,7	4,5	3,8	152,2
261	373,6—488	—	—	66,3	60,8	21,8	20,0	18,3	16,8	2,6	2,4	39,7	36,4	66,7	61,2	2,6	2,4	109,0
308	403,4—431,2	28,8	23,3	38,6	31,3	44,2	35,8	6,60	5,4	5,1	4,2	52,9	42,9	65,8	52,9	5,1	4,2	123,3
309	386—513,4	19,1	15,3	55,1	44,3	42,7	34,3	3,60	2,8	4,1	3,3	58,8	47,2	61,7	49,5	4,1	3,3	124
322	387,2—498,4	15,5	14,2	63,8	58,4	34,3	22,3	—	—	5,6	5,1	62,3	57,1	40,3	37,8	5,6	5,1	109,2

ганской свиты существенно не меняется как в меридиональном, так и в широтном направлениях. Первые четыре скважины иллюстрируют изменения литофациального состава свиты в направлении, перпендикулярном простиранию Кетменского хребта. Разрезы других скважин позволяют проследить смену ее литофациального состава на разведанном участке севернее пос. Кольджат. В свите установлены следующие пределы колебаний суммарных мощностей слоев пород (%): песчаники — 31,3—71,3, алевролиты — 10—35,8, аргиллиты — до 19,1 и угли — 2,4—5,5. На востоке разведанного участка увеличиваются количество и мощность слоев конгломератов, составляющих до 23% объема пород свиты. Для свиты характерно циклическое переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов, заключающих угли или углистые аргиллиты, которое отчетливо выражено на литологических колонках скважин. При построении фациальных колонок скважин циклический порядок наложения пород утрачивается, поскольку песчаники, залегающие в основании цикла, пространственно изменяют фациальную принадлежность. Это создает известные трудности восстановления палеогеографической обстановки накопления осадков, которые можно преодолеть, проследив на площади изменения фаций небольшого отрезка разреза кайрлаганской свиты, ограниченного маркирующими горизонтами. На разведанном участке таким отрезком является верхняя часть разреза свиты мощностью 30 м, заключенная между угольными пластами  $k_5$  и  $k_6$ .

В основании выделенного отрезка разреза кайрлаганской свиты располагаются мелко- и среднезернистые песчаники, обогащенные иногда галькой. Выше они переходят в тонкозернистые песчаники, содержащие стяжения марказита и сидеритов. На этих песчаниках залегают алевролиты и аргиллиты, которые служат почвой угольному пласту  $k_6$ . Описанная последовательность наложения пород сохраняется не всюду по причине пространственного замещения пород. Песчаники на площади сменяются алевролитами, а среди них местами появляются тонкие слои песчаников фации русла. Эти слои позволяют разделить избранный отрезок разреза свиты на две пачки, которые чаще представляют собой комплексы фаций. Для верхней и нижней пачек пород составлены фациальные схемы, отражающие смену условий накопления осадков на юге Илийского угленосного бассейна.

Фациальная схема нижней пачки (рис. 14) восстанавливает обстановку осадконакопления, возникшую после исчезновения обширного топяного болота, в котором формировались торфяники угольного пласта  $k_5$ . На схеме отчетливо выделяются площади распространения фаций русла и озера, а также переходные комплексы, различающиеся соотношением мощностей этих фаций. Контуры площади фаций русла на схеме определились в виде полос шириной 150—400 м, ориентированных в широтном направлении. Местами полосы отклоняются от этого направления, образуя петли и изгибы, разветвляются и сближаются, но всюду остаются разобщенными фацией озера или переходными комплексами. Сложные сочетания фаций на площади характеризуют обстановку накопления осадков переднего края субаэральной дельты.

Наблюдаемое на схеме размещение фациальных комплексов наводит на мысль, что это накопление торфяника, из которого впоследствии образовался угольный пласт  $k_5$ , прекратилось в связи с оживлением тектонических движений земной коры. Вероятно, эти движения проявлялись одновременно как в области седиментации, где они способствовали исчезновению топяного болота быстрым подъемом уровня воды, так и в области сноса. Здесь тектонические движения земной коры оживили эрозионную деятельность рек, которые стали приносить в озеро

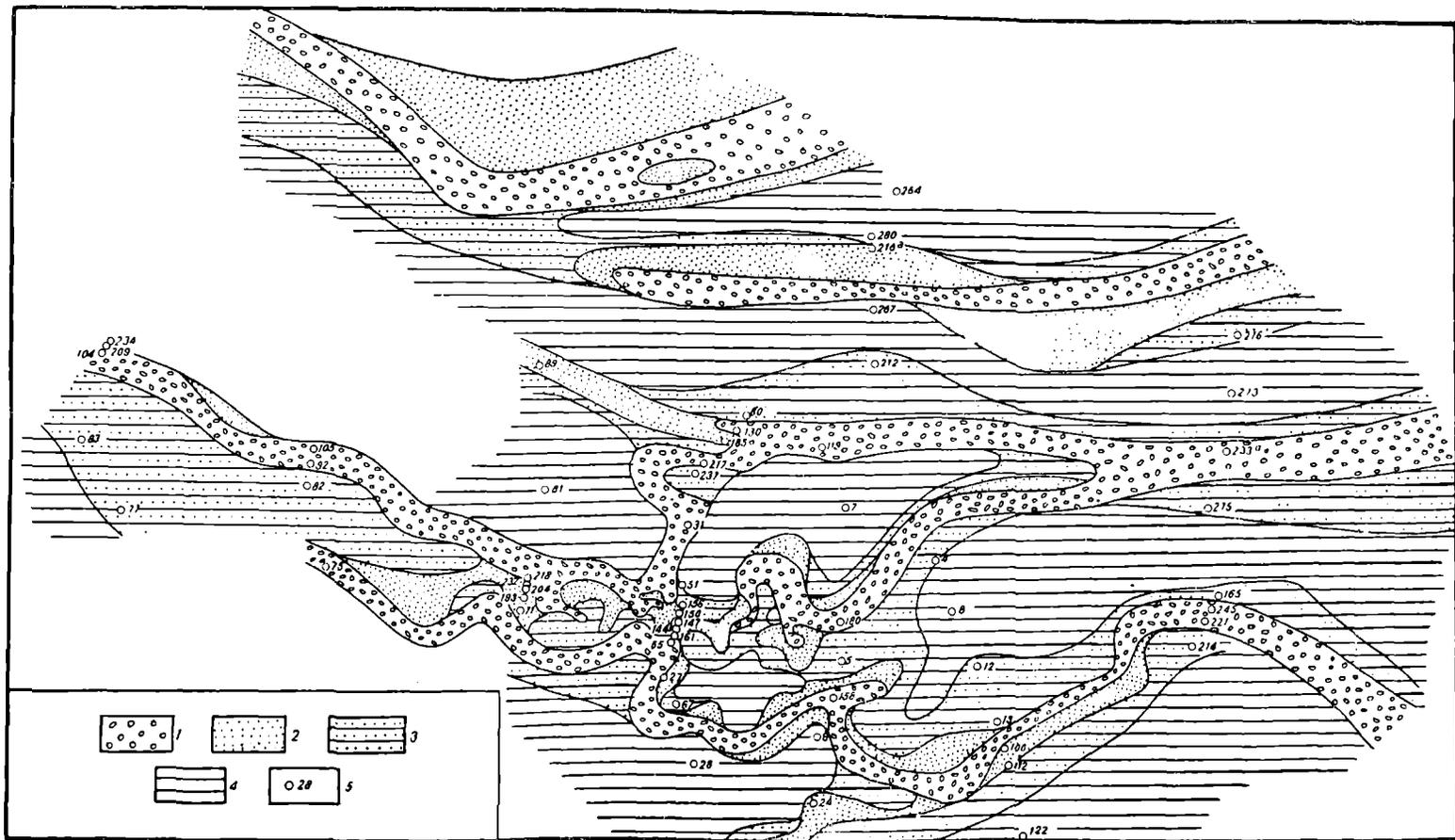


Рис. 14. Фациальная схема нижней пачки пород, заключенной между угольными пластами  $K_5$  и  $K_6$  кайраганской свиты Илийского угольного бассейна. Фациальные комплексы: 1 — русловый, 2 — русловый с включением фации озера, 3 — озерный с включением фации русла, 4 — озерный, 5 — скважина, ее порядковый номер

большое количество обломочного материала песчаной размерности. Широкая ориентировка полос фации русла, вероятно, отвечает основному направлению течения речных потоков. Отлагая обломочный материал, они наращивали лопасти субаэральной дельты и выдвигали ее передний край далеко в озеро.

Фациальная схема верхней пачки показывает широкое распространение пород фации озера. На фоне их выделяются узкие и извилистые в плане полосы комплексов пород, в составе которых преобладают фации русла. По условиям залегания и пространственному размещению породы фации русла опознаются отложениями лопастей переднего края субаэральной дельты, периодически выдвигавшихся с востока в озерный водоем. Реки доставляли сюда обломочный материал преимущественно алевритовой размерности, что является показателем ослабления их живой силы. Спад эрозивной деятельности рек, возможно, происходил постепенно в ходе выработки продольного профиля равновесия. Этому способствовало также ослабление тектонической подвижности земной коры в области сноса. Перемещение береговой линии озера на восток и ослабление эрозивной деятельности рек создавали условия для возникновения по периферии субаэральной дельты обширного топяного болота, где накапливались торфяники угольного пласта  $k_6$ .

Широтная ориентировка лопастей субаэральной дельты, сохраняющаяся устойчиво на двух фациальных схемах, а также признаки их выклинивания на запад позволяют предполагать существование в каирлаганское время южнее озерного водоема аккумулятивной равнины, которую формировали осадки горных рек. Глубина озера в береговой зоне, располагавшейся на площади левобережья р. Или, в период максимального расширения акватории на восток и юго-восток не превышала 20 м, что определяется мощностью верхней пачки, сложенной породами фации озера. При поступлении большого количества обломочного материала незначительный наклон дна озера в сторону внутренней области способствовал наращиванию переднего края субаэральной дельты и появлению топяных болот.

Оседавший в прибрежной зоне озера обломочный материал не подвергался взмучиванию и перераспределению. В песчаниках фации озера под микроскопом наблюдается беспорядочное размещение обломков различной размерности, преимущественно угловатой и слабо окатанной формы, скрепленных глинистым веществом. Характеру сортировки терригенного материала соответствует порядок распределения в породах элементов-примесей. В табл. 20 отчетливо выражен пестрый тип распределения средних содержаний 12 элементов-примесей, который проявляется в сложном сочетании различных концентраций в ряду пород песчаники (фация русла) — песчаники, алевролиты, аргиллиты (фация озера) — углистые аргиллиты (зарастающий водоем). Далее будет показано, что этот тип распределения элементов-примесей в породах каирлаганской свиты отражает характер разрушения горных пород в области сноса и форму миграции продуктов выветривания в условиях гумидного климата при возобновлении поднятий земной коры.

Для выяснения геохимической обстановки среды осадков на дне озера и в зоне переднего края субаэральной дельты были произведены химические исследования пород каирлаганской свиты на определение органического углерода, реакционноспособного железа, серы, хлора, кальция и магния. В табл. 21 сведены результаты этих анализов на содержание органического углерода и реакционноспособного железа. В породах каирлаганской свиты органическое вещество находится в рассеянном состоянии и сконцентрировано в угольных пластах, отличающихся

выдержанным строением на большой площади. Подсчет его общей массы в колонне пород сечением 1 м<sup>2</sup> и равной по высоте мощности кайраганской свиты показал, что песчаники, алевролиты и аргиллиты, представляющие различные фации, содержат почти вдвое меньше рассеянного органического вещества, относительно сконцентрированного в угольных пластах. В ряду пород песчаники (фация русла) — песчаники, алевролиты, аргиллиты (фация озера) его количество увеличивается, при этом выделяются песчаники и алевролиты фации озера с содержанием органического углерода от 2,26 до 2,87%.

Литологический состав и фациальная принадлежность пород кайраганской свиты являются основными признаками, определяющими распределение в них реакционноспособного железа. Из табл. 21 видно, что высокие содержания реакционноспособного железа (2,04—4,81%) обнаруживаются в песчаниках и алевролитах фации озера. Для песчаников фации русла характерно присутствие реакционноспособного железа от 0,74 до 1,72%, но изредка в них наблюдаются скопления мелких стяжений бурых окислов железа — до 5% от веса породы. В песчаниках, алевролитах и аргиллитах фации озера закисного железа более 50% от суммы реакционноспособного. Перевес в этих породах железа закисного над окисным можно оценивать как показатель постоянно сохранявшейся в среде озерных осадков восстановительной геохимической обстановки, обусловленной осаждением органического вещества. Следует отметить также значительные колебания количества реакционноспособного железа в аргиллитах и алевролитах, образовавшихся из осадков более глубоководной зоны озера. Осаждению здесь тонкодисперсного минерального и коллоидального материала могли препятствовать слабые течения, возникшие вблизи переднего края субазальной дельты. Эти течения сгоняли прино-

Таблица 20

Содержание элементов-примесей в породах джаркентской и кайраганской свит Илийского угленосного бассейна, г/т

Свита	Фация	Порода	Количество проб	V	Co	Ni	Ti	Zn	Zr	Pb	Ba	Cr	Cu	Sc	Mn
Джаркентская	Озеро	Аргиллиты	16	50	15	35	5500	—	50	—	200	30	40	10	1650
		Алевролиты	16	20	27	40	4200	—	40	—	380	45	20	8	1600
		Песчаники	13	85	35	35	5000	90	45	90	450	90	30	10	1350
Кайраганская	Русло	Песчаники	14	100	30	30	5000	90	50	90	500	90	20	10	320
		Аргиллиты	15	60	30	65	5000	90	30	90	650	75	40	10	750
	Зарастающий водоем	Аргиллиты	23	70	27	85	5200	—	40	—	370	52	37	10	400
		Алевролиты	84	74	18	24	4600	36	42	36	440	62	46	8	860
		Песчаники	20	62	30	50	5200	45	40	45	670	85	35	5	550
	Русло	Песчаники	7	56	18	16	5200	18	42	—	290	54	30	6	380

## Содержание реакционноспособного железа и органического углерода в породах каирлаганской свиты Илийского бассейна, %

Скважина	Фация	Порода	Fe <sup>2+</sup> <sub>НС1</sub>	Fe <sup>3+</sup> <sub>НС1</sub>	Fe <sub>НС1</sub>	Fe <sup>2+</sup> <sub>НС1</sub> от Fe <sub>НС1</sub>	Органический углерод	
							оста- точный в поро- де	первич- ный в осадке
88	Озеро	Алевролиты	4,81	—	4,81	100	1,72	2,04
111	Озеро	Алевролиты	1,68	—	1,68	100	1,56	1,68
121	Русло	Песчаники	0,33	1,41	1,74	18	0,70	0,72
126	Озеро	Аргиллиты	0,56	0,50	1,06	52	0,93	0,96
	Русло	Песчаники	0,56	4,82	5,38	10	0,49	0,49
178	Озеро	Песчаники	0,84	0,60	1,44	58	0,78	0,80
198	Озеро	Алевролиты	1,93	0,31	2,24	86	2,26	2,37
		Песчаники	1,78	0,26	2,04	87	2,37	2,47
199	Озеро	Аргиллиты	1,46	0,05	1,51	97	1,08	1,15
		Алевролиты	3,92	0,56	4,48	88	1,05	1,25
		Песчаники	1,12	0,22	1,34	83	0,83	0,88
	Русло	Песчаники	0,44	1,28	1,72	25	0,31	0,33
247	Озеро	Алевролиты	2,20	—	2,20	100	2,57	2,65
478	Озеро	Аргиллиты	0,17	0,08	0,25	68	0,45	0,47
		Алевролиты	1,06	0,82	1,88	56	1,78	1,84
		Песчаники	0,47	0,58	1,00	42	2,87	2,88
	Русло	Песчаники	0,34	0,93	1,27	26	0,84	0,86
556	Зарастающий водоем	Углистые аргиллиты	0,83	0,42	1,25	66	8,22	0,88
	Озеро	Алевролиты	0,78	0,98	1,76	44	1,05	1,08
559	Зарастающий водоем	Углистые аргиллиты	0,11	0,04	0,15	73	22,44	22,48
	Озеро	Аргиллиты	2,64	0,98	3,62	73	3,71	2,78
		Алевролиты	1,02	1,02	2,04	50	1,45	1,48
		Песчаники	1,38	1,12	2,50	55	0,96	1,45
	Русло	Гравелиты	0,17	0,86	1,03	16	0,30	0,32
560	Озеро	Алевролиты	0,72	0,76	1,48	49	1,17	1,19
		Песчаники	0,56	0,29	0,85	65	1,06	1,08
	Русло	Песчаники	0,19	0,55	0,74	25	0,54	0,55
568	Озеро	Алевролиты	0,17	0,33	0,50	34	2,28	2,30
		Песчаники	0,58	0,59	1,17	49	0,12	0,13

симый реками тонкодисперсный материал во внутреннюю зону озера.

Пиритная сера является постоянным компонентом пород фации озера (табл. 22). Минералогические ее формы — марказит и пирит, которые образуют в песчаниках и алевролитах мелкие стяжения и отдельные конкреции диаметром до 0,15 м. Установлено, что встречаемость стяжений марказита в породах кайрлаганской свиты увеличивается с востока на запад. В керне скважин, пробуренных на западе разведанного участка, чаще обнаруживаются слои песчаников, в которых количество сульфидной серы превышает 0,5%. Учитывая эти факты, приходится считать возможным присутствие в воде кайрлаганского озера ионов  $SO_4^{2-}$  в количестве, достаточном для появления в осадках сульфидного железа. Значительная его часть могла мигрировать из глинистых и песчано-глинистых осадков в песчаные, сосредоточиваясь в них отдельными конкрециями при диагенезе.

Таблица 22

Среднее содержание серы и хлора в породах джаркентской и кайрлаганской свит Илийского бассейна, %

Свита	Фация	Порода	Пористость пород	S <sub>сульфид</sub>	Хлор	
					в породе	в воде озера
Джаркентская	Озеро	Аргиллиты	28,9	0,03	—	—
		Алевролиты	26,1	0,02	—	—
Песчаники		23,6	—	—	—	
	Русло	Песчаники	27,4	—	—	—
Кайрлаганская	Озеро	Аргиллиты	29,92	0,05	0,060	0,20
		Алевролиты	25,07	0,065	0,063	0,25
		Песчаники	22,10	0,07	0,075	0,41
	Русло	Песчаники	29,14	—	—	—

В воде кайрлаганского озера были растворены соли хлоридов, которые достигали концентрации, свойственной слабо осолоненным водоемам. Осолоненность вод кайрлаганского озера позволяет найти источник серы для накопления в осадках сульфидного железа. Крупные конкреции марказита песчаников и алевролитов могли образоваться в процессе жизнедеятельности сульфат-редуцирующих бактерий, которые генерировали из солей сульфатов сероводород. Биогенное происхождение серы марказитов и пиритов подтверждается соотношением изотопов, определенных И. Н. Замятиним в лаборатории абсолютного возраста пород ИГН АН КазССР. Влажный и теплый климат среднеюрской эпохи, способствовавший периодическому возникновению обширных топяных болот, несомненно, исключал возможность накопления солей сульфатов путем интенсивного и длительного испарения воды в озере. Можно предполагать, что солевой состав воды определялся рекой, впадающей в озеро западнее разведанного участка. Верховья реки находились в Чуйской впадине, поверхность которой в кайрлаганское время была сложена соленосными толщами пермского возраста и прорезана глубокими долинами, которые создавали необходимые условия для вертикального перемещения подземных вод. Энергичному растворению в соленосных толщах подвергались гипсы, образующие огромные пластовые залежи, а также рассеянные прослои, линзы и стяжения в красноцветных отложениях верхней перми (Дитмар, 1969). Многочисленные источники подзем-

**ных** вод открывались в долины, сильно минерализованная вода которых **затем** доставлялась реками в кайрлаганское озеро.

Прерываемость полос комплексов русловой фации и сохранение их **широтного** простираия на протяжении эрозионного цикла, соответствовавшего по времени накоплению осадков между торфяниками угольных пластов  $K_5$  и  $K_6$ , позволяють считать, что область сноса, поставившая обломочный материал, находилась на востоке и юго-востоке. Как свидетельствует петрографический состав галек конгломератов, изученных по керну скважины 568 (глубина залегания слоя 325,4 м), область сноса **слагали** эффузивные, осадочные и метаморфические породы, среди которых значительные площади занимали граниты. В области сноса разрушению подвергались песчаники, алевролиты, граниты, порфиры, а также кислые эффузивы и их туфы, слагающие мощные толщи карбона и перми. В конгломератах обнаружена галька яшмы, кремнистых и кремнистоглинистых пород, кварцитов и метаморфизованных песчаников. Для гравелитов и крупнозернистых песчаников кайрлаганской свиты характерно преобладание зерен минералов, возникших при дезинтеграции эффузивных пород и гранитов, и присутствие обломков гранитов с пегматитовой структурой, кварцевых порфиров, порфиритов, фельзит-порфиров, пепловых туфов, кремней с органогенной структурой и алевролитов. Нередки в них обломки метаморфических пород — хлорито-кварцевых и роговообманковых сланцев и кварцитов нижнего палеозоя и допалеозоя. Мелкозернистые песчаники и алевролиты, по данным микроскопических исследований А. Е. Соколовой, содержат в легкой фракции зерна (%): кварца — 23,1—50,2, полевых шпатов — 20,4—60,8, кремней, кварцитов и яшм — 7,6—19,5, ветрелых пород — 0,5—10,3 и слюд — 0,6—17,9. Тяжелую фракцию составляют в основном следующие минералы: рудные, непрозрачные нерудные, бурые гидроокислы железа, циркон, турмалин, анатаз, эпидот, мусковит, биотит и зеленая слюда. Отмечается присутствие (%): ставролита — до 0,08, андалузита — до 0,2, роговой обманки — до 0,3, шпинели — до 1,9 и глауконита — до 2,8 (обнаружен лишь в породах фации озера).

Из приведенных данных петрографического состава обломков и среднего содержания минералов легкой и тяжелой фракций пород кайрлаганской свиты намечается местоположение основной области сноса. В рельефе она выделялась высоким горным хребтом, который впервые морфологически обрисовался в верхнетриасовую эпоху (Бувалкин, 1965). В позднем лейасе при возобновлении дифференцированных перемещений крупных блоков земной коры вновь произошло оформление в рельефе горного хребта. Господствующие вершины его слагались породами нижнего палеозоя и допалеозоя. На северном склоне хребта и в предгорье широким развитием пользовались вулканогенные породы карбона и перми, прорванные интрузиями гранитов. Возможно, северный склон занимал значительную площадь, откуда реки выносили основную массу грубообломочного материала для формирования аккумулятивной равнины и субэразальных дельт. Интенсивно протекавшие денудационные процессы снижали гипсометрический уровень горного хребта, однако он периодически восстанавливался восходящими тектоническими движениями земной коры, при этом на его северном склоне усиливалась эрозионная деятельность рек. Повторяющиеся импульсы тектонических движений земной коры отразились в кайрлаганской свите в циклическом наложении пород. Напомним, что нижнюю часть каждого цикла составляют песчаники, которые на многих участках образовались из осадков русел.

В разрушении горных пород хребта ведущая роль оставалась за физическим выветриванием. По склонам речных долин сползали каменистые осыпи, которые, достигнув русел, подвергались размыву. Реки уносили в предгорную впадину обломочный материал различной размерности. На пути переноса крупные обломки приобретали форму полукатанных и угловатых галек размером от 0,5 до 8 см в поперечнике. Химическое выветривание горных пород на площади хребта происходило ограниченно. В условиях пересеченного рельефа не могла развиваться кора выветривания полного профиля, поскольку скорость ее размыва опережала время превращения палеозойских пород в глинистую массу каолинитового состава. Разложение палеозойских пород в коре выветривания не заходило дальше выноса щелочей и образования гидрослюдов, которые обнаруживаются преобладающим компонентом в ассоциации глинистых минералов аргиллитов и алевролитов. Этим следует объяснить низкие содержания элементов-примесей во всех петрографических типах пород кайралаганской свиты. Высшие средние содержания 11 элементов-примесей приходятся на аргиллиты и алевролиты, которые относительно кларкового уровня выражаются коэффициентом 0,1—0,9. Миграцию их необходимо связывать с переносом твердой фазы, где они оставались в составе кристаллических решеток различных минералов осадочных, метаморфических и магматических пород.

Ранее упоминалась крупная река, которая вносила в озерный водоем кайралаганского времени значительное количество солей сульфатов за счет мобилизации подземными водами ионов  $SO_4^{2-}$  в дренируемых соленосных отложениях перми. В бассейне этой реки, имевшей протяженность не менее 650 км, разрушались различные по составу и происхождению разновозрастные породы, обнажавшиеся на площади Чуйской впадины и в пределах горных хребтов Чу-Илийского водораздела, Кендыктаса и Заилийского Алатау. Река намывала в устье дельту и доставляла в прилегающую область озерного водоема большое количество продуктов разрушения горных пород. Севернее водоема простиралась приподнятая в рельефе денудационная равнина. Над ее холмами и грядами возвышались хребты Южной Джунгарии. Склоны их прорезали долины рек, впадавших в кайралаганское озеро. В береговой зоне озера реки намывали дельты, объединявшиеся пространственно в неширокую аккумулятивную равнину, на поверхности которой эпизодически появлялись топяные болота.

Время накопления осадков джаркентской свиты — третий этап развития Илийского угленосного бассейна. В конце байосского века произошло кратковременное поднятие земной коры, сопровождавшееся осушением кайралаганского озера. На обширной аккумулятивной равнине, сложенной озерными и аллювиальными осадками, развивалась гидрографическая сеть, а на водораздельных ее участках формировалась кора выветривания. Под отложениями джаркентской свиты погребен эрозионный рельеф. В пространственной ориентировке долин оврагов нельзя выделить господствующего направления, predeterminedного расположением пенеценизированных горных хребтов, которые в кайралаганское время являлись основной областью сноса. Долины оврагов с уклоном тальвегов как в северном, так и в южном направлении разделены узкими возвышенностями. Днища их располагаются гипсометрически ниже этих водораздельных возвышенностей на 14 м.

Сопоставление колонок многочисленных скважин показывает, что джаркентская свита не отличается выдержанностью литологического состава. Как видно из табл. 19, колебания суммарных мощностей слоев пород в свите выражаются следующими пределами: песчаники — 21,3—

62 м (34,3—78,6%), алевролиты — 6,9—47 м (4—50,8%), аргиллиты — 36 м (27,4%), угли — 0,5—22,1 м (1,1—28,6%). По фациальной принадлежности эти породы распределяются в такой последовательности: озерные — 19,1—106 м (40,8—80,9%), русловые — 5—50 м (4,7—35,8%), болотные — 0,8—26 м (1,7—33,2%). Наиболее устойчивыми компонентами в отложениях джаркентской свиты являются мощный угольный пласт  $d_1$  и пачка песчаников, слагающая нижние горизонты свиты. Выше отмечалось, что песчаники нижних горизонтов свиты имеют различную зернистость, иногда в них ясно проступает косая слоистость. Местами они переслаиваются с алевролитами, образующими слои большого площадного распространения. Угольный пласт имеет устойчивое строение и лишь на восточной половине разведанного участка расщепляется и выклинивается, замещаясь пространственно алевролитами и песчаниками.

Для выяснения обстановки осадконакопления в седиментационном бассейне батского века составлены фациальные схемы. Они показывают смену во времени условий накопления осадков, соответствующих четырем пачкам пород нижней части разреза джаркентской свиты. Стратиграфические границы этих пачек намечались с учетом наличия крупных слоев песчаников и алевролитов, определяющих характер наложения свиты на большой площади. Верхняя граница первой (нижней) пачки проведена по кровле слоя песчаников фации русла, залегающих в основании свиты. Выше нее литологический состав свиты неустойчивый, обусловленный сложным переслаиванием алевролитов, аргиллитов и песчаников. За верхнюю границу второй пачки принята подошва угольного пласта  $d_1$ . Верхней границей третьей пачки является кровля слоя песчаников фации русла, прослеживающегося на востоке разведанного участка, где происходит постепенное выклинивание нижней половины угольного пласта  $d_1$ . Кровля этого пласта принята за верхнюю границу четвертой пачки (при сохранении его мощности от 19 до 22 м). В каждой пачке пород, если проследить на площади изменения ее литофациального состава, можно наблюдать сложное сочетание слоев пород, принадлежащих различным фациям. Поэтому выделенные пачки пород чаще представляют собой комплексы фаций, пространственное размещение которых иллюстрируют фациальные схемы. На них показаны шесть фациальных комплексов: русловый, русловый с включением фации озера, озерный с включением фации русла, озерный, болотный с включением фации озера и болотный.

Фациальная схема первой пачки пород воспроизводит обстановку накопления осадков раннего периода для небольшого участка седиментационного бассейна батского века (рис. 15). Широкое развитие пород фаций русла указывает на формирование аллювиальной равнины. Первое время накопление аллювия ограничивалось пределами эрозионных долин, выработанных временными потоками на поверхности пород каирлаганской свиты. Позже по мере заполнения осадками неровностей рельефа реки стали менять свои русла и отлагать песчаный материал на большей площади. Вероятно, вдоль русел рек возникали прибрежные песчаные валы, которые на переднем крае субаэральной дельты обрамляли заливы береговой зоны озера. Над поверхностью аллювиальной равнины местами поднимались низкие холмы, сложенные породами каирлаганской свиты. Они являются вершинами водораздельных возвышенностей погребенного рельефа.

Фациальная схема второй пачки пород мощностью 16 м воспроизводит обстановку накопления осадков, предшествовавшую времени появления на южной окраине седиментационного бассейна обширных топяных болот. На ней видно сложное размещение комплексов фаций

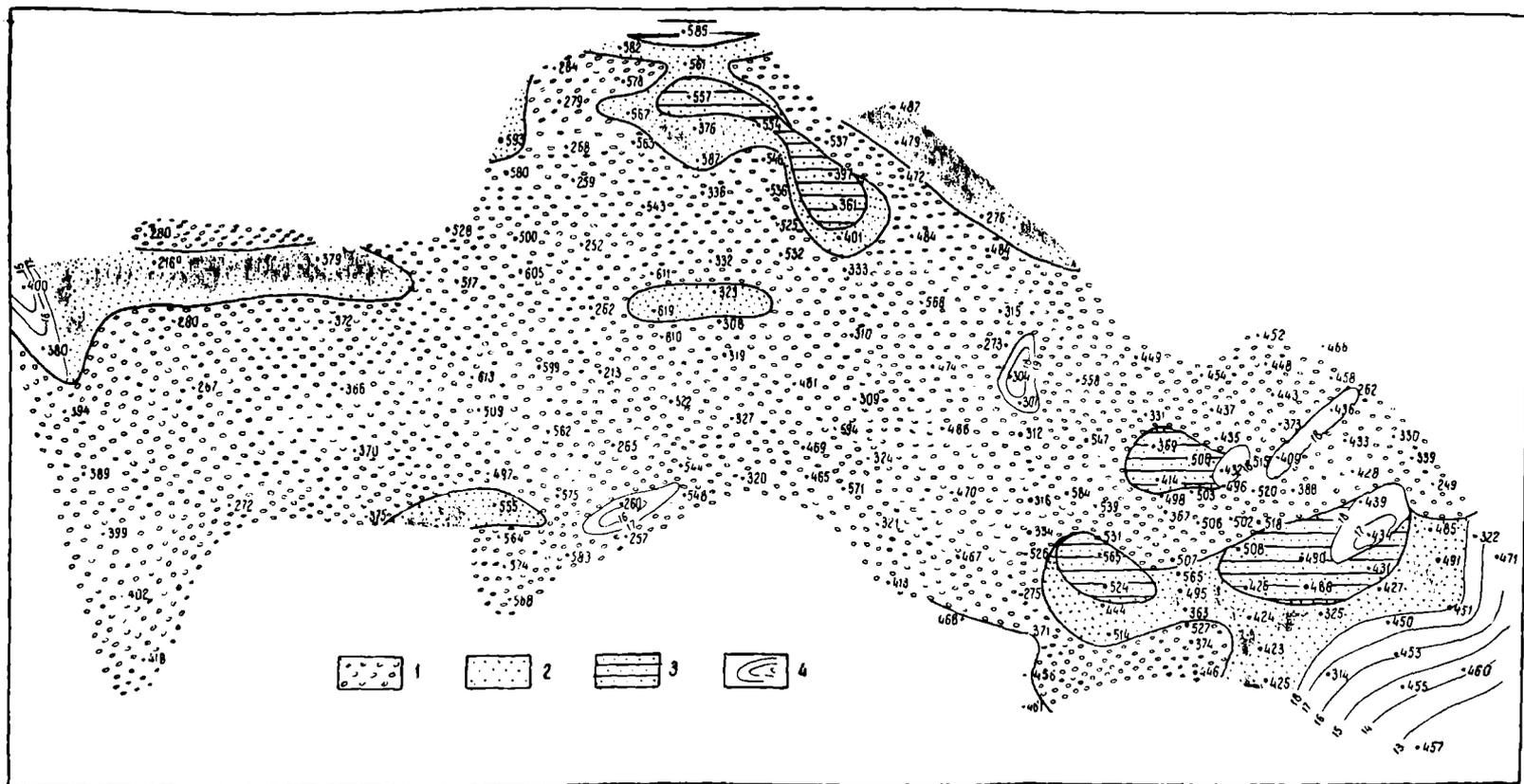


Рис. 15. Фациальная схема первой пачки пород, залегающей в основании джаркентской свиты Илийского угольного бассейна. Комплексы фаций: 1 — русла, 2 — русла с включением фации озера, 3 — озера с включением фации русла, 4 — изогипсы поверхностей возвышенных участков рельефа кайрлаганского времени, приподнимавшихся над уровнем накопления осадков джаркентской свиты

русла и озера. Комплексы фации русла образуют полосы шириной 100—250 м, которые прихотливо изгибаются и выклиниваются на запад. В местах выклинивания они замещаются комплексом фации русла с включением фации озера. Отчетливо наметились границы четырех пространственно обособленных полос комплексов фации русла. Они фиксируют наиболее устойчивое положение водотоков на юге седиментационного бассейна, которые протекали в широтном направлении и намывали лопасти переднего края субаэральной дельты, вдали от которого основное русло реки, возможно, распадалось на множество рукавов.

Фациальная схема третьей пачки пород мощностью 11 м соответствует времени появления обширных топяных болот на юге седиментационного бассейна (рис. 16). Пласт  $d_1$  сохраняет большую мощность на севере разведанного участка, расщепляясь в южном направлении. Места выклинивания его нижней пачки отмечены на фациальной схеме. Южнее зоны выклинивания прослеживаются две полосы комплекса фации русла, из которых северная имеет значительную протяженность, сложное ветвление и местами выклинивается на запад. Общая ориентировка полос фации русла остается широтной. Близкое размещение различных в генетическом отношении комплексов фаций служит показателем стадийного накопления речных, озерных и болотных осадков на переднем крае субаэральной дельты. Вероятно, вначале обстановка накопления осадков оставалась близкой к воспроизведенной на фациальной схеме второй пачки пород. Прекращение роста переднего края субаэральной дельты способствовало появлению топяных болот, которые распространились на юг и заняли значительную площадь.

Фациальная схема четвертой пачки пород средней мощностью 10 м отражает время постепенного отступления на восток переднего края субаэральной дельты. За пределами развития комплекса фаций болот обрисовались широтного простирания две полосы комплекса фации русла с включением фации озера. Если сравнить местоположение границ распространения фациальных комплексов третьей и четвертой пачек пород джаркентской свиты, то можно обнаружить отчетливо выраженную тенденцию постепенного отступления на юг и восток переднего края субаэральной дельты, которое могло быть вызвано либо смещением русла реки в этом направлении, либо ослаблением эрозионной деятельности реки в процессе выработки продольного профиля равновесия при спокойном тектоническом режиме земной коры.

Разведанный участок севернее пос. Кольджат занимал в седиментационном бассейне батского века небольшую площадь субаэральной дельты. Она намывалась полноводной горной рекой, впадавшей в крупное озеро. Передний край субаэральной дельты, как позволяет заключить фациальная схема первой пачки, находился далеко на севере и западе от разведанного участка. Однако вскоре началось его смещение на восток, что фиксируется фациальными схемами второй и третьей пачек. Этому сопутствовало возникновение топяных болот, окаймлявших широкой полосой передний край субаэральной дельты. Положение краевой зоны топяного болота постепенно менялось, возможно, вследствие медленного подъема воды в озере, при этом обстановка торфонакопления в болоте не менялась. Медленный подъем воды обеспечивал наращивание мощности торфяников и расширение площади топяных болот. Краевая зона болот, устанавливаемая на фациальных схемах третьей и четвертой пачек, перемещалась в южном направлении, поэтому торфяники перекрыли аллювиальные и озерные осадки.

Неустойчивое положение переднего края субаэральной дельты и развитие в прибрежной зоне топяных болот являются показателями не-

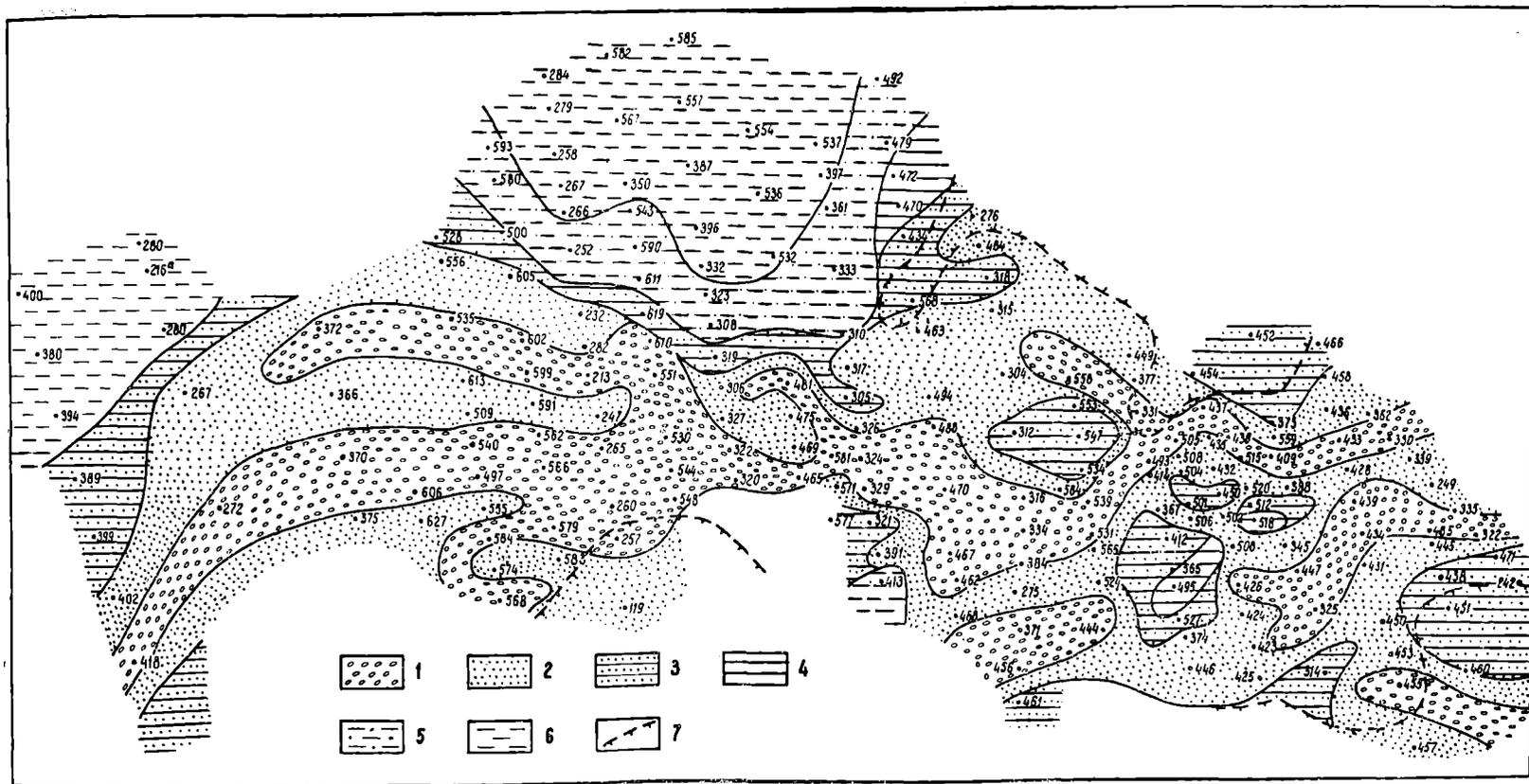


Рис. 16. Фациальная схема третьей пачки пород джаркентской свиты Илийского угленосного бассейна.  
 Фациальные комплексы: 1 — русла, 2 — русла с включением фацции озера, 3 — озера с включением фацции русла, 4 — озера, 5 — озера с периодическим заболачиванием, 6 — болото, 7 — граница выклинивания угольного пласта

большой глубины джаркентского озера. Литофациальный состав нижних горизонтов свиты, вскрытых глубокими скважинами 3-Г, 6-Г, 7-Г и скважинами, пробуренными на разведанном участке севернее пос. Кольджат, позволяет определить вероятную глубину джаркентского озера вблизи береговой зоны не более 15 м, где обмеление происходило за счет накопления осадков, выносимых реками. В береговой зоне озера обломочный материал не подвергался переотложению и длительной сортировке. Распределение элементов-примесей в песчаниках, алевролитах и аргиллитах джаркентской свиты пестрое, что следовало ожидать в породах с обломочным материалом, плохо окатанным и слабо сортированным. Песчаники фации русла выделяются высокими значениями средних содержаний элементов-примесей. Для пород фации озера можно отметить три элемента (кобальт, барий, хром), увеличивающих концентрацию в ряду песчаники — алевролиты — аргиллиты (см. табл. 20).

Геохимическая обстановка придонных слоев воды береговой зоны озера и среды ее осадков выявляется данными химических анализов пород, приведенных в табл. 23. Все петрографические типы пород джаркентской свиты содержат органический углерод, который распределяется в них сообразно фациальной принадлежности. Малые его содержания свойственны песчаникам фации русла (0,02—0,66%). Породы фации озера характеризуются сложным распределением органического углерода, что выражено как в песчаниках, так и в аргиллитах колебаниями средних содержаний до 2%. Другой интересной особенностью пород джаркентской свиты является низкое содержание реакционноспособного железа. В ряду пород песчаники (фация русла) — песчаники, алевролиты, аргиллиты (фация озера) — аргиллиты (зарастающий водоем) количество его изменяется прихотливо — от 0,08 до 0,25%. Отдельные пробы алевролитов выходят за эти пределы (до 1,68%), что указывает на отсутствие направленного изменения средних содержаний реакционноспособного железа, зависящего от фациальной принадлежности пород. Нередко песчаники русла содержат его вдвое больше, чем аргиллиты фации озера и зарастающего водоема. Для алевролитов разведанного участка подмечено увеличение с востока на запад количества реакционноспособного железа от 0,11 до 1,68% (скважины 111, 119 и 127, см. табл. 23).

Органическое вещество захоронялось в озерных осадках в достаточном количестве для создания в их среде восстановительной геохимической обстановки, которая способствовала переходу окисной формы железа в закисную. Однако редукции железа при сингенезе препятствовала неустойчивая геохимическая обстановка среды осадков. Окислительно-восстановительный потенциал ее менялся в условиях подвижной водной среды на периферии субаэральной дельты, где могла обильно произрастать влаголюбивая растительность. Здесь в осадках зарастающего водоема сохранялось от 17 до 47% реакционноспособного железа окисной формы.

В породах джаркентской свиты химическим анализом не обнаружены сульфидная сера и хлор. Единичные пробы аргиллитов и алевролитов показали от 0,07 до 1,26% сульфидной серы. Эти породы обогащены органическим веществом в количестве, характеризующем их принадлежность к фации зарастающего водоема. Определенные сочетания в породах фации зарастающего водоема сульфидной серы и органического углерода позволяют считать основным источником накопления серы, содержащейся в единичных пробах аргиллитов и алевролитов, не соли сульфатов, а органические остатки, которые подвергались в среде осадков биохимическому разложению. Вода джаркентского озера была прес-

## Содержание реакционноспособного железа и органического углерода в породах джаркентской свиты Илийского бассейна, %

Скважина	Фация	Порода	Fe <sup>2+</sup> <sub>НСI</sub>	Fe <sup>3+</sup> <sub>НСI</sub>	Fe <sub>НСI</sub>	Fe <sup>2+</sup> <sub>НСI</sub> от Fe <sub>НСI</sub>	Органический углерод	
							о-та-точный в породе	первичный в осадке
88	Озеро	Алевролиты	3,81	0,14	3,95	94	0,77	0,97
111		»	1,68	—	1,68	100	1,73	1,84
199		»	1,22	—	1,22	100	1,44	1,50
247		»	1,34	—	1,34	100	1,57	1,64
478	Зара тающий водоем	Аргиллиты	0,41	0,17	0,58	70	10,6	0,93
	Озеро	Алевролиты	0,06	0,05	0,11	54	0,72	0,73
		Песчаники	0,14	0,09	0,23	60	0,86	0,85
556	Руло	Песчаники	0,06	0,26	0,32	19	0,02	0,02
	Озеро	Аргиллиты	0,06	—	0,06	100	1,38	1,39
		Алевролиты	0,06	0,05	0,11	54	0,78	0,79
559	Русло	Песчаники	0,11	0,12	0,23	48	0,66	0,67
	Зара тающий водоем	Аргиллиты	0,09	0,08	0,17	53	15,39	15,40
	Озеро	Алевролиты	0,03	0,07	0,15	53	1,85	1,86
		Песчаники	0,06	0,02	0,08	75	0,38	0,39
560	Русло	Песчаники	0,03	0,11	0,14	21	0,25	0,25
		Гравелиты	—	0,23	0,23	—	0,13	0,13
	Зара тающий водоем	Аргиллиты	0,41	0,08	0,49	83	7,05	7,06
	Озеро	Алевролиты	0,18	0,05	0,23	78	1,85	1,86
Песчаники		0,04	0,25	0,29	14	0,31	0,32	
568	Озеро	Алевролиты	1,18	2,93	4,12	28	0,88	0,92
		Песчаники	0,13	0,39	0,52	25	0,18	0,19
	Русло	Гравелиты	0,17	0,57	0,74	23	0,12	0,13
590	Зара тающий водоем	Аргиллиты	0,15	—	0,15	100	4,39	4,40
	Озеро	Алевролиты	0,05	0,01	0,06	83	1,17	1,18
		Русло	Песчаники	—	0,09	0,09	—	—

ной с малым количеством растворенных солей карбонатов кальция и магния. Анализ солянокислых вытяжек показал, что все петрографические типы пород фации озера содержат катионов кальция и магния не более 1%.

При описании фациальных схем четырех пачек пород нижних горизонтов джаркентской свиты отмечались два признака, позволяющие ориентироваться в определении места нахождения области сноса, которая представляла обломочный материал на юго-восточную периферию седиментационного бассейна батского века. Этими признаками являются

широтное простирание полос комплексов фации русла и их выклинивание на запад. Последний признак проявляется в пространственном замещении косослоистых песчаников и гравелитов более тонкозернистыми породами, образовавшимися из осадков озера. Фациальные схемы второй и третьей пачек, где оба признака выражены более отчетливо, не оставляют сомнения в том, что область сноса находилась восточнее участка, разведенного в Илийском угленосном бассейне.

Как свидетельствуют результаты микроскопических исследований пород джаркентской свиты, в области сноса разрушению подвергались различные по составу и степени метаморфизма толщи пород палеозоя. В песчаниках и алевролитах джаркентской свиты наблюдается преобладание обломков эффузивов кислого состава, а также осадочных пород, представленных главным образом кремнями и алевролитами. Разнообразен состав обломков крупнозернистых песчаников, встречающихся в основании джаркентской свиты. Среди обломков эффузивных пород (порфиринов, фельзит-порфинов, фельзитов, альбитофинов и др.) обнаруживаются зерна хлорито-кварцевых, эпидото-кварцевых и роговообманковых сланцев, принадлежащих, по-видимому, к наиболее древнему комплексу пород области сноса. Песчаники и алевролиты джаркентской свиты, по данным исследований Е. А. Соколовой, содержат в легкой фракции (%): зерна кварца — 38,8—62, полевых шпатов — 40,3—54,2, обломки пород — 2,3—8,8, чешуйки мусковита — 1,2—4,1 и зеленую слюду — 0,2—0,3. Тяжелую фракцию образуют минералы рудные, бурые гидроокислы железа, нерудные непрозрачные, циркон, гранат, турмалин, рутил, мусковит и биотит. В заметных количествах присутствуют (%): дистен — 0,2—0,4, ставролит — 0,1—2,12, зеленая слюда — 1,2—1,8, что указывает на размыв в области сноса метаморфических пород нижнепалеозойского и допалеозойского возраста.

Морфологический облик основной области сноса за время накопления осадков джаркентской свиты существенно не менялся. Первое время это был горный хребет, осевая часть которого состояла из метаморфических пород допалеозоя и нижнего палеозоя, а северный склон занимали выходы вулканогенных пород верхнего палеозоя, прорванные интрузиями гранитов. На северном склоне и в предгорьях реки совершали энергичную глубинную эрозию и выносили на аккумулятивную равнину основную массу обломочного материала. Становление горного хребта как крупной орографической единицы совершалось на раннем этапе, соответствующем по времени накоплению осадков первой пачки пород джаркентской свиты.

Подъем земной коры постепенно замедлялся, поэтому горный хребет вскоре оказался основательно разрушенным. Его понижение денудацией сопровождалось спадом эрозионной деятельности рек, что создавало предпосылки для возникновения по периферии субэвразийской дельты обширных болот. Уровень воды в озере постоянно поднимался, при этом зона болот расширялась на восток и юго-восток, в направлении отступления береговой линии. В основательно разрушенном горном хребте процессы химического выветривания протекали более энергично на выровненных участках, однако развитию коры выветривания полного профиля препятствовали процессы размыва, сохранявшие значение ведущего фактора плоскостной денудации. Интенсивность процессов химического выветривания горных пород в области сноса, как известно, отражает отношение реакционноспособного железа к валовому и величину концентрации элементов-примесей относительно кларка. В породах джаркентской свиты количество реакционноспособного железа не превышает 30% от валового. Концентрацию вышекларкового уровня имеют

три элемента: никель, титан и марганец. Остальные элементы, приведенные в табл. 20, показывают высшие средние содержания относительно кларка для аргиллитов и алевролитов — 0,1—0,9.

Седиментационный бассейн батского времени заполнялся в основном осадками, принесенными реками с юго-востока и севера. Верховья северных рек находились в пределах нагорья, обрисовавшегося в начале батского века в Джунгарском Алатау. Вместе с воздыманием горных хребтов происходило формирование на северной окраине седиментационного бассейна аккумулятивной равнины, сложенной аллювиальными осадками. Как свидетельствуют материалы изучения нижнемезозойских пород в обнажениях окрестностей г. Кульджа, в джаркентской свите северного борта Илийской впадины аллювиальные осадки аккумулятивной равнины представлены пачкой конгломератов и крупнозернистых песчаников, залегающих стратиграфически ниже угольного пласта  $d_1$  (рис. 13). Литофациальные колонки джаркентской свиты северного и южного бортов Илийской впадины сопоставляются по признакам приуроченности к нижним горизонтам отложений крупных слоев песчаников, представляющих фации русла, и совмещением уровней залегания угольного пласта  $d_1$ . Эти литологические особенности джаркентской свиты свидетельствуют о сходстве режимов тектонических движений крупных блоков земной коры, располагавшихся севернее и южнее седиментационного бассейна батского века. Повсюду начало батского века ознаменовалось ускоренным поднятием земной коры в областях сноса, отразившемся в рельефе появлением горных хребтов. Затем подъем земной коры замедлился и, вероятно, на некоторое время совсем прекратился. В границах седиментационного бассейна в этот период увеличивается акватория джаркентского озера, прекращается рост субаэральных дельт и начинается широкое заболачивание береговой зоны.

Воспроизведенные палеогеографические обстановки накопления юрских осадков на площадях Майкюбенского, Карагандинского и Илийского угленосных бассейнов, как и на многих других изученных автором угольных месторождениях Восточного Казахстана (Бувалкин, 1966, 1968, 1969; Жаймин, Бувалкин, Котова, 1971), имеют черты поразительного сходства, по всей видимости, обусловленные однотипно выраженным в зонах нижнемезозойской активизации тектоническим режимом земной коры и гумидным климатом, сохранившимся без существенных изменений до конца среднеюрской эпохи. Для всех комплексов исследованных угольных месторождений выявляется несоответствие размеров современных площадей распространения юрских отложений и седиментационных бассейнов рэт-среднеюрского времени. Выяснилось, что эти площади распространения юрских отложений представляют в палеогеографическом отношении небольшие участки предгорных и межгорных впадин, где воссоздаются условия осадконакопления береговой зоны озерного водоема или переднего края субаэральной дельты.

Значительную часть площади предгорных и межгорных впадин занимали озерные водоемы, которые на протяжении этапа преобразования рельефа оставались неглубокими и бессточными, с пресной водой. Отдельные озера имели повышенную минерализацию воды вследствие проникновения далеко на юг boreального моря Западно-Сибирской низменности или питания их реками, дренировавшими соленосные толщи Чуйской впадины. Осадки озер обогащались большим количеством органического материала, поэтому в их среде сохранялась при диагенезе восстановительная геохимическая обстановка. В озерные водоемы впадали горные реки, намывавшие в береговой зоне обширные дельты. Периферия субаэральных дельт периодически превращалась в топяные болота

с устойчивым режимом захоронения и биохимического превращения растительных остатков. Для топяных болот второй половины среднеюрской эпохи характерно частое понижение уровня воды, сопровождавшееся подсушиванием и частичным иствлением органической массы торфяников. Области сноса, поставлявшими продукты выветривания палеозойских и допалеозойских пород в седиментационные бассейны ранее- и среднеюрской эпох, являлись горные хребты, что определило в породах различного генезиса полимиктовый состав обломочного материала и нижекларковые содержания элементов-примесей с пестрым типом их распределения.

## ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ В ФОРМИРОВАНИИ ЮРСКИХ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ БАССЕЙНОВ

Тектонические движения земной коры раннего мезозоя для территории Восточного Казахстана до последнего времени оставались недостаточно изученными. Основная помеха при выяснении последовательности и характера проявления тектонических движений земной коры — отсутствие региональной схемы стратиграфического расчленения нижнемезозойских отложений. Как отмечалось, разработка стратиграфических схем нижнемезозойских отложений локальных депрессий Восточного Казахстана основывалась на выделении свит. Эти местные стратиграфические единицы как литологические комплексы парагенетически связанных пород отвечают определенным этапам тектонического развития межгорных и предгорных впадин. Среди них устанавливаются шесть типов моласоидных континентальных формаций\*: грубообломочная сероцветная, грубообломочная пестроцветная, полимиктовая угленосная, полимиктовая терригенная, полимиктовая пестроцветная и терригенно-карбонатная (Бувалкин, 1975).

Моласоидные континентальные формации в границах современных площадей распространения юрских отложений образуют геологические тела плащеобразной или линейно-вытянутой формы, подчеркивающие своим простираанием очертания седиментационных бассейнов. Они разделены поверхностями несогласий, соответствующих периодам активизации тектонических движений земной коры. Условия залегания формаций позволяют выделить пять перерывов осадконакопления, из них региональное значение имеют внутриверхнетриасовый, или преднижнеюрский, и внутринижнеюрский и предверхнеюрский. Они являются рубежами крупных отрезков времени, которые по характеру преобразования геологических структур и продолжительности отвечают тектоническим эпохам (Пронин, 1969): ранней, средней и поздней (табл. 24).

*Ранняя тектоническая эпоха* включает два этапа формирования геологических структур — от позднего триаса до плинсбахского века включительно. В стратиграфических разрезах нижнемезозойских отложений различных районов Восточного Казахстана эта эпоха документируется предверхнетриасовым и внутринижнеюрским региональными перерыва-

---

\* При выделении формаций автор руководствовался широко известными исследованиями Н. С. Шатского (1960), понимавшего под формациями «естественные комплексы (сообщества, ассоциации) горных пород, отдельные члены которых (породы, пачки пород, свиты, отложения) парагенетически связаны друг с другом как в латеральных направлениях, так и в стратиграфической последовательности» (с. 3).

Тектонические эпохи раннего мезозоя на территории Казахстана

Система	Отдел	Ярус	Региональные перерывы и не- огласия	Эпоха	Этап развития	Продолжи- тельность, млн. лет	
Юрская	Верхний	Еолжский	Енотриверх- неюрский	Поздняя	III	26	
		Киме- риджский					
		Ок. форд- ский					
	Средний	Келловей- ский	Предверхне- юрский	Средняя	II	20	
		Еатский	Внутрисред- неюрский				
		Еайосский					
Нижний	Аален- ский	Внутриниж- неюрский	Ранняя	I	25		
	Верхний лейас						
	Средний лейас						
Триасовая	Верхний	Нижний лейас	Преднижне- юрский	I	II	17	
		Рэтский	Внутриверх- нетриасовый				
	Норий- ский	Предверхне- триасовый	Ia				8
	Карний- ский						

ми продолжительностью 25 млн. лет. Формирование геологических структур юрского периода началось при усилении дифференцированных перемещений блоков земной коры в конце триаса или перед геттангским веком, на что указывает возраст нижних горизонтов угленосных отложений, устанавливаемый в одних локальных прогибах рэтским, в других — ранним лейасом. Впервые зоны нижнемезозойских активизаций земной коры получили отчетливое выражение на втором этапе ранней тектонической эпохи. Эти зоны, как иллюстрируют помещенные в статью палеотектонические карты (Бувалкин, 1975), простираются вдоль современных хребтов Тарбагатай, Чингиза, Джунгарского Алатау, Нияза, Ерементау и Южного Каратау, в сложении которых принимают участие различно дислоцированные толщи пород палеозоя и допалеозоя. На пло-

щади зон активизации заложились Кушмурунский, Алакольский, Курайлинский, Акбастауский, Майкюбенский, Карагандинский и другие локальные прогибы, где создавались грубообломочная сероцветная и полимиктовая угленосная формации при размахе разнонаправленных перемещений блоков земной коры от 2800 до 4800 м.

Вероятно, в конце плинсбахского века резко усилилась подвижность блоков в тектонических зонах при общем поднятии земной коры региона. Осадочные формации локальных прогибов оказались смятыми в брахискладки и рассечены разрывами. В ходе поднятия земной коры палеозойский цоколь Восточного Казахстана занял высокое гипсометрическое положение относительно седиментационного уровня обширных пространств Западно-Сибирской низменности, Западного Казахстана и Средней Азии. Это сопровождалось возрастанием интенсивности процессов денудации юрских отложений, которые сохранились от размыва на участках, наиболее прогнутых в палеозойском фундаменте.

*Средняя тектоническая эпоха* подразделяется на два этапа формирования геологических структур — от тоарского до батского века включительно. Рубежами этой эпохи являются внутриниженюрский и предверхнеюрский перерывы осадконакопления, определяющие ее продолжительность в 20 млн. лет. Возобновление разнонаправленных и ускоренных перемещений крупных блоков земной коры с амплитудой от 1700 до 3200 м произошло в тоарский век. В локальных прогибах эти движения отразились в появлении мощных пачек конгломератов и крупнозернистых песчаников, составляющих нижние горизонты полимиктовой угленосной формации. Изменение литологического состава формации вверх по разрезу свидетельствует о том, что разнонаправленные движения блоков с течением времени замедлялись и становились прерывистыми. Постепенное угасание активности дифференцированных движений блоков проявляется в сложении формации ритмичным чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов, углей с преобладанием в верхней ее половине разреза тонкозернистых пород.

В первый этап средней тектонической эпохи возобновилось развитие Чингиз-Тарбагатайской, Джунгарской, Кунгей-Терскейалатауской, Ерементау-Койтасской и других зон активизации земной коры, возникших в предшествующий этап формирования геологических структур юрского периода. Выявились также новые подвижные зоны, прослеживающиеся вдоль Чу-Илийского водораздела и северной окраины Восточного Казахстана. В конце байосского века тектонические движения блоков заметно активизировались. Они нарушили первичные условия залегания молассоидных континентальных формаций в локальных прогибах с образованием складчатых и разрывных дислокаций. Активному перемещению блоков сопутствовало региональное поднятие земной коры, которое вовлекло локальные прогибы в границы областей, подвергавшихся интенсивной денудации.

Второй этап средней тектонической эпохи, соответствующий батскому веку, характеризуется максимальной напряженностью дифференцированных движений земной коры на всей территории Восточного Казахстана с размахом разнонаправленных перемещений блоков от 1700 до 3500 м. Поднятие земной коры в конце батского века было непродолжительным и вскоре сменилось крупноамплитудными перемещениями блоков. Многие из ранее существовавших локальных прогибов вновь оформились, а также появились новые. В локальных прогибах накапливались формации полимиктовые: угленосная, терригенная, пестроцветная и грубообломочная пестроцветная. Сложная смена формаций в латеральном ряду обусловлена сочетанием двух факторов: становлением

в батский век высокого горного рельефа, затруднявшего свободное прогибание в межгорные впадины влажных воздушных течений, и некоторой аридизацией климата. На границе средне- и позднеюрского времени осадконакопление в локальных прогибах было прервано общим поднятием региона, сопровождавшимся усилением дифференцированных движений блоков земной коры. Они смяли среднеюрские отложения в брахискладки и раздробили их вблизи разломов на тектонические чешуи — блоки.

*Поздняя тектоническая эпоха* соответствует времени от келловейского до титонского века включительно. Продолжительность ее между предверхнеюрским и предмеловым региональными перерывами осадконакопления 26 млн. лет. Подъем палеозойского цоколя Восточного Казахстана, обусловленный проявлением предверхнеюрских тектонических движений, способствовал усилению денудационных процессов. Пенепленизации подверглась огромная территория, где размывались и юрские отложения, образовавшиеся в предшествующие этапы тектонического развития. Вялый тектонический режим земной коры установился почти на всей территории Восточного Казахстана. Исключение составляли Чу-Илийская и Каратауская зоны, локальные прогибы которых заполнились грубообломочной пестроцветной и терригенно-карбонатной формациями. Произошло заложение первых локальных прогибов — Восточно-Кызылкумской и Иртышской впадин, а также на востоке Тургай.

Локальные прогибы ранней и средней тектонических эпох закладывались на сложнодислоцированном палеозойском основании Казахской складчатой области. Для геосинклинального этапа развития этой области, как известно, характерно последовательное обособление линейно-вытянутых участков значительной протяженности, где сформировались вулканогенные и осадочные толщи подвергались в разное время интенсивной складчатости и региональному метаморфизму, что определило возникновение разновозрастных складчатых систем. Е. Д. Шлыгин (1957) впервые подметил дугообразное расположение палеозойских складчатых систем, а позднее выделил среди них герциниды и каледониды различной степени консолидации.

На тектонической карте Казахской ССР, составленной В. Ф. Беспаловым (1975), дугообразное простирание герцинских и каледонских складчатых систем выражено отчетливо. Внешние, или ранние, и внутренние каледониды облекают Чуйский, Тенизский, Акбастауский, Баянаульский и Балхашский срединные массивы. В состав ранних каледонид вошли Улугтау-Срединно-Тянь-Шаньская и Тургайская складчатые системы, а во внутренние каледониды объединены Ерементау-Заилийская, Чингиз-Тарбагатайская и Северо-Тянь-Шаньская складчатые системы.

Примечательной особенностью тектоники складчатых систем каледонид В. Ф. Беспалов считает мозаично-блоковое строение, которое обусловлено раздробленностью сбросо-сдвигами антиклинорий и синклинорий, сложенных породами салаирского и нижнепалеозойского геосинклинальных комплексов. Для всех складчатых систем характерны также протяженные разломы глубокого заложения, пролегающие на сочленении разновозрастных складчатых систем и осложняющие их внутреннее строение. Вероятно, эти разломы представляют собой наиболее консервативные тектонические элементы каледонских складчатых систем, поскольку они сохраняли высокую активность на протяжении палеозоя и раннего мезозоя.

Распределение на территории Восточного Казахстана депрессий в палеозойском фундаменте, выполненных триасовыми и юрскими отло-

жениями, показывает, что тектоническая активизация земной коры в раннем мезозое ограничивалась главным образом пределами каледонских складчатых систем (рис. 17). Они выразились в сводообразном воздымании земной коры, при этом ранее выколотые крупные блоки, сложенные преимущественно древними толщами пород, испытывали ускоренные поднятия, опережающие в движении смежные блоки. Вдоль сторон региональными разломами, создавались локальные прогибы в палеозойском фундаменте, которые заполнялись различными по составу континентальными молассондными формациями. Границы зон нижнемезозойской тектонической активизации земной коры устанавливаются по размещению краевых локальных прогибов, получивших в рельефе рэт-юрского времени морфологический облик предгорных впадин. Рассмотрим последовательность и характер проявления тектонических движений земной коры в зонах нижнемезозойской активизации.

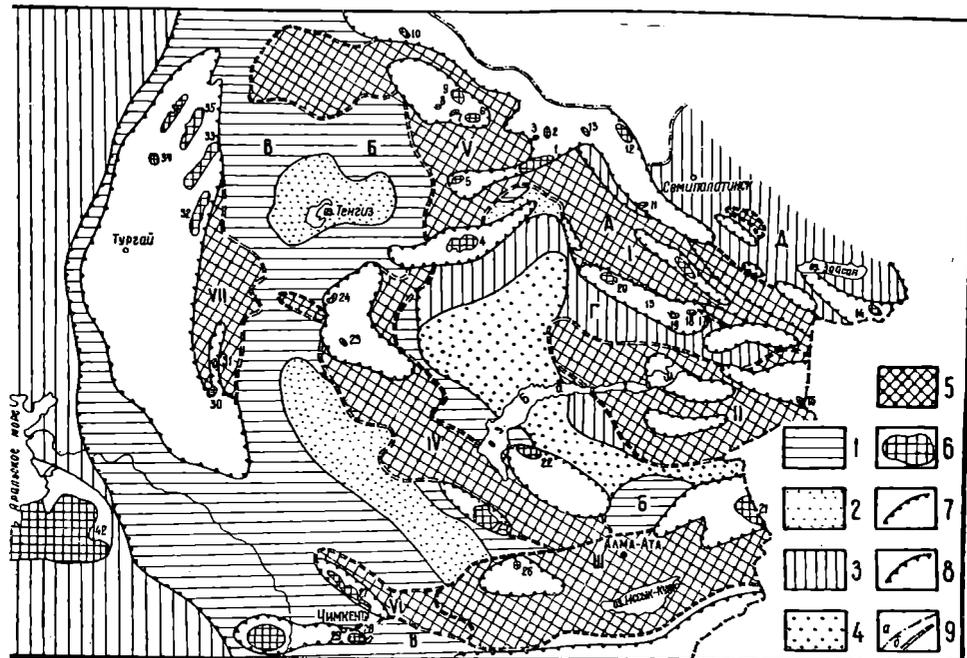


Рис. 17. Схема совмещения зон активизации земной коры раннего мезозоя и палеозойских складчатых систем Урало-Монгольского пояса в Восточном Казахстане [составлена по схеме тектонического районирования В. Ф. Беспалова (1975) с учетом исследований А. А. Абдулина и др. (1976)].

1 — область каледонских складчатых систем: А — Чингиз-Тарбагатайская, Б — Еремантау-Зайлийская, В — Улутау-Срединно-Тянь-Шаньская; 2 — срединные массивы каледонских складчатых систем; 3 — области герцинских складчатых систем: Г — Джунгаро-Балхашская; 4 — срединные массивы герцинских складчатых систем; 5 — зоны раннемезозойской активизации: I — Чингиз-Тарбагатайская, II — Джунгарская, III — Кунгей-Терсейалатауская, IV — Чу-Илийская, V — Еремантау-Койтасская, VI — Каратауская, VII — Улутауская; 6 — участки распространения юрских отложений; 7 — границы областей каледонских и герцинских складчатых систем; 8 — границы седиментационных бассейнов юрского периода; 9 — границы зон раннемезозойской активизации земной коры

Тарбагатай-Чингизская зона активизации прослеживается в пределах Советского Союза на протяжении 700 км. Ширина ее с учетом расположения Акбастауского, Курайлинского, Белогорско-Юбилейного, Кендерлыкского продольных и Майкюбенского поперечного локальных прогибов раннего этапа средней тектонической эпохи дости-

гает 200 км. Весьма активными были предрэтные тектонические движения на северо-западе Тарбагатай-Чингизской зоны. На территории современного Чингизского низкогорья они вызвали к поднятию несколько блоков. Два крупных из них в ограничении Колба-Чингизского, Восточно-Чингизского, Западно-Чингизского и Калгутинского глубинных разломов приходится на распространение допалеозойских и нижнепалеозойских пород, слагающих Аркалыкский антиклинорий и восточную половину Абралинского синклинория. Одновременно с поднятием блоков на периферии зоны формировались Курайлинский, Алгабасский и Юбилейный локальные прогибы. Как седиментационные бассейны они представляли собой предгорные впадины, где создавались грубообломочная сероцветная и полимиктовая угленосная формации (саранская, узунбулакская и дубовская свиты). Выколотый блок между Восточно-Чингизским и Западно-Чингизским разломами в течение рэт-среднелейасового времени проседал, что обусловило возникновение Абайского локального прогиба размером до 8500 км<sup>2</sup>, который в обстановке межгорной впадины заполнялся полимиктовой угленосной формацией (абайская свита) со скоростью до 40 м за 1 млн лет.

На стыке Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория и Кызылтуского синклинория в рэт-среднелейасовое время поднялся крупный блок, который выделялся в рельефе горным массивом. В его сложении принимали участие породы ордовика, силура, девона и гранитные интрузии Баянаульского и Кызылтуского батолитов. Высоко приподнятый в рельефе блок с севера окаймлялся Майкюбенским локальным прогибом, заполнявшимся грубообломочной сероцветной и полимиктовой угленосной формациями (ащикольская и сарыкульская свиты) со скоростью до 60 м за 1 млн лет. Дугообразная форма в плане локального прогиба определялась северо-западным и северо-восточным простиранием сходящихся здесь региональных разломов.

В конце среднелейасового времени усилилась подвижность земной коры на всем протяжении Тарбагатай-Чингизской зоны. Максимальную напряженность тектонические движения получили во внутренней части зоны, где ускорились сбросо-сдвиговые перемещения по Западно-Чингизскому и Восточно-Чингизскому разломам. Абайский локальный прогиб прекратил существование как седиментационный бассейн. В его палеозойском фундаменте образовались многочисленные оперяющие трещины, которые играли важную роль в возникновении сложноблоковой структуры рэт-среднелейасовых отложений. Находившиеся на периферии подвижной зоны Торткульский, Акбастауский, Майкюбенский и Юбилейный локальные прогибы также оказались вовлеченными в региональное поднятие, при этом рэт-среднелейасовые отложения по мере дробления палеозойского фундамента и неравномерного движения блоков сминались в пологие брахискладки, нередко осложненные разрывами. Показать формы этих складок и пространственные их взаимоотношения с главными тектоническими элементами палеозойского фундамента затруднительно, поскольку рэт-среднелейасовые отложения подверглись значительному размытию, а позднее вместе с перекрывающим комплексом пород второго структурного подъяруса были дислоцированы в конце первого или второго этапов средней тектонической эпохи.

В позднелейасовое время возобновились дифференцированные движения крупных блоков. Произошло значительное расширение Тарбагатай-Чингизской подвижной зоны за счет вовлечения в сводовое поднятие площадей распространения допалеозойских и нижнепалеозойских пород, участвующих в сложении Джидинского, Аркалыкского, Акшатауского антиклинориев и всего Абралинского синклинория, а также

юго-западной периферии Иртыш-Зайсанской складчатой области. Как установлено при обобщении данных геофизических исследований (Ерофеев и др., 1967), разнонаправленные движения крупных блоков достигли значительного размаха по Монракскому и Жарминскому разломам, в результате на площади Сарсазанского мегасинклинория образовались два новых локальных прогиба. Геофизическими методами наблюдений они установлены по признаку залегания под покровом кайнозойских образований мощной толщи пород предположительно нижнемезозойского возраста.

Поднятиям крупных блоков, обрисовавшихся в рельефе Тарбагатай-Чингизской зоны горными хребтами средней высоты, сопутствовало заложение Акбастау-Курайлинского, Майкюбенского и Белогорско-Юбилейного прогибов. Размерами и глубиной погружения палеозойского фундамента они превосходили Торткульский, Акбастауский и Юбилейный локальные прогибы, существовавшие на площади подвижной зоны в рэт-среднейасовое время. Акбастау-Курайлинский прогиб развивался по юго-западной периферии зоны как предгорная впадина, заполнявшаяся грубообломочной сероцветной формацией (кусакская свита). Майкюбенский и Белогорско-Юбилейный прогибы принадлежали различным ответвлениям обширной области погружения, где формировалась полимиктовая угленосная формация (шоптыкульская свита) со скоростью накопления осадков до 20 м за 1 млн лет. Упомянутые прогибы охватывали подвижную зону с северо-востока и находили продолжение в региональном опускании Западно-Сибирской плиты.

Джунгарская зона нижнемезозойской активизации прослеживается в широтном направлении. В ее пределы входят Джунгарский хребет и западные отроги, близко подступающие к оз. Балхаш. Пространственным ограничением ее служили Алакольско-Джунгарский и Южно-Джунгарский разломы, значение которых как ведущих морфоструктурных элементов на протяжении рэт-среднеюрского времени заметно возрастало.

Оживление тектонических движений земной коры началось в рэтский век общим сводовым поднятием Джунгарской зоны, в рельефе которой отдельные блоки, вероятно, не получали достаточно контрастного морфологического выражения. Вдоль северного пограничного разлома на палеозойском фундаменте заложился Алакольский локальный прогиб. В рэт-среднейасовое время он заполнялся полимиктовой угленосной формацией (узунбулакская свита) со скоростью накопления осадков до 15 м за 1 млн лет.

В тоарский век произошло усиление дифференцированных движений блоков на всей площади зоны, но особенно интенсивно они проявились в Тастауском синклинории. Эти крупные блоковые структуры, обрамленные Алакольско-Джунгарским, Мулолинским, Саркандским, Южно-Джунгарским и другими разломами, сохранили в рельефе зоны на протяжении среднеюрской эпохи очертания горных хребтов. Поднятие этих блоков, как выяснилось при анализе результатов геофизических исследований (Третьяков, Рошин, 1968), сопровождало обособление во внутренней части зоны двух локальных прогибов. Значительно увеличилась площадь Алакольского прогиба, куда поступали преимущественно песчано-гравийные осадки, которые наращивали мощность грубообломочной сероцветной формации (кусакская свита) до 70 м за 1 млн лет.

Кунгей-Терскей алатауская зона активизации вытянута широтно и охватывает современные высокогорные хребты, опоясывающие Иссык-Кульскую впадину. Структурным ограничением зоны явля-

лись региональные разломы. На северной ее половине эти разломы обрамляли линейно-вытянутые блоки, сложенные нижнепалеозойскими породами Заилийского и Кунгейского антиклинориев. Южнее простирались линейно-вытянутых блоков эти разломы разделяли Карабильский, Централно-Киргизский и Макбальский участки Северо-Тянь-Шаньской складчатой системы. Морфологическое оформление зоны как области сложно расчлененного тектонического рельефа произошло в позднем триасе. Крупноамплитудные перемещения блоков начались в норийский век по Северо-Иссык-Кульскому, Южно-Иссык-Кульскому и другим региональным разломам, образующим главную структурную линию Тянь-Шаня.

В центральной части зоны по мере ускоренного поднятия блоков определились контуры Кавакского и Иссык-Кульского локальных прогибов; последний оформился в рельефе поздне триасового времени глубокой межгорной впадиной, которая в норийский и рэтский века заполнялась полимиктовой пестроцветной формацией — акташская и коктуйская свиты (Сикстель, 1972). Несколько раньше получил развитие Джаркентский предгорный прогиб на крупном блоке проседания, сложенном верхнепалеозойскими вулканогенно-осадочными толщами Северо-Кетменского синклиория и Илийской впадины. Углубление и расширение предгорного прогиба происходило при движении блоков разного знака в системе региональных разломов, оконтуривавших Палкулдысуйский грабен и продолжавших на восток главную структурную линию Тянь-Шаня.

Активизация тектонических движений земной коры предрэтского времени проявилась в зоне не повсеместно. Вероятно, напряженность блоковых перемещений значительно возросла главным образом на ее северной периферии, где этому сопутствовало закрытие Джаркентского предгорного прогиба как седиментационного бассейна с последующей частичной денудацией верхнетриасовых отложений. На внутреннюю область зоны предрэтские тектонические движения не распространялись. Можно предполагать, что они вносили некоторые изменения в относительные превышения горных хребтов, поэтому на площади Иссык-Кульской межгорной впадины появились условия для формирования полимиктовой угленосной формации — джилская, кызылсуйская и джержаланская свиты (Кузичкина, 1972). Последовавшая затем в конце среднего лейаса непродолжительная, но резко проявленная активизация тектонических движений земной коры прервала существование Кавакского и Иссык-Кульского локальных прогибов как седиментационных бассейнов, что сопровождалось дроблением палеозойского фундамента на блоки и деформацией залегающих на них триас-нижнеюрских отложений.

Начало первого этапа средней тектонической эпохи в Кунгей-Терскей-Алатауской зоне ознаменовалось восстановлением Джаркентского и заложением Хантауского и Южно-Балхашского прогибов, на площади которых в тоарский, ааленский и байосский века создавалась полимиктовая угленосная формация (каирлаганская и коккайнарская свиты) в среднем до 25 м за 1 млн лет. Накопление осадков прекратилось перед батским веком вследствие общего поднятия земной коры. Вскоре, однако, последовало погружение палеозойского фундамента Джаркентского прогиба и площади размещения верхнепалеозойских вулканогенно-осадочных толщ, образующих Северо-Кетменский и Южно-Кетменский синклиории. Образовался обширный седиментационный бассейн батского века, южная граница которого располагалась вблизи крупного блока сложно дислоцированных пород допалеозоя и нижнего палеозоя.

Поднятие этого блока совершалось вдоль седиментационного бассейна по разрывам, которые на западном продолжении смыкались с Северо-Иссык-Кульским региональным разломом.

Чу-Илийская зона активизации прослеживается на 630 км при ширине 250 км с учетом расположения Хантауского и Южно-Балхашского локальных прогибов. В воспроизведенные очертания зоны входят низкогорье Чу-Илийского водораздела, Кендыктасские горы и пограничные с ними участки Восточно-Чуйской и Прибалхашской впадин. Отметим, что Чу-Илийская зона позже других вступила в ранне-мезозойскую активизацию земной коры. Дифференцированные движения блоков начались в тоарский век и выразились в рельефе образованием горных хребтов средней высоты. Ускоренно поднимался основной блок зоны на площади развития сложно дислоцированных нижнепалеозойских пород Булаттауского антиклинория и северо-западной части Джалаир-Найманского синклинория. Возможно, в поднятии основного блока важное морфоструктурное значение имели Сарытумский разлом и сопряженные региональные разрывы, ограничивающие на юго-западной периферии блок, выколотый в Эгенетинской антиклинали.

В первый этап средней тектонической эпохи ускоренное поднятие основного блока сопровождалось заложением Шобинского, Хантауского и Южно-Балхашского прогибов. Значительными размерами выделялся Шобинский, на площади которого ближе к горному хребту создавались грубообломочная сероцветная и полимиктовая угленосная формации со средней скоростью накопления осадков до 20 м за 1 млн лет. Возросшая напряженность дифференцированных движений блоков конца байосского века в пределах хребтов и на площадях осадконакопления прервала развитие этих локальных прогибов как седиментационных бассейнов. Произошли тектоническая деформация тоар-байосских отложений и частичный размыв их при общем поднятии земной коры Чу-Илийской зоны.

В батский век возобновились разнонаправленные движения крупных блоков земной коры, при этом в рельефе зоны вновь получили морфологическое выражение Хантауский и Южно-Балхашский локальные прогибы. Для Хантауского прогиба второго этапа средней тектонической эпохи характерно перемещение на юго-запад площади ускоренного опускания палеозойского фундамента, вероятно, вследствие поднятия до уровня средневысотного хребта узкого блока сложно дислоцированных нижнепалеозойских пород юго-восточной части Джалаир-Найманского синклинория. В обоих прогибах накапливалась полимиктовая угленосная формация (хантауская и джаркентская свиты) в среднем до 25 м за 1 млн лет. Тектоническая деформация батских отложений Хантауского и Южно-Балхашского прогибов произошла, по всей вероятности, в начале позднеюрской эпохи.

Отличительная особенность тектонического развития зоны в позднеюрскую эпоху — это возросшая активность разнонаправленных движений крупных блоков земной коры на юго-восточной половине Чу-Илийского антиклинория. Основным блоком поднятия была площадь Суекской синклинали, заключенная между функционировавшими Джалаир-Найманским и Аираатским разломами. В рельефе этот блок приобрел очертания горного хребта средней высоты. На смежных с ним блоках опускания образовались Хантауский и Южно-Балхашский локальные прогибы, которые заполнялись грубообломочной пестроцветной формацией (сарыозекская свита) до 15 м за 1 млн лет.

Ерементау-Койтасская зона активизации простиралась от Карагандинского бассейна в северном направлении на 350 км.

Палеогеографические реконструкции для времени накопления угленосных осадков Койтасского месторождения показали (Бувалкин, 1969), что северным замыканием зоны в юрское время служил широтно вытянутый блок, сохранявший в рельефе на всех этапах геотектонического развития земной коры облик возвышенности. Пространственное расположение зоны определялось в основном меридиональной ориентировкой региональных разломов, которые в сочетании с разрывами северо-западного направления придавали угловатую форму крупным тектоническим блокам Ерементау-Ниязского антиклинория.

Время вступления зоны в период нижнемезозойской активизации земной коры устанавливается по присутствию пород рэт-лейасового возраста в низах стратиграфического разреза угленосных отложений Карагандинского и Койтасского месторождений. Во второй этап ранней тектонической эпохи высокую подвижность проявили крупные блоки допалеозойских и нижнепалеозойских пород, участвующих в строении Ерементау-Ниязского и Ешкеольмесского антиклинориев. На юге зону окаймлял Карагандинский локальный прогиб, который пролегал вдоль узкого блока воздымания. Почти на всей его площади отлагались грубообломочная сероцветная и полимиктовая угленосная формации (саранская и дубовская свиты) в среднем до 30 м за 1 млн лет. На севере зоны заложился Койтасский локальный прогиб, примыкавший вплотную к тектоническому блоку устойчивого поднятия. В рельефе ранней лейасового времени этот блок выделялся невысоким горным хребтом на окраине области юрского осадконакопления Западно-Сибирской низменности.

В предпозднелейасовое время резко усилились дифференцированные движения земной коры Ерементау-Койтасской зоны. Палеозойский фундамент локальных прогибов, вовлеченный в эти движения, дробился на блоки, при перемещении которых в формациях создавались складчатые и разрывные дислокации. Амплитуда поднятия палеозойского фундамента Карагандинского локального прогиба могла быть значительной, поскольку установлено, что в сводах отдельных брахиантиклинальных складок, составляющих дислокации первого структурного подъяруса юрских отложений, денудацией в предверхнелейасовое время оказались выведенными на дневную поверхность породы палеозоя.

Устойчивые по знаку разнонаправленные движения блоков земной коры возобновились в тоарский век. Высокую подвижность сохранили крупные блоки сложно дислоцированных пород допалеозоя и нижнего палеозоя, которые в современном структурном плане Ерементау-Ниязского антиклинория являются важнейшими тектоническими элементами. Поднятие этих блоков сопровождалось восстановлением Карагандинского и Койтасского прогибов. Следует отметить, что Карагандинский локальный прогиб тоарского времени располагался между двумя поднятиями, из них южный пространственно охватывал всю площадь Жанааркинского и западную часть Тектурмасского антиклинориев. В локальном прогибе накапливалась грубообломочная сероцветная и полимиктовая угленосная формации (кумыскудукская и михайловская свиты) в среднем до 30 м за 1 млн лет.

Существенные тектонические преобразования зоны совершались в батский век, которому предшествовал период резкого усиления дифференцированных движений и общего воздымания земной коры. Вероятно, в предбатское время вследствие поднятия земной коры седиментационные бассейны Карагандинского и Койтасского локальных прогибов закрылись и вошли в границы области размыва. Произошли

также перераспределения напряженности тектонических движений, особенно значительные вдоль южной окраины зоны, главным образом на площадях, прилегающих к Карагандинскому локальному прогибу. Если в первый этап средней тектонической эпохи наибольшую подвижность проявляли крупные блоки Ерементау-Ниязского антиклинория, то второй примечателен оформлением новой подвижной зоны, которая включала геологические структуры Тектурмасского антиклинория и Нуратинского синклинория. В поднятии батского века участвовал протяженный блок, ограниченный на севере Карагандинским региональным разломом. Изменились очертания Карагандинского локального прогиба, где в обстановке межгорной впадины накапливалась грубообломочная пестроцветная формация (акжарская свита) — до 150 м за 1 млн лет.

Заполнение Карагандинской межгорной впадины прекратилось, по всей вероятности, в начале позднеюрской эпохи в связи с резким усилением дифференцированных движений блоков земной коры. Основные изменения в это время совершались на южной окраине межгорной впадины под давлением поднимавшегося протяженного блока. Образовался Акжарский надвиг, по плоскости которого произошло крупноамплитудное смещение пород палеозойского фундамента.

Каратауская зона активизации простиралась на 230 км. Для всех этапов ее тектонического развития характерно сохранение тесного пространственного взаиморасположения локальных прогибов и крупных блоков воздымания, сложенных допалеозойскими и нижнепалеозойскими породами, что обуславливалось возрождением высокой подвижности главной структурной линии Тянь-Шаня и Каратау-Таласского разлома.

Постоянную направленность к поднятию в зоне испытывали крупные блоки земной коры, отвечающие в современном структурном плане выходам допалеозойских и нижнепалеозойских пород Малокаратауского, Кокджотского и Таласского антиклинориев. Контрастные движения крупных блоков по главной структурной линии Тянь-Шаня и Каратау-Таласскому разлому начались в рэтский век. Одновременно с поднятием этих блоков происходило заложение Таскомырсайского и Чокпакского локальных прогибов, заполнявшихся вначале грубообломочной сероцветной (чокпакская свита), а затем полимиктовой угленосной (таскомырсайская свита) формациями в среднем до 50 м за 1 млн лет.

Таскомырсайский и Чокпакский локальные прогибы закрылись как седиментационные бассейны в позднелейасовое время вследствие резкого усиления дифференцированных движений земной коры. Имеются основания предполагать, что эти движения на завершении второго этапа ранней тектонической эпохи не были продолжительными. Взаимоотношения разновозрастных свит, выделенных в стратиграфическом разрезе юрских отложений хр. Каратау, позволяют считать вторую половину позднелейасового времени началом вступления зоны в последующий период устойчивых разнонаправленных движений крупных блоков земной коры. Вероятно, в это время различные по знаку вертикальные движения достигали наибольшего размаха вдоль Каратау-Таласского разлома, который являлся разделом между крупным восходящим блоком, сложенным древними породами Малокаратауского антиклинория, и локальным прогибом значительной протяженности, где создавалась полимиктовая угленосная и грубообломочная сероцветная формации (боролдайская и куркуреуская свиты) в среднем до 40 м за 1 млн лет.

В первый этап средней тектонической эпохи интенсивно поднимался также другой блок, занимавший большую часть площади Таласского антиклинория. Значительная скорость и большая амплитуда поднятия определили морфоструктурный облик этого блока, который выделялся в рельефе позднепалеозойского времени горным хребтом средней высоты. Юго-западнее хребта образовался Ленгерский локальный прогиб, заполнявшийся полимиктовой угленосной формацией (ленгерская свита) до 30 м за 1 млн лет.

Полученный материал показывает, что локальные прогибы Каратауской зоны на протяжении тоарского, ааленского и отчасти байосского веков являлись местом накопления осадков предгорных впадин. Закрытие предгорных впадин как седиментационных бассейнов произошло в конце байосского века, по всей вероятности, одновременно с резким усилением дифференцированных движений земной коры. За пределами зоны эти движения способствовали активизации земной коры на площади, охватывающей в современном рельефе предгорья Угамского хребта. Здесь в батский век поднялся крупный блок земной коры, по южному обрамлению которого создавались локальные прогибы с формировавшимися полимиктовой пестроцветной (тогузская свита) и грубообломочной пестроцветной (кельтемашатская свита) формациями. Скорость наращивания мощности формаций в локальных прогибах достигала 80 м за 1 млн лет.

Предкимериджские тектонические движения внесли заметные изменения в условия залегания полимиктовой терригенной формации (чохайская свита). Позднее земная кора Каратауской зоны не утратила высокой подвижности. В кимериджский век продолжалось поднятие крупного блока сложно дислоцированных пород допалеозоя и нижнего палеозоя Малокаратауского антиклинория. Включился в поднятие также юго-западный блок, в сложении которого участвовали породы девона и нижнего карбона Боролдайского синклинория. Между этими блоками в рельефе морфологически оформился продольный локальный прогиб, где накапливалась терригенно-карбонатная формация (карабастауская свита) до 25 м за 1 млн лет.

Улугауская зона активизации занимала восточную половину Тургайского прогиба. Структурно ее ограничивает на западе региональный разрыв, трассируемый геофизическими исследованиями на продолжении главной структурной линии Тянь-Шаня, Центрально-Тургайский разлом, а на востоке — Улугау-Ишимский, который выделен М. А. Абдулкабировой (1966, 1969) в числе важнейших тектонических элементов, определявших формирование орогенных структур верхнего палеозоя и мезозоя на северо-западе Центрального Казахстана. В обрамлении этих разломов зона простиралась меридионально на 900 км. Таких предельных размеров она достигла в первый этап средней тектонической эпохи, когда возраставшая подвижность земной коры выразилась в образовании Ишимского прогиба.

Дифференцированные движения земной коры второго этапа ранней тектонической эпохи привели в зоне к возникновению Кушмурунского и Бурлукского локальных прогибов, заложение которых совершалось согласно простиранию крупных блоков поднятия. Восточнее прогибов в поднятии опережал крупный блок, выколотый дизъюнктивами в центре Кокчетавского мегантиклинория. Локальные прогибы заполнялись грубообломочной сероцветной и полимиктовой угленосной формациями (черниговская, кушмурунская, бурлукская свиты) более 20 м за 1 млн лет. Учитывая возраст кушмурунской свиты, можно отнести время резкого усиления дифференцированных движений земной коры в Улугау-

ской зоне при завершении второго этапа ранней тектонической эпохи на конец лейаса, когда совершались дробление палеозойского фундамента, смятие в складки и рассечение разрывами формаций локальных прогибов. Последовавшее затем общее поднятие земной коры повлекло за собой размыв рэт-лейасовых отложений на приподнятых в рельефе блоках.

В начале средней юры земная кора восточной половины Тургайского прогиба продолжительное время опускалась. На огромном пространстве, ограниченном Центрально-Тургайским и Улугау-Ишимским региональными разломами, получил морфологическое и структурное оформление Приишимский прогиб. Сопряженно с ним поднимались на восточном обрамлении крупные блоки земной коры, которые перемещались с различной скоростью по системе разрывов северо-восточного и меридионального направлений, осложняющих строение Кокчетавского мегантиклинория и Джаркаинагашского антиклинория. В прогибе создавались грубообломочная сероцветная и полимиктовая угленосная формации (караганская и дузбайская свиты) со скоростью накопления осадков более 20 м за 1 млн лет.

Переломный момент в развитии Приишимского прогиба наступил в предбатское время в результате усиления дифференцированных движений земной коры как на прилегающих площадях преимущественного поднятия крупных блоков, так и в палеозойском фундаменте, который дробился в системе пересекающихся разрывов на блоки причудливых очертаний. В общем поднятии земной коры многие блоки на юге Тургая получили направление движения противоположного знака, поэтому в современном строении палеозойского фундамента они определяются геофизическими исследованиями как обособленные депрессии, выполненные триасовыми и юрскими отложениями мощностью 500, 1000, 1500 и более 2000 м (Страшевский, 1975).

Для Улугауской зоны батского века, особенно северной ее половины, характерно преобладание поднятий земной коры. Денудационные процессы разрушали возвышенности рельефа, сложенные палеозойскими породами, и уменьшали площади распространения юрских отложений. Земная кора на юге Улугауской зоны испытывала общее опускание с образованием Бозингенского локального прогиба, который занимал пространство между выходами сложно дислоцированных пород Улугауского мегантиклинория и антиклинория Большого Каратау. В этом прогибе отлагалась полимиктовая угленосная формация до 25 м за 1 млн лет.

Палеотектонические реконструкции методом структурно-формационного анализа показали, что развитие земной коры Восточного Казахстана в раннюю и среднюю тектонические эпохи происходило в обстановке наращивания напряженности дифференцированных движений блоков главным образом в узких подвижных зонах. Ранняя и средняя тектонические эпохи, как отмечалось, охватывают интервал времени от позднего триаса и до конца средней юры. Отложения этого возраста образуют самостоятельный нижнемезозойский структурный ярус, отличающийся от выше- и нижележащих сочетанием определенных типов молассоидных континентальных формаций и специфическими формами их дислокаций. В покровных образованиях Тургайского прогиба, Восточно-Сырдарьинской, Прииртышской и других впадин, палеозойский фундамент которых испытывал длительное погружение, нижнемезозойский структурный ярус отграничен от перекрывающих мел-палеоген-неогеновых осадков и подстилающих палеозойских пород поверхностями региональных несогласий. В его строении обособляются два струк-

турных подъяруса с разделяющей поверхностью несогласия, которая по времени приходится на перерыв осадконакопления между ранней и средней тектоническими эпохами.

Учитывая тектонический режим и периодизацию развития земной коры Восточного Казахстана в нижнем мезозое, можно разделить складчатые структуры юрских отложений на создававшиеся в течение одной, двух, трех тектонических эпох. Далее приводится описание хорошо изученных складчатых и разрывных дислокаций юрских отложений Майкюбенского, Карагандинского и Илийского угленосных бассейнов, формирование которых совершалось в раннюю и среднюю тектонические эпохи.

Майкюбенский угленосный бассейн сложен рэт-юрскими отложениями, представляющими две молассоидные формации — грубообломочную сероцветную (ащикольская свита) и полимиктовую угленосную (сарыкульская, шоптыкульская и майкюбенская свиты). Они деформированы в крупную синклиналичную структуру, морфологические особенности которой определяются пространственным размещением складчатых дислокаций двух структурных подъярусов. Разделяющая их поверхность углового несогласия пролегает между шоптыкульской и сарыкульской свитами. Майкюбенская свита ложится с разрывом на породы шоптыкульской и нигде не выходит за пределы их распространения, что позволяет объединить эти свиты в комплекс пород, составляющий второй структурный подъярус.

Разрывные нарушения регионального значения сосредоточены на севере синклиналичной структуры. Основными разломами, определившими формы складчатых дислокаций и пространственное их расположение, являются Айтайкольский, Караадырский и Талдыкульский взбросы. Среди них важнейшим тектоническим элементом следует назвать Айтайкольский взброс, поверхность сместителя которого вскрыта магистральными канавами и скважиной 759. Отметим, что эта скважина до глубины 420 м пересекала породы нижнего карбона, а затем вышла в разногалечные конгломераты ащикольской свиты. Поверхность взброса падает на север под углом 45—60°. Внутреннее строение синклиналичной структуры Майкюбенского бассейна иллюстрирует тектоническая карта (рис. 18), на которой формы складчатых дислокаций первого и второго структурных подъярусов выражены изогипсами, проведенными по подошвам третьего угольного горизонта шоптыкульской и нижнего угольного пласта сарыкульской свит.

Первый структурный подъярус в составе ащикольской и сарыкульской свит повсеместно залегает с резким угловым несогласием на породах ордовика, силура, девона и карбона, что характеризует наложенный тип синклиналичной структуры Майкюбенского бассейна. На западе отложения первого структурного подъяруса рассечены разрывами на три тектонических блока, которые отличаются формами пликтивных дислокаций. В границах южного блока ащикольская и сарыкульская свиты образуют две антиклиналичные и одну синклиналичную складки; последняя имеет наклон южного крыла 20°. Северное крыло синклиналичной складки оборвано Тамдинским сбросом и перекрыто шоптыкульской свитой. В центральном блоке ащикольская и сарыкульская свиты собраны в синклиналичную складку с углами наклона крыльев до 10°. Большая часть этой складки вследствие погружения ее шарнира на восток перекрыта шоптыкульской свитой. Северный блок ограничен Айтайкольским и Караадырским взбросами. В его пределах ащикольская и сарыкульская свиты деформированы в синклиналичную складку меридионального простиранья. Западное ее крыло осложняется двумя



антиклинальными перегибами, в ядрах которых выступают грубообломочные породы ащикольской свиты.

Пликативные дислокации первого структурного подъяруса на севере Майкюбенского бассейна наглядно представлены в тектоническом блоке, опоясанном Айтайкольским и Талдыкульским взбросами. Севернее оз. Шоптыколь ащикольская свита смята в антиклинальную складку широтного простирания. Южное крыло складки расположено под углом  $35-45^\circ$  и оборвано Талдыкульским взбросом. Северное ее крыло с приближением к Айтайкольскому взбросу изменяет угол наклона от  $25$  до  $75^\circ$ . Восточнее в тектоническом блоке вырисовывается широтно вытянутая синклиналиная складка, сложенная в ядре сарыкульской свитой. Южное крыло складки на участке, примыкающем к Талдыкульскому взбросу, имеет угол наклона  $45^\circ$ . Между Айтайкольским взбросом и оперяющим разрывом строение северного крыла усложняется антиклинальными и синклиналиными перегибами.

Второй структурный подъярус, как отмечалось, составляют шоптыкульская и майкюбенская свиты. Пликативные дислокации в них выражены антиклинальными и синклиналиными складками, которые на фоне крупной синклиналиной структуры бассейна представлены деформациями второго порядка. В последовательности расположения с севера на юг они получили такие названия: Шоптыкульская синклинали, Талдыкульская антиклинали, Сарыкульская синклинали, Сарыкульская антиклинали и Майкюбенская синклинали. В поперечном сечении синклинали не превышают  $4,5$  км, углы наклона их крыльев изменяются от  $5$  до  $10^\circ$ . Следует отметить, что антиклинали и синклинали сохраняют на площади бассейна основные морфологические признаки — ширину складок, углы наклона крыльев и широтную ориентировку их длинных осей, которая совпадает с простиранием всей синклиналиной структуры и ограничивающего ее крупноамплитудного Айтайкольского взброса.

Карагандинский угольный бассейн в структурном отношении представляет собой сложно построенный синклинорий, в строении которого участвуют отложения девона и карбона. Третья часть его площади перекрыта юрскими отложениями, собранными в синклиналиную структуру широтного простирания. Основными тектоническими элементами этой структуры являются Западно-Карагандинская и Верхне-Сокурская мульды, соединяющиеся на юге Акжарским грабеном, а также региональные разломы — Акжарский, Кумыскудукский, Майкудукский и Кокталский (Николаев, 1974). Наблюдаются два господствующих направления региональных разломов: широтное и меридиональное, из них первое отвечает разломам, проявившим себя более активно в палеозойское время. При возобновлении движений блоков по разломам широтного простирания в юрских отложениях возникали складчатые и разрывные дислокации. Многие из них тесным образом связаны с развитием Акжарского разлома, по плоскости которого палеозойские образования южного обрамления надвинуты на породы юрского возраста. В строении Западно-Карагандинской и Верхне-Сокурской мульд отчетливо выделяются два структурных подъяруса, ограниченных поверхностью углового несогласия между дубовской и кумыскудукской свитами. Они различаются формой, размерами и пространственным расположением складчатых дислокаций.

Комплексы пород первого структурного подъяруса в очертании Западно-Карагандинской мульды образуют несколько складок, наиболее крупные из них Дубовская, Майкудукская и Алабасская брахисинклинали (Бекман и др., 1972).

Дубовская брахисинклинали имеет субширотную ориентировку

длинной оси. На юге она оборвана взбросами, поэтому северное крыло ее залегает под углом  $5^\circ$ , а южное осложняют складки второго порядка с наклоном слоев пород до  $35^\circ$ . Севернее располагается Майкудукская брахисинклиналь, которая отделяется антиклинальным перегибом с выходом в ядре палеозойских пород, перекрытых кумыскудукской свитой. Простираение длинной оси Майкудукской брахисинклинали юго-западное, углы наклона ее крыльев не превышают  $8^\circ$ . Юго-западную периферию Западно-Карагандинской мульды составляет Алабаская брахисинклиналь, вытянутая в широтном направлении. Среди других складчатых дислокаций комплекса пород первого структурного подъяруса она выделяется значительными углами наклона крыльев (до  $30^\circ$ ), что определяется более энергичным воздействием Акжарского надвига.

В границах Западно-Карагандинской мульды комплексы пород второго структурного подъяруса слагают изометричной формы Михайловскую брахисинклиналь, под которой размещаются Дубовская и Майкудукская брахисинклинали. Углы наклона крыльев Михайловской брахисинклинали изменяются от  $5$  до  $15^\circ$ .

Верхне-сокурская мульда находится на востоке бассейна. Интересной особенностью ее строения является неясная обособленность по форме и расположению складчатых дислокаций первого и второго структурных подъярусов. Широко распространены в ее пределах комплексы пород второго структурного подъяруса, залегающие всюду на размытой поверхности саранской и дубовской свит. На северной и северо-западной периферии мульды эти комплексы перекрывают с угловым несогласием породы палеозоя. Кумыскудукский и Коктальский взбросы рассекают мульду на четыре блока, в пределах которых слои юрских пород вблизи сместителей залегают под углом  $30-50^\circ$ , поэтому в каждом блоке обрисовывалась синклинальная складка асимметричного строения. Кумыскудукский взброс на севере и Акжарский надвиг на юге ограничивают Акжарский грабен с палеозойским фундаментом, опущенным на глубину более  $1000$  м, где скважины вскрыли пестроцветные отложения акжарской свиты, налегающие на размытую поверхность пород михайловской и кумыскудукской свит (Кушев, 1963).

Илийский угленосный бассейн выражен в тектоническом строении Илийской впадины обширной Джаркентской депрессией с погружением палеозойского фундамента до  $4600$  м. Геофизическими исследованиями и бурением глубоких скважин установлено, что триасовые и юрские отложения Джаркентской депрессии образуют крупную синклинальную структуру широтного простираения с резко выраженной асимметрией в строении. Она обусловлена крупноамплитудным перемещением палеозойских пород по региональному разлому, который срезает значительную часть северного крыла синклинальной структуры. В близком расположении к региональному разлому это крыло осложняют Хоргосская, Педжимская и другие меньших размеров антиклинальные складки с углами наклона крыльев от  $15$  до  $30^\circ$ . Длинные оси этих складок находятся в согласном простираении с региональным разломом. Южное крыло синклинальной структуры от предгорий Кетменского хребта и до Каракумской антиклинальной складки сохраняет моноклиналиное падение под углом  $5-8^\circ$ . Каракумская антиклинальная складка приходится на участок предельного погружения поверхности палеозойского фундамента Джаркентской депрессии. Свод складки относительно смежных синклинальных перегибов приподнимается на  $500$  м, длинная ось ее вытянута широтно.

В Восточном Казахстане современные площади распространения юрских отложений редко превышают  $300$  км<sup>2</sup>. Чаще вся эта площадь в

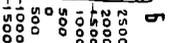
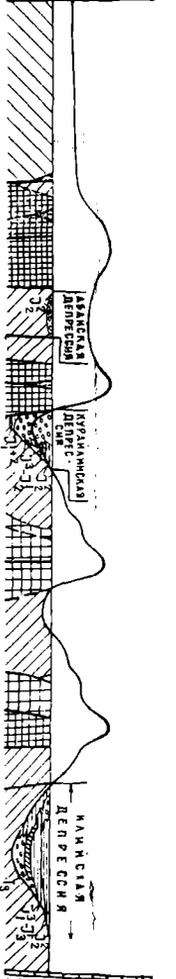
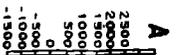
структурном отношении является синклинальной складкой, осложненной различным образом тектоническими разрывами. В одних случаях разрывы определяют форму и пространственное размещение складки, в других дробят складку на блоки (рис. 19). Эти признаки позволяют разделять складки юрских отложений на складки асимметричного строения и рассеченные поперечными разрывами небольшой амплитуды, которые существенно не изменяют их морфологии. Крутопадающее крыло асимметричной складки обычно срезается пограничным разломом и дополняется складками второго порядка, возникающими под давлением блока палеозойского основания.

Современные площади распространения юрских отложений более 800 км<sup>2</sup> образуют крупные синклинальные структуры, которые создавались в условиях одностороннего давления, нагнетавшегося блоком палеозойского основания при перемещении по плоскости взброса или надвига. Эта динамическая обстановка выражена в синклинальной структуре наличием пограничного крупноамплитудного разлома с сопутствующей зоной интенсивной дислоцированности пород и развитием в ее пределах складок второго порядка.

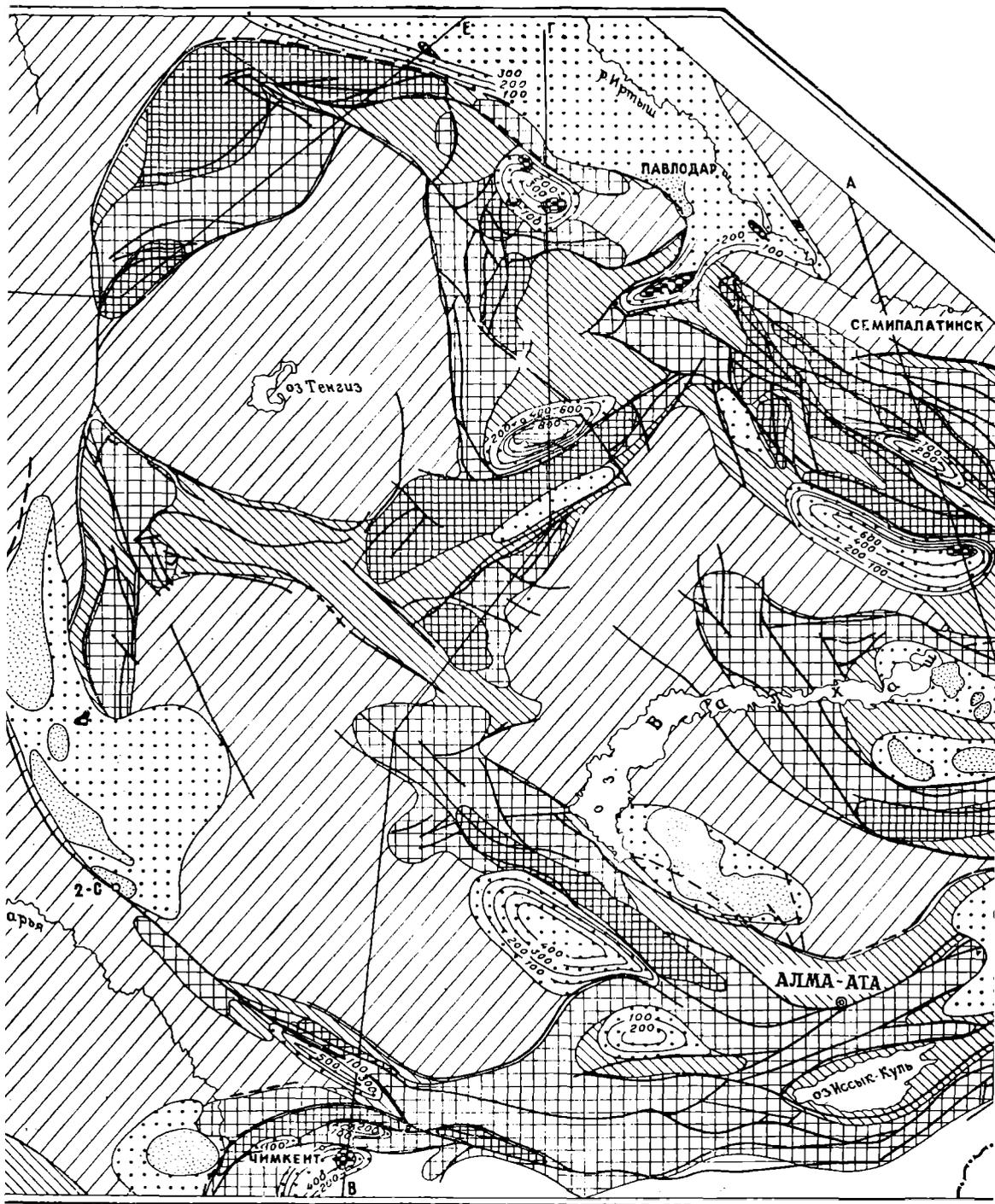
Распределяя пликативные дислокации юрских отложений по типам, в которых учитывается продолжительность времени их формирования, нетрудно убедиться, что асимметричные складки и крупные синклинальные структуры появлялись на всех этапах ранней и средней тектонических эпох. Вероятно, этим решается вопрос о времени образования пограничных разломов. В зонах активизации они возникали в конце каждого этапа развития земной коры, когда резко возрастала активность в движении блоков. Все формы складчатых и разрывных дислокаций юрских отложений по условиям образования являются глыбовыми, поскольку они создавались в результате реакции слоистых толщ юрского возраста на дифференцированные движения блоков палеозойского основания. Оформление этих типов структур закончилось в среднюю тектоническую эпоху, отвечающую периоду максимального преобразования рельефа Восточного Казахстана как области сложно построенного сводового поднятия.



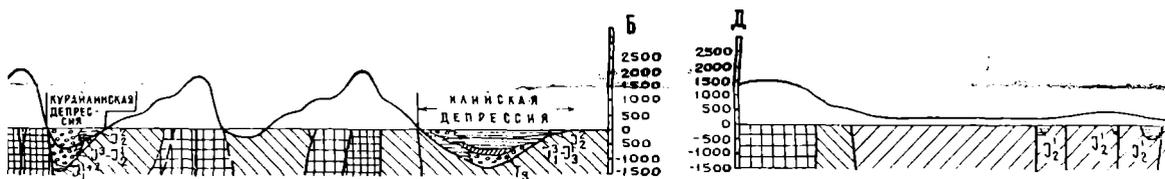
СТРУКТУРНЫЕ

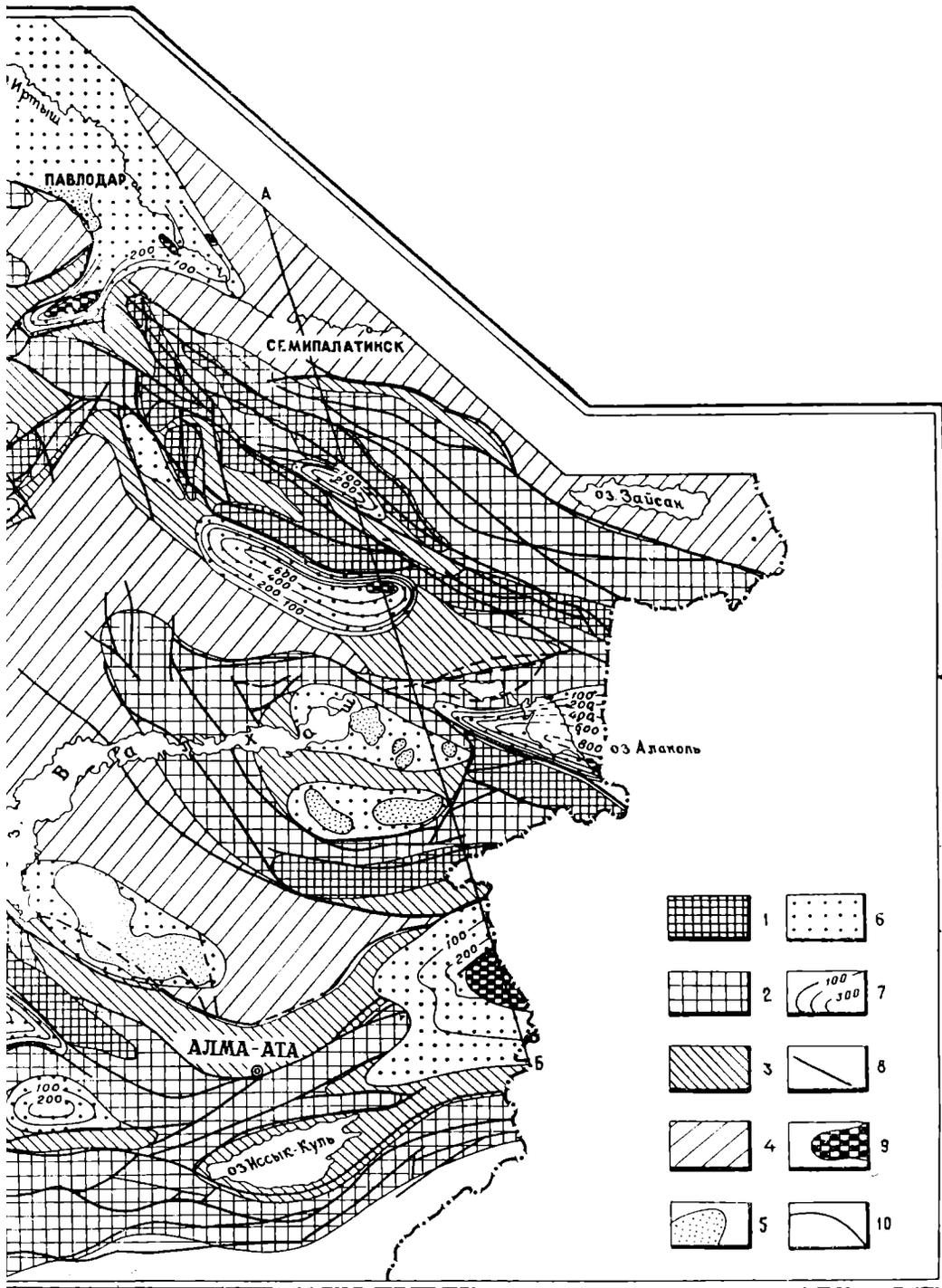


Б

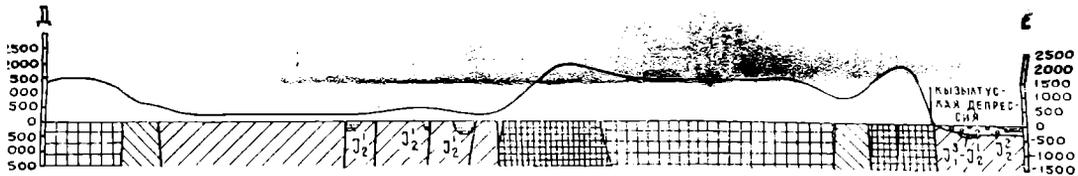


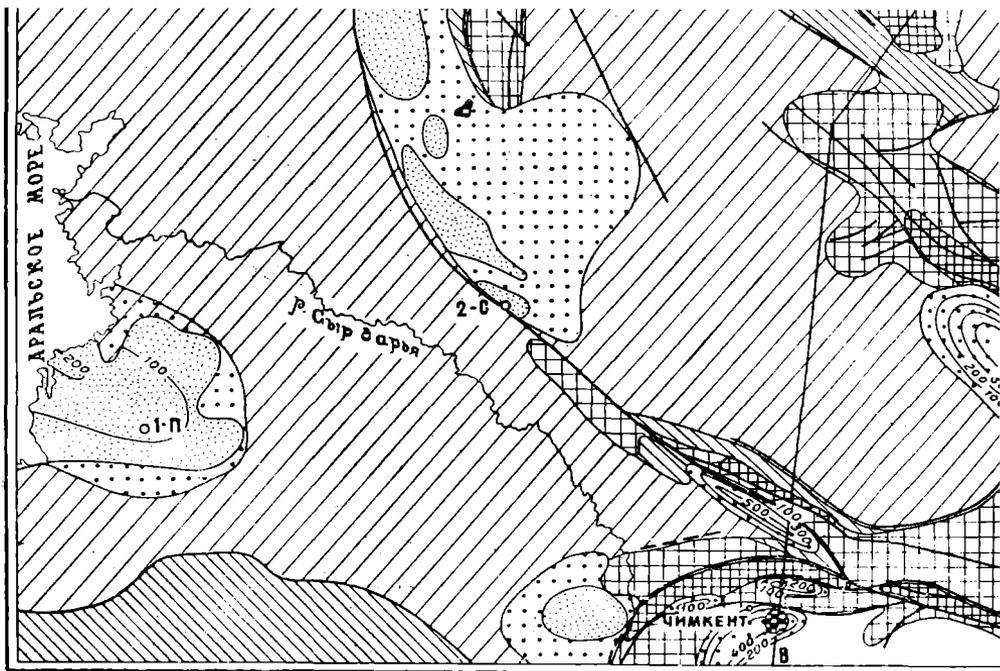
## СТРУКТУРНЫЕ ПРОФИЛИ





# ІДӨФИЛІ





## СТРУКТУРНЫЕ

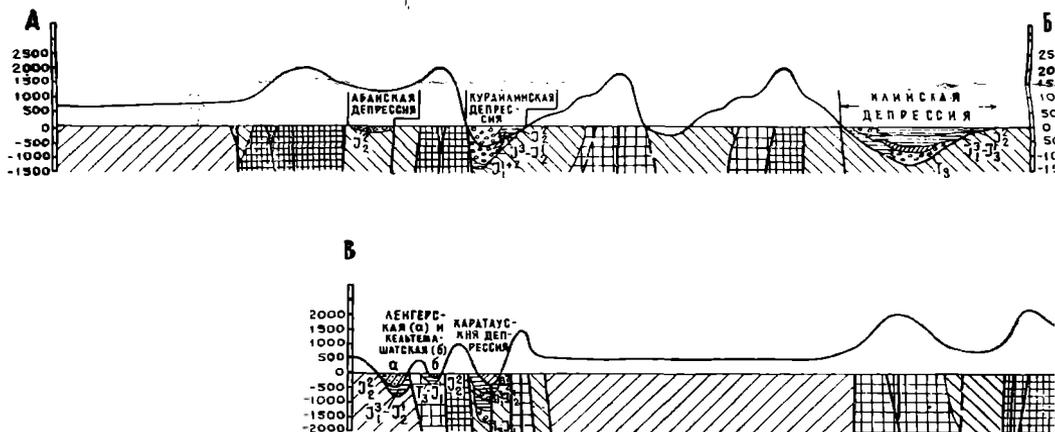
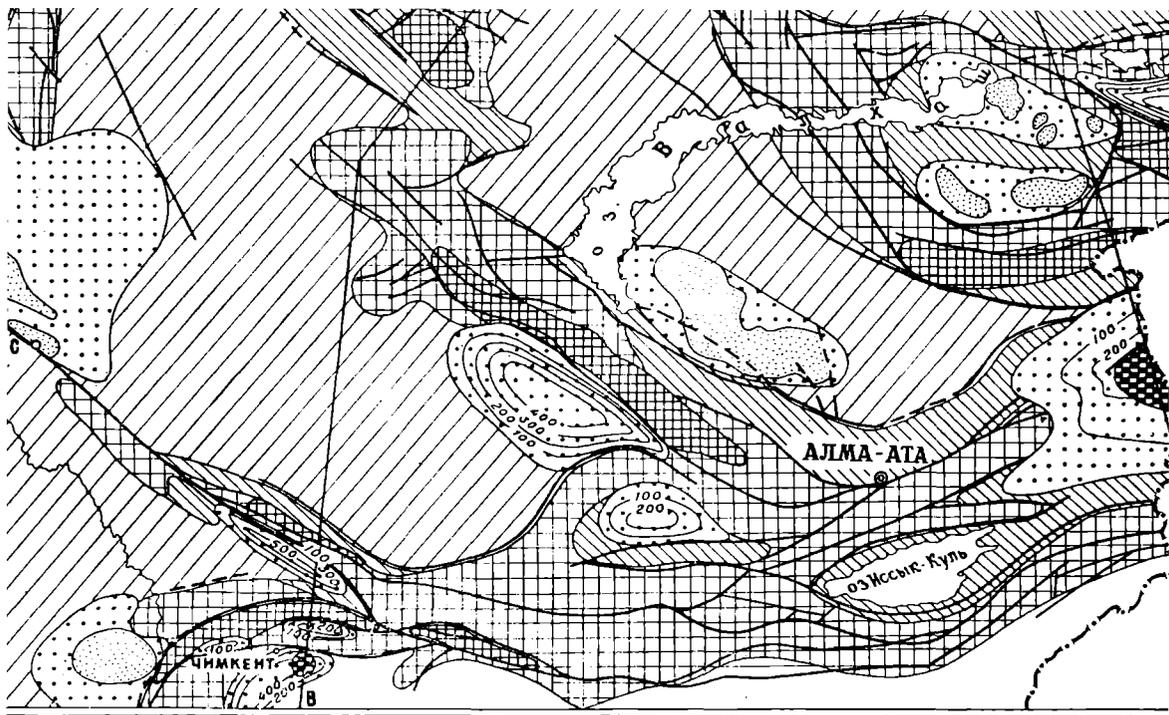


Рис. 19. Палеотектон  
 Область сводового поднятия среднеюрской эпохи (батский век). Блоки земной коры, сохранив  
 блоками, 4 — пассивные, 5 — депрессии фундамента, установленные геофизическими исследованиями  
 формирование морфоструктур и влиявшие на осадконакопление, 9 — распространение формации



## СТРУКТУРНЫЕ ПРОФИЛИ

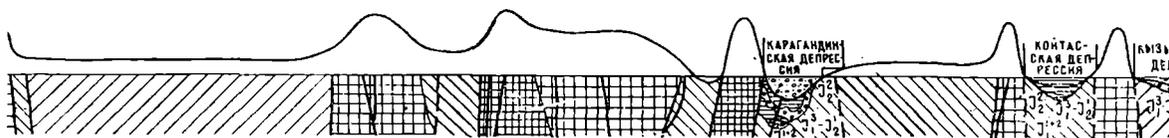
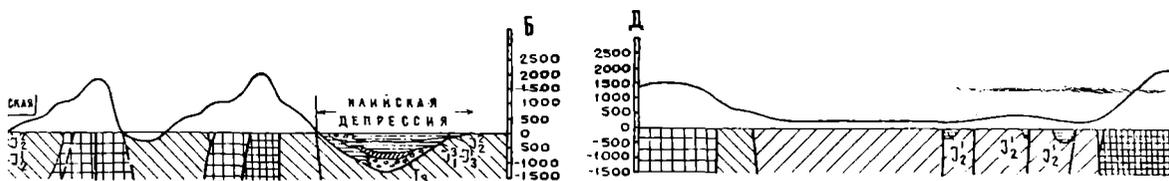
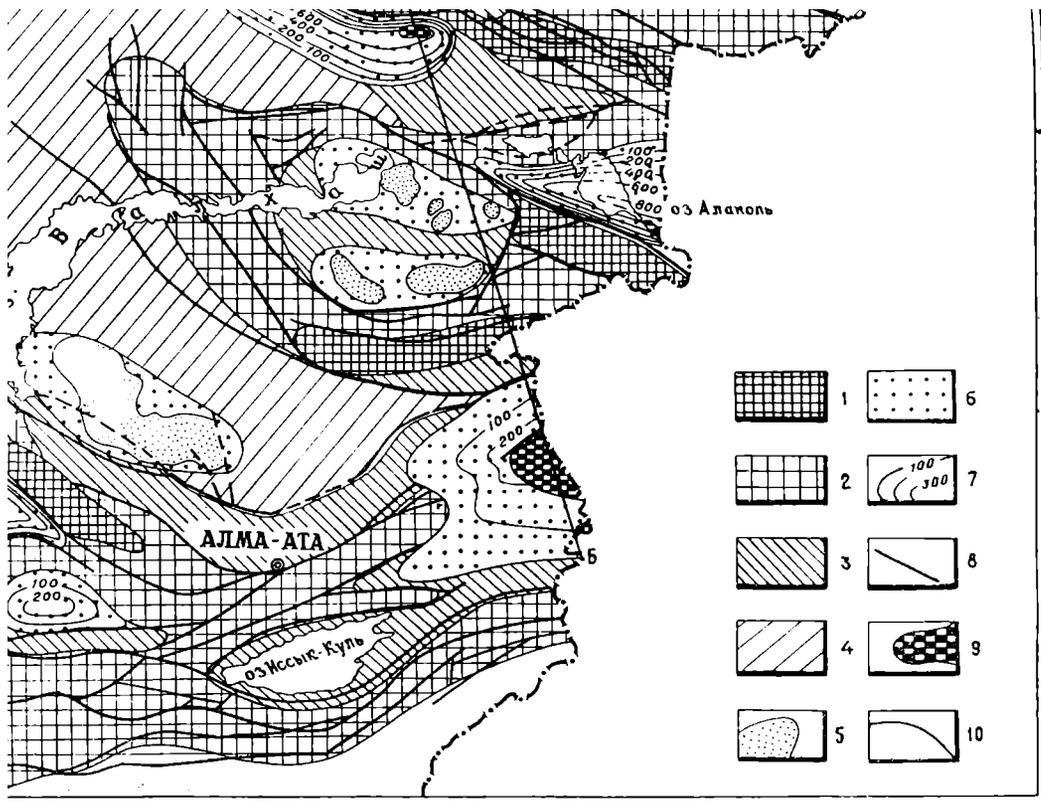
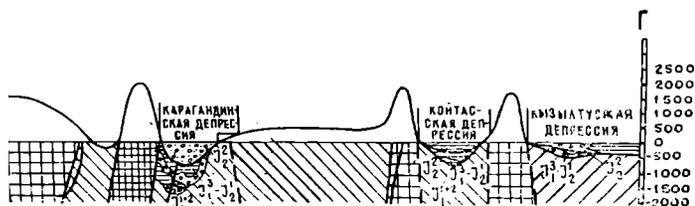
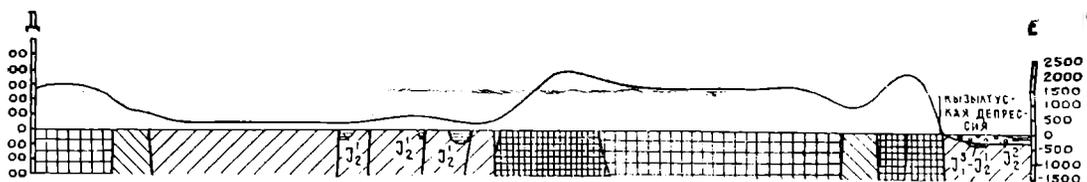


Рис. 19. Палеотектоническая карта Восточного Казахстана.

1 (батский век). Блоки земной коры, сохранившие тенденцию к поднятию: 1 — весьма активные, 2 — акта, установленные геофизическими исследованиями, 6 — прогибы, 7 — изомощности отложений второй поидконакопление, 9 — распространение формации, содержащей бурые угли, 10 — амплитуды максимально



## ПРОФИЛИ



1 карта Восточного Казахстана.

ндению к поднятию: 1 — весьма активные, 2 — активные, 3 — вовлекаемые в движения смежными прогибы, 7 — изомощности отложений второй половины средней юры, 8 — разломы, определявшие эдащей бурые угли, 10 — амплитуды максимального поднятия блоков земной коры (на профилях)

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ЮРСКОГО ПЕРИОДА ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

Развитие рельефа Восточного Казахстана в течение нижней и средней юры совершалось в направлении формирования горной страны. Становление ее происходило путем постепенного преобразования денудационной равнины, возникшей на месте пенепленизированных верхнепалеозойских горных сооружений. В денудационной равнине вначале поднялись обособленные горные массивы и хребты, которые по мере усложнения рельефа страны оформлялись в нагорья. Существенными элементами тектонического рельефа нагорий были межгорные и предгорные впадины, заполнявшиеся осадками рек, временных потоков, озер и болот. Накопление осадков во впадинах прерывалось периодическим воздыманием земной коры на всей территории Восточного Казахстана, сопровождавшимся усилением денудации. Горные породы подвергались разрушению как на возвышенностях, так и на площадях развития юрских отложений предгорных и межгорных впадин. Эти региональные перерывы разделяли следующие этапы накопления осадков: рэт — средний лейас, поздний лейас — первая половина среднеюрской эпохи, вторая половина среднеюрской эпохи и поздняя юра. Предпринята попытка восстановить палеогеографическую обстановку для этих интервалов времени юрского периода с учетом воспроизведенных по данным литофациальных, минералого-петрографических, геохимических и других исследований условий осадконакопления на площадях многих угольных месторождений Восточного Казахстана. Составленные палеогеографические карты позволяют проследить поэтапно изменения рельефа страны в юрский период. Выяснилось, что все особенности рельефа, растительности и климата рэт-среднелейасового этапа осадконакопления определились в начале позднего триаса. Это обязывает кратко изложить последовательную смену палеогеографических обстановок триасового периода.

Восточный Казахстан в раннетриасовую эпоху составлял юго-западную окраину Азиатского материка (Синицын, 1962), которая в морфологическом отношении представляла собой низменную денудационную равнину, приподнимавшуюся на 100—500 м выше уровня седиментации. Местами над денудационной равниной возвышались холмы и низкие горы — останцы пенепленизированных верхнепалеозойских горных сооружений. Рельеф равнины оживляли высокие горы действовавших и потухших вулканов Южной Джунгарии, Прибалхашья, Иртыш-Зайсанской складчатой области и северной половины Тургайского прогиба.

Здесь из осадков рек, озер и продуктов извержения вулканов создавались эффузивно-осадочные толщи (малайсаринская свита, семейтауский вулканогенный комплекс, туринская серия). За пределами вулканических областей осадконакопления на поверхности денудационной равнины не происходило, чему препятствовали выровненный рельеф и аридный климат.

В среднетриасовую эпоху осадконакопление на территории Восточного Казахстана продолжалось в Тургайском прогибе, где формировалась эффузивно-осадочная толща туринской серии, и на юго-западной периферии Прибалхашской впадины (Азизов и др., 1970). Происходили значительные изменения в морфологии денудационной равнины по мере медленного поднятия земной коры и выработки в условиях постепенной гумидизации климата разветвленной гидрографической сети. Понижение уровня грунтовых вод способствовало развитию на обширных выровненных водоразделах рек мощной коры выветривания латеритного профиля.

Основная территория Восточного Казахстана в поздне триасовую эпоху сохраняла морфологический облик приподнятой денудационной равнины, расчлененной гидрографической сетью на холмы, гряды и увалы. Вероятно, в конце среднего триаса произошли тектонические движения земной коры на востоке Илийской впадины, вдоль юго-западной периферии Иртыш-Зайсанской складчатой области, северо-восточнее хр. Саур и в Тургайском прогибе. Они проявились в ускоренном поднятии крупных блоков, которые обрисовались в рельефе горными хребтами средней высоты. Вблизи блоков поднятия залежились Джаркентский, Акботасский, Кендерлыкский и Карашиликский локальные прогибы, заполнявшиеся угленосными толщами (Бувалкин, 1965, 1977; Бувалкин и др., 1974). Теплый и влажный климат благоприятствовал широкому расселению мезофильной флоры. В растительном покрове Восточного Казахстана преобладали гинкгово-хвойные леса. Среди хвойных господствующее место занимали прототипы современных сосновых и ногоплодниковых. В состав подлеска входили беннеттитовые, цикадовые, подозамитовые и древовидные папоротники. На увлажненных участках леса росли кордаиты, открытые увлажненные низины, берега озер и топяные болота занимали заросли осмундовых, мараттиевых и геменофилловых папоротников.

Сведения о палеогеографической обстановке юрского периода различных районов Восточного Казахстана базируются главным образом на приведенных в работе и ранее опубликованных (Бувалкин, 1962, 1963, 1965, 1966, 1968, 1969, 1971, 1974) данных литофациальных и геохимических исследований пород. Установлено, что в юрских угленосных отложениях почти повсеместно имеются в основании конгломераты и крупнозернистые песчаники, достигающие в отдельных депрессиях большой мощности. Все петрографические типы обломочных пород окрашены в серый и темно-серый цвет и содержат многочисленные растительные остатки. Для юрских отложений характерно также присутствие пластов углей, прослоев и стяжений сидеритов, которые чаще приурочены к тонкозернистым породам фации озера. Изучение растительных остатков показало, что накопление юрских осадков на территории Восточного Казахстана происходило в отрезки времени, не отвечающие границам эпох. Поэтому характеристика палеогеографической обстановки этого региона дается для упомянутых выше этапов накопления осадков.

Восточный Казахстан на протяжении рэт-среднелейасового времени сохранил на обширных пространствах морфологический облик денудационной равнины. Предрэтские тектонические движения земной коры отразились в рельефе отдельных районов возникновением высоких горных хребтов и сопряженных с ними впадин. Предгорные и межгорные впадины появились на площади Тургайского прогиба, в хр. Каратау, в окрестностях оз. Алаколь, хр. Чингиз, на севере Восточного Казахстана и вдоль юго-западной окраины Иртыш-Зайсанской складчатой области (рис. 20).

Контрастные формы рельефа на площади Тургайского прогиба обрисовались севернее Улутауских гор, где в рэтское время над денудационной равниной поднялся высокий горный массив, сложенный в основном древними метаморфическими породами и гранитными интрузиями. Западным обрамлением его служила впадина, вытянутая меридионально на 200 км. В период ускоренного поднятия горного массива она заполнялась грубообломочными осадками, приносимыми горными реками. Конусы выноса и аллювиальные отложения горных рек смыкались в единую поверхность аккумулятивной равнины, простиравшуюся между западным склоном горного массива и озерным водоемом. Другая меридионально вытянутая впадина образовалась юго-западнее, в полосе распространения угольных месторождений Убоганской группы. Основную массу терригенного материала эта впадина получила с восточного склона Урала, где в рэтское время оформились горные хребты. Многие реки, вытекая из хребтов, устремлялись к озерному водоему и создавали в береговой зоне субаэральные дельты. Озерный водоем заполнялся песчано-глинистыми и глинистыми осадками, периодически в нем возникали условия для образования устойчивых топяных болот. На юге озеро принимало воды крупной реки, верховье которой находилось в пределах развития соленосных отложений девона и перми Чуйской впадины. Вероятно, эта река переносила значительное количество растворенных солей сульфатов. В озерном водоеме при участии бактерий они подвергались редукции, что способствовало накоплению сульфидной серы в породах и углях кушмурунской свиты.

Южная половина Тургайского прогиба, Восточное Приаралье и Кызылкумская впадина в рэт-среднелейасовое время оставались низменной денудационной равниной. На площади Малого Каратау поднялся горный кряж, сложенный нижнепалеозойскими и протерозойскими породами. Вплотную к горному кряжу прилегала впадина, которую составляли Таскомырсайская и Чокпакская депрессии. Более сложные очертания имела Чокпакская депрессия, простиравшаяся до Кельтемашатского месторождения шириной 50 км. Реки горного кряжа стекали в пониженные участки депрессий и создавали в них крупные озера. Они намывали дельты, которые в сочетании с осадками конусов выноса формировали прибрежную аккумулятивную равнину. Обломочный материал крупного размера концентрировался в береговой зоне озера и оседал на поверхности субаэральных дельт. Передний край этих дельт время от времени становился местом возникновения топяных болот, чему способствовали расчленение и пепленизация горного кряжа. Предгорная впадина на юго-востоке очерчивалась береговой зоной озер, занимавших Таскомырсайскую и Чокпакскую депрессии. Над поверхностью озер приподнимались холмы низменной денудационной равнины, где были распространены карбонатные породы верхнего девона и нижнего карбона. Горный кряж не выделялся со стороны Чуйской приподнятой равнины резкими

формами рельефа. Пологий наклон ее поверхности определил господствующее направление течения рек, которые имели разработанные долины. Восточнее Чуйской приподнятой равнины располагались низкие горы и платообразные возвышенности, в окрестностях которых не происходило накопления осадков. Возможно, между ними протекали полноводные реки, производившие в верховье энергичную глубинную эрозию и уносившие продукты выветривания горных пород за пределы региона.

В современных границах Джунгарского Алатау оформилась система горных хребтов на общем цоколе высотой не менее 800 м. В пространственном соотношении они составляли нагорье, северная ветвь которого простиралась в район оз. Балхаш, где хребты постепенно снижались в западном направлении и приобретали форму высоких холмов. Южная ветвь нагорья находилась в Южной Джунгарии. Среди хребтов северной ветви простиралась Алакольская высокогорная впадина. Южный хребет, обрамлявший впадину, откуда реки доставляли основную массу обломочного материала, занимал в рельефе господствующее положение. Вершины хребта приподнимались над впадиной на 1000—1500 м. Склоны его были изрезаны глубокими долинами, в которых полноводные реки перемещали валуны и гальку. Хребет, обрамлявший впадину с севера, возвышался на 500—700 м, поэтому его значение как области сноса было второстепенным. Внутреннюю область Алакольской межгорной впадины занимало глубокое озеро, в которое стекали горные реки. Поверхность озера находилась на высоте более 1000 м относительно общего уровня денудационной равнины страны. Климат в Алакольской впадине был более прохладным, что видно из анализа флористических остатков, собранных в породах узунбулакской свиты. Э. Р. Орловская (1963) считает показателями этого климата обедненность флоры папоротниками, отсутствие цикадофитов и теплолюбивых хвойных, а также малые размеры и анатомическое строение листьев гинкговых.

Другая система горных хребтов образовалась южнее р. Или. Они опоясывали межгорную впадину, границы которой отвечали современным очертаниям Иссык-Кульской котловины. Большую часть площади впадины занимал озерный водоем; его береговая зона приходилась на узкую полосу аккумулятивной равнины, возникшую по мере накопления осадков горных рек и временных потоков. Внешние склоны хребтов, составляющих северное обрамление впадины, переходили в холмы и гряды предгорий. На востоке они рельефно выделялись на фоне аккумулятивной равнины, сложенной верхнетриасовыми породами кольджатской свиты. Джунгарское нагорье и южная система хребтов разделялись обширной денудационной равниной. Холмы и гряды ее поднимались над депрессиями денудационного рельефа на 50—100 м при сохранении общего уровня 700—800 м. Можно предполагать, что этот участок денудационной равнины являлся восточной окраиной внутреннего плато, простиравшегося севернее оз. Балхаш.

Огромная площадь Чингиз-Тарбагатайской зоны шириной 100—150 км в рэт-среднелейасовое время представляла собой нагорье, где различной высоты хребты в обрамлении предгорных и межгорных впадин простирались на северо-запад. Первое время хребты поднимались ускоренно, что устанавливается по наличию в основании узунбулакской и абайской свит мощных горизонтов конгломератов и крупнозернистых песчаников (Бувалкин и др., 1974). Предгорные впадины с озерными водоемами размещались по периферии нагорья, осадки которых в конце среднего лейаса были полностью размыты или сохранились небольшими участками в Курайлинском, Алгабасском, Торткульском угле-

проявлениях, Майкюбенском и Юбилейном месторождениях. В нагорье орографически выделялся высокий горный массив, служивший областью сноса при заполнении осадками Майкюбенской предгорной впадины. Площадь его приходилась в основном на выходы гранитов Баянаульских гор. Северные предгорья массива слагали нижнепалеозойские породы, известные наличием промышленных концентраций свинцово-цинковых руд Александровской группы месторождений. Реки и временные потоки приносили в предгорную впадину глыбы, валуны, гальку и крупный песчаный материал, из которых образовались породы ащикольской свиты Майкюбенского бассейна и Улькунтузского углепроявления (Константинович, 1964). Ширина полосы пролювиальных и аллювиальных накоплений не превышала 50 км, на севере ее ограничивал озерный водоем. Снижение горного массива в раннелейасовое время способствовало перемещению озера по поверхности аккумулятивной равнины. На севере озеро ограничивали холмы и гряды, располагавшиеся в 30—40 км севернее Майкюбенского бассейна и возвышавшиеся над его поверхностью на 300—400 м. Вынос больших масс грубообломочного материала из горного массива на поверхность аккумулятивной равнины прекратился, возможно, вследствие выработки горными реками продольного профиля равновесия и поднятия уровня поверхности озера, служившего местным базисом эрозии. Глубина озера не превышала первых десятков метров. Обильное поступление в него песчаного и глинистого материала приводило к обмелению и заболачиванию обширных пространств прибрежной зоны. Топяные болота исчезали при оживлении тектонических движений земной коры, усиливавших в горном массиве эрозионную деятельность рек.

Ранее отмечалось, что отложения саранской и дубовской свит Карагандинского бассейна представляют собой осадки временных потоков, русел рек, озер и болот межгорной впадины. Устойчивой и высоко приподнятой в рельефе областью сноса являлся горный массив, располагавшийся севернее впадины. На его склонах брали начало реки, которые выносили обломочный материал и заполняли водами внутреннюю область впадины, где в период накопления осадков саранской свиты появился озерный водоем. Максимальной ширины он достиг в период накопления осадков дубовской свиты. Северная береговая зона, где реки намывали субаэральные дельты, часто смещалась, оставаясь, однако, вблизи современной границы распространения отложений дубовской свиты на площади Карагандинского бассейна. Южная береговая зона подступала вплотную к выходам кембрийских пород, составляющих ядро Тектурмасского антиклинория. На западе она приближалась к горному массиву, служившему морфологическим оформлением межгорной впадины. По мере удаления от Карагандинской межгорной впадины на юг местность несколько приподнималась, сохраняя все особенности рельефа денудационной равнины. Вероятно, здесь простиралась северная периферия упомянутого ранее внутреннего плато, которое на юго-западе обрамляли холмы и гряды Чу-Балхашского водораздела. Центральная часть плато приподнималась на 400—600 м выше седиментационного уровня предгорных впадин, пролежавших вдоль пограничных горных хребтов.

Рельеф северной окраины Восточного Казахстана осложняли межгорная котловина и хребет средней высоты, отделявший возвышенную область от денудационной и аккумулятивной равнины Западно-Сибирской низменности. Петрографический состав пород и характер размещения на площади различных комплексов фаций шопансорской свиты Койтасского месторождения дают представление о межгорной котлови-

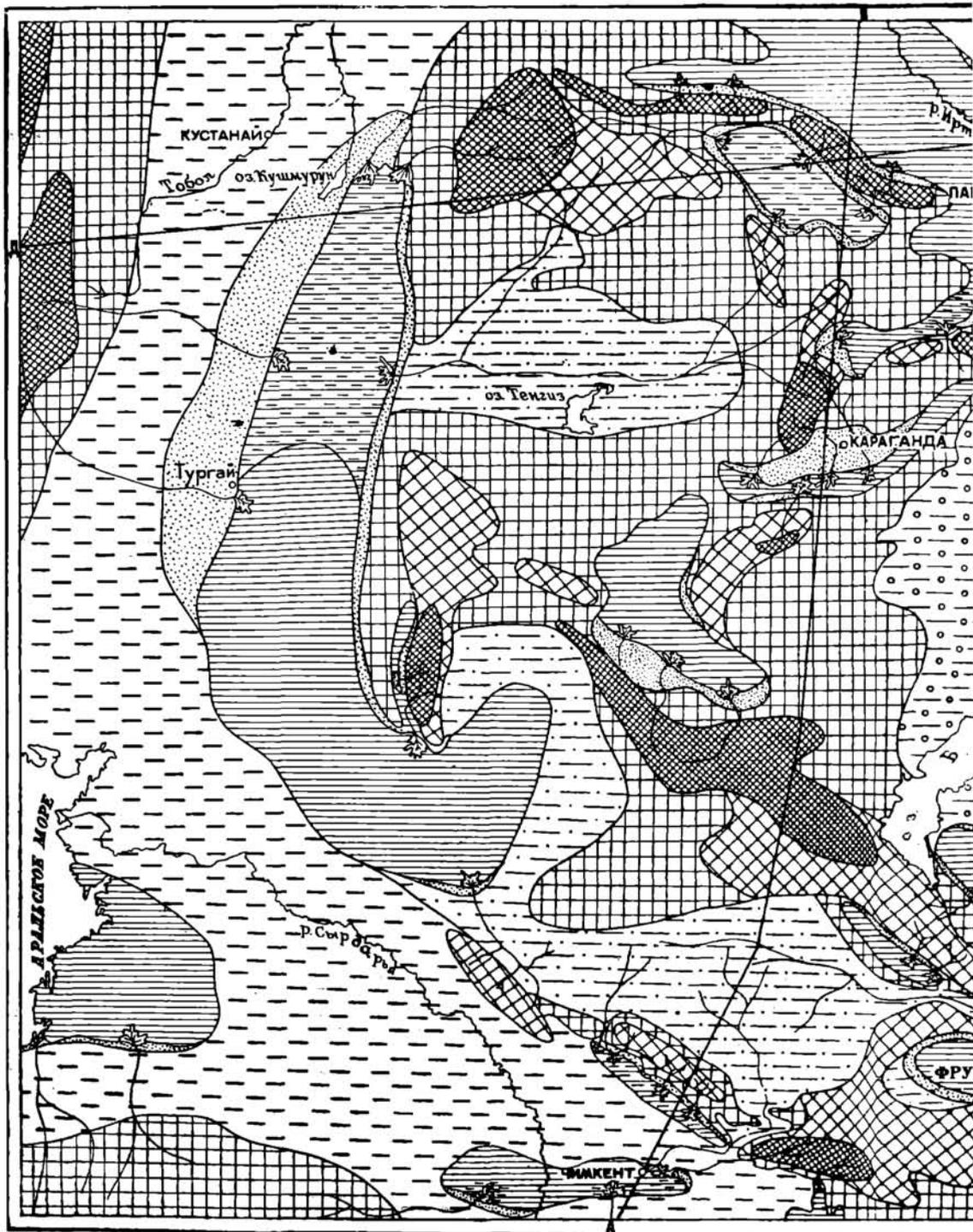
не как морфоструктуре значительных размеров, занятой на большей части площади неглубоким озером. Образование этого озера происходило в ранний период накопления осадков, когда горные реки заполняли грубообломочным материалом неровности рельефа палеозойского фундамента. В него поступал преимущественно песчано-глинистый и глинистый материал, изредка в береговой зоне осаждались пески. Они доставлялись реками, которые создавали вокруг озера аллювиальную равнину. Временами возникали благоприятные условия для заболачивания периферии субэаральных дельт.

Преобразование денудационной равнины в горную страну рэт-среднелейасового времени совершалось на всей территории Восточного Казахстана. Особенности этого преобразования в том, что хребты и массивы возникали не повсеместно, а в отдельных районах, где в предрэтское время произошли дифференцированные перемещения крупных блоков земной коры. В рельефе Восточного Казахстана эти движения определили образование следующих крупных орографических единиц: Кокчетавского горного массива, Юго-Западной низменной равнины, Малокаратавского горного кряжа, Чуйской приподнятой равнины, обрамленной с востока холмами и грядами Чу-Илийского водораздела, Джунгарского нагорья с Алакольской высокогорной впадиной, Чингиз-Тарбагатайского нагорья, Прибалхашского внутреннего плато и Еремантау-Коктавского нагорья.

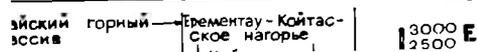
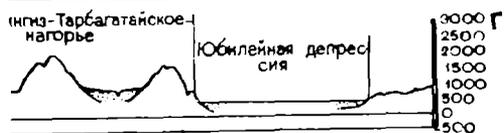
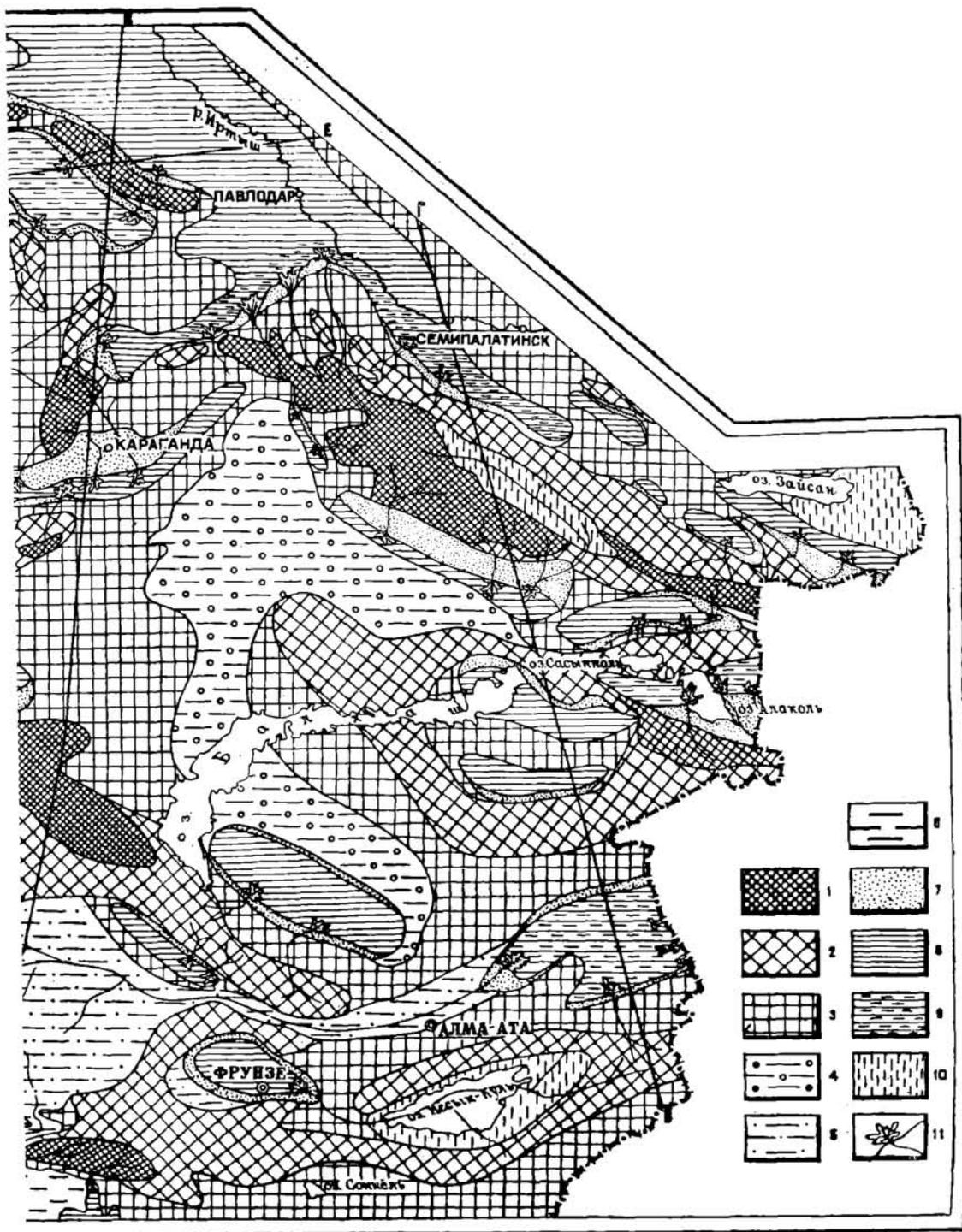
Джунгарское, Чингиз-Тарбагатайское и Еремантау-Койтавское нагорья и разделяющее их внутреннее плато были покрыты гингово-хвойными лесами, в основном хвойных примитивного строения. В качестве реликтов палеозойской флоры продолжали существовать кордаиты и древние голосеменные, пыльца которых имела ребристое строение тела. Редкие беннеттитовые входили в подлесок, цикадовые встречались единично и лишь в отдельных районах. Увлажненные низины, берега озер и топяные болота зарастали папоротниками в основном семейства осмундовых, а также хвощовыми и плауновыми. Среди папоротников редкими были представители теплолюбивых диптериевых, матониевых и мараттиевых.

В растительности Юго-Западной равнины, Малокаратавского горного кряжа и Чуйской приподнятой равнины присутствовали теплолюбивые элементы, особенно цикатофиты, которые составляли нижний ярус гингово-хвойных лесов, где доминантами были хвойные примитивного строения. Большое участие в растительном покрове принимали папоротники, среди которых господствующее положение занимали теплолюбивые мараттиевые, диптериевые и матониевые. Заросли их находились на открытых низменных участках, вблизи озер и топяных болот. Кокчетавский горный массив по составу растительности занимал промежуточное положение. Его покрывали гингово-хвойные леса, характерные для северных районов Восточного Казахстана, но в подлеске произрастали цикадовые, беннеттитовые и большое количество теплолюбивых папоротников.

Различие в составе флоры северных и южных районов Восточного Казахстана определялось климатической зональностью. Существенное значение имела также вертикальная зональность, обусловленная расчлененностью рельефа. Флора Алакольской межгорной впадины была близка к флоре Сибирской ботанико-географической области. Это сходство, вероятно, говорит об изменчивости климатических условий с высотой местности. Горные хребты и Алакольская впадина находились в зоне влажного и более прохладного климата, чем ближайшие к ним участки Прибалхашского внутреннего плато.







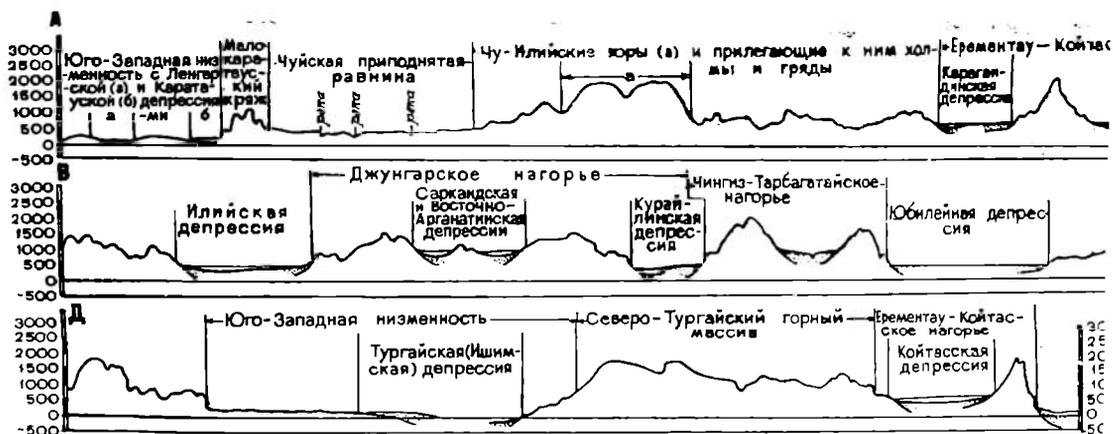
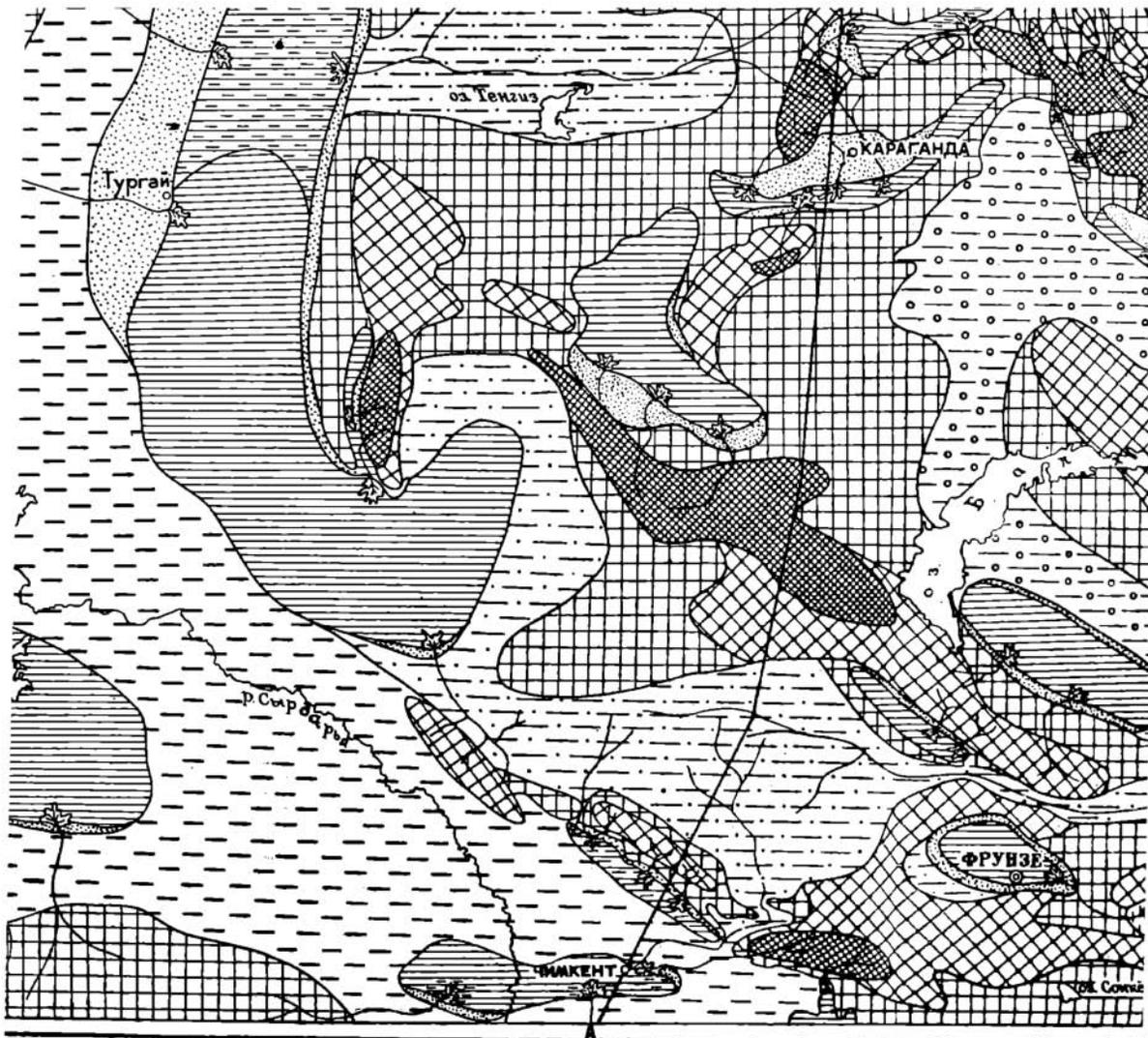
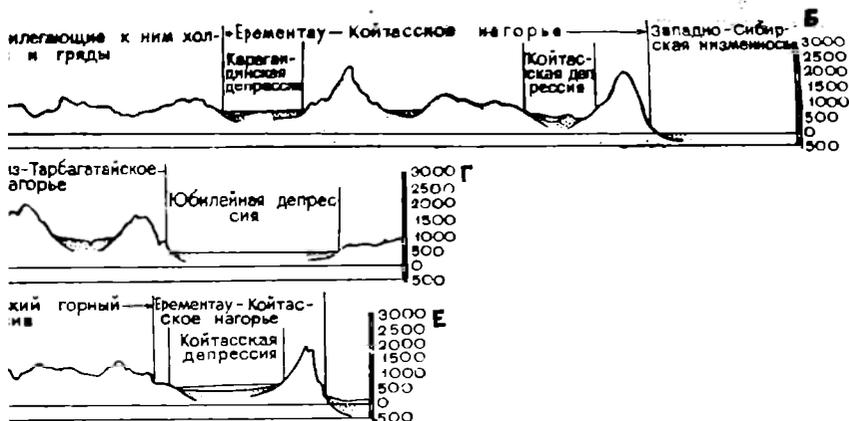
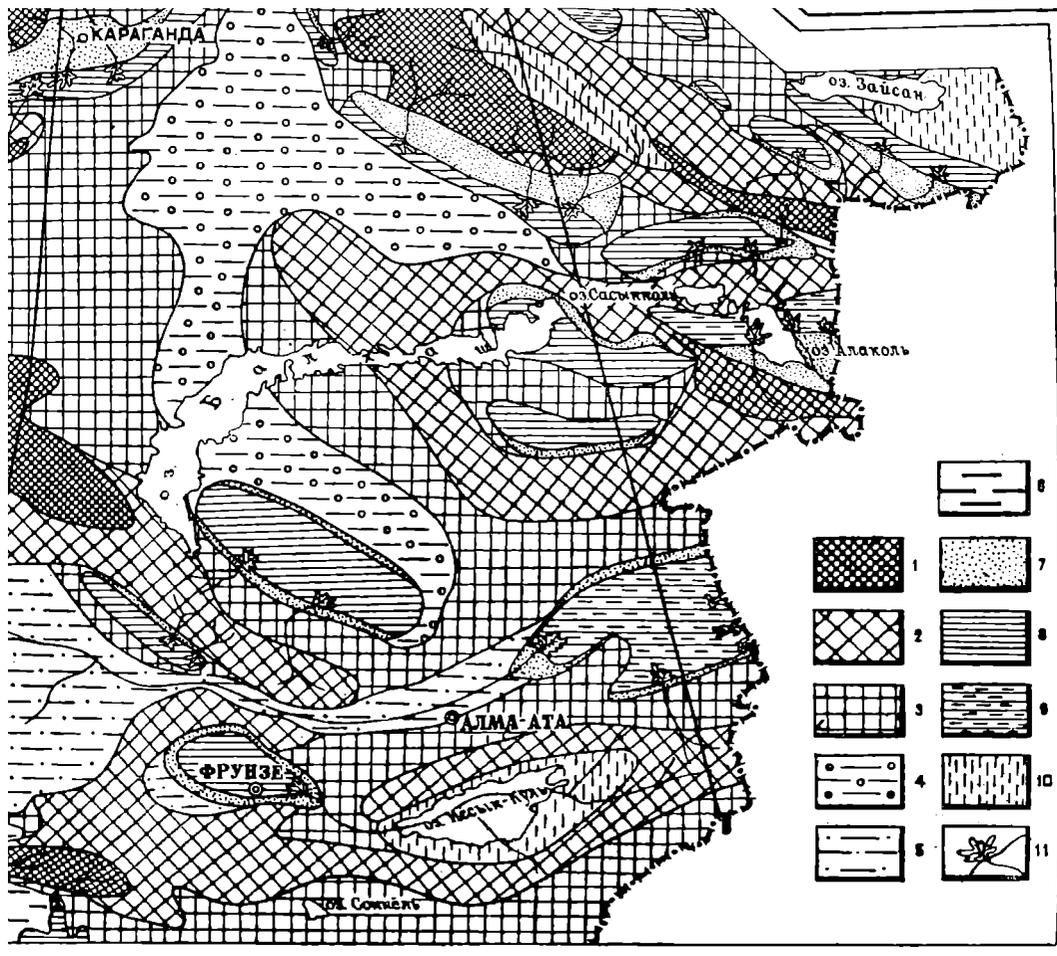


Рис. 21. Палеогеографическая карта Восточного Казахстана юрская и среднеюрская эпохи (тоарский, ааленский и байосский века). Палеогеографические области: 1 — возвышенность холмистая, 2 — возвышенность холмистая, 3 — возвышенность холмистая, 4 — плато, 5 — равнина возвышенная холмистая, 6 — равнина низменная холмистая, 7 — водоем, превращающийся периодически в топяное болото, 8 — возвышенность холмистая, 9 — возвышенность холмистая, 10 — равнина аккумулятивная, расчлененная



**афическая карта Восточного Казахстана.**

Галеогеографические обстановки: 1 — горы высокие, 2 — горы низкие, 3 — высокогорье, 4 — низменная холмистая, 7 — равнина низменная аккумулятивная, 8 — озеро, 9 — участок равнины аккумулятивной, расчленяемая эрозионной деятельностью рек, 11 — река и ее дельта

## Поздний лейас — первая половина среднеюрской эпохи

Морфологическое устройство поверхности Восточного Казахстана в позднем лейасе — первой половине средней юры предопределялось тектоническими движениями земной коры. В рельефе страны при возобновлении дифференцированных перемещений блоков вновь обрисовывались многие горные хребты и впадины, которые в позднем лейасе начали заполняться осадками. Формы рельефа получили наибольшую контрастность в позднем лейасе, когда предгорные и межгорные впадины заполнялись преимущественно грубообломочными осадками, представленными в соответствующих по возрасту свитах горизонтами базальных конгломератов. Осадконакопление позднелейасового времени возобновилось в депрессиях рельефа Тургайского прогиба, Каратау, Алаколя, Курайлы, Алгабаса, Караганды, Майкюбеня, Койтаса и Юбилейного месторождения. Появились новые депрессии в низовье р. Сарысу, на площади Ленгерского месторождения, в Илийской впадине, Прииртышье и на севере Восточного Казахстана. Выполняющие эти депрессии отложения верхнего лейаса — нижней половины средней юры состоят из обломочных пород и углей. Цвет обломочных пород серый и темно-серый, обусловленный обильным содержанием обуглившихся растительных остатков.

В Тургайском прогибе предверхнелейасовые тектонические движения земной коры проявились весьма интенсивно вдоль восточного борта, где активными перемещениями блоков земной коры были деформированы отложения Бурлук-Куприяновской депрессии. Затем они оказались приподнятыми в рельефе и размытыми на большой площади. Уничтожались рэт-нижнелейасовые отложения на мере поднятия земной коры, охватившего широкую полосу развития палеозойских пород восточного борта Тургайского прогиба. Эта полоса вошла в пределы западных предгорий Кокчетавского массива, вершины которого в позднелейасовое время могли достигать 3000 м (рис. 21).

Палеозойский фундамент Тургайского прогиба испытывал длительное погружение, особенно активное вдоль восточного борта. На месте появившейся в рельефе депрессии образовался огромный пресноводный бассейн, который служил вместительным терригенного материала, приносимого реками из горных хребтов Урала и Восточного Казахстана. Большое количество обломочного материала оседало вдоль западной береговой зоны озера. Здесь реки намывали субаэральные дельты, при смыкании которых образовалась прибрежная аккумулятивная равнина шириной до 80 км. Осадки ее опознаются в породах караганской свиты, выделенной в угленосных отложениях Убоганской группы месторождений. Береговая линия на востоке местами пролегла по низменной денудационной равнине, которую обрамляли горы, существовавшие на площади современного Улутауского низкогорья. На юге они распадались на две ветви, разделенные меридионально вытянутой впадиной, где накапливались русловые, озерные и болотные осадки, составляющие угленосные отложения Байконурского месторождения. Северная половина озера была мелководной. При накоплении песчаного и глинистого материала происходило периодическое обмеление и заболачивание. На обширной площади возникали устойчивые топяные болота, в которых формировались очень мощные торфяники. Между низкими холмами денудационной равнины протекали реки, которые переносили в конечный водоем стока продукты размыва коры выветривания каолинового профиля, развивавшейся на породах палеозоя. Эта равнина служила

водоразделом для бассейнов рек, впадающих в озерные водоемы Тургайского прогиба и Восточного Приаралья.

Малокаратауский горный кряж активно приподнимался, однако предельная высота его вершин едва превышала 2000 м. Поднятию кряжа сопутствовало прогибание узкой зоны земной коры, выразившейся в рельефе оформлением предгорной впадины. Вначале она заносилась галечниками и песками, доставлявшимися горными реками. Воды этих рек заполняли депрессию рельефа, где появилось озеро, акватория которого увеличивалась, поэтому воды постепенно покрыли аллювиально-пролювиальные накопления и приблизились вплотную к подножию горного кряжа. Горные реки намывали небольшие субаэральные дельты, площади которых менялись вследствие перемещения береговой линии озера. Когда эрозионная деятельность рек ослабевала, создавались благоприятные условия для появления на переднем крае субаэральной дельты топяного болота.

Морфологический облик Чуйской приподнятой равнины значительно изменился при появлении высоких холмов и гряд, разделявших ее на две части. Вероятно, юго-восточная часть была расчленена разветвленной гидрографической сетью, дренировавшей соленосные отложения перми. Восточные границы равнины определялись высокими хребтами, вдоль которых простиралась предгорная впадина, заполнявшаяся аллювиальными и озерными осадками сарыбулакской свиты Хантауского углепроявления (Жаймин и др., 1971).

После длительного перерыва возобновилось осадконакопление в Джаркентской предгорной впадине, которое сопровождалось поднятием горных хребтов в пределах развития нижнепалеозойских и протерозойских пород. На склонах хребтов, вершины которых не превышали 1500 м, закладывались долины рек. При интенсивной глубиной эрозии они выносили на поверхность впадины галечники и пески. Меняя положение русла, реки разносили грубообломочный материал и создавали широкую аккумулятивную равнину. Севернее аккумулятивной равнины простирался озерный водоем, постоянно расширявшийся. Реки приносили в озеро большое количество воды, что обеспечивало постоянный подъем его уровня. Поскольку скорость накопления осадков не компенсировала прирост глубины, береговая линия озера с течением времени приблизилась к предгорьям хребта, где реки продолжали намывать в береговой зоне субаэральные дельты. Однако разрушительная и созидательная деятельность рек ослабевала и наступали длительные периоды заболачивания береговой зоны озера. Появлялись сплошные топяные болота, в которых на протяжении десятков километров происходило равномерное накопление торфяников.

Озерный водоем простирался вдоль горного хребта. Северная береговая линия его заходила в пределы холмов и гряд денудированных вулканических гор, над которыми в отдалении возвышалось Джунгарское нагорье. На западе в озеро впадала полноводная река, протекавшая на протяжении 300 км по долине тектонического происхождения. Верховьями она дренировала площади развития пермских соленосных отложений Чуйской приподнятой равнины. Ускоренные поднятия Джунгарского нагорья, отдельные хребты которого достигали высоты 3500 м, сопровождалась интенсивным разрушением горных пород. Времени поднятия хребтов соответствует накопление в Алакольской впадине мощной толщи валунов, галечников и песков кусакской свиты (Бувалкин, 1966). При нагромождении грубообломочного материала на южном борту впадины создавалась аккумулятивная равнина, которая постепенно расширяла площадь сомкнутых конусов выноса и субаэральных

дельт и оттесняла озеро на север, вплотную к невысокому горному хребту. В результате оживления дифференцированных перемещений блоков земной коры значительно расширилось Чингиз-Тарбагатайское нагорье, рельеф которого усложнился поднятием многих хребтов и появлением предгорных впадин. Оформление в рельефе высоких хребтов фиксировалось во впадинах накоплением мощных толщ пролювиально-аллювиальных осадков кусакской свиты Торткульского, Курайлинского, Алгабасского углепроявлений и кумыскудукской свиты Юбилейного месторождения. Нагорье опоясывали Алгабасско-Курайлинская, Майкюбенская, Белогорско-Юбилейная, Ащисуйская и другие предгорные впадины.

Алгабасско-Курайлинская впадина простиралась на 200 км вблизи высокого горного хребта. Северо-восточную ее половину занимала аккумулятивная равнина шириной до 50 км, которую слагали грубообломочные осадки конусов выноса и субаэральных дельт горных рек. Быстрое течение их обеспечивало перемещение до конечного водоема стока галек и валунов размером 0,15 м. Воды горных рек принимало крупное озеро, располагавшееся юго-западнее аккумулятивной равнины. Существование озера устанавливается по наличию в отложениях кусакской свиты Курайлинского углепроявления слоев алевролитов и песчаников фации озера и пластов углей. Последние образовались из торфяников топяных болот, появлявшихся эпизодически на ограниченных участках береговой зоны озера.

Майкюбенская предгорная впадина в тоарский век распространилась на запад от Чингиз-Тарбагатайского нагорья и расширилась за счет погружения обширных участков земной коры. В районе Майкюбенского бассейна ее ограничивал высокий горный массив, основную площадь которого слагали границы Баянаула. Склоны горного массива прорезали долины рек, через которые выносился грубообломочный материал во впадину шириной до 60 км. Галечники и пески накапливались вблизи подножия гор, откуда постепенно расширялась аккумулятивная равнина, чему способствовало также наращивание площадей субаэральных дельт, намывавшихся горными реками в береговой зоне озера. Однако наступило время, когда обильный вынос реками грубообломочного материала прекратился. В эти периоды замирания эрозионной деятельности рек береговая зона озера заболачивалась. Мощные торфяники в топяных болотах появлялись на переднем крае субаэральных дельт в условиях медленного поднятия уровня водной поверхности озера (Бувалкин, 1959, 1962; Бувалкин и Азизов, 1963).

Белогорско-Юбилейная впадина ограничивала нагорье с северо-востока и составляла единую систему предгорных впадин, в которую входили также Ащикольская, Георгиевская, Базарская и Акжарская. Мощные слои конгломератов кумыскудукской свиты Юбилейного месторождения свидетельствуют о быстром поднятии хребтов, вдоль которых размещались впадины. Грубообломочный материал нагромождался в них недалеко от горных склонов, преобразовывая обширную площадь в аккумулятивную равнину. В период массового поступления грубообломочного материала ширина аккумулятивной равнины могла достигать 30 км, но затем она сокращалась по мере увеличения акватории озера. Продвижение озера, вероятно, совпадало с периодом ослабления эрозионной деятельности рек, заболачивания водоема и накопления очень мощных торфяников.

В позднелейасовое время отчетливее обрисовалось Ерементау-Койтасское нагорье. Вершины основного горного массива достигали 3500 м. Произошло восстановление в другом очертании Карагандинской пред-

горной впадины, куда поступало большое количество обломочного материала. Галька и обломки песчаной размерности, переносимые горными реками, оседали основной массой на северном борту впадины, где создавалась аккумулятивная равнина шириной до 50 км. Горные реки впадали в озеро, размеры которого увеличивались в условиях постоянного подъема уровня воды. При достижении продольного профиля речных долин, близкого к эрозийной терминанте, резко сокращалось количество переносимого обломочного материала и затем следовала трансгрессия озера на поверхность аккумулятивной равнины. В развитии озерного водоема чередовались периоды обмеления, заболачивания и восстановления акватории открытой поверхности. Южную береговую зону окаймляла неширокая аккумулятивная равнина, в образовании которой существенную роль играли реки Прибалхашского внутреннего плато. Наиболее полноводные из них достигали верховьями высоких гор Чу-Илийского водораздела, откуда они выносили продукты выветривания горных пород. Превышение водоразделов рек внутреннего плато над седиментационным уровнем предгорных впадин, вероятно, сохранялось в пределах 300—400 м.

Очертания Ерементау-Койтасского нагорья определяли два горных хребта. Один простирался от Карагандинской впадины меридионально, а другой располагался субширотно, отграничивая Восточный Казахстан от Западно-Сибирской низменности. Эти хребты и несколько менее выраженных в рельефе возвышенностей окружали Койтасскую впадину. Площади современного распространения углепосных отложений Койтасского, Ушсорского, Карасорского, Селетинского месторождений и углепроявлений соответствуют внутренней области впадины, которая была занята неглубоким озерным водоемом. Господствовал в рельефе нагорья высокий хребт субширотного простирания с вершинами до 3000 м. Его поднятие сопровождалось заложением речных долин, служивших основными путями транспортировки во впадину продуктов выветривания горных пород. Береговая зона озера поглощала главную массу песчаных осадков, оседавших на поверхности субаэральных дельт. Периодически поверхность озерного водоема превращалась в топяное болото (Бувалкин, 1969).

В растительном покрове Восточного Казахстана позднеплейстоценового времени преобладали гинкгово-хвойные леса, преимущественно из разнообразных хвойных примитивного строения и близких по морфологическим особенностям современным сосновым. Горы и гряды покрывали хвойные леса, в которых гинкговые занимали второстепенное положение. Они селились также на низменных увлажненных участках рельефа, по берегам озер и в долинах рек. Цикадовые и беннеттитовые встречались преимущественно в южных районах Восточного Казахстана, где входили в состав подлеска гинкгово-хвойных лесов. Небольшую роль в растительном покрове играли подозамитовые, таксодиевые и теплолюбивые араукариевые. Споровые растения (папоротники, плауны, хвощи) произрастали по берегам озер, на поверхности аккумулятивной равнины и заболоченных пространствах. Среди папоротников в количественном отношении постепенно начинают доминировать представители семейства диксониевых, особенно рода кониоптерис, и появилась молодая группа глейхениевых. В южных районах Восточного Казахстана обитали теплолюбивые папоротники семейства мараттиевых, матониевых и диптериевых, которые проникали и в северные районы страны. Однако исключение составляла Алакольская высокогорная впадина, в составе растительности которой отсутствовали теплолюбивые элементы.

Первая половина среднеюрской эпохи характеризуется существен-

ным изменением в количественном соотношении основных групп растений раннемезозойской флоры. В растительном покрове равнин и днищ предгорных впадин преобладали древовидные папоротники диксониевых. На топяных болотах и по берегам озер селились многочисленные папоротники семейства осмундовых и плауны. Горные хребты и гряды были покрыты гинкгово-хвойными лесами, в основном молодыми сосновыми и ногоплодниковыми. Хорошо прогревавшиеся склоны возвышенностей были местом обитания единичных араукариевых и хейролепидиевых. В состав подлеска гинкгово-хвойных лесов входили древовидные папоротники, а в юго-западных районах их дополняли цикадовые. Дифференциация флоры северных и южных районов Восточного Казахстана, впервые достаточно отчетливо проявившаяся в раннеюрскую эпоху, сохранилась и в первой половине средней юры.

### **Вторая половина среднеюрской эпохи**

Отложения второй половины среднеюрской эпохи, условно относимые к батскому ярусу, представлены серыми обломочными породами и углями. Отдельные впадины выполнены отложениями, в которых отсутствуют угольные пласты, а окраска пород изменяется на желтую, розовую, зеленовато-серую и буровато-красную. Нередко в них возрастает количество и мощность слоев грубообломочных пород, представляющих фации русла и конусов выноса. Появление пестроцветных и грубообломочных пород, а также исчезновение угольных пластов являются показателями изменений рельефа и климата. После кратковременного перерыва, вызванного региональным поднятием земной коры, осадконакопление возобновилось в предгорных и межгорных впадинах южной половины Тургай, Каратау, Ленгера, Кельтемашата, Алаколя, Курайлы, Алгабаса, Майкюбеня, Койтаса, Караганды, Хантау, на востоке Илийской депрессии и вдоль северной окраины Восточного Казахстана (рис. 22).

Тургайский прогиб второй половины среднеюрской эпохи в орографическом отношении представлял собой огромную низменную равнину, рельеф которой на значительной площади определялся развитием слабо уплотненных песчано-глинистых осадков, остававшихся на месте бывшего озерного водоема и аккумулятивной равнины. При оживлении тектонических движений, сопровождавшихся региональным подъемом земной коры, отложения верхнего лейаса — первой половины средней юры были разорваны на блоки. Часть из них опустилась ниже поверхности палеозойского фундамента, остальные были включены в область размыва. Основными положительными формами рельефа вдоль восточного борта прогиба являлись холмы и гряды, сложенные разновозрастными породами палеозоя, между которыми пролегалли широкие грабен-синклинали, сложенные юрскими угленосными отложениями. На юге прогиба сохранилась крупная депрессия рельефа, где продолжали накапливаться в озерном водоеме песчаные и глинистые осадки, а в болотах — торфяники. Из отложений этого седиментационного бассейна образовалась угленосная толща Киякты, оврага Бозинген и южного окончания Улутауских гор. Литофациальный состав отложений второй половины среднеюрской эпохи дает основание предполагать, что почти вся поверхность седиментационного бассейна была покрыта водами неглубокого озера. Восточная береговая линия его близко подступала к подножию склона горного хребта средней высоты, поднявшегося на площади Улутауского низкогорья.

Развитие рельефа позднеюрской эпохи на территории Восточного Казахстана происходило в обстановке пенепленизации возвышенностей при относительном тектоническом покое земной коры. Хребты Джунгарского, Чингиз-Тарбагатайского и Ерементау-Койтасского нагорий были сnivelированы денудацией до уровня низких гор, гряд и холмов. Обширные участки низменных равнин и плато служили местом формирования на разновозрастных породах палеозоя и допалеозоя коры выветривания глубокого профиля. Относительно Западно-Сибирской низменности территория Восточного Казахстана занимала приподнятое гипсометрическое положение. В ее рельефе выделялись районы, где в предшествующую геологическую эпоху располагались нагорья и горные хребты, разобщенные впадинами. Рельеф сохранил значительную контрастность, выраженную в размещении низких гор и гряд, между которыми простирались открытые депрессии. Разветвленная гидрографическая сеть способствовала удалению продуктов размыва коры выветривания за пределы региона. Некоторая часть их сносилась в озерные водоемы, возникшие в обширных и неглубоких депрессиях тектонического происхождения на севере Восточного Казахстана, в Тургайском прогибе, на площади Восточно-Кызылкумской впадины, хр. Каратау и вдоль низкогорья Чу-Илийского водораздела (рис. 23).

На крайнем северо-востоке территории образовался крупный озерный водоем, основная часть акватории которого находилась в Западно-Сибирской низменности. На дне озера оседали серые, а позднее преимущественно красноцветные глинистые плы. Тонкообломочный состав озерных осадков указывает на низменный рельеф денудационной равнины, где формировалась на различных породах кора выветривания латеритного профиля. Как выяснилось при бурении скважин, на правом берегу р. Иртыш, южнее г. Павлодара, в береговой зоне озера река намывала субаэральную дельту. Другой водоем располагался вдоль восточного борта Тургайского прогиба, унаследовавшего очертания береговой линии озера второй половины среднеюрской эпохи. Оседавшие на дне озера глинистые и песчано-глинистые осадки доставлялись реками с холмов и гряд восточного обрамления.

В начале верхнеюрской эпохи среди холмов и гряд денудационной равнины Восточно-Кызылкумской впадины образовался озерный водоем, на дне которого первое время накапливались глинистые и песчано-глинистые осадки серого цвета, а в береговой зоне иногда возникали топяные болота. При изменении климата на более засушливый озерные осадки стали желтыми и буровато-красными. Над озером приподнимался низкий горный кряж. Северо-восточный склон его круто спускался в Каратаускую межгорную котловину шириной до 40 км. Другим ограничением котловины служил Малокаратауский кряж высотой не более 800 м. По склонам этих возвышенностей стекали реки, впадавшие в озерный водоем. Береговая линия его проходила вдоль прибрежной аккумулятивной равнины, образовавшейся из осадков субаэральных дельт. Между лопастями переднего края субаэральных дельт возникали полузамкнутые лагуны, где осаждались соли карбонатов кальция и магния. Вода в лагунах вследствие интенсивного испарения отличалась повышенной минерализацией, а придонные слои были заражены сероводородом. В донных осадках лагун захоронились остатки черепаш, рыб, пелеципод, растений и многочисленных насекомых, прибежищем которых служила лесная растительность на склонах горных кряжей (Панфилов, 1968).

Высокий хребет большого протяжения поднялся на Чу-Илийском водоразделе. Оформление этой крупной орографической единицы сопро-

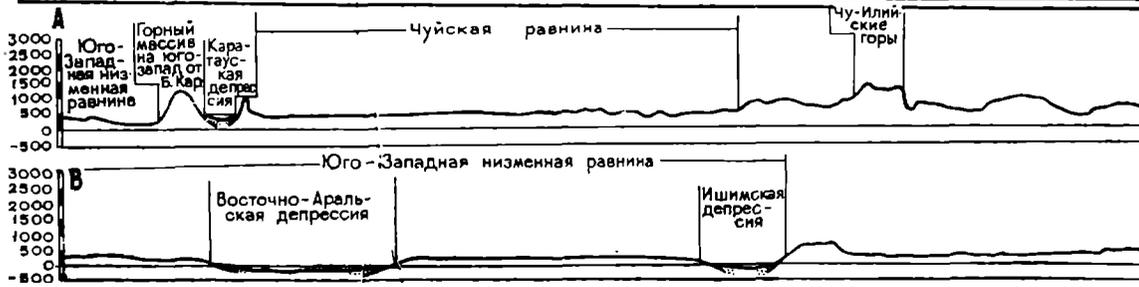
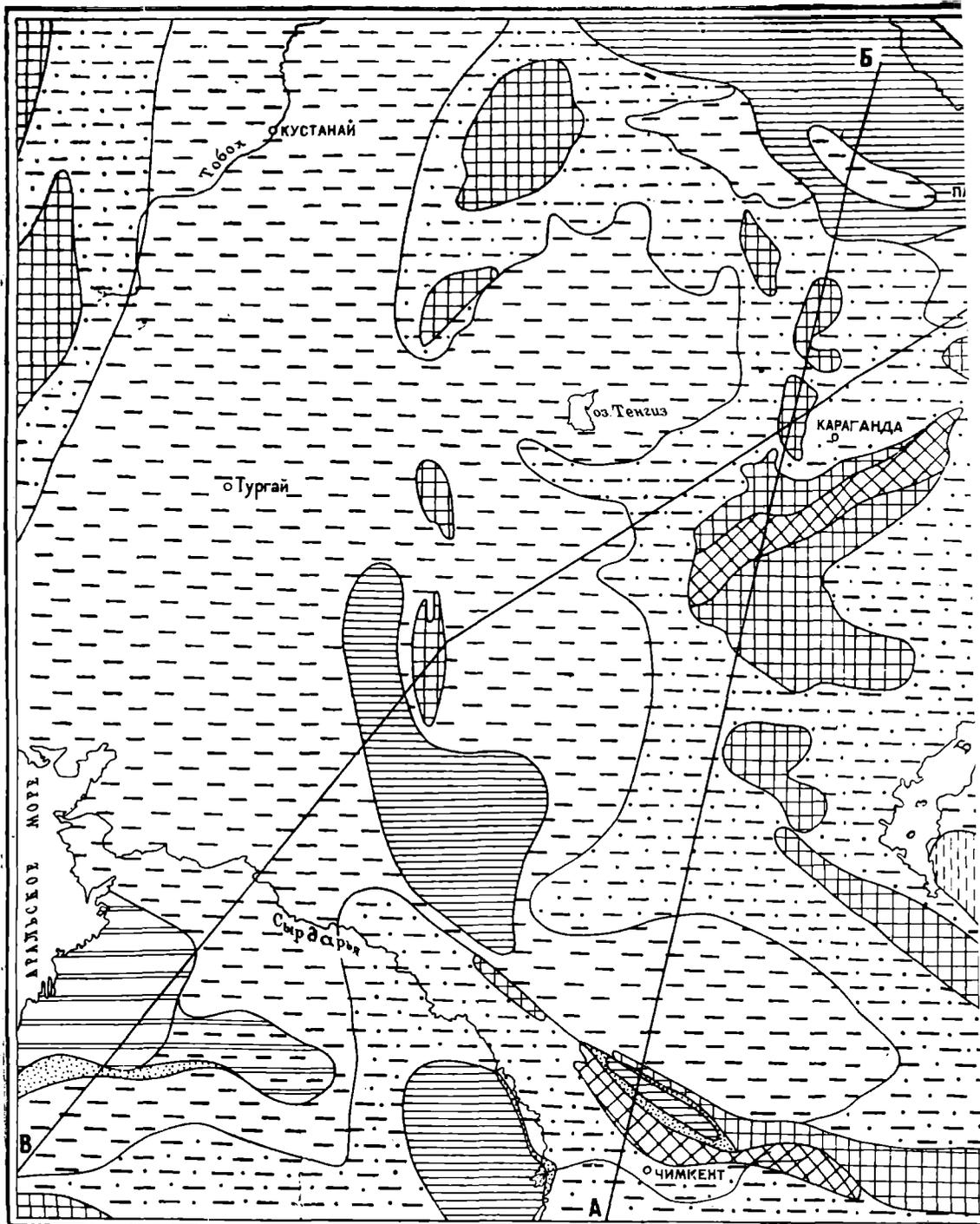
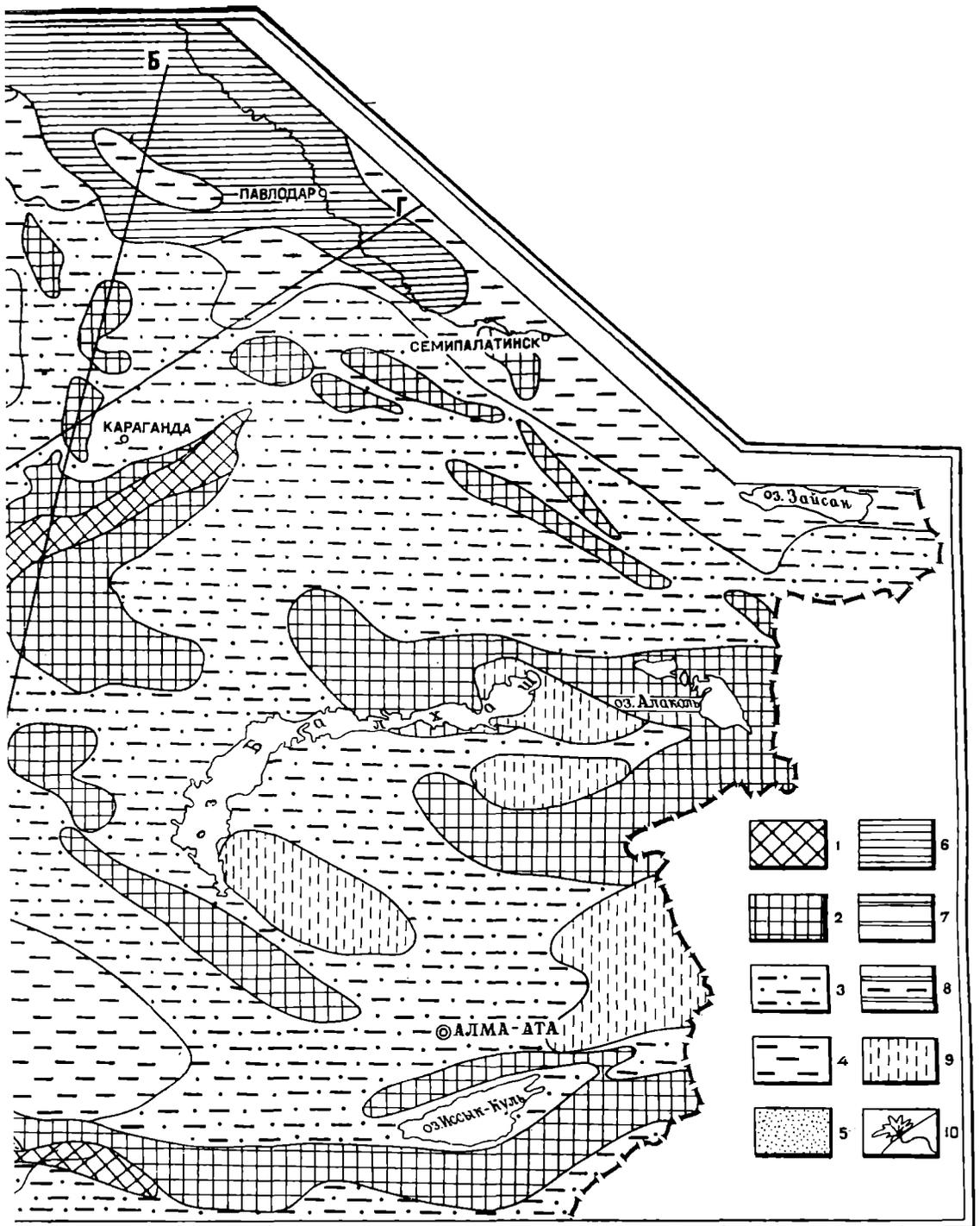


Рис. 23. Палеогеографическая карта Восточно-Позднеюрская эпоха (кимериджский и титонский века). 1 — аккумулятивная, 2 — равнина низменная, 3 — равнина низменная аккумулятивная, 4 — равнина низменная аккумулятивная, 5 — равнина низменная аккумулятивная, 6 — озеро, 7 — мелководной деятельностью рек, 8 — равнина низменная аккумулятивная, 9 — равнина низменная аккумулятивная, 10 — равнина низменная аккумулятивная.



Илийские горы

Западно-Сибирская низменность  
Койтасская депрессия

3000  
2500  
2000  
1500  
1000  
500  
0  
-500

Белогорская депрессия

3000  
2500  
2000  
1500  
1000  
500  
0  
500

Графическая карта Восточного Казахстана.

Легенда: 1 — горы низкие, 2 — высокие холмы и гряды, 3 — равнина низменная, 4 — озеро, 5 — мелководное море, 6 — равнина аккумулятивная, расчлененная эрозией рек, 7 — лагуна, 8 — река и ее дельта, 9 — река и ее дельта, 10 — река и ее дельта

вождалось восстановлением в рельефе очертаний Хантауской и Южно-Балхашской предгорных впадин с озерными водоемами, заполнявшимися грубообломочными осадками горных рек и временных потоков. Это озеро, как и другие, сохранившиеся в Восточном Казахстане до конца позднеюрской эпохи, питались водами полноводных рек, верховья которых располагались в зоне более гумидного климата. В Каратауской межгорной котловине существование озера поддерживалось рками, наполнявшими водой свои русла в период редких дождей и подземными источниками карстовой области.

Выделенные из пород различных районов спорово-пыльцевые комплексы иллюстрируют постепенное вымирание в позднеюрскую эпоху мезофильной флоры. Основными компонентами растительности продолжительное время были хвойные, близкие по морфологическому строению к современным сосновым. Первое время хвойные леса с подлеском из древовидных папоротников покрывали большую часть площади. На низменных участках и подле озерных водоемов произрастали сосновые леса с примесью гинкговых. Подлесок в них составляли подозамитовые, древовидные папоротники и редкие цикадофиты. Низкие горы, холмы и гряды являлись зоной распространения ксерофитных хвойных, хейролепидиевых, продуцировавших пыльцу классополлис. Растительный покров второй половины позднеюрской эпохи существенно изменился. Элементы мезофильной флоры были вытеснены в долины рек и на берега редких озер, где произрастали глейхениевые и осмундовые папоротники, редкие сосновые. Остальную территорию Восточного Казахстана населяли ксерофиты, которые после кимериджского века господствовали в растительном покрове.

Из описания основных морфоструктурных элементов — хребтов и впадин, возникших в ранне- и среднеюрскую эпохи, можно заключить, что рельеф Восточного Казахстана постоянно сохранял относительно окружающих обширных областей седиментации высокое гипсометрическое положение. Преобразование нижнетриасовой денудационной равнины в горную страну было вызвано активизацией тектонических движений земной коры, которые сосредоточивались и постепенно усиливались на ограниченных площадях. Эта особенность выразилась в рельефе оформлением нагорий, внутреннего плато и денудационных равнин различной высоты. Усиление напряженности тектонических движений отразилось также в возникновении различного количества предгорных и межгорных впадин. Если в поздне триасовую эпоху на территории Восточного Казахстана появились четыре впадины, то в конце среднеюрской эпохи их образовалось 24, при этом половину составляли межгорные или внутригорные, заполнявшиеся преимущественно грубообломочными осадками. Межгорные впадины выделялись в рельефе четкостью склонов и днища, линейной ориентировкой и значительными размерами. Склоны впадин поддерживались крутыми пока совершались активные разнонаправленные подвижки блоков земной коры в зонах краевых разломов. Днища котловин занимали различные гипсометрические уровни — от 500 до 1000 м. Предгорные впадины имели асимметрию склонов, овальновытянутую или неправильную форму; аккумулятивные формы рельефа в них создавались вблизи подножия высокого борта. Эти впадины либо вплотную примыкали к хребту, когда днище их ограничивал крутой склон, либо отделялись от него зоной предгорий.

Рельеф межгорных и предгорных впадин представляется обширной вогнутой котловиной, где неровности поверхности фундамента сивелированы накоплением русловых и озерных осадков. Водноаккумулятив-

ные формы рельефа образовывали конусы выноса, прирусловые валы и предгорные шлейфы, создававшие в совокупности выровненные участки между коренным бортом котловин и озерным водоемом, который занимал большую площадь котловины с глубиной, редко превышавшей первые десятки метров, и служил местным базисом эрозии. На склонах хребтов развивалась разветвленная речная сеть и усиленно протекали процессы физического выветривания горных пород. Значительная часть продуктов выветривания, переносимых реками, захоронялась как в бессточных впадинах региона, так и в морях, располагавшихся на севере Западно-Сибирской низменности, в Западном Казахстане и Средней Азии (Саркисян и др., 1967; Гольдберг и др., 1968; Крылов и Мальцева, 1967).

Климат юрского периода на территории восточной половины Казахстана не оставался постоянным. Для определения последовательности изменения основных параметров климата учитывались результаты литологических, геохимических и палинологических исследований, позволяющих оценить характер и глубину выветривания пород, дифференциацию продуктов выветривания при переносе и отложении, а также геохимическую обстановку среды озерных осадков, которая определяла направление и интенсивность процессов аутигенного минералообразования. В качестве индикаторов климата использовались литогенетические признаки пород, характеризующие их фаціальную принадлежность, петрографический состав и карбонатность обломочных пород, данные химических анализов на содержание реакционноспособного железа, серы, хлора, органического углерода, количественные соотношения петрографических типов углей классов гелитолитов и фюзенолитов в сложении основных пластов и типы растительности, устанавливаемые по результатам палинологических исследований для пяти этапов развития рельефа Восточного Казахстана в юрский период (табл. 25).

В. М. Синицын (1967) в палеоклиматических реконструкциях важное место среди литолого-минералогических показателей отводит осадочным формациям, состав которых отражает палеогеографическую обстановку и тектонический режим земной коры длительно существовавших областей седиментации. Известно, что литогенетические признаки пород, обусловленные климатом, проявляются в осадочных формациях более отчетливо в том случае, если литогенез происходил в границах седиментационных областей низменного рельефа. В этих областях разрушение горных пород на водосборных пространствах совершается главным образом химическим выветриванием, а в миграции продуктов выветривания участвуют преимущественно химически растворенные вещества и коллоиды.

Напомним, что тектонические движения земной коры Восточного Казахстана в юрский период характеризуют шесть типов молассоидных континентальных формаций, из них грубообломочные сероцветная и пестроцветная накапливались в седиментационных бассейнах наиболее динамичного и контрастного рельефа зон активизации земной коры. Грубообломочный материал формаций — это продукты физического выветривания горных пород, большие массы которого создавались на водораздельных площадях областей седиментации. Полному завершению химического разложения горных пород здесь препятствовал интенсивный эрозионный смыв.

Влияние климата на литогенез лучше распознается в породах угленосной, терригенной и пестроцветной формаций, образование которых происходило в седиментационных бассейнах хотя и расчлененного, но значительно сниженного рельефа зон активизации земной коры. Рас-

## Литологические углепетрографические и геохимические признаки полимиктовых углей

Этап развития рельефа страны		Месторождение и углепроявление	Свита	Основные фации и количественные их соотношения в свите		
				Русло	Озеро	Болото
Позднеюрская эпоха	Вторая половина	Лебяжинское Койтасское Кызылкумское Каратауское	Кумлыкакская " " " " Карабастауская	20,4 33,6 64,3 8,2—23,1	79,6 66,4 35,7 34—77,8	— — — —
	Первая половина	Лебяжинское Койтасское Кызылкумское Телескольское	Кумлыкакская " " " " " "	11,1 7,6 11,2 16,5	70,3 90,2 88,8 83,5	16,6 2,2 — —
Вторая половина среднеюрской эпохи		Карагандинское Кельтемашатское Ленгерское	Акжарская Кельтемашатская Тогузская	15,9—98,1 77,1—83,5 3,9—90,3	1,9—84,1 16,5—22,9 4,8—83,7	— — —
		Лебяжинское Койтасское Майкюбенское Илийское Ойкарагайское Телескольское	Итмурунская " " Майкюбенская Джаркентская " " Чохайская	17,9 6,9 38,2 2,9—56,6 17,5—42,7 23,2	47,8 65,6 60,7 40,8—80,9 45,1—63,2 76,8	34,2 26,5 7,1 1,7—33,2 10,2—19,2 —
Поздний лейас — первая половина среднеюрской эпохи		Юбилейное Койтасское Калкаманское Майкюбенское Карагандинское Курайлинское Илийское Хантауское Благовещенское Боролдайское Ленгерское	Михайловская Койтасская Шоптыкульская " " Михайловская Кусакская Каирлаганская Сарыбулакская Коккайнарская Боролдайская Ленгерская	9,5—36,1 30,1 15,1 37,3 2,4—9,3 74,9—81,8 35,7—59,5 23,1—77,3 16,8—79,1 16,4—54,5 10,8—82,4	37,2—83,1 51,1 63,8 30,9 54,2—58,1 17,8—24,2 37,8—61,7 9,2—66,4 12,3—62,3 33,7—80,9 18,3—62,1	3,8—39,7 18,8 21,1 31,8 28,7—30,4 0,4—2,6 3,1—5,4 0—20,1 0,7—30,8 1,5—9,3 0,1—14,3
Рэт-среднелейасовое время		Койтасское Юбилейное Майкюбенское Карагандинское Абаевское Курайлинское Алакольское Таскомырсайское Кельтемашатское	Шопансорская Дубовская Сарыкульская Дубовская Абайская Узунбулакская " " Таскомырсайская " "	2,7—24,1 24,8 38,2 2,7—92,8 6,3—71,4 39,1—67,2 19,9—46,8 0,4—6,8 9,1—51,4	42,3—77,1 47,9 52,4 7,2—77,3 24,4—88,4 29,6—53,8 19,4—79 24,3—81,6 30,1—83,3	8,6—33,7 27,3 9,4 0,7—38,2 0—20,9 0—10,2 0,6—9,2 0,5—6,3 2,9—18,5
Позднетриасовая эпоха		Карашиликское Юбилейное	Карашиликская Акботаская	2,8—73,3 1,7—61,1	25—81,3 38,7—89,3	0,9—10,3 0,3—2,8

и геохимические признаки полимиктовых угленосной, терригенной, пестроцветной и терригенно-карбонатной

1	Основные фации и количественные их соотношения в свите			Петрографический состав углей основных пластов		Карбонатность пород			Геохимич
	Русло	Озеро	Болото	Гелитолиты	Фюзенолиты	общая по CO <sub>2</sub>	Str:Ca	Ca:Mg	Реакционно-способное железо
ская	20,4 33,6 64,3	79,6 66,4 35,7	— — —	— — —	— — —	Более 5 Более 2 До 2	0,007 — 0,02	6 1,1 1	0,83 0,67 0,89
уская	8,2—23,1	34—77,8	—	—	—	20—85	0,003	1,8	0,79
ская	11,1 7,6 11,2 16,5	70,3 90,2 88,8 83,5	16,6 2,2 — —	10 15 — —	90 85 — —	До 2 5 5 2	0,117 0,04 0,04 0,03	0,3 1,7 5,8 2,1	0,73 0,65 2,79 2,87
ятская	15,9—98,1 77,1—83,5 3,9—90,3	1,9—84,1 16,5—22,9 4,8—83,7	— — —	— — —	— — —	До 5 2—10 2—10	0,005 — —	0,4 19 6,4	1,1—4,62 1,04 2,08
кая	17,9 6,9 38,2	47,8 65,6 60,7	34,2 26,5 7,1	20 15 75	80 85 35	До 1 1 1	0,02 — 0,1	1,5 0,8 1,2	0,73 0,77 1,68
ская	2,9—56,6	40,8—80,9	1,7—33,2	24	76	2	0,1	2,1	1,29
ская	17,5—42,7	45,1—63,2	10,2—19,2	28	64	2	0,1	1,7	1,37
я	23,2	76,8	—	—	—	2	0,06	0,8	4,08
ская	9,5—36,1	37,2—83,1	3,8—39,7	100	—	До 2	0,02	1	0,87
ая	30,1	51,1	18,8	48	52	2	0,07	0,7	0,83
льская	15,1	63,8	21,1	17	83	1	0,02	1	1,02
	37,3	30,9	31,8	52,8—79	21—41,8	2	0,02	1,3	7,72
зская	2,4—9,3	54,2—68,1	28,7—30,4	68	32	2	0,01	1,6	5,95
я	74,9—81,8	17,8—24,2	0,4—2,6	—	—	2	0,01	1,2	2,24
нская	35,7—59,5	37,8—61,7	3,1—5,4	69	31	2	0,1	0,8	2,30
нская	23,1—77,3	9,2—66,4	0—20,1	—	—	10	0,04	0,9	3,63
рская	16,8—79,1	12,3—62,3	0,7—30,8	51	49	1	0,09	1,7	2,11
ская	16,4—54,5	33,7—80,9	1,5—9,3	100	—	4—34	—	3,4	3,01
ия	10,8—82,4	18,3—62,1	0,1—14,34	25,2—62,6	37,4—74,8	До 2	—	3,9	3,40
ская	2,7—24,1	42,3—77,1	8,6—33,7	76	24	До 2	0,05	0,8	2,35
я	24,8	47,9	27,3	100	—	2	—	0,56	5,51
ская	38,2	52,4	9,4	58	42	2	0,01	2,2	6,36
я	2,7—92,8	7,2—77,3	0,7—38,2	98,5	1,5	2	0,008	2,6	3,07
	6,3—71,4	24,4—88,4	0—20,9	—	—	2	0,02	1,7	3,47
нская	39,1—67,2	29,6—53,8	0—10,2	—	—	2	0,02	1,9	2,67
	19,9—46,8	19,4—79	0,6—9,2	96	4	1	—	1,1	2,48
зайская	0,4—6,8	24,3—81,6	0,5—6,3	97	3	3,5—40	0,007	3,3	3,89
	9,1—51,4	30,1—83,3	2,9—18,5	98	2	2—30	—	20,7	1,60
нская	2,8—73,3	25—81,3	0,9—10,3	98	2	2—30	—	1,5	7,50
ия	1,7—61,1	38,7—89,3	0,3—2,8	—	—	До 3	0,1	0,9	3,86
ская	6,4—30,8	60,2—92,3	—	—	—	2	—	0,6	4,21

ной и терригенно-карбонатной формаций как индикаторы климата юрского периода в Восточном Казахстане

Содержание элементов		Геохимические показатели пород, представляющих фацию озера					Формация	Состав клим (по д
Sr:Ca	Ca:Mg	Реакцион-носпособное железо	Fe <sup>2+</sup> <sub>HCl</sub> от Fe <sub>HCl</sub>	Сера	Хлор	Органический углерод		
0,007 — 0,02 0,003	6 1,1 1 1,8	0,83 0,67 0,89 0,79	18 40 6 71	— 0,004 0,03 0,7	0,03—0,08 0,034 — 0,05	0,15 0,39 0,13 1,37	Полимиктовая пестроцветная  Терригенно-карбонатная	Преиму-ксерофитных пыльных склонах тали немоглоплодн
0,117 0,04 0,04 0,03	0,3 1,7 5,8 2,1	0,73 0,65 2,79 2,87	14 66 5 75	0,08—0,32 0,165 0,07 0,17	0,01—0,01 0,03 0,015 0,036	0,50 1,17 0,10 2,42	Полимиктовая терригенная	Возвыш-покрыты : подлеском вых папонасеяли ; ца класс по берега: ные осму-раттневые
0,005 — —	0,4 19 6,4	1,1—4,62 1,04 2,08	36 14 17	— — 0,03	— 0,01 0,09	0,60 0,04 0,05	Полимиктовая пестроцветная	На скл-произраст-ком из ; дница дс-диксониев папоротни
0,02 — 0,1 0,1 0,1 0,06	1,5 0,8 1,2 2,1 1,7 0,8	0,73 0,77 1,68 1,29 1,37 4,08	52 80 70 53—100 73 87	0,01—0,1 0,026 0,03—0,08 0,02 0,03 0,2	0,01—0,1 0,014 0,01 — — 0,022	2,79 0,86 3,74 1,27 1,69 1,45	Полимиктовая угленосная	Гинггов-месью но-из древов-ников пок-мы и гряд-мундовые любивые диптериев участки р-фитными сополлис)
0,02 0,07 0,02 0,02 0,01 0,01 0,1 0,04 0,09 — —	1 0,7 1 1,3 1,6 1,2 0,8 0,9 1,7 3,4 3,9	0,87 0,83 1,02 7,72 5,95 2,24 2,30 3,63 2,11 3,01 3,40	96 60 84 48 67 76 49—100 56 68 78 80	0,05—0,1 0,042 0,10 0,066—0,08 0,04 0,04 0,65 — — 0,25 0,40	0,02—0,07 0,06 0,08 0,066—0,074 — 0,02 0,063 — — — 0,08	3,18 1,76 4,06 2,58 2,89 2,34 1,68 1,25 3,20 1,92 2,07	Полимиктовая угленосная	В позд-территори-хвойными имущество-сосновых го облик-древовид-ков, цика-первой по-расселили-вые папор-пониженн-озер
0,05 — 0,01 0,008 0,02 0,02 — 0,007 —	0,8 0,56 2,2 2,6 1,7 1,9 1,1 3,9 20,7	2,35 5,51 6,36 3,07 3,47 2,67 2,48 3,89 1,60	85 68 51 57 94 57 88 72 80	0,08 0,01—0,57 0,028—0,066 0,03 0,09 0,04 0,11 0,61 0,04	0,01 0,08 0,045—0,053 0,01 0,03 0,02 — — 0,02	2,79 1,40 1,04 1,07 2,16 3,04 2,24 4,12 1,48	Полимиктовая угленосная	Хвойны-цисевыми и ногопло-довых, ги-зойской ф-тах селил-ниевые, д-поротники
— 0,1 —	1,5 0,9 0,6	7,50 3,86 4,21	56 70 68	0,21 — 0,06	0,01 0,01 0,03	1,04 0,89 1,31	Полимиктовые пестроцветная и терригенная	Повсемес-сов из др-реликтов

как индикаторы климата юрского периода в Восточном Казахстане, %

затели пород, представляющих рацию озера			Формация	Состав флоры, определяющей климатические условия (по данным палинологии)
Сера	Хлор	Органи- ческий углерод		
— 0,004 0,03 0,7	0,03—0,08 0,034 — 0,05	0,15 0,39 0,13 1,37	Пблимиктовая пестроцветная  Терригенно- карбонатная	Преимущественное распространение ксерофитных хвойных, продуцирующих пыльцу классополлис. На северных склонах холмов и гряд произрастали немногочисленные сосновые, ногоплодниковые и гингвовые
0,08—0,32 0,165 0,07 0,17	0,01—0,04 0,03 0,015 0,036	0,50 1,17 0,10 2,42	Полимиктовая терригенная	Возвышенные участки рельефа были покрыты гинггово-хвойными лесами с подлеском из древовидных диксониевых папоротников. Низкие холмы населяли ксерофитные хвойные (пыльца классополлис). В долинах рек и по берегам озер росли немногочисленные осмундовые, глейхениевые и мараттиевые папоротники
— — 0,03	— 0,01 0,09	0,60 0,04 0,05	Полимиктовая пестроцветная	На склонах межгорных впадин произрастали хвойные леса с подлеском из древовидных папоротников, днища долин населяли осмундовые, диксониевые, редкие мараттиевые папоротники, плауны и хвощи
0,01—0,1 0,026 0,03—0,08 0,02 0,03 0,2	0,01—0,1 0,014 0,01 — — 0,022	2,79 0,86 3,74 1,27 1,69 1,45	Полимиктовая угленосная	Гинггово-сосновые леса с примесью ногоплодниковых и подлеском из древовидных диксониевых папоротников покрывали горы, высокие холмы и гряды. В низинах селились осмундовые и немногочисленные теплолюбивые мараттиевые, матониевые, диптериевые папоротники. Открытые участки рельефа были заняты ксерофитными хвойными (пыльца классополлис)
0,05—0,1 0,042 0,10 0,066—0,08 0,04 0,04 0,65 — — 0,25 0,40	0,02—0,07 0,06 0,08 0,066—0,074 — 0,02 0,063 — — — 0,08	3,18 1,76 4,06 2,58 2,89 2,34 1,68 1,25 3,20 1,92 2,07	Полимиктовая угленосная	В позднеюрское время почти вся территория была покрыта гинггово-хвойными лесами, состоящими преимущественно из древних хвойных, сосновых и ногоплодниковых молодого облика и гингго с подлеском древовидных диксониевых папоротников, цикадовых и беннеттитовых. В первой половине средней юры широко расселились диксониевые и осмундовые папоротники, которые занимали пониженные участки, берега рек и озер
0,08 0,01—0,57 0,028—0,066 0,03 0,09 0,04 0,11 0,61 0,04	0,01 0,08 0,045—0,053 0,01 0,03 0,02 — — 0,02	2,79 1,40 1,04 1,07 2,16 3,04 2,24 4,12 1,48	Полимиктовая угленосная	Хвойные леса, состоящие преимущественно из древних видов сосновых и ногоплодниковых с участием цикадовых, гингговых и реликтов палеозойской флоры. В низинах и на болотах селились теплолюбивые матониевые, диптериевые, мараттиевые папоротники, хвощи и плауны

Поздне- юрская эпо- ха	Первая половина	Лебяжинское	Кумлькакская	11,1	70,3	16,6
		Койтасское	•	7,6	90,2	2,2
		Кызылкумское	•	11,2	88,8	—
		Телескольское	•	16,5	83,5	—
Вторая половина сред- неюрской эпохи		Карагандинское	Акжарская	15,9—98,1	1,9—84,1	—
		Кельтемашатское	Кельтемашатская	77,1—83,5	16,5—22,9	—
		Ленгерское	Тогузская	3,9—90,3	4,8—83,7	—
		Лебяжинское	Итмурунская	17,9	47,8	34,2
		Койтасское	•	6,9	65,6	26,5
		Майкюбенское	Майкюбенская	38,2	60,7	7,1
		Илийское	Джаркентская	2,9—56,6	40,8—80,9	1,7—33,2
		Ойкарагайское	•	17,5—42,7	45,1—63,2	10,2—19,2
		Телескольское	Чохайская	23,2	76,8	—
		Юбилейное	Михайловская	9,5—36,1	37,2—83,1	3,8—39,7
Поздний лейас — первая половина среднеюрской эпохи		Койтасское	Койтасская	30,1	51,1	18,8
		Калкаманское	Шоптыкульская	15,1	63,8	21,1
		Майкюбенское	•	37,3	30,9	31,8
		Карагандинское	Михайловская	2,4—9,3	54,2—68,1	28,7—30,4
		Курайлинское	Кусакская	74,9—81,8	17,8—24,2	0,4—2,6
		Илийское	Каирлаганская	35,7—59,5	37,8—61,7	3,1—5,4
		Хантауское	Сарыбулакская	23,1—77,3	9,2—66,4	0—20,1
		Благовещенское	Коккайнарская	16,8—79,1	12,3—62,3	0,7—30,8
		Боролдайское	Боролдайская	16,4—54,5	33,7—80,9	1,5—9,3
		Ленгерское	Ленгерская	10,8—82,4	18,3—62,1	0,1—14,3
		Рэт-среднелейасовое время		Койтасское	Шопансорская	2,7—24,1
Юбилейное	Дубовская			24,8	47,9	27,3
Майкюбенское	Сарыкульская			38,2	52,4	9,4
Карагандинское	Дубовская			2,7—92,8	7,2—77,3	0,7—38,2
Абаевское	Абайская			6,3—71,4	24,4—88,4	0—20,9
Курайлинское	Узунбулакская			39,1—67,2	29,6—53,8	0—10,2
Алакольское	•			19,9—46,8	19,4—79	0,6—9,2
Таскомырсайское	Таскомырсайская			0,4—6,8	24,3—81,6	0,5—6,3
Кельтемашатское	•			9,1—51,4	30,1—83,3	2,9—18,5
Позднетриасовая эпоха		Карашиликское	Карашиликская	2,8—73,3	25—81,3	0,9—10,3
		Юбилейное	Акботаская	1,7—61,1	38,7—89,3	0,3—2,8
		Илийское	Кольжатская	6,4—30,8	60,2—92,3	—
		Благовещенское	Тарылганская	20,6	79,4	—

11,1 7,6 11,2 16 5	70,3 90,2 88,8 83,5	16,6 2,2 — —	10 15 — —	90 85 — —	До 2 5 5 2	0,117 0,04 0,04 0,03	0,3 1,7 5,8 2,1	0,73 0,65 2,79 2,87
15,9—98,1 77,1—83,5 3,9—90,3	1,9—84,1 16,5—22,9 4,8—83,7	— — —	— — —	— — —	До 5 2—10 2—10	0,005 — —	0,4 19 6,4	1,1—4,62 1,04 2,08
17,9 6,9 38,2 2,9—56,6 17,5—42,7 23,2	47,8 65,6 60,7 40,8—80,9 45,1—63,2 76,8	34,2 26,5 7,1 1,7—33,2 10,2—19,2 —	20 15 75 24 28 —	80 85 35 76 64 —	До 1 1 1 2 2 2	0,02 — 0,1 0,1 0,1 0,06	1,5 0,8 1,2 2,1 1,7 0,8	0,73 0,77 1,68 1,29 1,37 4,08
9,5—36,1 30,1 15,1 37,3 2,4—9,3 74,9—81,8 35,7—59,5 23,1—77,3 16,8—79,1 16,4—54,5 10,8—82,4	37,2—83,1 51,1 63,8 30,9 54,2—68,1 17,8—24,2 37,8—61,7 9,2—66,4 12,3—62,3 33,7—80,9 18,3—62,1	3,8—39,7 18,8 21,1 31,8 28,7—30,4 0,4—2,6 3,1—5,4 0—20,1 0,7—30,8 1,5—9,3 0,1—14,34	100 48 17 52,8—79 68 — 69 — 51 100 25,2—62,6	— 52 83 21—41,8 32 — 31 — 49 — 37,4—74,8	До 2 2 1 2 2 2 10 1 4—34 До 2	0,02 0,07 0,02 0,02 0,01 0,01 0,1 0,04 0,09 — —	1 0,7 1 1,3 1,6 1,2 0,8 0,9 1,7 3,4 3,9	0,87 0,83 1,02 7,72 5,95 2,24 2,30 3,63 2,11 3,01 3,40
2,7—24,1 24,8 38,2 2,7—92,8 6,3—71,4 39,1—67,2 19,9—46,8 0,4—6,8 9,1—51,4	42,3—77,1 47,9 52,4 7,2—77,3 24,4—88,4 29,6—53,8 19,4—79 24,3—81,6 30,1—83,3	8,6—33,7 27,3 9,4 0,7—38,2 0—20,9 0—10,2 0,6—9,2 0,5—6,3 2,9—18,5	76 100 58 98,5 — — 96 97 98	24 — 42 1,5 — — 4 3 2	До 2 2 2 2 2 2 1 3,5—40 2—30	0,05 — 0,01 0,008 0,02 0,02 — 0,007 —	0,8 0,56 2,2 2,6 1,7 1,9 1,1 3,9 20,7	2,35 5,51 6,36 3,07 3,47 2,67 2,48 3,89 1,60
2,8—73,3 1,7—61,1 6,4—30,8 20,6	25—81,3 38,7—89,3 60,2—92,3 79,4	0,9—10,3 0,3—2,8 — —	98 — — —	2 — — —	2—30 До 3 2 2	— 0,1 — 0,03	1,5 0,9 0,6 4,4	7,50 3,86 4,21 1,95

0,117 0,04 0,04 0,03	0,3 1,7 5,8 2,1	0,73 0,65 2,79 2,87	14 66 5 75	0,08—0,32 0,165 0,07 0,17	0,01—0,04 0,03 0,045 0,036	0,50 1,17 0,10 2,42	Полимиктовая терригенная	Возвышен покрыты ги подлеском вых папор насеяли кс ца классоп по берегам ные осмун раттивные
0,005 — —	0,4 19 6,4	1,1—4,62 1,04 2,08	36 14 17	— — 0,03	— 0,01 0,09	0,60 0,04 0,05	Полимиктовая пестроцветная	На скло произраста ком из д днища дол диксониев папоротник
0,02 — 0,1 0,1 0,1 0,06	1,5 0,8 1,2 2,1 1,7 0,8	0,73 0,77 1,68 1,29 1,37 4,08	52 80 70 53—100 73 87	0,01—0,1 0,026 0,03—0,08 0,02 0,03 0,2	0,01—0,1 0,014 0,01 — — 0,022	2,79 0,86 3,74 1,27 1,69 1,45	Полимиктовая угленосная	Гингово месью ног из древеси ников покр мы и гряд мундовые любимые диптериев участки ре. фитными х сополлис)
0,02 0,07 0,02 0,02 0,01 0,01 0,1 0,04 0,09 — —	1 0,7 1 1,3 1,6 1,2 0,8 0,9 1,7 3,4 3,9	0,87 0,83 1,02 7,72 5,95 2,24 2,30 3,63 2,11 3,01 3,40	96 60 84 48 67 76 49—100 56 68 78 80	0,05—0,1 0,042 0,10 0,066—0,08 0,04 0,04 0,65 — — 0,25 0,40	0,02—0,07 0,06 0,08 0,066—0,074 — 0,02 0,063 — — — 0,08	3,18 1,76 4,06 2,58 2,89 2,34 1,68 1,25 3,20 1,92 2,07	Полимиктовая угленосная	В поздне территория хвойными имушествен сосновых и го облика древовидны ков, цикадо первой поло расселились вые папоро пониженные озер
0,05 — 0,01 0,008 0,02 0,02 — 0,007 —	0,8 0,56 2,2 2,6 1,7 1,9 1,1 3,9 20,7	2,35 5,51 6,36 3,07 3,47 2,67 2,48 3,89 1,60	85 68 51 57 94 57 88 72 80	0,08 0,01—0,57 0,028—0,066 0,03 0,09 0,04 0,11 0,61 0,04	0,01 0,08 0,045—0,053 0,01 0,03 0,02 — — 0,02	2,79 1,40 1,04 1,07 2,16 3,04 2,24 4,12 1,48	Полимиктовая угленосная	Хвойные щественно и ногоплод довых, гин зойской фл тах селил ниевые, ди поротники,
— 0,1 — 0,03	1,5 0,9 0,6 4,4	7,50 3,86 4,21 1,95	56 70 68 32	0,21 — 0,06 —	0,01 0,01 0,03 —	1,04 0,89 1,31 0,33	Полимиктовые пестроцветная и терригенная	Повсемес сов из др реликтов ксерофитны ковых ребристого беннеттитов и на болота матониевые, папоротники

ногоплодниковые и гинкговые				
0,32 65 17 7	0,01—0,04 0,03 0,045 0,036	0,50 1,17 0,10 2,42	Полимиктовая терригенная	Возвышенные участки рельефа были покрыты гинкгово-хвойными лесами с подлеском из древовидных диксониевых папоротников. Низкие холмы населяли ксерофитные хвойные (пыльца классополлис). В долинах рек и по берегам озер росли немногочисленные осмундовые, глейхениевые и мараттиевые папоротники
33	— 0,01 0,09	0,60 0,04 0,05	Полимиктовая пестроцветная	На склонах межгорных впадин произрастали хвойные леса с подлеском из древовидных папоротников, днища долин населяли осмундовые, диксониевые, редкие мараттиевые папоротники, плауны и хвощи
-0,1 026 -0,08 32 33 2	0,01—0,1 0,014 0,01 — — 0,022	2,79 0,86 3,74 1,27 1,69 1,45	Полимиктовая угленосная	Гинкгово-сосновые леса с примесью ногоплодниковых и подлеском из древовидных диксониевых папоротников покрывали горы, высокие холмы и гряды. В низинах селились осмундовые и немногочисленные теплолюбивые мараттиевые, матониевые, диптериевые папоротники. Открытые участки рельефа были заняты ксерофитными хвойными (пыльца классополлис)
-0,1 042 10 -0,08 04 04 65 — — 25 40	0,02—0,07 0,06 0,08 0,066—0,074 — 0,02 0,063 — — — 0,08	3,18 1,76 4,06 2,58 2,89 2,34 1,68 1,25 3,20 1,92 2,07	Полимиктовая угленосная	В позднейшее время почти вся территория была покрыта гинкгово-хвойными лесами, состоящими преимущественно из древних хвойных, сосновых и ногоплодниковых молодого облика и гинкго с подлеском древовидных диксониевых папоротников, цикадовых и беннеттитовых. В первой половине средней юры широко расселились диксониевые и осмундовые папоротники, которые занимали пониженные участки, берега рек и озер
08 -0,57 -0,066 03 09 04 11 61 04	0,01 0,08 0,045—0,053 0,01 0,03 0,02 — — 0,02	2,79 1,40 1,04 1,07 2,16 3,04 2,24 4,12 1,48	Полимиктовая угленосная	Хвойные леса, состоящие преимущественно из древних видов сосновых и ногоплодниковых с участием цикадовых, гинкговых и реликтов палеозойской флоры. В низинах и на болотах селились теплолюбивые матониевые, диптериевые, мараттиевые папоротники, хвощи и плауны
21 — 06 —	0,01 0,01 0,03 —	1,04 0,89 1,31 0,33	Полимиктовые пестроцветная и терригенная	Повсеместное распространение лесов из древних хвойных, гинкго и реликтов палеозойской флоры — ксерофитных сосновых и ногоплодниковых (продуцирующих пыльцу ребристого строения) с подлеском из беннеттитов и цикадовых. В низинах и на болотах обитали мараттиевые, матониевые, диптериевые, осмундовые, папоротники

смотрим наиболее существенные литологические и геохимические показатели пород этих формаций, как выразителей климата на всех этапах осадконакопления юрского периода.

Полимиктовая угленосная формация в парагенезе пород выражена в переслаивании песчаников, алевролитов, аргиллитов, реже конгломератов, углистых аргиллитов и углей. Фациальный состав формации определяют неустойчивые, но примерно равные соотношения суммарных мощностей слоев песчаников, алевролитов и аргиллитов, образовавшихся из речных и озерных осадков. В сложении основных угольных пластов главенствующую роль играют гелитолиты. Цвет обломочных пород серый и темно-серый, что обусловлено постоянным присутствием в них органического углерода от 0,86 до 4,12%. Для всех петрографических типов обломочных пород характерно низкое содержание карбонатов кальция и магния (общее  $\text{CO}_2$  до 2%), за исключением угленосных отложений Кельтемашата и хр. Каратау, в которых песчаники и алевролиты обогащены обломками известняков — продуктами разрушения толщ осадочных пород нижнего и среднего карбона. Отношения пар элементов  $\text{Sr} : \text{Ca}$  и  $\text{Ca} : \text{Mg}$ , а также малые количества серы и хлора свидетельствуют о том, что накопление осадков происходило в пресных водоемах с концентрацией растворенных солей карбонатов, далекой от полного насыщения. Содержание реакционноспособного железа колеблется от 0,83 до 7,72% при основной массе в закисной форме. Минералогически это выражено в наличии сидеритов, в виде прослоев иногда значительного площадного распространения или ограниченного размера стяжений.

Горный рельеф времени существования седиментационных бассейнов рэт-среднейасовых и тоар-байосского этапов осадконакопления обуславливал в кластическом материале конгломератов, песчаников и алевролитов преобладание обломков интрузивных, метаморфических и осадочных пород над зернами аллотигенных минералов. Однако этот динамичный и контрастный рельеф не препятствовал участию в литогенезе продуктов химического выветривания, которые весьма энергично создавались на выровненных участках. В озерные водоемы разными путями доставлялось реакционноспособное железо. Захороняясь в озерных осадках вместе с органическими веществами, оно переходило основной массой при диагенезе в закисную форму с образованием сидерита, марказита и пирита. При обмелении озеро превращалось в заросший водоем и топяное болото с постоянно высоким стоянием водной поверхности, что способствовало глубокому биохимическому разложению в торфяниках растительных тканей.

Полимиктовая терригенная формация в парагенезе характеризуется сложным переслаиванием алевролитов, аргиллитов и реже песчаников, окрашенных в серый цвет. По фациальной принадлежности большую часть этой формации составляют породы, образовавшиеся из озерных осадков. Пласты углей сложены в основном фюзенолитами. Все петрографические типы обломочных пород содержат (%): реакционноспособное железо — от 0,65 до 2,87, органический углерод — от 0,1 до 2,42 и карбонаты — от 2 до 5. Несколько увеличивается в породах количество серы и хлора, но в целом они указывают, как и отношения пар элементов  $\text{Sr} : \text{Ca}$  и  $\text{Ca} : \text{Mg}$ , на накопление осадков в озерах с пресной или слабо минерализованной водой, в которой концентрация растворенных солей карбонатов кальция и магния достигала пределов насыщения. Среда осадков не отличалась постоянством сохранения восстановительной геохимической обстановки, возможно, вследствие недостаточного количества захороненного органического вещества, которое не

обеспечивало редукации всей массы реакционноспособного железа. В прибрежной зоне озера редко появлялись топяные болота, где растительные остатки в торфяниках при частом понижении водной поверхности подвергались подсушиванию и истлеванию.

Полимиктовая пестроцветная формация представлена в парагенезе либо аргиллитоподобными глинами с редкими включениями песчаников, либо сложным переслаиванием песчаников, конгломератов, алевролитов и аргиллитов. Для двух типов разрезов формации характерны светло-коричневая, фиолетовая, мадиново-красная и светло-сиреневая окраска пород. В них обнаруживаются малые количества реакционноспособного железа (0,63—0,89%) и органического углерода (0,13—0,39%) при изменчивом содержании сингенетических карбонатов кальция и магния. В отдельных слоях алевролитов и аргиллитов, представляющих фацию озера, увеличивается количество серы и хлора. Возможно, временами в озерах минерализация воды возрастала, но чаще она была пресной. В осадки озера поступало недостаточно органического вещества, чтобы поддерживать в их среде восстановительную геохимическую обстановку. Этим объясняется пестроцветная окраска пород формации. Снижение активности процессов химического выветривания горных пород и постепенное сокращение площадей произрастания лесной растительности, несомненно, явились следствием иссушения климата.

Полимиктовую терригенно-карбонатную формацию представляют отложения карабастауской свиты хр. Каратау. Алевролиты, аргиллиты, мергели, известняки и тонколистоватые доломиты содержат от 20 до 85% карбонатов кальция и магния. На плоскостях наслоения известняков и тонколистоватых доломитов наблюдаются скопления конкреций марказитов, поэтому среднее содержание серы в хемогенных породах достигает 1,11%. Все петрографические типы пород содержат малое количество реакционноспособного железа (0,61—0,95%) и органического углерода (0,21—1,68%). Породы большей части разреза формаций по фациальной принадлежности показывают, что накопление осадков на площади хр. Каратау происходило в озерном водоеме, береговая зона которого была местом возникновения бухт и полузамкнутых лагун, где осаждались соли карбонатов кальция и магния. Высокие содержания серы служат показателем значительных концентраций в виде солей сульфатов, однако в пределах, исключающих возможность их осаждения в лагунах. Придонные слои полузамкнутых бухт и лагун были заражены сероводородом. Вода в них отвечала по гидрохимическому режиму водоему углемagneйного типа начальной или средней стадии осолонения с высоким щелочным резервом (Страхов, 1951), что обеспечивало накопление в осадках пелитоморфных карбонатов. Чередование засушливых и более влажных периодов приводило к отложению хемогенных осадков, которые при диагенезе были преобразованы в слои доломита и кальцита.

Описанные типы молассоидных континентальных формаций занимают в разрезе юрских отложений различное стратиграфическое положение, сообразно последовательному изменению зонального климата. Для двух ранних этапов развития рельефа юрского периода (рэт-среднелейасовый и позднелейасовый — первая половина среднеюрской эпохи) характерно повсеместное накопление полимиктовой бескарбонатной угленосной формации, указывающей на длительное сохранение в восточной половине Казахстана жаркого и влажного климата субтропического пояса. В рельефе страны второй половины среднеюрской эпохи возникли межгорные котловины, куда проникновению влажных воздушных масс препятствовали высокие горы. Некоторый дефицит влаги

создавал условия для накопления в них полимиктовой пестроцветной формации. В позднеюрский этап развития рельефа страны происходит накопление вначале полимиктовой терригенной, позднее полимиктовой пестроцветной формаций. Они создавались в условиях пенепленизации страны и прогрессивного иссушения климата. Вероятно, в начале позднеюрской эпохи количество атмосферных осадков оказалось недостаточным для повсеместного обитания на территории Восточного Казахстана мезофильной флоры.

В табл. 26 приведены, по В. М. Синицыну (1967), основные параметры климатов юрского периода в Восточном Казахстане с некоторыми дополнениями и уточнениями автора, вытекающими из изложенного материала. Как отмечалось, в раннетриасовую эпоху территория Восточного Казахстана находилась в полосе тропического аридного климата. Увлажнение климата достигало в среднетриасовую эпоху пределов возможного формирования на породах палеозоя коры выветривания лагеритного профиля. Понижение среднегодовой температуры воздуха с обилием атмосферных осадков, характерное для влажного субтропического климата поздне триасовой эпохи, способствовало появлению озер, топяных болот и расселению мезофильной флоры. Вероятно, годовые атмосферные осадки и колебания среднемесячных температур воздуха поздне триасовой эпохи находились на уровне, позволявшем сохраниться в составе мезофитов многим представителям верхнепермской флоры засушливых областей Евразии.

Влажный субтропический климат оставался на протяжении ранне- и среднеюрской эпох. В. М. Синицын (1967) считает, что территория Восточного Казахстана располагалась в поясе тропического климата, где выпадало атмосферных осадков до 2000 мм в год и среднегодовая температура воздуха изменялась в пределах 18—24°. Наблюдаемые годовые кольца в остатках древесных растений юрского времени, находящихся в угленосных отложениях, свидетельствуют о наступавших периодах вегетативного покоя в развитии мезофильных растений. Временное замирание в их развитии нельзя объяснить существованием в ранне- и среднеюрскую эпохи переменновлажного климата, поскольку в эти эпохи создавались оптимальные условия для углеобразования. Возможно, периоды вегетативного покоя мезофильных растений приходились на зимние месяцы, когда среднегодовая температура воздуха на севере Восточного Казахстана понижалась до 4°.

Изменения субтропического климата на протяжении ранне- и среднеюрской эпох проявлялись в постепенном увлажнении и незначительном снижении среднемесячных температур воздуха. Теплый и влажный климат раннеюрской эпохи благоприятствовал развитию лесной растительности с зарослями папоротников мараттиевых, матониевых и диптериевых и произрастанию цикадовых, беннеттитовых, кейтониевых, достаточно многочисленных на юге страны. В аален-байосский период среднегодовая температура воздуха, вероятно, несколько понизилась, а количество атмосферных осадков достигло 2000—3000 мм в год. Предельно насыщенный влагой теплый воздух благоприятствовал пышному произрастанию папоротников семейства диксониевых, которые в своем развитии подавляли хвойные, гинкговые и другие растения.

Во вторую половину среднеюрской эпохи произошло заметное повышение среднегодовой температуры воздуха и сокращение количества атмосферных осадков. Эти изменения климата способствовали увеличению площади гинкгово-сосновых лесов и появлению открытых участков, где селились хейролепидиевые, продуцировавшие пыльцу классополлис. Постепенное повышение среднегодовой температуры воздуха и иссуше-

Период	Эпоха	По В. М. Сеницыну, 1967			Этап развития рельефа страны	Колебания средних месячных температур января и июля, °С	Атмосферные осадки, мм/год	Тип климата
		Среднегодовые температуры, °С	Атмосферные осадки, мм/год	Тип климата				
Юрский	Позднеюрская	18—21	800—1200	На севере ослабленный тропический	Позднеюрская эпоха	15—30	800—1200	На севере переменновлажный, субтропический
		22—23	800—1200	В средней зоне почти тропический		10—30	500—800	На юге переменновлажный, в межгорных впадинах более аридный, субтропический
		25—30	800—1200	На юге тропический				
	Средне- и раннеюрская	18—21	1200—2000	На севере ослабленный тропический	Вторая половина среднеюрской эпохи	10—25	1200—2000	Гумидный, почти субтропический
		22—24	1200—2000	На юге почти тропический	Поздний лейас — первая половина среднеюрской эпохи	4—21	2000—3000	На севере гумидный, почти субтропический
						8—25	2000—3000	На юге гумидный, субтропический
Триасовый	Позднетриасовая	25—30	1200—2000	На севере почти тропический	Рэт-среднелейасовое время	8—30	1200—2000	На севере гумидный, почти субтропический
		25—30	800—1200	На юге тропический	Позднетриасовая эпоха	10—30	1200—2000	На юге гумидный, субтропический
	Средне- и раннетриасовая	25—30	800—1200	На севере и юге тропический		Средне- и раннетриасовая эпохи	15—30	800—1200
		25—30	500—800		20—30		500—1000	Аридный тропический, сменяющийся переменновлажным тропическим

ные климата привели к исчезновению гинкгово-сосновых лесов, которые постепенно замещались кустарниками ксерофитных хвойных семейства хейролепидиевых (Вахрамеев, 1970). Для второй половины позднеюрской эпохи характерно произрастание немногочисленных сосновых, ногоплодниковых и гинкговых на затененных склонах высоких гряд и холмов при господстве на всей территории Восточного Казахстана ксерофитных хвойных, хорошо приспособившихся к обитанию в условиях жаркого и засушливого субтропического климата.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение геологического строения и угленосности юрских отложений Восточного Казахстана за последние 25 лет продвинулось далеко вперед. Этому способствовало проведение литофациальных, минералого-петрографических, геохимических, углепетрографических и палинологических исследований юрских отложений на всех угольных месторождениях и углепроявлениях. Всесторонний анализ результатов этих исследований с целью выяснения истории геологического развития земной коры в раннем мезозое стал возможным после разработки корреляционной (внутрирегиональной) стратиграфической схемы триасовых и юрских отложений. Важное значение в сопоставлении местных схем стратиграфического расчленения этих отложений имели палинологические исследования, которые позволили проследить в Восточном Казахстане различные по литофациальному составу комплексы пород нижнего, среднего и верхнего лейаса, первой и второй половины средней и верхней юры.

Выделенные в юрских отложениях литофациальные комплексы пород представляют шесть типов молассоидных континентальных формаций, разделенных региональными перерывами, из них предверхнетриасовый, внутринижнеюрский и предверхнеюрский определяются рубежами ранней, средней и поздней тектонических эпох. Выяснилось, что развитие земной коры в раннюю и среднюю тектонические эпохи проявилось в крупноамплитудных перемещениях блоков, которые совершались только в пространственно ограниченных зонах активизации. Главнейшими структурными элементами этих зон являлись унаследованные от палеозойского времени разломы глубокого заложения, сохранившие высокую подвижность и в раннем мезозое. Полученный материал дает основание высказать ряд положений относительно характера и последовательности движения земной коры в юрский период, которые отразились в изменениях морфологического устройства поверхности.

В среднем триасе земная кора Восточного Казахстана испытывала медленное региональное поднятие, которое в условиях гумидизации климата благоприятствовало возникновению разветвленной гидрографической сети и формированию на водораздельных пространствах коры выветривания латеритного профиля. Предверхнетриасовые тектонические движения нарушили стабильное состояние земной коры на востоке Илийской впадины, в Иртыш-Зайсанской складчатой области и на севере Тургайского прогиба, тогда как остальная территория продолжала находиться в пассивном геотектоническом режиме.

Развитие земной коры в раннюю и среднюю тектонические эпохи совершалось под знаком усиления напряженности дифференцированных движений крупных блоков. Первые импульсы региональной активизации движения земной коры ранней тектонической эпохи выразились в появлении обособленных поднятий и локальных прогибов в Кунгей-Терскейалатауской, Чингиз-Тарбагатайской и Улутауской подвижных зонах. Предрэтские тектонические движения прервали развитие в них локальных прогибов как седиментационных бассейнов. Позднее они оживили разнонаправленные перемещения крупных блоков земной коры как в упомянутых подвижных зонах, так и в Улутауской, Ерементау-Койтасской и Каратауской, поэтому во второй этап ранней тектонической эпохи увеличивается количество локальных прогибов, заполнявшихся грубообломочной сероцветной и полимиктовой угленосной формациями. Для средней тектонической эпохи характерно наращивание напряженности движения земной коры, выразившееся в большом размахе разнонаправленных перемещений блоков и заложении новых локальных прогибов в Чингиз-Тарбагатайской, Джунгарской, Ерементау-Койтасской и Улутауской подвижных зонах. В региональные движения земной коры были вовлечены Чу-Илийская и Угамская подвижные зоны, где ускоренному поднятию блоков сопутствовало образование локальных прогибов, которые заполнялись различными формациями.

В подвижных зонах подавляющее большинство локальных прогибов оформилось как седиментационные бассейны, вероятно, не вследствие активного опускания участков земной коры, а в процессе быстрого поднятия на значительную высоту смежных крупных блоков, которое совершалось прерывисто. Для ранней и средней тектонических эпох характерно их начальное ускоренное поднятие, продолжавшееся, по всей вероятности, на протяжении миллиона лет, что вызвало появление в рельефе страны горных хребтов средней высоты.

Денудационная равнина Восточного Казахстана раннетриасового времени, возникшая на месте разрушенных верхнепалеозойских горных сооружений, постепенно преобразовывалась в горную страну. Усложнение ее рельефа совершалось в результате поднятия отдельных горных массивов и хребтов, которые позднее в сочетании с другими создавали нагорья.

Оформление нагорий как крупных орографических единиц закончилось в начале второй половины среднеюрской эпохи, когда становление расчлененного тектонического горного рельефа достигло кульминационного значения. Все нагорья располагались на одном цоколе палеозойских и допалеозойских пород, поверхность которого имела очертание огромного свода. Абсолютные отметки его поверхности возрастали от периферии (Юго-Западная низменная денудационная равнина и южная окраина Западно-Сибирской аккумулятивной равнины) до центральной области (Прибалхашское внутреннее плато).

Очертания Восточно-Казахстанского сводового поднятия определились в раннеюрскую эпоху. Сопоставление основных этапов геологического развития в раннем мезозое Восточно-Казахстанского сводового поднятия, Западно-Сибирской и Туранской плит показало, что эти регионы Урало-Монгольского складчатого пояса получили различный режим тектонического развития земной коры в тоарский век (табл. 27). В раннетриасовую эпоху в Восточном Казахстане сохраняли активность Южно-Джунгарская, Прибалхашская и Иртыш-Зайсанская вулканические области. Вероятно, одновременно в Западно-Сибирской низменности земная кора испытывала общее сводовое поднятие, сопровождавшееся раскалыванием палеозойских структур, их обрушением и форми-

Основные этапы развития в раннем мезозое Восточно-Казахстанского сводового поднятия и сопредельных с ним эпипалеозойских плит

Этап развития	Западно-Сибирская плита	Восточно-Казахстанское сводовое поднятие	Туранская плита
1	2	3	4
Позднеюрская эпоха	Продолжается прогибание всей территории, которое сопровождается трансгрессией бореально-южного моря до южных границ плиты. Периодически возобновляются дифференциальные перемещения блоков палеозойского фундамента, что отмечается на различных стадиях формирования структур чехла	После активизации тектонических движений, отразившихся в депрессиях смятием формаций с разрывом их сплошности, происходила пенепленизация горных хребтов. Постепенно территория получает облик приподнятой денудационной равнины с отдельными низкими горами и грядами. Закладываются депрессии, получившие развитие в мезозой-кайнозойское время	Продолжается прогибание всей территории, которое сопровождается трансгрессией моря Тетис до восточной границы плиты. Периодически возобновляются дифференцированные перемещения блоков палеозойского фундамента, чем определяется формирование различных структур чехла. Многоосинклинальный комплекс формаций прогиба Большого Балхана сминается в складки
Тоарский век—среднеюрская эпоха	Начало регионального прогибания территории. Накапливаются формации чехла, более мощные на севере плиты	При ускоренном движении блоков формации в складки и распадались разрывами, а затем в ходе регионального поднятия они подвергались размыву. В подвижных зонах земной коры восстанавливаются ранее существовавшие и закладываются новые депрессии. Постепенно денудационная равнина преобразуется в среднегорную страну с большим количеством предгорных и межгорных впадин	Начало регионального прогибания территории. Осадочные формации чехла накапливаются как в ранее существовавших прогибах, так и на крупных блоках палеозойских пород, которые в предшествующий этап осадконакопления находились в границах областей размыва
Рэтский век—среднеэоценовое время	Заполняющие депрессии формации в предрэтское время деформируются и подвергаются размыву. Позднее возникают новые и углубляются ранее существовавшие депрессии. Поднятие отдельных приразломных блоков земной коры внесли существенного изменения в морфологический облик территории, которая оставалась денудационной равниной	Предрэтские тектонические движения деформировали формации в депрессиях, которые в ходе поднятия земной коры подвергались размыву. Наметились долгоживущие подвижные зоны земной коры. В их пределах обрисовались низкие горы и прилегающие к ним впадины. Остальная территория сохраняла облик приподнятой денудационной равнины	Вследствие оживления дифференцированных перемещений блоков земной коры формации в крайних зонах прогибов деформируются и на ограниченных площадях размываются. Возобновляется углубление и расширение прогибов. Разделяющие их пространства сохраняют облик денудационной равнины
Позднетриасовая эпоха	Дифференцированные перемещения блоков на отдельных участках; здесь возникают тектонические депрессии, кото-	Первое проявление резких и крупноамплитудных дифференцированных перемещений блоков земной коры. Возникают	Многоосинклинальные комплексы осадков Каратауского и Тоаркырского прогибов сминаются в складки и подверга-

1	2	3	4
	<p>рые заполнялись полимиктовой угленосной формацией. Остальная территория медленно поднимается, сохраняя в рельефе облик денудационной равнины</p>	<p>отдельные тектонические депрессии, где накапливаются грубообломочная сероцветная и полимиктовая угленосная формация. Остальная территория сохраняет облик приподнятой денудационной равнины</p>	<p>ются размыту. Закладываются новые обширные прогибы, в которых накапливаются полимиктовые угленосная и терригенная формации. Рельеф разобщающих эти прогибы участков сохраняет облик приподнятой денудационной равнины</p>
Средне-триасовая эпоха	<p>Деятельность вулканов не прекращается; продукты их извержения заполняют локальные прогибы, где основные эффузивы переслаиваются с осадочными породами. Происходит медленное поднятие региона, развитие гидрографической сети и формирование на водоразделах коры выветривания латеритного профиля</p>	<p>На севере Тургайского прогиба продолжается извержение магмы основного состава. Вулканические горы Южной Джунгарии, Северо-Восточного Прибалхашья и Прииртышья подвергаются разрушению. Совершается медленное поднятие всей территории, развитие гидрографической сети и формирование на водоразделах коры выветривания латеритного профиля. Возникают отдельные прогибы, заполняющиеся полимиктовой пестроцветной формацией</p>	<p>Продолжается миогеосинклинальное развитие прогибов Каратау, Туаркыра и Большого Балхана. Медленное поднятие региона, развитие гидрографической сети и формирование на водоразделах коры выветривания латеритного профиля</p>
Ранне-триасовая эпоха	<p>Раскалывание разновозрастных палеозойских структур и выход на поверхность через глубинные разломы магмы основного состава. Возникают приразломные локальные прогибы, заполняющиеся осадочными породами туринской серии. Рельеф денудационной равнины усложняется вулканическими горами щитовидной формы</p>	<p>Завершается орогенное развитие Джунгаро-Балхашской и Иртышской геосинклиналей. Южная Джунгария, Северо-Восточное Прибалхашье и Прииртышье — области активно действующих вулканов, где извержением лав кислого состава и пирокластического материала создаются высокие горы. На севере Тургайского прогиба в тектонических депрессиях формируется осадочно-эффузивная толща туринской серии</p>	<p>Продолжается развитие в миогеосинклинальном режиме прогибов Каратау, Туаркыра и Большого Балхана. Остальная территория имеет рельеф денудационной равнины</p>

рованием депрессий грабенообразного типа, ограничивающие разрывы которых служили путями продвижения и выхода на поверхность магмы основного состава. К началу поздне-триасовой эпохи вулканическая деятельность повсеместно заметно ослабла. Первые тектонические депрессии в палеозойском фундаменте, заполнявшиеся грубообломочной сероцветной, полимиктовой пестроцветной и полимиктовой угленосной формациями, появились в позднем триасе. Количество их значительно возросло в раннеюрскую эпоху как в Центрально-Казахстанском сводовом поднятии, так и на сопредельных плитах. Тоарский век явился временем резкого усиления в Центрально-Казахстанском сводовом поднятии дифференцированных движений блоков вдоль под-

Геологический возраст	Месторождение и угленепроявление	Свита
Верхняя юра	Койтасское Майкюбенский бассейн	Кумлыкакская Майкюбенская
Верхняя половина средней юры (батский ярус)	Койтасское Лебяжинское Илийский бассейн Ленгерское Кияктинское	Итмурунская ♦ Джаркентская Тогузская Дузбайская
Верхний лейас — нижняя половина средней юры (аален-байосский ярус)	Майкюбенский бассейн Карагандинский бассейн Калкаманское Койтасское Кызылтуское Юбилейное Илийский бассейн Благовещенское Боролдайское Ленгерское Тургайский бассейн	Шоптыкульская Михайловская Шоптыкульская Койтасская ♦ Михайловская Каирлаганская Коккайнарская Боролдайская Ленгерская Дузбайская
Нижний — средний лейас	Майкюбенский бассейн Карагандинский бассейн Койтасское Юбилейное Курайлинское Алакольское Таскомырсайское Кельтемашатское Кушмурунское	Сарыкульская Дубовская Шопансорская Дубовская Узунбулакская ♦ Таскомырсайская ♦ Кушмурунская
Верхний триас (рэтский ярус)	Майкюбенский бассейн	Ащикольская
Верхний триас (карнийский — норийский ярусы)	Юбилейное Илийский бассейн Карашиликское	Акботаская Кольджатская Карашиликская

вижных зон земной коры и становления горного рельефа. Для сопредельных плит тоарский век ознаменовался началом длительного регионального опускания земной коры, которое способствовало в юрское время далеким трансгрессиям морей. Периодическое усиление дифференцированных перемещений блоков земной коры в среднеюрскую эпоху проявлялось, вероятно, одновременно на территории Восточно-Казахстанского свода и в сопредельных с ним эпипалеозойских плитах, где они создавали брахискладки, купола, флексуры, разрывы и другие структуры чехла.

Региональная активизация земной коры нижнемезозойского времени, начавшаяся с предверхнетриасовых тектонических движений, явилась результатом внутреннего развития земной коры, сущность которого заложена в физико-химических процессах дифференциации и перераспределения подкорового вещества верхней мантии. Возникавшие при этом напряжения земной коры находили разрядку в движении блоков вдоль глубинных разломов древнего заложения. Представляется оче-

## отложений Восточного Казахстана

Мощность свиты, м	Количество угольных пластов в свите	Суммарная мощность угольных пластов, м	Группировка угольных пластов в разрезе и на площади	Коэффициент угленосности, %
120	1	1,4	Отдельный пласт	1,1
200	2	8,6	Отдельные пласты	4,3
130	17	25,6	Угольные горизонты	19,7
60	1	10,0	Отдельные пласты	16,6
120	3	24,6	Угольный горизонт	20,5
390	2	0,9	Линзы, прослои	0,3
215	12	29,3	Угольные горизонты	13,6
330	134	89,6	Угольные горизонты	27,1
150	8	27,6	Угольный горизонт	18,4
270	33	15,7	То же	5,8
160	18	34,9	» »	21,8
190	11	28,8	Отдельные пласты	15,2
180	8	32,5	Угольный горизонт	18
385	6	12,9	Отдельные пласты	3,4
215	4	21,1	Угольный горизонт	9,8
250	8	7,2	Отдельные пласты	2,9
410	10	30,8	То же,	7,5
250	10	65,9	Угольные горизонты	26,3
650	21	31,2	Отдельные пласты	4,7
200	12	24,5	Угольный горизонт	12,2
130	7	22,8	То же	17,5
240	32	64,5	Угольные горизонты	27,3
50	3	2,9	Отдельные пласты	5,8
260	10	40,4	То же	15,5
650	13	17,5	» »	2,7
40	4	2,9	» »	7,2
270	17	118	Угольные горизонты	43,7
650	1	11,3	Отдельные пласты	1,7
370	2	3,2	Отдельные пласты	0,8
475	3	5,5	То же	1,1
570	12	17,10	» »	3

видным отсутствие прямой причинной связи времени и интенсивности проявления раннемезозойских тектонических движений от условий, порождавших палеозойские структуры Урало-Монгольского складчатого пояса. Возможно, в этом следует искать объяснение пассивного состояния земной коры, продолжавшегося на протяжении двух отделов триасовой системы, и непрерывного нарастания напряженности тектонических движений земной коры от позднего триаса до конца среднеюрской эпохи. Нарастание напряженности тектонических движений земной коры могло быть обусловлено изменением энергетического уровня подкорового вещества верхней мантии, определившим в других регионах Евразии заложение и развитие мезозойских геосинклиналей и образование многочисленных впадин (Тектоника Евразии, 1956; Башарина, 1973; Нагибина, 1967, 1970, 1973; Шувалов, 1973; Ермиков, 1973). Необходимо подчеркнуть синхронность региональных перерывов осадконакопления как моментов усиления тектонических движений земной коры Восточно-Казахстанского сводового поднятия и областей нижнемезозой-

ской складчатости Евразии, где они фиксируются лабинской, древнекимммерийской, донецкой и юнокиммерийской орогеническими фазами (Бубнов, 1934; Белоусов, 1948).

Палеотектонические и палеогеографические реконструкции показали, что седиментационные бассейны рэт-среднелейасового и позднелейасового — среднеюрского этапов осадконакопления возникали только в линейно-вытянутых зонах активизации земной коры. Это определило основную закономерность пространственного размещения седиментационных бассейнов юрского периода. Воспроизведенные на палеогеографических картах контуры седиментационных бассейнов следует рассматривать в практическом отношении как границы площадей раннемезозойского углеобразования, где необходимо производить поиски новых участков распространения рэт-юрских отложений. В качестве общего обоснования для проведения поисковых работ на уголь укажем на региональную особенность рэт-среднеюрского этапов осадконакопления, заключающуюся в периодическом заболачивании озерных водоемов и накоплении мощных торфяников. При последующем диагенетическом и эпигенетическом преобразовании растительной массы торфяников происходило углеобразование.

Угленосность юрских отложений Восточного Казахстана изменяется пространственно и по стратиграфическому разрезу (табл. 28). Она определялась сложившимися физико-географическими условиями осадконакопления при первостепенном значении климата. Становление горного рельефа раннеюрской эпохи, как отмечалось, сопровождало появление межгорных и предгорных впадин с крупными озерными водоемами. Временами происходило их заболачивание с образованием мощных торфяников, что определило высокий коэффициент угленосности юрских отложений Тургайского и Карагандинского бассейнов, Койтасского, Юбилейного и Алакольского месторождений. В первую половину среднеюрской эпохи увеличилось количество межгорных и предгорных впадин. Основными зонами торфонакопления в них являлись топяные болота, возникавшие по периферии субазральных дельт при обмелении и зарастании береговой зоны озера. Мощные торфяники, из которых впоследствии образовались угольные горизонты, накапливались на площади Майкюбенского, Карагандинского, Тургайского бассейнов и Койтасского, Юбилейного, Благовещенского месторождений. Наличие этих горизонтов увеличивает коэффициент угленосности отложений верхнего лейаса — нижней половины средней юры (5,8—27,1%). Необходимые условия для образования мощных торфяников сохранялись также во второй половине среднеюрской эпохи. В береговой зоне крупных озерных водоемов Койтасской, Илийской и Тургайской депрессий периодически появлялись топяные болота с накоплением торфяников большой мощности. В соответствующих по возрасту отложениях они преобразовывались в угольные горизонты, составляющие к общей мощности толщи от 20 до 44,6%.

При гумидном климате ранне- и среднеюрской эпох мощные торфяники возникали не повсеместно, а лишь на площадях благоприятного сочетания палеогеографической обстановки и соответствующего режима тектонических движений земной коры. Площади благоприятного сочетания этих факторов могут быть очерчены линией, соединяющей коэффициенты угленосности рэт-среднелейасовых и верхнелейасовых-среднеюрских отложений от 10% и более. В контуре рэт-среднелейасовых отложений находятся Карагандинская, Койтасская, Белогорско-Юбилейная, Алакольская и Тургайская угленосные площади. Для отложений верхнего лейаса — нижней половины средней юры в границах этой ли-



Рис. 24. Карта угленосности нижнемезозойских отложений и участков, перспективных для проведения поисковых работ в Восточном Казахстане.

Угленосные площади: I — Майкюбенская, II — Карагинская, III — Койтаская, IV — Кызылтуская, V — Белогорско-Юбилейная, VI — Георгиевская, VII — Киндыктасская, VIII — Кендерлыкская, IX — Зайсанская, X — Уржарская, XI — Алакольская, XII — Восточно-Балхашская, XIII — Абаевская, XIV — Акбастау-Курайлинская, XV — Илийская, XVI — Аксуекская, XVII — Шобинская, XVIII — Хантауская, XIX — Благовещенская, XX — Каратауская, XXI — Ленгерская, XXII — Тургайская, XXIII — Байконурская, XXIV — Бурлукская; угольные месторождения: 1 — Майкюбенский бассейн, 5 — Карагинский бассейн, 6 — Акжарское, 7 — Койтасское, 11 — Кызылтуское, 12 — Юбилейное, 16 — Кендерлыкское, 20 — Алакольское, 22 — Колжатское, 23 — Ойкарагайское, 32 — Благовещенское, 34 — Боролдайское, 36 — Таскомырсайское, 37 — Кельтемашатское, 38 — Ленгерское, 39 — Байконурское, 40 — Кияктинское, 42 — Кушмурунское, 43 — Харьковское, 44 — Черниговское, 45 — Приозерное, 46 — Эгинсайское, 47 — Былкулдакское, 48 — Джаныспайское, 49 — Бертальское, 50 — Кызылтальское, 51 — Мхатовское, 52 — Панфиловское, 53 — Карашиликское; угленосные провалы: 2 — Сарыдолинское, 3 — Калкаманское, 4 — Улькунтузское, 8 — Ушсорское, 9 — Карасорское, 10 — Селетинское, 13 — Кривинское, 14 — Лебяжинское, 15 — Белогорское, 17 — Сарыбулакское, 18 — Челектинское, 19 — Абаевское, 21 — Узунбулакское, 24 — Торткульское, 25 — Курайлинское, 26 — Коксалинское, 27 — Акбастауское, 28 — Аксуекское, 29 — Шобинское, 30 — Сарыузенское, 31 — Хантауское, 33 — Чокпакское, 35 — Сунгинское, 41 — Бозингенское, 54 — Узункульско-Куприяновское, 55 — Бурлукское.

1 — контур угленосной площади рэт-среднелейасового времени; 2 — контур угленосной площади позднего лейаса — средней юры; 3 — современная площадь триас-юрских отложений; 4 — участки формирования триас-юрских отложений преимущественно из осадков субэвразийской дельты; 5 — участки формирования триас-юрских отложений из осадков внутренней части озера; 6 — депрессии фундамента, установленные по данным геофизических исследований; 7 — участки вероятного распространения триас-юрских отложений, рекомендуемых для проведения первоочередных поисково-разведочных работ на уголь; 8 — депрессии палеозойского фундамента, выделяемые как первоочередные для проведения поисковых работ на уголь; 9 — границы распространения рэт-среднелейасовых отложений с коэффициентом угленосности более 10%; 10 — границы распространения верхнелейасово-среднеюрских отложений с коэффициентом угленосности более 10%; 11 — возрастной индекс угленосной толщи: в числителе — количество угольных пластов, в знаменателе — их суммарная мощность, справа — коэффициент угленосности

нии оказываются Майкюбенская, Карагандинская, Койтасская, Кызылтуская, Белогорско-Юбилейная, Благовещенская и Тургайская угленосные площади (рис. 24). Линия высоких значений коэффициента угленосности отложений второй половины средней юры оконтуривает Койтасскую, Южно-Балхашскую, Илийскую и Тургайскую площади.

Балансовые запасы углей юрского возраста Казахской ССР на 1 января 1975 г. составляют 38 827,7 млн. т. Большая их часть приходится на Тургайский, Карагандинский и Майкюбенский бассейны, где геологоразведочными работами подготовлены к промышленному освоению карьерные участки. В республике остаются не обеспеченными местным энергетическим углем промышленные районы Семипалатинской, Восточно-Казахстанской, Талды-Курганской, Алма-Атинской и Джамбулской областей, куда ежегодно завозится из Караганды, Кузбасса и Канско-Ачинского бассейна миллионы тонн энергетических углей. Перспективы промышленной угленосности нижнемезозойских отложений этих областей Казахстана определяются прогнозной картой, на которой показано 40 участков, заслуживающих постановки поисково-разведочных работ на уголь. Первоочередными из них представляются участки, расположенные в границах площадей с высокой угленасыщенностью юрских отложений и вблизи промышленных районов республики, лишенных местной топливной базы. Выполнение широкой программы поисковых работ, предусмотренной прогнозной картой промышленной угленосности нижнемезозойских отложений, может завершиться открытием в Восточном Казахстане новых угольных месторождений.

Изложенные в работе результаты палеотектонических и палеогеографических построений, как представляется автору, устанавливают время наиболее благоприятного сочетания условий для развития на породах палеозоя мощной коры выветривания латеритного профиля (Бувалкин, 1977). Она могла формироваться в позднеюрскую эпоху, чему способствовали жаркий с периодами увлажнения климат и пенепленизация страны. Обогащенные глиноземом продукты размыва коры выветривания отлагались в озерных водоемах, осадки которых в стратиграфическом разрезе юрских отложений представлены аргиллитоподобными пестроцветными глинами итмурунской свиты северной окраины Восточного Казахстана, Прииртышья и Восточно-Сырдарьинской впадины, лжимвынской свиты Восточного борта Тургайского прогиба и мансура-тинской свиты Приташкентского района.

## ЛИТЕРАТУРА

- Абилаев С. А.** Среднеюрская флора Тургайского бурогольного бассейна. Автореф. канд. дис. Алма-Ата, 1970.
- Абдулкабирова М. А.** Глубинные разломы Северного Казахстана. — В кн.: Структуры рудных полей и месторождений цветных металлов Казахстана. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1969.
- Абдулкабирова М. А.** Некоторые особенности тектоники Северного Казахстана. — «Известия АН КазССР. Сер. геол.», 1966, № 2.
- Азизов Т. М., Власов В. И.** и др. Средне- и верхнетриасовые отложения в Юго-Восточном Казахстане. — «Известия АН КазССР. Сер. геол.», 1970, № 4.
- Атлас карт** угленакопления на территории СССР и объяснительная записка к ним. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Барбашинова В. Н.** Спориво-пыльцевые комплексы мезозойских отложений северной части Тургайской впадины. — «Труды ИГН АН КазССР. Сер. геол.», 1956, вып. I, № 1.
- Башарина Н. П.** Сравнительная тектоника и основные этапы развития мезозойских впадин Казахской складчатой области. — В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Башарина Н. П.** Мезозойские впадины Алтае-Саянской и Казахской складчатых областей. Новосибирск, «Наука», 1975.
- Башарина Н. П., Боголепов К. В., Ермиков В. Д., Заболоцкий Е. М.** Очерк тектоники мезозоя Центрально-Азиатского складчатого пояса. Новосибирск, «Наука», 1974.
- Бекман В. М., Сейдалин О. А.** и др. Геология Карагандинского угольного бассейна. М., «Недра», 1972.
- Белянкин Л. Ф.** и др. История нижнемезозойского угленакопления на территории Алакольского месторождения. — «Труды ЛАГУ АН СССР», 1961, вып. XIII.
- Беспалов В. Ф.** Геологическое строение Казахской ССР. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1971.
- Беспалов В. Ф.** Тектоническая карта Казахской ССР и прилегающих территорий союзных республик масштаба 1:1 500 000. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1975.
- Богданова М. В., Волкова И. Б.** и др. История нижнемезозойского угленакопления в Казахстане. — «Труды ЛАГУ АН СССР», 1961, вып. XIII.
- Боголепов К. В.** Мезозойская тектоника Сибири. М., «Наука», 1967.
- Боголепов К. В.** Области повторного горообразования (дейтероорогенеза) и принципы тектонического и металлогенического районирования. — «Геология и геофизика», 1969, № 12.
- Боголепов К. В.** О некоторых проблемах орогенеза. — В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Брик М. И.** О некоторых юрских хвойных растениях Туркестана. — «Бюллетень Средне-Азиатского государственного университета», 1925, вып. 10.
- Бубнов С.** Основные проблемы геологии. — ОНТИ НКТП СССР, 1934.
- Бувалкин А. К.** Стратиграфия юрских отложений Таскомырсайского каменноугольного месторождения. — «Ученые записки Казгосуниверситета», 1958, т. XXXIV, вып. 4.
- Бувалкин А. К.** О причинах расщепления мощных угольных пластов Майкюбенского бассейна. — «Известия АН КазССР. Сер. геол.», 1959, вып. 4(37).
- Бувалкин А. К.** Условия накопления нижнемезозойских отложений Майкюбенского бассейна по некоторым геохимическим показателям. — «Известия АН КазССР. Сер. геол.», 1962, вып. 6(51).

Бувалкин А. К. Стратиграфия нижнемезозойских отложений Майкюбенского бассейна. — «Известия АН КазССР. Сер. геол.», 1964, вып. 6.

Бувалкин А. К. Илийский угленосный бассейн. — «Вестник АН КазССР», 1964, № 1.

Бувалкин А. К. Палеогеографические условия осадконакопления в нижнем мезозое на территории Илийской впадины. — «Известия АН КазССР. Сер. геол.», 1965, № 5.

Бувалкин А. К. Условия осадконакопления нижнемезозойских угленосных отложений Алакольского месторождения. — «Труды ИГН АН КазССР», 1966, т. 16.

Бувалкин А. К. Геология и условия формирования верхнеюрских отложений Южного Казахстана. — «Труды ИГН АН КазССР», 1968а, т. 23.

Бувалкин А. К. Геология и условия накопления юрских угленосных отложений Ленгерского месторождения. — «Труды ИГН АН КазССР», 1968б, т. 23.

Бувалкин А. К. Литология и условия накопления юрских отложений Койтасского угольного месторождения. — «Труды ИГН АН КазССР», 1969, т. 27.

Бувалкин А. К. Триасовая и юрская системы. — В кн.: Геология СССР. Т. XX. М., 1972.

Бувалкин А. К. Основные этапы тектонического развития земной коры на территории Восточного Казахстана в нижнемезозойское время. — «Труды ИГН КазССР», 1975, т. 35.

Бувалкин А. К. Палеогеографические условия формирования средне- и поздне-триасовой коры выветривания в Восточном Казахстане. — «Труды ИГН АН КазССР», 1977, т. 36.

Бувалкин А. К., Жаймин М. И. Развитие рельефа Юго-Восточного Казахстана в юрском периоде. — «Известия АН КазССР. Сер. геол.», 1971, № 4.

Бувалкин А. К., Жаймин М. И. и др. Триасовая и юрская системы. — В кн.: Геология СССР, Т. XL. М., 1971.

Бувалкин А. К. и др. Благовещенское месторождение и перспективы угленосности Восточно-Чуйской впадины. — «Известия АН КазССР. Сер. геол.», 1971, № 5.

Бувалкин А. К., Жаймин М. И., Котова Л. И. Юрские отложения Абайской депрессии хребта Чингиз. — «Известия АН КазССР. Сер. геол.», 1972, № 2.

Бувалкин А. К., Жаймин М. И., Котова Л. И. Юрские отложения хребта Чингиз. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана. Вып. 5(30). Алма-Ата, 1974.

Бувалкин А. К., Жаймин М. И., Котова Л. И. и др. Стратиграфия юрских отложений Южно-Балхашского угленосного бассейна. — «Известия АН КазССР. Сер. геол.», 1976, № 6.

Бувалкин А. К., Котова Л. И. Стратиграфия нижнемезозойских отложений Койтасского угольного месторождения и их палинологическое обоснование. — В кн.: Палинология Казахстана. — «Труды КазИМСа», 1971, вып. 2.

Бунина М. В. Итоги изучения буроугольных месторождений Тургайского прогиба и оценка их перспектив. — «Труды КазИМСа», 1960, вып. 2.

Бунина М. В. Юрская система. — В кн.: Геология СССР. Т. XXXIV. М., 1971.

Вахрамеев В. А. Ботанико-географическая и климатическая зональность на территории Евразии в юрское и меловое время. — В кн.: Вопросы палеогеографии и биостратиграфии. М., Госгеолтехиздат, 1957.

Вахрамеев В. А. Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени. М., «Наука», 1964.

Владимирович В. П. Новые данные по расчленению и корреляции угленосных отложений различных месторождений Тургайского (Убоганского) бассейна. — «Информационный сборник ВСЕГЕИ», 1959, № 10.

Владимирович В. И. Биостратиграфия континентальных триасовых и юрских отложений Восточного склона Урала, Северного Казахстана и горной части Западной Сибири. — В кн.: Стратиграфия и палеонтология мезозойских и палеоген-неогеновых отложений азиатской части СССР. Л., «Наука», 1967.

Воронцов В. В. Строение и условия образования нижнемезозойских угленосных толщ Карагандинского бассейна. М. — Л., «Наука», 1965.

Воронцов В. В., Владимирович В. П., Маркович Е. М., Фаддеева Н. З. Казахская складчатая область, Тургайский прогиб и южная часть Уральской складчатой системы. — В кн.: Стратиграфия СССР. Юрская система. М., «Недра», 1972.

Геккер Р. Ф. Каратауское месторождение фауны и флоры юрского возраста — «Труды палеонтологического Института АН СССР», 1948, т. XV, вып. 1.

Генкина Р. З. Ископаемая флора и стратиграфия нижнемезозойских отложений Иссык-Кульской впадины. М., «Наука», 1966.

Геология СССР. Т. XX, 1941; т. XL, 1971; т. XXXIV, 1971; т. XX, 1972.

Гольберг А. В., Маркова Л. Т., Полякова И. Д. и др. Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене. М., «Наука», 1968.

Горский И. И. Древнекиммерийские тектонические движения и их значение в формировании структуры Урала и его угольных месторождений. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1948, № 4.

- Горский И. И.** Геотектонические условия формирования нижнемезозойских бурогольных месторождений Казахстана. «Труды ЛАГУ АН СССР», 1954, т. II.
- Горский И. И., Леоненко Н. И.** Некоторые вопросы геологии и угленосности области Тургайского прогиба. — «Труды ЛАГУ АН СССР», 1958, вып. VIII.
- Гуляева Л. А.** Содержание хлора в осадочных породах. — ДАН СССР, 1951, т. XXX, № 6.
- Дитмар В. И.** Тектоника и перспективы нефтегазоносности Чу-Сарысуьской и смежных депрессий Казахстана. М., «Наука», 1969.
- Долуденко М. П., Орловская Э. Р.** Юрская флора Каратау. М., «Наука», 1976.
- Дубровская В. Л.** Спорово-пыльцевые комплексы нижнемезозойских отложений некоторых районов Иссык-Кульской впадины. — В кн.: Мезозой нефтегазоносных областей Средней Азии. М., «Наука», 1967.
- Ермиков В. Д.** Тектоника мезозойского орогенного комплекса Хангай-Хэнтэй-Яблоновско-Становой горной области. — В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии [«Труды Института геологии и геофизики». Вып. 173]. Новосибирск, 1973.
- Ерофеев В. С.** и др. Геология и перспективы нефтегазоносности Зайсанской впадины. — «Геология нефти и газа», 1967, № 7.
- Жаймин М. И., Бувалкин А. К., Котова Л. И.** Стратиграфия и условия образования юрских отложений Хантауского угленосного проявления. — В кн.: Геология, вып. VII. Алма-Ата, 1971.
- Ильина В. И.** Сопоставление спорово-пыльцевых комплексов юрских отложений Северо-Восточного Казахстана и Кузбасса. — В кн.: Систематика и методы изучения ископаемых пыльцы и спор. М., «Наука», 1964.
- Ильина В. И.** Сравнительный анализ спорово-пыльцевых комплексов юрских отложений южной части Западной Сибири. М., «Наука», 1966.
- История нижнемезозойского угленакопления в Казахстане.** В трех частях. М.—Л., Изд.-во АН СССР, 1961—1963.
- Кассин Н. Г.** Развитие геологических структур Казахстана. Алма-Ата, Изд.-во АН КазССР, 1947.
- Кассин Н. Г.** Развитие геологических структур Казахстана. — «Известия АН КазССР. Сер. геол.», 1952, вып. 15.
- Ковальчук Г. М.** Палеоботаническая характеристика нижнемезозойских отложений Кендерлыкской мульды. — «Труды ЛАГУ АН СССР», 1961, вып. XII, ч. 1.
- Ковальчук Г. М., Маркович Е. М., Фаддеева И. З.** Палеоботаническая характеристика нижнемезозойских отложений Казахстана. — В кн.: История нижнемезозойского угленакопления в Казахстане. М., 1963 [«Труды ЛАГУ АН СССР», вып. XX, ч. III].
- Константинович Т. В.** Новые данные по стратиграфии мезозойских отложений Северо-Западного Преддингизья. — «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1964, № 4.
- Котова Л. И.** Палинологическое обоснование возраста, угленосных отложений Юбилейного месторождения. — В кн.: Тезисы докладов третьей научно-технической конференции. Караганда, 1969.
- Котова Л. И.** Палинологическая характеристика верхнеюрских отложений Павлодарского Прииртышья и Койтасской мульды. — В кн.: Тезисы докладов четвертой научно-технической конференции. Караганда, 1970.
- Котова Л. И.** Спорово-пыльцевые комплексы триасовых и юрских отложений восточной половины Казахстана и их значение для стратиграфии. — В кн.: Палинология Казахстана. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1976.
- Котова Л. И.** Спорово-пыльцевые комплексы триасовых и юрских отложений восточной половины Казахстана и их значение для стратиграфии. — В кн.: Палинология Казахстана. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1976.
- Котова Л. И., Бувалкин А. К.** Триасовые спорово-пыльцевые комплексы Семипалатинского Прииртышья и их значение для стратиграфии. — В кн.: Палинология Казахстана. Алма-Ата, 1971 [«Труды КазИМСа», вып. 2].
- Криптофович А. Н.** Происхождение и развитие мезозойской флоры. — «Труды Юбилейной сессии ЛГУ, Сер. геол.-почв. наук», 1946.
- Крылов Н. А., Мальцева А. К.** Юрские отложения запада Средней Азии и их нефтегазоносность. М., «Наука», 1967.
- Кузичкина Ю. М.** Юрская система. — В кн.: Геология СССР. Т. XXV, 1972.
- Кушев Г. Л.** Карагандинский угленосный бассейн. Алма-Ата, АН КазССР, 1963.
- Кушев Г. Л.** Обзор распространения мезозойских угленосных отложений в Казахстане. — «Труды ИГН АН КазССР», 1968, т. 23.
- Мураховская Е. И.** К петрографической характеристике мезозойских углей Казахстана. — «Труды Казахского горно-металлургического института». М., 1956, № 14.
- Мураховская Е. И.** Петрографическая характеристика основных генетических типов углей Майкюбенского бассейна. — «Известия АН КазССР. Сер. геол.», 1957, вып. 2 (27).

- Мураховская Е. И.** Спорово-пыльцевой состав, петрография и условия образования углей Майкюбенского бассейна. Автореф. канд. дис. Алма-Ата, 1967.
- Мураховская Е. И.** Спорово-пыльцевые комплексы верхнеюрских отложений Восточного Казахстана.—«Труды ИГН АН КазССР», 1968, т. 23.
- Мураховская Е. И.** Спорово-пыльцевые комплексы нижнемезозойских отложений основных депрессий Восточного Казахстана и их стратиграфическое значение.—«Труды ИГН АН КазССР», 1968, т. 23.
- Нагибина М. С.** О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией.—«Геотектоника», 1967, № 4.
- Нагибина М. С.** Типы мезозой-кайнозойских и кайнозойских структур Монголии и закономерности их развития.—«Геотектоника», 1970, № 5.
- Нагибина М. С.** Мезозойские структуры Восточной Монголии.— В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии.—«Труды Института геологии и геофизики», 1973, вып. 173.
- Николаев В. Г.** Тектоника мезокайнозойского комплекса пород Карагандинской впадины.—БМОИП, отд. геол., 1974, № 5.
- Орловская Э. Р.** Материалы по юрской флоре Майкюбенского угленосного бассейна.— В кн.: Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. Т. II. Алма-Ата, 1958.
- Орловская Э. Р.** Находка триасовой флоры в Кетменском хребте.—«Вестник АН КазССР», 1960, № 6.
- Орловская Э. Р.** К флоре папоротников из мезозойских отложений Восточного Казахстана.— В кн.: Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. Т. III. Алма-Ата, 1961.
- Орловская Э. Р.** Юрская флора Майкюбеня и Алаколя (Восточный Казахстан). Автореф. канд. дис. Алма-Ата, 1963.
- Панфилова В. Д.** Эколого-ландшафтная характеристика юрской фауны насекомых Каратау.— В кн.: Юрские насекомые Каратау. М., «Наука», 1968.
- Петрушевский Б. А.** Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Погадаева Т. В.** К вопросу о возрасте джимыкинской свиты.— В кн.: Тезисы докладов третьей научно-технической конференции. Караганда, 1969.
- Поляков В. Н., Родовильский М. С.** К расчленению юрских отложений Восточного Устюрта.— В кн.: Литология и палеогеография осадочных формаций Узбекистана. Ташкент, «Фан» УзССР, 1971.
- Померанцева А. А.** Стратиграфия нижнемезозойских угленосных отложений Тургайской депрессии по флоре. Автореф. канд. дис. Л., 1953.
- Пономаренко Э. К., Кальменова А. Х., Нестерова Е. В.** О возрасте красноцветных отложений Прииртышского района.— В кн.: Палинология Казахстана. Алма-Ата, 1971 [«Труды КазИМСа», вып. 2, № 2].
- Попов В. И.** Развитие представлений о глыбовой складчатости.— В кн.: Идеи академика В. А. Обручева о геологическом строении Северной и Центральной Азии и их дальнейшее развитие. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Попов В. И.** Опыт классификации и описания геологических формаций. М., «Недра», 1966.
- Принада В. Д.** Юрская флора северных предгорий Саура.—«Известия геол. ком.», 1929, т. 48, вып. 4.
- Принада В. Д.** Материалы к познанию мезозойской флоры Средней Азии.—«Труды ГГРУ», 1931, вып. 22.
- Пронин А. А.** Герцинский цикл тектонической истории Земли. Л., «Наука», 1969.
- Риттерберг М. И., Фаддеева З. И.** Нижнемезозойское угленакпление на территории Майкюбенского бассейна.— В кн.: История нижнемезозойского угленакпления в Казахстане. М.—Л., 1961 [«Труды ЛАГУ АН СССР». п. I, вып. XII].
- Романова Э. В.** К юрской флоре Алакульской впадины.— В кн.: Материалы по истории фауны и флоры Казахстана. Т. 2. Алма-Ата, 1958.
- Романовская Г. М.** Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения триасовых отложений северо-восточной части Тургайского прогиба.—«Информационный сборник ВСЕГЕИ», 1959, № 6.
- Романовская Г. М.** Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения юрских угленосных осадков Тургайского прогиба.—«Информационный сборник ВСЕГЕИ», 1960, № 24.
- Романовская Г. М.** Триасовые и юрские спорово-пыльцевые комплексы азиатской части СССР (от Урала до Енисея).— В кн.: Стратиграфия и палеонтология мезозойских и палеоген-неогеновых континентальных отложений азиатской части СССР. Л., «Наука», 1967.
- Рубинштейн М. М.** О продолжительности юрского периода.—ДАН СССР, 1961. т. 136, № 6.
- Сакс В. Н., Басов В. А., Дагис А. А.** и др. Палеогеография морей бореального пояса в юре и неокоме.— В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, «Наука», 1971.

- Сакулина Г. В., Никитин Е. А.** Триасовые микроспores Южного Прибалхашья. — В кн.: Палинология Казахстана. Алма-Ата, 1971 [Труды КазИМСа, вып. 2].
- Сакулина Г. В.** Спорово-пыльцевые комплексы верхнеюрских отложений Южного Казахстана. — «Труды ИГН АН КазССР», 1968, № 3.
- Сакулина Г. В.** Палинология и стратиграфия триасовых и юрских отложений Восточного Казахстана. — В кн.: Палинология Казахстана. Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1976.
- Саркисян С. Г., Корж И. В.** и др. Западная Сибирь в юрском периоде. М., «Наука», 1967.
- Сикетель Т. А.** Триасовая система. — В кн.: Геология СССР. Т. XXV. М., 1972.
- Синицын В. М.** Палеогеография Азии. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Синицын В. М.** Древние климаты Евразии. Т. I, II. ЛГУ, 1965.
- Синицын В. М.** Введение в палеоклиматологию. Л., «Недра», 1967.
- Страхов Н. М.** Распределение железа в осадках озерных и морских водоемов и факторы, его контролирующие. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1948, № 4.
- Страхов Н. М.** Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. — «Труды ИГН СССР. Сер. геол.», 1961, вып. 124, № 45.
- Страхов Н. М.** Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. — «Известия АН СССР. Сер. геол.», 1953, № 5.
- Страхов Н. М.** Химическое изучение осадочных пород в генетических и корреляционных целях. — В кн.: Методы изучения осадочных пород. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Страхов Н. М.** Основы теории литогенеза. Т. 1, 2. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А.** Очерк геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. — «Труды ИГН АН СССР», 1959, вып. 23.
- Страшевский Н. Л.** Локальные структуры Южно-Тургайской впадины и перспективы их нефтегазоносности. — «Нефтегазовая геология и геофизика», 1975, № 8.
- Сьюорд А. Н.** Юрские растения Кавказа и Туркестана. — «Труды геол. ком.», 1907, вып. 38.
- Третьяков В. Г., Рошин И. Н.** Перспективы углеводородности Юго-Восточного Казахстана. — «Вестник АН КазССР», 1968, № 3.
- Троицкий В. И.** О соотношении гумидной и аридной седиментации в нижнем мезозое Таджикской депрессии. — «Труды Главгеологии УзССР», 1962, вып. 2.
- Троицкий В. И.** Верхнетриасовые и юрские отложения Южного Узбекистана. Л., «Недра», 1967.
- Троицкий В. И.** Мезозойская тектоника Средней Азии. — В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск, «Наука», 1973.
- Турутанова-Кетова А. И.** Юрская флора хребта Каратау. — «Труды Геологического музея Академии наук СССР», 1930, т. VI.
- Турутанова-Кетова А. И.** Материалы к стратиграфии Чокпакского каменноугольного района в Южном Казахстане. — «Труды Геологического института СССР», 1936, т. V.
- Турутанова-Кетова А. И., Фаддеева И. З.** Материалы по изучению юрской флоры Ленгерского месторождения угля. — В кн.: Угленосные формации некоторых регионов СССР. М. — Л., 1961.
- Фаддеева И. З.** Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения нижнемезозойских угленосных отложений Орь-Илекского района. М. — Л., «Наука», 1965.
- Шлыгин Е. Д.** Киммерийская складчатость в Северном Казахстане. — «Проблемы советской геологии», 1934, т. I, № 2.
- Шлыгин Е. Д.** Основные черты геологии Северного Тянь-Шаня. — «Бюлл. Совета по сейсмологии», 1957, № 3.
- Шлыгин Е. Д., Шлыгин А. Е.** Некоторые принципы геотектонического районирования Казахстана. — Складчатые области Евразии. М., «Наука», 1964.
- Шилин П. В.** Материалы по юрской флоре Орловского бурогоугольного месторождения. — «Труды КазИМСа», 1960, вып. 3.
- Шувалов В. Ф.** Основные этапы развития мезозойских структур Центральной Монголии. — В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. — «Труды Института геологии и геофизики», 1973, вып. 173.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора . . . . .	3
Предисловие . . . . .	5
<b>Обзор представлений о палеогеографии и тектоническом развитии Восточного Казахстана в юрский период . . . . .</b>	<b>8</b>
<b>Стратиграфия юрских отложений Восточного Казахстана . . . . .</b>	<b>14</b>
<b>Условия накопления юрских осадков на площадях угольных месторождений . . . . .</b>	<b>45</b>
Майкюбенский угленосный бассейн . . . . .	45
Карагандинский угольный бассейн . . . . .	71
Илийский угленосный бассейн . . . . .	93
<b>Тектонические движения земной коры и их значение в формировании юрских седиментационных бассейнов . . . . .</b>	<b>113</b>
<b>Палеогеография юрского периода Восточного Казахстана . . . . .</b>	<b>131</b>
Рэт-среднелейасовое время . . . . .	133
Поздний лейас — первая половина среднеюрской эпохи . . . . .	137
Вторая половина среднеюрской эпохи . . . . .	141
Позднеюрская эпоха . . . . .	143
<b>З а к л ю ч е н и е . . . . .</b>	<b>152</b>
<b>Л и т е р а т у р а . . . . .</b>	<b>161</b>

**Бувалкин  
Андрей Карпович**

**ЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ  
ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА**

*Утверждено к печати Ученым советом ордена Трудового Красного Знамени Института геологических наук им. К. И. Сатпаева Академии наук Казахской ССР*

Редактор *Т. Н. Кривобокова*  
Худож. редактор *И. Д. Суцких*  
Техн. редактор *В. К. Горячкина*  
Корректор *Л. И. Пушкина*

**ИБ № 190**

\* \* \*

Сдано в набор 2/III 1978 г. Подписано к печати 1/VIII 1978 г.  
Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага № 1. Усл. печ. л. 16,8.  
Уч.-изд. л. 17,7 (6 вклеек). Тираж 700. УГ01290.  
Зак. 38. Цена 2 р. 70 к.

\* \* \*

Издательство «Наука» Казахской ССР.  
Типография издательства «Наука» Казахской ССР.  
Адрес издательства и типографии: 480021, г. Алма-Ата, ул. Шевченко, 28.