

Г.Н. ПАПУЛОВ

МЕЛОВЫЕ
ОТЛОЖЕНИЯ
УРАЛА

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
УРАЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

Институт геологии и геохимии им. акад. А. Н. Заварицкого

Г. Н. ПАУПЛОВ

МЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ УРАЛА

(СТРАТИГРАФИЯ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ, ПАЛЕОТЕКТОНИКА)

1095
5601



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1974



Меловые отложения Урала (стратиграфия, палеогеография, палеотектоника), Г.Н. Папулов. М., "Наука", 1974 г.

Основная часть работы посвящена рассмотрению стратиграфии меловых отложений Урала, а также пограничной зоны Уральской складчатой системы и Западно-Сибирской плиты, которую автор выделяет в самостоятельную структурно-фациальную зону — Зауралье. Многообразие фациальных обстановок, распространенных в пределах рассматриваемого региона в меловом периоде, обязывает уделить много внимания синхронизации осадков различного генезиса: континентальных, лагунных, морских, в связи с чем для обоснования стратиграфических построений автор привлекает различные группы ископаемой фауны, растительные остатки и особенно широко — комплексы мiosпор. Значительное место в работе уделено истории изучения отложений мелового возраста на Урале, на прилегающей к нему части Западно-Сибирской низменности и палеогеографическим реконструкциям, иллюстрируемым десятью поярусными палеогеографическими картами. На основании подсчета объема терригенного материала, снесенного с Урала в отдельные века мелового периода, производится анализ колебательных движений этой части молодой Урало-Сибирской платформы.

Книга является первым опытом всестороннего описания одного из этапов геологической истории Урала в платформенный период развития региона.

Табл. 7. Илл. 35 (рис. 6 + приложений 29). Библ. 275 назв.

Ответственный редактор
академик А.Л. ЯНШИН

ПРЕДИСЛОВИЕ

В работе освещается геологическая история региона Уральской эпиварисской платформы в границах от Полярного Круга на севере до широтного отрезка долины р. Урала на юге. На западе регион приблизительно ограничен пределами передового Предуральского прогиба, на востоке включает западную часть Западно-Сибирской плиты, где при формировании толщ меловых осадков достаточно четко прослеживается влияние сноса терригенного материала с Урала; эта граница несколько условно принята приблизительно по меридиану г. Тюмени с отклонением к востоку в северной части региона.

Личные наблюдения автора не распространялись на Приполярные районы Урала, геология развитых здесь отложений мелового возраста рассматривается в настоящей работе по опубликованным источникам (Бодылевский, 1963; Лидер, 1964; Сакс, Клямова, 1967). Для района Полярного Предуралья были также использованы неопубликованные интересные данные геологической съемки, любезно предоставленные В.И. Белкиным.

Включение материалов по Приполярному (и частично Полярному) району Урала было необходимо главным образом для полноты представлений в вопросах палеогеографии и палеотектоники.

Очень важный материал по геологии меловых отложений Зауралья доставили опорные скважины Тюменская 1-Р, Кузнецовская 1-Р, Туринская 1-Р, Леушинская 1-Р, Березовская 1-Р. Все они бурились со сплошным отбором керна. Автору удалось детально ознакомиться с материалами бурения этих скважин в процессе проходки их. Результаты изучения керна и других материалов по этим скважинам опубликованы (Ли, Равдоникас, 1960а, б; Боярских и др., 1962; Папулов, Ситникова, 1964), что позволило автору не приводить эту часть фактического материала в настоящей работе, а ограничиться ссылками на соответствующие монографии. Меловые отложения Приполярного и частично Северного Зауралья описаны по материалам С.Г. Галеркиной (1963).

Для палеогеографических и палеотектонических построений были использованы также данные скважин, пробуренных в разное время в восточной части региона геологопоисковыми и геологоразведочными партиями "Главтюменьгеология" и в меньшей степени — Уральским геологическим управлением. Скважины бурились почти без отбора керна или производилось только полевое описание керна без лабораторного его исследования. Стратиграфическая разбивка отложений, вскрытых этими скважинами, выполненная в основном по каротажным диаграммам, в последнее время прокорректирована научными сотрудниками ЗапСибНИГНИ А.А. Бульниковой и Ю.В. Брудчаном. Эта корректура и была принята почти без изменения. Расположение основных разрезов меловых отложений показано на схематической карте региона (прилож. 3).

С меловыми отложениями региона связано большое разнообразие полезных ископаемых. Кроме того, что отложения мелового возраста являются вмещающим большей части месторождений нефти и газа Западно-Сибирского бассейна, в образованиях мелового возраста Урала заключены месторождения бокситов, огнеупорных глин, железных руд, россыпи благородных металлов и пр.

В настоящей работе отсутствует специальная глава, посвященная описанию минерального сырья, связанного с отложениями мелового возраста, и залежи по-

лезных ископаемых, заключенные в них, рассматриваются только как члены разреза описываемых слоев. Решение о невключении в настоящую работу главы "полезные ископаемые" было принято автором после выхода в свет обстоятельной монографии А.П. Сигова "Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала" (Сигов, 1969а). До накопления нового материала по металлогении Уральского мезозоя нет основания представлять новую сводку, посвященную этому вопросу. В период изучения меловых отложений региона и последующей подготовки настоящей работы автор пользовался помощью и советами товарищей по работе. В разное время в исследованиях принимали участие З.И. Ситникова, Ф.В. Киприянова, Е.Н. Силина, Н.Ю. Бронникова, И.С. Эдигер, З.В. Берсенева. При составлении палеогеографических карт и подсчете мощностей для раздела палеотектоники значительный объем работы пришелся на долю Л.А. Умовой. Палеонтологические коллекции автора определяли В.И. Бодылевский, С.А. Добров, Г.Я. Крымгольц, А.Е. Глазунова, В.А. Вахрамеев, И.Н. Свешникова, А.Д. Попова. В выполнении анализа спор и пыльцы кроме сотрудников автора также принимали участие А.Д. Бочарникова, З.И. Мартынова, Е.П. Самигулина.

По отдельным вопросам работы автор получал ценные советы и консультации у Н.И. Архангельского, В.И. Бодылевского, В.А. Вахрамеева, Е.Д. Заклинской, И.М. Покровской, В.П. Ренгартена, А.П. Сигова.

Ценные замечания были сделаны при просмотре рукописи Н.Д. Мчедlishvili, Л.Г. Марковой, А.А. Прониным и А.Л. Яншиным, который любезно согласился взять на себя труд редактирования монографии.

Всем перечисленным товарищам автор выражает искреннюю признательность.

ВВЕДЕНИЕ

Белый писчий мел, весьма характерная и легко узнаваемая порода, с самого начала зарождения стратиграфии явился одним из основных маркирующих горизонтов во всех европейских разрезах. Поэтому уже в 1822 г. слои писчего мела и некоторые другие, стратиграфически связанные с ним отложения, главным образом те, что в настоящее время известны как верхнемеловой отдел и верхи нижнего мела, были выделены бельгийским геологом д'Аллуа и почти одновременно с ним английскими геологами Конибром и Филиппсом в качестве самостоятельной системы. В 1852 г. французский геолог д'Орбиньи (A. d'Orbigny), много сделавший в изучении геологии и палеонтологии меловых отложений Западной Европы, выделил в составе меловых отложений семь ярусов: неокомский, аптский, альбский, сенонский, туронский, сенонский и датский. Впоследствии отложения неокомского яруса были расчленены на три: валанжинский, готеривский и барремский, а внутри сенонского яруса были выделены четыре самостоятельных яруса: коньякский, сантонский, кампанский и маастрихтский. Однако названия неокомский и сенонский применяются и доньше в качестве наименования надъярусов, причем русские геологи иногда принимают сенонский надъярус без включения отложений коньяка. Французские геологи нижнюю часть отложений валанжинского яруса выделяют в самостоятельный берриасский. В последнее время по предложению В.Н. Сакса берриас в качестве самостоятельного яруса постановлением Межведомственного стратиграфического комитета и в соответствии с решениями Лионского коллоквиума (1963 г.) введен в шкалу меловых отложений Советского Союза*.

Немецкие геологи для отложений, в основном соответствующих объему коньякского яруса, применяют название эмшер.

Нет необходимости останавливаться на употребляющихся в советской и зарубежной литературе местных стратиграфических терминах, имеющих главным образом фашиальный смысл: таких, например, как вельд (wealdien) — для континентальных, существенно пестроцветных отложений нижнего мела Западной Европы, ургон (urgonien) — для известняковых фаций альпийской зоны верхов нижнего мела, гольт (gault) — английское название для толщи глин верхов нижнего мела (синоним альба), вракон (vracopien) — известняки верхнего альба Франции и Бельгии, квадер (quader) — песчанистая фация низов верхнего мела, пленер (planer) — глинистые известняки сенонан-туронского возраста, развитые в Саксонии и других районах ГДР, и т.д. Все эти термины имеют, как уже отмечено, главным образом не стратиграфическое значение, а характеризуют определенную фацию, отражающую палеогеографические условия отдельных регионов. При изучении меловых отложений Русской платформы также употреблялись местные наименования, характеризующие главным образом литологические свойства отложений, однако имеющие и стратиграфическое значение.

*Постановление МСК СССР от 18 января 1968 г.

Так, П.М. Языковым в 1832 г., за 20 лет до д'Орбины, верхнемеловые отложения Поволжья были расчленены на три яруса (снизу вверх): известковый рухляк, серый мел, или опока, белый мел.

А.П. Павлов в конце 80-х годов прошлого века выделил в меловых отложениях Европейской части России:

- 1) иноцерамовый мел с *Inoceramus bronngiarti* Sow., сопоставляемый с туроном Европы;
- 2) кремнистые мергели с *Avicula tenuicostata* Roem., отвечающие эмшеру Германии
- 3) белый мел с *Belemnitella mucronata* Schloth., сопоставляемый с сеноном Западной Европы.

В настоящее время для Европейской части СССР применяются общие с Западной Европой названия ярусов, и приведенные выше наименования, а также другие, им подобные, имеют главным образом историческое значение. История изучения мела Русской платформы, где разрабатывались основы стратиграфии меловой системы России и СССР, не входит в задачу автора, она отображена в классической монографии А.Д. Архангельского, изданной в 1912 г. (Архангельский, 1952), а также весьма содержательной работе П.А. Герасимова, Е.Е. Мигачевой, Д.П. Найдина и Б.П. Стерлина (1962), к которым можно отослать читателя, интересующегося этим вопросом.

Отличная от Европейской стратиграфическая схема меловых отложений существует в странах Азии и Америки, где меловые отложения весьма широко представлены как нижним, так и верхним отделами.

Автор не приводит здесь схем расчленения меловых отложений указанных континентов, так как это не входит в его задачу; читатель, интересующийся этим вопросом, может обратиться к сводкам, изданным за последнее десятилетие, часть из которых переведена на русский язык (Региональная стратиграфия Китая, 1963; Кришнан, 1954; Геология и минеральные ресурсы Японии, 1961; Геологическое развитие Японских островов, 1968; *Lexique stratigraphique international*, 1957; *Lexicon of Geologic Names of the United States for 1936-1960*, part 1-3, 1966; а также более старые работы - White, 1891; Reeside, 1932).

В заключение рассмотрения вопроса о ярусных подразделениях меловой системы необходимо отметить, что отнесение к мелу датского яруса встречает возражения со стороны многих геологов во всех странах Мира, особенно это стало заметным после обсуждения вопроса о границе мела и палеогена на XXI сессии Международного геологического конгресса в 1960 г., однако пока официально датский ярус остается включенным в меловую систему. В рассматриваемом регионе отложения, относимые к датскому ярусу, являются неотделимой частью разреза мела, так что в этом случае и по существу нет оснований к пересмотру вопроса о принадлежности датского яруса, как это было в свое время изложено автором в специальной статье (Папулов, Киприянова, 1960).

Граница между отделами меловой системы, совпадающая с границей альбского и сеноманского ярусов, достаточно отчетливая в морских отложениях, содержащих характерные фауны, обычно с трудом устанавливается в отложениях континентальных и лагунных, где часто не удается с достаточной степенью точности отчленить отложения альбского яруса от сеноманского.

Для более дробного подразделения меловых отложений (подъярусы и зоны) используются остатки фауны головоногих (аммониты, цератиты, наугилиды, белемниты), а в последние десятилетия все большее значение получают фораминиферы.

К настоящему времени Межведомственным стратиграфическим комитетом принят уточненный стандарт подразделений меловой системы для Советского Союза (табл. 1). При этом кроме исследований отечественных геологов и палеонтологов по территории Советского Союза были приняты во внимание результаты изучения стратотипов ярусов меловой системы зарубежными геологами и палеонтологами, главным образом французскими и бельгийскими. По сравнению со стратиграфическим стандартом меловой системы, применявшимся в Советском Союзе ранее, новым явилось утверждение следующих решений Постоянной стратиграфической комиссии МСК.

Таблица 1

Единая стратиграфическая схема меловых отложений СССР

| Отдел | Надъярус | | Зона или слой |
|---------|--------------------------------|----------|--|
| | Ярус | Подъярус | |
| Верхний | Датский Cr _{2d} | Верхний | Protobrissus terensis Cyclaster gindrei, Echinocoris sulcatus |
| | | Нижний | Cyclaster danicus, Hercoglossa danica |
| | Маастрихтский Cr _{2m} | Верхний | Pachydiscus neubergicus, Belemnella arkhangelskii |
| | | Нижний | Acanthoscaphites tridens, Belemnella lanceolata |
| | Кампанский Cr _{2cp} | Верхний | Bostrychoceras polyplacum, Belemnitella langei Hoplitoplacentoceras coesfeldiense |
| | | Нижний | Hauericeras pseudogardeni, Micraster schroederi, Diplacmoceras bidorsatum |
| | Сантонский Cr _{2st} | Верхний | Inoceramus lobatus Schlüt., In. patootensis |
| | | Нижний | Inoceramus cardissoides, In. michaeli |
| | Коньякский Cr _{2cp} | Верхний | Latidorsella ponsiana, Scaphites meslei |
| | | Нижний | Barroisiceras haberfellneri, Peroniceras tricarinatum |

Сенонский

Продолжение таблицы 1

| Отдел Надъярус | | | Зона или слой | |
|-------------------|-------------------------------|----------------------------|---|--|
| Верхний | | | | |
| Нижний | Альбский С ₁ al | Верхний | Stoliczkaia dispar, Leptoplites falcoides Hysterocheras orbigny, Pervinqueria inflata Anahoplites rossicus-Diploceras cristatum | |
| | | Средний | Anahoplites intermedius, An. daviesi Hoplites dentatus Douvilleiceras mammilatum | |
| | | Нижний | Leymeriella tardefurcata Hypacanthoplites jacobi Acanthohoplites nolani | |
| | | Аптский С ₁ ap | Верхний | Parahoplites melchioris Epicheloniceras subnodocostatum, Ep. tschernyschewi |
| | | | Нижний | Dufrenoya furcata Deshayesites dechyi, D. weissi Matheranites ridzewski, Tropaeum hillsi |
| | | Туронский С ₂ t | Верхний | Hyphantoceras reussianum, Inoceramus woodsii Inoceramus spicalis, In. falcatus |
| | Нижний | | Inoceramus labiatus, In. hercynicus | |
| | Сеноманский С ₂ sm | Верхний | Acanthoceras rotomagense Euomphaloceras euomphalum | |
| | | Нижний | Mantelliceras mantelli Neohibolites ultimus, Schloenbachia subplana | |
| | Ярус | Подъярус | | |

| Отдел | Надъярус | | Зона или слой | |
|--------|------------|-------------------------------|---------------|---|
| | Надъярус | Ярус | | |
| Нижний | Неокомский | Барремский C ₁ b | Верхний | <i>Colchidites securiformis</i> |
| | | | Нижний | <i>Holcodiscus caillaudianus</i> |
| | | Готеривский C ₁ h | Верхний | <i>Pseudothurmannia angulicostata</i> <i>Simbirskites decheni</i> |
| | | | Нижний | <i>Crioceratites duvali</i> <i>Acanthodiscus radiatus</i> |
| | | Валажнинский C ₁ v | Верхний | <i>Dichotomites petschorensis</i> <i>Polyptychites polyptychus</i> |
| | | | Нижний | <i>Polyptychites keyserlingi</i> , <i>P. michalskii</i> <i>Temnoptychites hoplitoides</i> <i>Tollia stenomphala</i> |
| | | Берриасский C ₁ be | | <i>Berriasella boissieri</i> |
| | | | | <i>Berriasella grandis</i> |

1. Перенос зоны *Pseudothurmannia angulicostata* из нижнего баррема в верхний готерив; таким образом, верхний готерив принимается в объеме двух зон, а нижний баррем — в объеме одной зоны (*Holcodiscus caillaudianus*) (см. табл. 1).

2. Проведение границы между кампанским и маастрихтским ярусами по кровле слоев с *Belemnella langei* (зона *Bostrychoceras polyplocum*) и по подошве слоев с *Belemnella lanceolata* (зона *Acanthoscaphites tridens*). В соответствии с этим к нижнему кампану относятся две зоны (нижняя — *Diplacmoceras bidorsatum* с *Belemnella praecursor media* Jel. и верхняя — *Hauericeras pseudogardeni* с *Belemnella mucronata senior* Now.); в верхнем кампане также выделяются две зоны (нижняя —

Hoplitoplacenticeras coesfeldiense и верхняя — *Bostrychoceras polyplacum* с *Belemnitella langei* Schatsk.).

3. Маастрихтский ярус включает лишь верхнюю часть яруса (в старом понимании) и делится на две половины — нижнюю и верхнюю; первая из них соответствует зоне *Belemnella lanceolata*, верхняя — зоне *Belemnella arkhangelskii* Najd.

Дискуссионным остается вопрос о положении зоны *Oxytoma tenuicostata*, выделяемой среди верхнемеловых отложений Русской платформы и присутствующей также на территории Западно-Сибирской низменности и Урала (табл. 2). Как известно, эта зона, установленная А.Д. Архангельским, хорошо картирующаяся в полевых условиях и до последнего времени считающаяся надежным маркирующим горизонтом среди верхнемеловых отложений, принималась в стратиграфических схемах Советского Союза отвечающей верхней половине сантонского яруса (Решения Всесоюзного совещания..., 1962; и др.), однако существует мнение о необходимости перемещения зоны в нижний кампан, нашедшее отображение в статье Д.П. Найдина, представленной для VIII тома Международного стратиграфического словаря (Найдин, 1965а), и в монографии по мезозою Русской платформы (Герасимов и др., 1962). Имеются веские аргументы как за включение слоев с *Oxytoma tenuicostata* в кампан, так и за оставление их в составе сантона. К этому вопросу, с учетом материалов по Уральскому региону, я возвращусь в соответствующей главе.

Меловой период достаточно четко выделяется в развитии животного и растительного мира проявлением вулканической деятельности и эпохой тектонической активности в конце периода (ларамийская фаза). Он является естественным завершением мезозойского этапа в жизни Земли и, достаточно четко отчленяясь от более раннего, юрского, периода, особенно резко отделяется всеми характерными особенностями от позднейшего палеогенового периода кайнозойского этапа. В течение мелового периода происходит обновление растительного мира; если к началу мелового периода на Земле продолжается господство мезофитной флоры с расцветом папоротников, цикадофитов, гинкговых и хвойных древнего облика, то к началу палеогена растительность предстает в полностью обновленном виде. К концу мела двудольные растения расселяются по всей поверхности земного шара, а папоротники, цикадовые, гинкговые и прочие реликты мезофита занимают подчиненное положение, постепенно сокращаются ареалы их распространения и обедняется видовой состав.

Заметные изменения происходят и в животном мире планеты. К концу мелового периода вымирают динозавры; в морской фауне беспозвоночных кончают свое существование такие важные мезозойские группы, как аммониты и белемниты. В отложениях конца мелового периода начинают встречаться в заметном количестве остатки млекопитающих, уже в палеогене занявших доминантное положение в фауне сухопутных позвоночных (Clemens, 1960; Sloan, Van Valen, 1965; Kilian-Jaworowska, 1967).

Смена животного мира на границе мела и палеогена была настолько резкой и заметной, что уже давно при изучении стратиграфии меловых отложений начали появляться различные объяснения причин так называемого великого мезозойского вымирания.

В связи с постановкой на XXI сессии Международного геологического конгресса, в 1960 г., вопроса о границе меловой и палеогеновой систем и о стратиграфическом положении датского яруса, как в отечественной, так и в зарубежной печати появилось много публикаций по этим проблемам и, естественно, в них снова затрагивалась гипотеза о "великом мезозойском вымирании".

Интересна капитальная статья известных североамериканских специалистов по палеонтологии фораминифер А.Р. Леблиха и Е. Ташпан (Loeblich, Tappan, 1964). Эти исследователи на основании анализа планктонных фораминифер из верхнемеловых и палеогеновых отложений ряда регионов находят, что в конце мелового периода (по авторам, на границе маастрихтского и датского ярусов) произошла внезапная, массовая и одновременная смена популяций планктонных фораминифер в глобальном масштабе, не обнаруживаемая по комплексам бентон-

Таблица 2

Унифицированная стратиграфическая схема меловых отложений Русской платформы

| Отдел | Зона или слой | | | |
|----------------------|--------------------------------|---------|---|----------------------------|
| | Надьярус | Ярус | | |
| Верхний Сенонский | Датский Cr _{2d} | Верхний | Hercoglossa danica, Echinocorys sulcatus | |
| | | Нижний | | |
| | Маастрихтский Cr _{2m} | Верхний | Pachydiscus neubergicus Belemnella arkhangeliskii Najd. | |
| | | Нижний | Acanthoscaphites tridens Belemnella lanceolata | |
| | Кампанский Cr _{2cp} | Верхний | Bostrychoceras polyplacum, Belemnitella langei Hoplitoplacenticerascosfeldiens, Belemnitella mucronata senior Now. | |
| | | Нижний | Discoscaphites binodosus Micraster schroederi Belemnitella praecursor media Jel. | |
| | Сантонский Cr _{2st} | Верхний | Oxytoma tenuicostata Inoceramus patootensis | |
| | | Нижний | Inoceramus cardissoides | |
| | Коньякский Cr _{2cp} | Верхний | Inoceramus involutus Inoceramus wandereri | |
| | | Нижний | Inoceramus deformis | |
| | | | | Discoscaphites constrictus |
| | | | | Gonoteuthis quadrata |
| | | | Actinocamax verus | |

| Отдел | Зона или слой | | |
|----------------------|---------------------------|---------|---|
| | Надъярус | Ярус | |
| Нижний Неокомский | Готеривский C_{11}^h | Верхний | <i>Simbirskites decheni</i> , <i>Craspedodiscus discofalcatus</i> |
| | | Нижний | <i>Speetoniceras versicolor</i> <i>Distoloceras hystrix</i> |
| | Валанжинский C_{11}^v | Верхний | <i>Dichotomites petschorensis</i> <i>Polyptychites polyptychus</i> |
| | | Нижний | <i>Polyptychites keyserlingi</i> , <i>P. michalskii</i> <i>Temnoptychites hoplitoides</i> <i>Tollia stenomphala</i> |
| | Берриасский C_{11}^{be} | | <i>Surites spasskensis</i> <i>Riasanites rjasanensis</i> |
| | | | ? |
| | | | |

Примечание. Деление на зоны установленного лишь в 1968 г. берриасского яруса не является общепринятым. Для районов севера Западной Сибири В.Н. Саксом и Н.И. Шульгиной (1964) предложено выделение в берриассе трех зон: *Che-taites sibiricus*, *Hectoroceras kochi*, *Surites analogus*.

ных форм. Авторы полагают, что подобная массовая гибель организмов может быть объяснена причиной, имевшей глобальное распространение; наиболее вероятной из таких причин они считают повышение атмосферной радиации, которая вызвала усиленную мутацию среди популяций планктонных фораминифер, повлекшую в свою очередь усиленное видо- и родообразование, которое и отразилось в палеонтологической летописи резкой сменой комплексов планктонных фораминифер. Авторы подчеркивают, что подобной смены не наблюдается среди популяций донных организмов, в частности бентонных фораминифер, и объясняют это тем, что донные организмы не испытывали мутагенного влияния атмосферной радиации, будучи защищены слоем воды.

По-видимому, резкая смена популяций планктонных фораминифер и других одноклеточных водных организмов могла служить причиной вымирания и более крупных беспозвоночных животных (например, белемнитов и аммонитов), для которых одноклеточные организмы являлись основным источником питания.

Брамлетт (Bramlette, 1965) кроме данных о смене в конце мелового периода популяций планктонных фораминифер указывает на аналогичную картину в смене популяций нанопланктона. Причину этой повсеместной гибели планктонных организмов, а также питавшихся ими белемнитов и аммонитов Брамлетт усматривает в аномально низком привносе в мировой океан питательных веществ с суши, ввиду наступившего к концу мелового периода выколаживания континентов и отсутствия горообразовательных движений, и — как следствие этих причин — значительное сокращение поступления минеральной массы, доставляемой с континента реками. В качестве подтверждения этого положения Брамлетт указывает на крайне незначительное развитие в разрезах верхнего мела терригенных толщ и необыкновенное распространение формаций органогенных и частично хемогенных, не имеющих себе подобных во всей послепрогерозойской истории Земли, таких, как меловая, глауконитовая (сюда можно добавить также и органогенно-кремнистую) формации.

При всей своей оригинальности и справедливости ряда подмеченных автором фактов (как, например, широкого развития биогенных формаций в верхнем мелу) гипотеза Брамлетта выглядит недостаточно аргументированной, тем более, что накопление терригенных толщ в позднем мелу имело место в ряде регионов, например, на территории Западно-Сибирской плиты.

Здесь можно также упомянуть сводку Ньюэлла (Newell, 1962), частично использованную в статье Брамлетта. Ньюэлл рассматривает данные по вопросу смены фаун в конце палеозоя и в мезозое, анализирует все наиболее распространенные гипотезы, объясняющие внезапную гибель организмов, и приходит к выводу, что на современном этапе изучения вопроса наиболее вероятной причиной крупных изменений в животном мире можно предположить изменение эвстатического уровня Мирового океана, вызывающее перестройку палеогеографии, главным образом, в эпиконтинентальных бассейнах, осадки которых и доставляет большую часть палеонтологической информации.

Вопросы вымирания фаун в конце мела и проблема положения датского яруса рассматриваются также в статье Л.К. Габунии и М.М. Рубинштейна (1965). Авторы проанализировали известные определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом из пограничных слоев мела и палеогена Европы, Средней Азии и Северной Америки и данные о внезапном вымирании некоторых наиболее известных групп фауны (в частности, вымирание динозавров)*.

По данным определений абсолютного возраста граница между мелом и палеогеном проходит на уровне 67–68 млн. лет, причем в Европе это будет граница между датским и монтским ярусами, а в Северной Америке — между формацией лэнс ("маастрихтом", в понимании американских геологов) и раннепалеоценовыми отложениями (слои пуэрко). Если принять эти данные, то "маастрихт" североамериканских геологов должен включать также и датский европейской шкалы. В этом случае вымирание динозавров в Северной Америке придется не на конец маастрихта, а на датский век, причем, по-видимому, вымирание произошло не внезапно и одновременно по всей территории земного шара, а приурочено к концу мелового периода, растянувшись на весь маастрихт и датский век. Также при более тщательном анализе гибели аммонитовых фаун не создается впечатления внезапной гибели всех аммонитов, а отмечается постепенное, хотя сравнительно и за короткий срок позднего мела, их исчезновение и замена другими группами морских хищников.

Л.К. Габуния и М.М. Рубинштейн считают, что вопрос пока недостаточно проработан, чтобы исключать датский ярус из меловой системы и соответственно

* Более подробно вопрос о постепенности вымирания динозавров в конце мелового периода рассматривается в монографии Л.К. Габунии (1969).

переносить границу между мезозойской и кайнозойской группами не в кровлю, а в основание датских отложений.

Как известно, подобное же решение о преждевременности в настоящее время изменения границы между меловой и третичной (палеогеновой) системами было принято на XXI сессии Международного геологического конгресса.

Сводка по вопросу причин вымирания организмов в геологическом прошлом составлена Л.Ш. Давиташвили (1969). В ней уделено много внимания и рассмотрению материалов о смене фаун на границе мелового и палеогенового периодов. Л.Ш. Давиташвили приходит к выводу, что смена фаун как наземных, так и морских происходит по законам эволюционного развития и нет основания для ее объяснения привлекать внезапные факторы.

Существенное значение в вопросе смены фауны, возможно, имело изменение направленности магнитного поля. На это указывают работы по изучению распространения планктонных организмов в верхнекайнозойских осадках Мирового океана, интересная сводка которых имеется в статье группы авторов (Меннер и др., 1972). Однако масштаб влияния земного магнетизма на фауну более древних эпох пока недостаточно ясен и нуждается в дополнительных исследованиях.

Меловой период для ряда регионов поверхности Земли является временем активных тектонических диастрофизмов, сопровождавшихся излияниями мощных толщ эффузивов и внедрением плутонов.

Именно меловой период явился временем замыкания Тихоокеанской геосинклинальной системы и образованием многокилометровой толщи эффузивных образований, временем орогенических процессов Кордильерской геосинклинали. На территории СССР мел — это время замыкания Верхоянской геосинклинали, Амурской геосинклинальной системы и бурной тектонической и эффузивной жизни на территории Тихоокеанского Приморья.

Существенное значение имели тектонические подвижки и вулканическая деятельность в районах Средиземноморской геосинклинали (включая Крым, Кавказ и Среднюю Азию). Огромные излияния базальтоидов платформенного типа широко известны на Индостанском полуострове под названием трапфов; они также приурочены главным образом к нижнему мелу. Возможно, что нижнемеловой возраст имеет часть трапфовых излияний Сибирской платформы.

Данные определения абсолютного возраста изотопными методами дают для мелового периода продолжительность порядка 70 млн. лет. Согласно геохронологической шкале, опубликованной Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций при АН СССР на 1964 г., ранняя возрастная граница мелового периода определяется равной 137 ± 5 млн. лет и поздняя 67 ± 3 млн. лет (Афанасьев и др., 1964). Сходные цифры приводятся и зарубежными источниками; так, по данным (также на 1964 г.) Английского геологического общества, граница юра — мел соответствует 136 млн. лет, граница мел — палеоцен — 65 млн. лет (по Wanless a. o., 1966).

Меловой период — один из наиболее продолжительных в фанерозойской истории Земли, он сопоставим лишь с каменноугольным и кембрийским периодами и значительно продолжительнее всех периодов мезозойской и кайнозойской эр.

Глава I

ПОЛОЖЕНИЕ УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА В ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ

(палеотектоническое районирование региона)

Уральская геосинклинальная область имела длительную историю существования, которая рассматривается в большом количестве опубликованных исследований. Интересующегося этим вопросом читателя мы отсылаем к сводкам, выполненным в последние годы для варисского и каледонского этапов развития геосинклинали А.А. Прониным (1965, 1971).

Послебашкирская тектоническая фаза завершила эвгеосинклинальную стадию развития герцинской геосинклинальной области Урала, что определило различные пути дальнейшего геологического развития Западноуральской и Восточноуральской зон. А.А. Пронин отмечает, что область западного склона Урала с этого времени приобрела платформенный характер, здесь произошло заложение передового Предуральского прогиба, развивавшегося как самостоятельная структурно-фациальная зона в продолжение всего позднего палеозоя. Восточная часть Уральской геосинклинальной области "приобрела после позднебашкирской складчатости характер параплатформы, или остаточной геосинклинали" (Пронин, 1965, стр. 117).

Окончательное завершение геосинклинального периода развития региона связывается с замыканием передового Предуральского прогиба, которое произошло в первую половину триасового периода, после чего Урал вступил в новую, платформенную фазу развития (Горский, 1966; Пронин, 1965).

С триасовым периодом связывается образование ряда приорогенных впадин горстового характера, заполняющихся молассоподобными толщами в нижней части и угленосными глинисто-песчаными образованиями в верхней. Со временем накопления нижней молассовой части образований связываются излияния магмы основного состава, сопоставляемой с траповыми покровами Сибирской платформы (Н. Архангельский и др., 1968).

Замкнувшаяся Уральская геосинклиналь, претерпевшая в результате заключительного этапа герцинской складчатости инверсию, представляла в нижнем и среднем триасе горную страну, по-видимому, с довольно значительными высотами, о чем можно судить по интенсивному накоплению грубообломочного, валунного материала на территории восточной части Русской платформы (артинский ярус). А.В. Хабаков предполагает наличие высот до 2800 м в средней части Урала в пермское время (Наливкин, 1950). Высоту порядка 3000 м для артинского века указывает и Б.И. Чувашов (1970). По-видимому, эта возвышенная зона располагалась в западной части бывшей эвгеосинклинали, в восточной же части Уральской геосинклинальной области значительные высоты отсутствовали, так как нигде вдоль восточного склона Урала, в Зауралье и на Приуральской части Западно-Сибирской плиты накопления грубообломочных толщ в триасе не происходило. Образования приорогенных грабен (типа Челябинского, Богословского и др.)* заключают менее крупнообломочный материал, представленный только породами

*К депрессионным участкам типа межгорных впадин, по-видимому, относятся районы накоплений молассового типа в пределах Магнитогорского погружения, выявленные Н.И. Архангельским (Пронин, 1965, стр. 144).

10967

прибортовой части грабен. Однако в это время и восточная зона Уральской эпигеосинклинальной области в большей своей части представляла достаточно приподнятый участок суши, где интенсивно происходили процессы образования элювиальной коры выветривания, достигающей в отдельных участках восточного склона современного Урала 300 м мощности. В позднем триасе и особенно в ранне-среднеюрское время Урал уже не представлял высокогорной страны, так как все известные отложения верхов среднего и верхнего триаса представлены алевритоглинистыми осадками, с широким развитием угленосных формаций. В раннеюрскую эпоху Урал, по-видимому, испытал некоторое поднятие, что зафиксировано отсутствием нижнеюрских отложений в депрессиях, расположенных в пределах восточного склона Урала. Этим можно объяснить преобладание размыта и накопление терригенного материала в периферийных депрессиях (дроновская, омская и нижняя часть тюменской свиты Западной Сибири; нижняя часть орской серии Северного Казахстана и Оренбургского Зауралья и пр.). В среднеюрскую эпоху наряду со сносом (накопление тюменской свиты Зауралья и среднеюрских отложений Печорской впадины) на территории Уральского региона снова получает широкое развитие отложение осадков в целой серии депрессий, часть из которых если при заложении и обуславливалась структурно-тектоническим фактором (вдоль швов разрывных дислокаций, оси депрессий), то в дальнейшем разрабатывалась и приобретала характер эрозионных понижений. Характер отложений лангурской и бобровской свит Северного и Среднего Урала, мамытской (халиловской) и зиренгагачской свит Орского Урала, яны-маньинской и нижней части тольинской свиты Приполярного Урала и, наконец, нижней части существенно верхнеюрских отложений Серебрянско-Висимской депрессионной зоны убеждает нас в достаточно широком распространении речных отложений в среднеюрскую эпоху как на современном восточном, так и на западном склонах Урала.

К позднеюрской эпохе наряду с повышением базиса эрозии, обусловленного трансгрессией позднеюрского Бореального моря вдоль обоих склонов Уральской горной страны, происходит дальнейшее вышоплаживание водораздельной части Урала, что отражается на гранулометрическом составе осадков позднеюрских рек. Существенно песчанисто-алевритовые отложения средней юры уступают место глинистым и глинисто-углистым отложениям верхнеюрского возраста (Папулов, Мартынова, 1970).

То что Уральский хребет в средне-позднеюрское время не являлся высокой горной цепью, а, по-видимому, представлял увалистую страну с небольшими абсолютными отметками, кроме характера обломочных отложений, подтверждается также общностью состава спорово-пыльцевых комплексов отложений средне-верхней юры востока Русской платформы, Глазовской синеклизы (Ивашов, 1965), западного склона Урала - Висимско-Серебрянской депрессии (Мартынова, Цаур, устное сообщение), депрессий восточного склона Северного и Среднего Урала (лангурская свита) и Приуральской части Западной Сибири (тюменская свита). Уральский хребет разделял на две части бореальную трансгрессию позднеюрского моря, которая в Западносибирской части в эпохи максимального распространения (оксфордский и ранневожжский века) достигала широты г. Тюмени*, а со стороны Русской платформы море, ближе всего подходившее к Уралу в районе Печорской синеклизы, представляло собой пролив, соединявший бассейн Русской платформы с Арктическим океаном.

Таким образом, к началу мелового периода Уральская эпигерцинская складчатая область являлась частью соединявшихся Западно-Европейской и Урало-Сибирской платформ и имела уже длительную историю существования. Морфологически Уральская эпигеосинклинальная область представляла собой меридионально вытянутую возвышенность увалистого характера с небольшими высотными

*Начало юрской трансгрессии в пределах Западно-Сибирской плиты, по-видимому, приходится уже на конец байоса (Папулов, 1954; Климова, Тесленко, 1960).

отметками. Реки, стекавшие с этой возвышенности, имели спокойное течение, перемежались заболоченными озерами. С запада и востока, в северной его части, Урал омывали эпиконтинентальные моря Русской и Западно-Сибирской платформ, в южной половине Урал представлял собой соединительную перемычку континентальных пространств этих платформ, смыкаясь с континентальными же пространствами Казахской горной страны.

В настоящей работе автор не рассматривает вопросы структуры региона, он также не ставит своей задачей изучение вопросов тектонических форм залегания пород, в том числе и мелового возраста. Эти вопросы для изученной территории разрабатывались Н.И. Архангельским. Однако в ходе изложения материала по стратиграфии и особенно палеогеографии региона невозможно избежать применения структурно-тектонических терминов, отображающих положение различных частей региона в продолжение рассматриваемого периода его развития.

Весь регион является западной частью молодой эпипалеозойской (точнее, эпигерцинской) Урало-Сибирской платформы. В этой платформе выделяются: 1) Уральский хребет - название, предложенное А.Л. Яншиным для части платформы, представляющей линейно вытянутый выход складчатого основания платформы (Гарецкий и др., 1965); в данном случае хребет возник на месте замкнувшейся Уральской геосинклинали; 2 - Западно-Сибирская плита - молодая эпигерцинская структура с гетерогенным складчатым основанием, включающая в отдельных частях зоны складчатости, начиная с раннебайкальской и кончая позднегерцинской.

Структурой менее крупного ранга, но существенно важной при описании меловых отложений региона является Зауралье. Термин Зауралье давно используется в географической литературе в качестве ландшафтного и геоморфологического поднятия (наряду с термином Западно-Сибирская измененность). Структурно-тектоническое значение этому термину, насколько известно автору, было придано Н.И. Архангельским. Этот ученый, называя Зауральем территорию, расположенную к востоку от последних выходов палеозоя до меридиана г. Тюмени, предлагает выделить ее в особую крупную структуру, включающую восточный склон Урала. Н.И. Архангельский пишет: "Тектоническое строение Зауралья принципиально ничем не отличается от строения восточного склона Урала. Зауралье характеризуется только значительной мощностью мезо-кайнозойского платформенного покрова по сравнению с восточным склоном Урала" (Архангельский, 1959, стр. 103).

Принимая предложение Н.И. Архангельского о выделении в качестве единой структуры восточного склона Урала и Зауралья, автор считает возможным объединить их в одну структурно-фациальную Зауральскую зону, подразделенную на две подзоны: западную (восточный склон Урала) и восточную (собственно Зауралье).

В структурно-фациальном отношении Уральский хребет, возникший после инверсии герцинской геосинклинали, во время образования платформенного чехла довольно четко разделялся на две меридионально вытянутые зоны - западную и восточную.

Восточная зона, располагавшаяся в месте сочленения Уральской эпигерцинской платформы с Западно-Сибирской плитой, характеризовалась устойчивой тенденцией прогибания и являлась областью накопления осадков. Для этой структурно-фациальной зоны предложено наименование Зауральской.

Западная зона - часть Уральского хребта, причлененная к древней Русской платформе, располагалась на месте передового Предуральского прогиба и Уралауского поднятия. Во все позднемезозойское и палеогеновое время эта структурно-фациальная зона представляла область преобладания денудации. Для нее предложено наименование Предуральской структурно-фациальной зоны.

В особую, третью, структурно-фациальную зону обособляются меловые отложения южного окончания Уральского поднятия, в районе сочленения его с Мугоджарами. Для нее предложено название зоны южного окончания Уральского поднятия. Каждая из этих зон имеет ряд отличительных черт в характере осадков, их мощности, распространения фауны и флоры.

а. Зауральская структурно-фациальная зона располагалась к востоку от денудировавшейся части Уральского хребта. Зона характеризовалась в мело-

вой период устойчивым относительным погружением, что обусловило полноту разрезов и значительные мощности осадков. Здесь довольно полно представлены оба отдела меловой системы. Для этой зоны характерно наличие в разрезе отложений фаций озер и лагун, а также в различной степени замкнутых морских бассейнов с аномальной соленостью. В те периоды, когда морские бассейны Зауральского региона имели достаточно открытое сообщение с Мировым океаном, в бассейнах, как правило, не образовывались карбонатные осадки. Для морских отложений этой зоны обычны обедненные и эндемичный комплекс фауны. Моря, трансгрессировавшие в районы структурно-фациальной зоны, являлись окраиной частью морских бассейнов, покрывавших Западно-Сибирскую плиту. Снос терригенного материала происходил с запада, с Урала.

Единая Зауральская структурно-фациальная зона может быть подразделена на две подзоны — восточную и западную, различающиеся главным образом мощностями отложений. В восточной подзоне мощности отложений ярусов измеряются сотнями метров и разрез меловых образований является практически непрерывным. Западная подзона характеризуется сокращенными мощностями, измеряемыми для отдельных ярусов единицами и первыми десятками метров, причем нигде разрез меловых отложений не является непрерывным.

Несколько различным является и фациальный состав отложений этих двух подзон, что особенно характерно для нижнемеловых осадков; если в западной подзоне это будут исключительно отложения аллювиальных долин и озерных впадин, то в восточной подзоне велика роль осадков дельт и опресненных бассейнов, имевших кратковременные связи с бореальными морями.

б. Предуральская структурно-фациальная зона характеризуется отсутствием меловых отложений на значительной части своего протяжения. Меловые отложения наблюдаются в южной части зоны, где они отличаются неполнотой разреза, малыми мощностями, наличием частей размывов и перерывов в цикле осадконакопления. Здесь они представлены осадками позднего мела, главным образом сенонского возраста, характеризующимися образованиями прибрежных фаций эпиконтинентального моря, покрывавшего Русскую платформу, с фауной, свойственной этому региону.

Датированные органическими остатками меловые отложения неизвестны в средней и северной частях зоны, за исключением изолированного выхода маломощных морских отложений-слоев с *Oxytoma tenuicostata* — у г. Красноуфимска. Среди известных в этой части зоны континентальных образований, сохранившихся главным образом в карстовых впадинах палеозойского фундамента, надежную датировку геологического возраста имеют отложения юры и палеогена (в основном олигоцен — миоцен). К мелу лишь условно относятся некоторые выходы глин, лишенных определенных органических остатков.

в. Печорская синеклиза. В самостоятельную зону, представляющую собой наложенную структуру Русской платформы, должна быть выделена и Печорская синеклиза. Эта структура непосредственно примыкает к полярной части Предуральской структурно-фациальной зоны Урала и при районировании меловых отложений Урала в прежних работах авторов включалась в последнюю (Папулов, 1968).

В Печорской синеклизе достаточно полно представлены отложения нижнего мела. Осадки неокома характеризуются прибрежно-морскими фациями эпиконтинентального моря Русской платформы. Это море через район Печорской синеклизы в первую половину раннего мела соединялось с Арктическим океаническим бассейном, поэтому в фауне неокома синеклизы заметны бореальные влияния.

На рубеже раннего и позднего мела в связи с частичной перестройкой структурного плана молодых платформ Европы и Сибири район Печорской синеклизы утрачивает соединение с морем Русской платформы. В это же время происходит трансгрессия Западно-Сибирского моря на западный склон Полярного Урала и в северной части Предуральской структурно-фациальной зоны начинают отлагаться морские осадки. Верхнемеловые осадки Полярного Предуралья не распространяются на район Печорской синеклизы, а ограничиваются в своем развитии впадинами, наложенными на палеозойские структуры Урала (Микитью-Кечпельская, Косью-Роговская).

Несовпадение структур распространения юрско-нижнемеловых отложений (Печорская синеклиза) и осадков верхнего мела (Предуральская структурно-фациальная зона) достаточно отчетливо видно на широтном геологическом профиле через Полярный Урал.

г. Структурно-фациальная зона южного окончания Уральского поднятия располагается в районах погружения палеозойских структур Уральского горного сооружения и сопряжения его с Мугоджарами. Здесь в эпохи трансгрессий меловых морей ширина незаливавшихся морем участков эпигерцинской горной системы оставалась наименьшей. Поступление терригенного материала происходило с севера и северо-востока (с Уральского хребта) и с юга, юго-востока (со стороны Мугоджар).

В структурно-фациальной зоне южного окончания Урала в продолжение мелового периода, в отличие от Предуралья, преобладала аккумуляция и в то же время, в отличие от Зауралья, прогибание было незначительным, что обусловило малые мощности осадков и частые перерывы в осадкообразовании. Характерна карбонатность отложений. В этой зоне в меловое время были устойчивые связи между располагавшимися здесь морскими бассейнами — южными и западными морями, в отличие от районов Зауралья, где всегда преобладали бореальные влияния.

Глава II

ВЫДЕЛЕНИЕ И ИЗУЧЕНИЕ МЕЛОВОЙ СИСТЕМЫ УРАЛА

Впервые меловые отложения на Урале были обнаружены в южной части его западного склона, верховьях р. Губерли и ее притоков. Еще в начале XIX столетия Э.И. Гофман и Г.П. Гельмерсен отнесли к мезозою (вторичной системе) развитые в том районе сенонские мергели. В середине века при исследовании геологического строения Южного Урала А. Антипов и Н. Меглицкий более подробно описали эти отложения и установили их сенонский возраст. Как отмечает Б.В. Наливкин, "На геологической карте Меглицкий и Антипов дают довольно близкие к действительности границы распространения меловых слоев" (Б. Наливкин, 1941).

Позднее выходы сенона бассейна р. Губерли обследовались Ф.Ю. Левинсон-Лессингом (1891, 1893) и были посещены А.П. Карпинским (1883).

О присутствии морских нижнемеловых отложений на севере Предуралья, в бассейне р. Печоры, стало известно по фаунистическим сборам Кейзерлинга, произведенным в 1840–1841 гг. и описанным им как юрские (Keyserling, 1846).

Начало изучению мезозойских и, в частности, нижнемеловых отложений Севера Предуралья было положено Ф.Н. Чернышевым, который составил десятиверстную геологическую карту района Тимана, и С.Н. Никитиным, обработавшим его палеонтологические сборы юрской и меловой фауны (Чернышев, 1890, 1915). Первостепенное значение для выработки стратиграфии юрских и нижнемеловых отложений как этого района, так и всей Евразии имели классические работы А.П. Павлова. В его статье, опубликованной на французском языке в 1901 г. и недавно переизданной в русском переводе под редакцией В.В. Меннера, имеется исчерпывающий обзор публикаций по стратиграфии раннего мела до 1900 г. (Павлов, 1965).

Одновременно с работами Ф.Н. Чернышева, изучавшего Предуралье, в 1890 г. появляется и первая публикация об открытии морских нижнемеловых отложений на восточном склоне Северного Урала на основании определения неоконских аммонитов, произведенного С.Н. Никитиным по сборам Е.С. Федорова (1890). Через несколько лет после обнаружения отложений нижнего мела на Северном Урале С.Н. Никитиным (по сборам Е.С. Федорова) были определены сенонские бакулиты и скафиты из обнажений по р. Манье (бассейн р. Северной Сосьвы) (С. Никитин, 1888).

Почти одновременно с открытиями Е.С. Федорова сенонские морские отложения были обнаружены А.А. Краснопольским на восточном склоне Южного Урала, по р. Аят.

Маастрихтские образования с остатками *Belemnitella lanceolata* обнаружил в 1911 г. Н.Н. Тихонович в обнажениях по р. Уй (левый приток р. Тобол).

В.В. Никитин в 1916 г. нашел обломок *Belemnitella* в керне скважины, пройденной в бассейне р. Салды, на восточном склоне Среднего Урала.

Таким образом, ко времени Великой Октябрьской социалистической революции были выявлены все главнейшие выходы на дневную поверхность образований мелового возраста, охарактеризованных фауной. Для нижнемеловых отложений северной части Урала и прилегающих к нему территорий уже в конце XIX – начале XX в. были выполнены монографические работы по изучению фауны головоногих и ауделл А.П. Павловым и С.Н. Никитиным, в дальнейшем продолженные Д.И. Ило-

вайским. Эти исследования, часть из которых не потеряла своего значения до настоящего времени, позволили выработать стратиграфическую схему вплоть до выделения зон для неомских отложений бассейнов рек Печоры и Сев. Сосьвы. Сведения о морских сенонских образованиях районов Южного Урала вошли в известную сводку по верхнему мелу России, опубликованную А.Д. Архангельским в 1912 г. (Архангельский, 1952).

Иначе обстояло дело с обнаружением меловых отложений континентального генезиса и морскими образованиями нижнего сенона, не содержащими обилия фаунистических остатков, подобно валанжинским песчаникам Северного Урала и маастрихтским мергелям Южного Урала, хотя А.П. Карпинский еще в 1883 г. при описании палеогеновых отложений Зауралья высказал предположение, что часть опок, наблюдавшихся им в обнажениях на восточном склоне Среднего Урала, может иметь не третичный (палеогеновый), а меловой возраст.

Открытие на Урале континентальных отложений мелового возраста, связанное с изучением флоры крупнейшим советским палеоботаником А.Н. Криштофовичем, относится уже к значительно более позднему времени, к концу 20-х — началу 30-х годов текущего столетия.

Разворот региональных геологических работ, связанных с периодом начала выполнения Первого пятилетнего плана (с 1928 г.), сопровождался поступлением огромного количества новых данных по геологии Урала в целом, по геологии меловых образований в частности, однако публикация этих данных относится главным образом ко второй половине 30-х годов.

Принципиально новым для геологии Урала было открытие, благодаря определениям А.Н. Криштофовича, по материалам, доставлявшимся съемочными и поисковыми партиями, вначале континентальных верхнемеловых, а затем и нижнемеловых отложений на восточном склоне Урала. В печати появилась статья о находке флоры с р. Лозьвы, относившейся по возрасту к самому концу мела или началу палеогена (Криштофович, 1933), и затем сводка материалов, полученных к тому времени по меловой флоре Урала (Криштофович, 1936). Здесь А.Н. Криштофович кроме наиболее молодой, лозьвинской, флоры выделяет две флоры мелового возраста — верхнемеловую — сеноманского или сеноман-туронского возраста, и нижнемеловую — апт-альбского возраста.

Флора покрытосемянных сеноманского возраста была найдена на р. Аят А.Г. Бер (1932). В результате проведения геологосъемочных работ было подтверждено находками сенонских губок предположение, уже высказанное А.П. Карпинским, о возможном отнесении к верхнему мелу части глинисто-кремнистых пород восточного склона Среднего Урала (Архангельский, 1932).

Важный период в исследовании вопросов стратиграфии и палеогеографии верхнемезозойских отложений Урала, особенно его южной оконечности, а также южного продолжения Урала — Мугоджар, составили работы П.Л. Безрукова и А.Л. Яншина.

П.Л. Безруков в бассейне левых притоков р. Тобол (Аят, Тогузак, Уй), на восточном склоне Южного Урала, выше условно сеноманских отложений, выделяет кампанские пески с фауной *Belemnitella mucronata* Schl., *B. langei* Schatsk, и песчанистые глины и мергели маастрихта с *Belemnitella lanceolata* Schl. Распространение маастрихтских морских отложений прослеживается им к северу, до известных ранее выходов на р. Уй (Безруков, 1934). В 1938 г. появилась очень важная для познания палеогеографии поздне меловой эпохи статья П.Л. Безрукова об открытии слоев с *Pteria tenuicostata* Roem. на западном склоне Среднего Урала близ г. Красноуфимска (Безруков, 1938).

В 1934 г. вышла в свет монография П.Л. Безрукова и А.Л. Яншина (Безруков, Яншин, 1934) и в 1937 г. — большая статья тех же авторов (Безруков, Яншин, 1937), посвященные геологии бокситоносных отложений Южного Урала и Мугоджар и поискам месторождений бокситов на этой территории. Хотя, казалось бы, судя по названиям этих работ, они относятся к изучению только образований юрского периода, однако в обеих содержится материал по геологии образований мелового возраста. Несмотря на то что не все стратиграфические построения авторов были подтверждены дальнейшими исследованиями, фактический материал

не потерял значения до сих пор. В статье, посвященной исследованиям в Примугоджарском районе, авторы помещают краткий очерк морских верхнемеловых отложений, весьма убедительно рисуя палеогеографию позднего мела для региона сочленения Урала и Мугоджар (Безруков и Яншин, 1937).

С 1930 по 1939 г. вышла серия статей, посвященных результатам поисковых и разведочных работ на ряд полезных ископаемых, связанных с отложениями мелового возраста; это главным образом бокситы и строительные материалы. Во многих из этих статей затрагивались в той или иной степени вопросы стратиграфии и сообщалось о палеонтологических находках. Из них следует отметить обстоятельную статью Б.М. Федорова, посвященную описанию месторождений бокситов на восточном склоне Среднего Урала (Федоров, 1937). Автор статьи сообщает о находках флористических остатков в кровле и подошве пласта бокситов.

Перед началом Великой Отечественной войны были опубликованы две работы, оказавшие существенное влияние на последующее изучение мезозойских и в особенности меловых образований восточного склона Урала; это монографии Н.И. Архангельского (1941) и Н.П. Туаева (1941).

В работе Н.И. Архангельского на основании изучения естественных обнажений, керн некоторого количества мелких скважин и анализа других, известных к тому времени материалов составлена стратиграфическая схема мезозойских отложений восточного склона Среднего Урала.

В монографии Н.И. Архангельского имеются описания обнажений и списки всех произведенных к тому времени палеонтологических определений из мезозойских отложений изученного региона.

В книге Н.П. Туаева подведены итоги первого этапа рекогносцировочных поисковых работ на нефть на территории Западно-Сибирской низменности, дается положительная оценка перспектив нефтеносности западной части региона, как известно, впоследствии подтвердившаяся. Для рассмотрения вопросов стратиграфии меловых отложений Урала представляют интерес впервые вкратце опубликованные здесь результаты микропалеонтологического изучения пород из скважин, пробуренных в Зауралье и в западной части низменности (Шумиха, Ганькино и ряд разрезов, расположенных восточнее). Это изучение, выполненное главным образом Н.Н. Субботиной и В.С. Заспеловой, явилось важной вехой в исследовании позднемезозойских и палеогеновых образований Западной Сибири и Урала, заложив основу использования для целей стратиграфии данных микропалеонтологии.

Сводка по меловым отложениям района Орской депрессии была опубликована Б.В. Наливкиным (1941). Автор описывает континентальные глинисто-песчаные отложения, в которых на р. Каин-Кабак были собраны отпечатки листьев папоротников, хвойных и в меньшей мере — покрытосемянных растений, возраст которых определялся А.Н. Криштофовичем как альб или сенман. Среди кроющих их морских отложений условно выделяются осадки турона, представленные железистыми песчаниками и конгломератами, кампанские глауконитовые пески и песчаники с характерной фауной зубов акулорыб и желваками фосфоритов и, наконец, мергелистые породы маастрихта с залегающими в их основании маломощными гелечниками, местами фосфоритовыми. Маастрихтские мергели, участками глинистые и кремнистые, содержат обильную фауну головоногих, пелеципод, брахиопод, иглокожих.

В 1943 г. в г. Свердловске была издана книга, принадлежащая перу Д.В. Наливкина — "Геологическая история Урала" (Наливкин, 1943). Книга эта, рассчитанная на широкий круг читателей и написанная популярным языком, тем не менее представляла большой интерес и для специалистов геологов. Не заключая большого количества фактического материала, книга содержит все новейшие результаты геологических исследований того времени. Д.В. Наливкин, находясь в Свердловске (в эвакуации), смог использовать самые последние новинки геологических исследований, далекие от подготовленности к печати.

Описывая меловые отложения Урала, Д.В. Наливкин отмечает регрессию моря на всем пространстве Урала в конце раннего мела и новую трансгрессию моря с юга вдоль восточного склона Урала в начале позднего мела.

Интересна высказываемая Д.В. Наливкиным мысль о соединении в районе Среднего Урала поздне меловых морских бассейнов, покрывавших Русскую и Западно-Сибирскую плиты.

В 1944 г. вышел из печати том 12, "Урал", многотомной сводки "Геология СССР". Этот том, как указывается и в предисловии редакции, был составлен в основном в период 1935-1939 гг., выход его в свет задержался в связи с Великой Отечественной войной 1941-1945 гг. Это крупнейшая сводка по геологии Урала из всех предпринимавшихся до этого и не превзойденная на протяжении следующих 15 лет. Для целей настоящей работы из глав, составляющих книгу "Геология СССР", том XII, имеют значение: "Континентальные юрские отложения" - автор А.Л. Яншин; "Континентальный мел Урала" - автор А.Н. Криштофович; "Морской мел Урала" - автор В.И. Бодылевский.

При описании континентальных юрских отложений Урала автор (Яншин, 1944) рассматривает все предположительно мезозойские континентальные отложения западного склона Урала и известные к тому времени континентальные мезозойские образования восточного склона Урала, юрский возраст которых устанавливался по растительным отпечаткам или принимался условно ввиду отсутствия каких бы то ни было органических остатков. Большинство из этих местонахождений до сих пор не охарактеризовано палеонтологическими находками, и возраст их остается невыясненным. Юрский возраст, как показали новейшие исследования, действительно имеют в своем большинстве древние (мезозойские) золото- и платиносо-державшие россыпи как восточного, так и западного склона.

Описание континентальных меловых отложений, сделанное А.Н. Криштофовичем (1944), незначительно отличается от более ранних его публикаций (1936).

Морские отложения мелового возраста описаны В.И. Бодылевским (1944). В разделе, посвященном нижнему мелу, приведены два разреза из бассейна р. Северной Сосьвы (валанжин) и сообщается о находках альбской фауны с Пай-Хоя. В описании отложений верхнего мела приведены разрез кампана с Северной Сосьвы и почти полный разрез верхнего мела по р. Аят. Вкратце сообщается о всех выходах верхнего мела, описанных в монографии Н.И. Архангельского, а также о находках фауны *Pteria tenuicostata* вблизи г. Красноуфимска и в валунах на р. Оби, у пос. Березово.

В том же 1944 г. выходит из печати небольшая статья П.А. Герасимова (1944), где автор на основании определений старых сборов датирует возраст глауконитовых песчаников с р. Мугай, содержащих зубы акулых рыб, не верхним мелом, как это предполагали ранее, а палеоценом.

Значительный интерес для понимания стратиграфии континентальных меловых отложений имела статья В.А. Вахрамеева (1946). Автор по данным разведочных работ, проведенных на территории междуречий рек Синары, Исети и Пышмы, достаточно однозначно устанавливает стратиграфическое положение залежей бокситов. На основании определений флористических остатков, выполненных ранее А.Н. Криштофовичем, а также личных исследований автор определяет апт-альбский возраст нижней континентальной свиты, включающей в нижней части грубо-обломочную толщу беликов и огнеупорных глин и в верхней - бокситоносных глин и бокситов. Верхняя континентальная свита, имеющая существенно песчаный состав в нижней части и глинистый в верхней, относится к альб-сеноманскому возрасту.

В конце 40-х годов начались прерванные войной поисковые геологические работы на нефть и газ на территории Западно-Сибирской низменности, в связи с чем была составлена сводка всех геологических исследований, проведенных к тому времени на территории низменности. Авторы ее уделяют внимание сведениям о геологическом строении районов обрамления низменности, и в том числе Урала (Коровин, Кудрявцев и др., 1948). Геологические интерпретации авторов сводки к настоящему времени устарели, но в свое время она сыграла положительную роль в направлении поисковых работ, приведших, как известно, к открытию крупнейшей нефтегазоносной провинции.

В 1948 г. опубликованы интересные статьи Н.И. Архангельского и Л.А. Умовой (Архангельский, 1948; Умова, 1948).

Н.И. Архангельский указывает на широкое распространение морских маастрихтских отложений на восточном склоне Урала.

Л.А. Умова, описывая разрез меловых и палеогеновых отложений р. Аят, обращает внимание на минералогическую характеристику разреза и на выделение в качестве самостоятельного стратиграфического горизонта пласта оолитовых железных руд, возраст которого ею определяется в пределах от сеномана до кампана.

В 1951 г. вышла из печати монография В.П. Ренгартена, посвященная вопросам геологии восточного склона Урала. В.П. Ренгартен прослеживает распространение меловых и палеогеновых отложений вдоль восточного склона Урала от р. Аят на юге до пос. Полуночного на севере. Автор выделяет пять основных эрозионно-седиментационных циклов, соответствующих пяти свитам: 1) нижняя континентальная – нижний мел; 2) верхняя континентальная – сеноман, турон, низы сенона; 3) верхнемеловая, морская, свита – кампан (?) и маастрихт; 4) датско-палеогеновая свита – даний, палеоцен и эоцен; 5) – третичная континентальная свита – олигоцен-миоценового возраста.

Обобщение фактического материала, выполненное В.П. Ренгартеном, имеет непреходящую ценность, в стратиграфических же построениях имеются ошибки, главнейшими из которых являются представление о длительном континентальном перерыве после образования верхней континентальной свиты и мнение о чрезвычайно широком распространении на изученной территории осадков датского морского бассейна.

В 1952 г. в монографии, посвященной вопросам стратиграфии и палеофлористике меловых отложений Западного Казахстана, В.А. Вахрамеев путем сопоставления с материалами по Казахстану снова возвращается к проблеме стратиграфии континентальных образований мела восточного склона Урала (Вахрамеев, 1952). Он полагает, что вся нижняя континентальная свита Урала (кроме беликов) может быть сопоставлена с кзылшарской свитой Западного Казахстана и возраст ее укладывается в средний, частично нижний, альб. Верхняя континентальная свита имеет преимущественно позднеальбский возраст. Флоросодержащие слои р. Аят – более поздние по времени отложения – относятся к сеноману.

Н.И. Архангельский в 1953 г. опубликовал результаты исследований мезозойских отложений на восточном склоне Северного Урала, в Серовско-Ивдельском районе (Архангельский, 1953). Автор отмечает, что образования мелового возраста здесь начинаются с континентальных отложений альб-сеноманского возраста, представленных толщей существенно песчано-галечного состава, включающей залежи бобово-конгломератовых железных руд. Вышележащая толща меловых пород делится автором статьи на две свиты: верхнюю – аналог аятской свиты Южного Урала, сложенную главным образом железистыми песчаниками и алевролитами, и нижнюю – аргиллитовую.

Начиная со следующего, 1954, года публикация геологических работ, посвященных региону Урала и прилегающих к нему территорий, отражает новейший этап, началом которого является поступление информации при разбуривании сетью скважин опорного бурения Западно-Сибирской низменности, что имело большое значение и для понимания геологии мезозоя Урала. Эти же годы знаменательны получением геологических результатов буровых работ, предпринятых Уральским геологическим управлением вдоль восточной окраины Урала от Тургайского прогиба на юге до границы Северного и Приполярного Урала.

Первой из серии этих работ новейшего этапа по Западной Сибири, заставившей по-новому оценить многие стороны геологии мезозойских отложений региона, и в первую очередь их стратиграфию, явилась работа по результатам изучения ядра Тюменской скважины опорного бурения 1-Р, выполненная коллективом геологов и палеонтологов ВСЕГЕИ под руководством А.В. Хабакова (Хабаков, 1954; Зауер, Мчедлишвили, 1954). Скважина вскрыла почти 2-километровый разрез мезозойских и палеогеновых отложений, в основании которого впервые в Приуральской части Западной Сибири была обнаружена мощная эффузивно-осадочная толща пермско-триасового возраста. Впервые на широте Среднего Урала были установлены и морские верхнеюрские и валанжин-готеривские отложения. Выявлена мощная толща пород готерив-барремского возраста, существенно лагунного ге-

незиса. В толще апт-альбского времени были установлены в ее верхней части образования морского генезиса, охарактеризованные фауной фораминифер, известной по довоенным работам из сводки Н.П. Туаева. Было внесено важное разграничение в понимании геологического возраста пород, охарактеризованных двумя комплексами фораминифер с агглютинированной раковиной (комплекс с *Verneuilina asanoviensis* и комплекс с *Gaudryina filiformis*). Если ранее оба комплекса трактовались принадлежащими верхам нижнего мела, то по материалам Тюменской скважины удалось установить, что они разоблены значительной толщей пород, практически не содержащих фауны, а затем по находению ниже слоев с годриновым комплексом руководящей формы раннего турона — *Inoceramus labiatus* Schloth. — установить существенно туронский возраст этого последнего комплекса.

После проходки Тюменской опорной скважины последовало бурение других скважин опорного бурения, расположенных более или менее равномерно по всей территории Западно-Сибирской низменности. Из них для решения вопросов стратиграфии меловых отложений Урала и Зауралья особенно много дали Ханты-Мансийская, Уватская, Березовская, Кузнецовская, Леушинская, Туринская. Геологической обработкой материалов этих скважин занимались коллективы геологов и палеонтологов ВСЕГЕИ, трестов "Запсибнефтегеология" и "Тюменьнефтегеология" (позднее соответствующих геологических управлений), СНИИГТИМС, академических учреждений Москвы, Новосибирска, Свердловска и ряда других организаций. Осмысливание и геологическое обобщение всего этого нового большого материала выполнялось многими исследователями. Здесь прежде всего следует назвать работы Н.Н. Ростовцева, П.Ф. Ли, Т.И. Осыко (Ростовцев, 1956; Ростовцев и др., 1957; Алескерова и др., 1957, 1958; Ли и др., 1960а, 1960б), В.П. Казаринова (1958), Л.П. Колгиной (1954, 1969), В.П. Маркевича (Маркевич, Гурари, 1958; Маркевич, 1966), М.Я. Рудкевича (Рудкевич и др., 1970), П.С. Любимовой (Любимова и др., 1960), З.И. Булатовой (1957), В.Ф. Козыревой (1957), Л.И. Ровнина (Ровниц, 1960; Ансимов и др., 1962, В.Д. Наливкина (1959 и др.), В.Н. Сакса (1960, 1961а, б; Сакс и др., 1964), В.Т. Балахматовой, В.И. Романовой, Р.Х. Липман, А.Е. Глазуновой (Балахматова и др., 1955; Глазунова, 1957; Глазунова и др., 1960; Липман и Романова, 1955, Липман, 1962, и др.), И.Г. Климовой (Климова, 1960; Климова, Турбина, 1961; Климова, Зайцева, 1962; Климова, Гольберт 1969), И.М. Покровской, В.В. Зауер, Н.Д. Мчедlishvili, З.А. Войцель, Е.А. Ивановой, С.А. Клишко, Н.В. Кручининой, Л.Г. Марковой (Войцель и др., 1957; Покровская, 1960; Иванова, Маркова, 1961; Маркова, Скуратенко, 1960; Маркова, Тесленко, 1962; Маркова, 1962, 1966, 1967; Маркова и др., 1967).

Все работы этих и многих других авторов, посвященные изучению материалов бурения опорных скважин, геологии, фауны и флоры верхнего структурного этажа Западно-Сибирской плиты, в той или другой степени касаются рассмотрения геологии меловых отложений Урала и Зауралья, представляющих собой по существу западную окраину плиты или ее западное обрамление; взгляды авторов будут рассматриваться в соответствующих разделах данной работы. Здесь следует только остановиться на роли стратиграфической схемы мезозойских и кайнозойских отложений плиты, разработанной Н.Н. Ростовцевым (вместе с сотрудниками ВСЕГЕИ — П.Ф. Ли, Т.И. Осыко, М.И. Толстихиной, З.Т. Алескеровой и др.) в 1954 г. и опубликованной в 1956 и 1958 гг. (Ростовцев, 1956; Алескерова и др., 1958).

Обобщая материалы бурения опорных скважин по Западно-Сибирской низменности, Н.Н. Ростовцев расчленил весь разрез мезозойских и кайнозойских отложений, начиная от триасовых и кончая неогеновыми, на ряд серий и свит, присвоив им географические наименования по названию опорной скважины с наиболее полным развитием каждой свиты.

Принцип введения в стратиграфическую схему образований платформенного чехла плиты кроме биостратиграфических подразделений также и литостратиграфических, с присвоением каждой обособленной пачке пород собственного наименования, после оживленной дискуссии был принят участниками первого совещания по разработке стратиграфических схем Сибири, происходившего в Ленинграде в начале

1956 г. (Труды Межведомственного совещания..., 1957). Введение этого принципа для крупного региона, изученного геологически далеко не достаточно, с разрезом, слабо охарактеризованным органическими остатками и совершенно лишенного естественных обнажений, являлось безусловно необходимым.

Разрез мезозойских и кайнозойских отложений восточного склона Урала был включен в стратиграфическую схему Западно-Сибирской низменности в качестве ее западной части. Принятию схемы для восточного склона Урала предшествовала длительная работа комиссии уральских геологов и палеонтологов в составе: И.А. Аграновской, А.И. Еремеевой, Ф.В. Киприяновой, А.И. Кротова, Г.Н. Папулова, С.Д. Рабинович, А.П. Сигова и Л.А. Умовой, от лица которых и был представлен доклад на совещании (Аграновская, Еремеева и др., 1957). Комиссией также был принят свитный принцип расчленения разреза, причем для большей части образований морского генезиса были приняты наименования свит, предложенные Н.Н. Ростовцевым в схеме стратиграфии Западной Сибири; для морских образований палеогенового возраста были приняты наименования свит со стратотипами, описанными на восточном склоне Урала, частично предложенные А.Л. Яншиным для Приаральского региона (Яншин, 1953)*.

Наиболее дискуссионным при принятии решений комиссией оказалось определение геологического возраста для образований морского генезиса отложений свит ханты-мансийской и кузнецовской, распространенных в восточной части Уральского региона и охарактеризованных комплексом микрофауны с ведущими формами *Verneuilina asanoviensis* и *Gaudryina filiformis*. Часть геологов и палеонтологов, изучавших эти отложения, все еще придерживались взгляда на эти комплексы как на характеризующие только нижнемеловые отложения (апт-альб).

В результате работы комиссии была принята схема стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений Урала, лежащая в основе всех последующих разработок этого вопроса (Аграновская и др., 1957).

Эта же схема без существенных изменений для рассматриваемых отложений была принята на состоявшемся несколькими месяцами позднее, в том же 1956 г., совещании по стратиграфии Урала (Решения Межведомственного совещания..., 1961).

Для приполярной части Урала на обоих совещаниях были приняты отдельные схемы, составленные В.А. Лидером (1957).

В новейший период изучения геологии мезозойских, и в частности меловых, отложений Урала, наступивший после проведения первых совещаний по разработке стратиграфических схем (1954 г. — для Русской платформы, 1956 г. — для Западной Сибири и Урала), появился ряд важных и интересных статей и монографий многих исследователей региона.

Здесь прежде всего следует назвать имя старейшего исследователя мезозойских отложений Урала — Н.И. Архангельского (1960; Архангельский и др., 1968), а также А.П. Сигова (1958, 1960, 1962, и др.), Л.А. Умовой (1957; Умова и др., 1968; Умова, Шатров, 1968), Д.Д. Топоркова (1964), О.Н. Щегловой-Бородиной (Щеглова-Бородина, 1960; Щеглова-Бородина, Чернявская, 1963), Ф.В. Киприяновой (1961), В.С. Певзнера (1960, 1965), Н.К. Овечкина и Е.П. Бойцовой (Бойцова, Овечкин, 1957; Бойцова, 1961, 1964) и ряда других исследователей.

Статьи автора (Папулов, 1959, 1961а, 1961б, 1965; Папулов, Киприянова, 1960; Папулов, Бронникова, 1961, 1965; Папулов, Умова, 1970; Папулов, Эдигер, 1971; и др.) в значительной мере вошли в качестве составных частей в настоящую работу.

* Эта капитальная работа, хотя непосредственно и не касается геологии рассматриваемого Уральского региона, оказала существенное влияние на развитие изучения геологии мезозойских и особенно палеогеново-неогеновых образований как Урала, так и Западной Сибири.

За последние десять лет были изданы несколько монографий и крупных статей в тематических сборниках, обобщающих многолетние исследования по геологии мезозойских, и в том числе меловых, отложений различных частей рассматриваемого региона по изучению флор и фаун и по другим вопросам, имеющим непосредственное касательство к проблемам геологической истории Урала и западной окраины Западно-Сибирской плиты.

В 1961 г. вышла из печати монография, подытожившая работу сотрудников Уральского геологического управления по изучению диатомовых и жгутиковых водорослей мезозоя и кайнозоя Урала (Кротов, Шибкова, 1961) и по меловым и палеогеновым фораминиферам (Еремеева, Белоусова, 1961).

Последовательно были изданы вторым изданием тома "Геология СССР", посвященные: том II – северным областям Европейской части СССР, включая Полярный и Приполярный Урал (1963 г.), том XIII – Башкирии и Оренбургской области (1964 г.), том XLIV – Западной Сибири (1964 г.) и том XII – Уралу (1969 г.).

В томе II "Геология СССР" статья, посвященная меловым отложениям, составлена В.И. Бодылевским (1963). Для рассматриваемого региона представляет интерес послынный разрез нижнемеловых отложений бассейна р. Печоры, хотя основывающийся на старых данных, но за отсутствием более поздних публикаций представляющий наиболее надежную информацию до настоящего времени. Здесь на основании определения фауны головоногих и пелеципод выделяются все ярусы валанжина (с неотчлененным берриасом), представленные кварцево-глауконитовыми песчаниками, готеривские – в нижней части также сложенные морскими терригенными осадками. Верхнеготеривские отложения не содержат морской фауны и практически не отчленяются от образований баррема. Указывается на наличие в бассейне р. Усы верхнемеловых (предположительно сантонских) отложений.

Более новые данные относительно последних содержатся в опубликованной в этом же году статье В.П. Василенко и А.Д. Миклухо-Маклая (1964).

Сведения относительно разреза морских нижнемеловых и сенонских отложений восточного склона Приполярного Урала мало чем отличаются от статьи в первом издании уральского тома "Геологии СССР" (Бодылевский, 1944).

Описания меловых отложений, помещенные в XIII томе "Геологии СССР", принадлежат перу Г.В. Вахрушева, для районов Башкирии, расположенных к западу от Уральского хребта; для остальной территории Башкирии и Оренбургской области раздел составлен А.Л. Яншиным. Материалы по геологии меловых отложений, заключенные в обоих очерках, используются автором при изложении стратиграфии мела этой части региона и поэтому здесь не реферированы (Вахрушев, 1964а, б; Яншин, 1964).

Том XII "Геологии СССР", хотя и издан в 1969 г., включает материалы, подготовленные к печати значительно раньше. При изложении стратиграфии меловой системы Урала автором очерка А.П. Сиговым принят свитный принцип описания.

Отдельно от морских описываются континентальные отложения, к которым отнесены свиты: тыньинская (готерив – баррем), синарская (апт – альб), мысовская (сеноман) и алапаевская толща, которую А.П. Сигов рассматривает в качестве фации грубообломочных отложений "континентальных свит мысовской, синарской и других..." (Сигов, 1969б, стр. 395).

В качестве осадков континентально-морского генезиса описаны свиты киялинская (готерив – баррем) и северососьвинская (? баррем – апт).

В отложения морского генезиса включены свиты: федоровская (нижний волжский ярус – нижний валанжин), харасоимская* (средний и верхний валанжин), леушинская (готерив – баррем), викуловская (апт), хантымансийская** (альб), уватская (сеноман), кузнецовская (турон), зайковская (коньяк – сантон – кампан), фадюшинская (существенно кампанского возраста), ганькинская (маастрихт-датский ярус).

*Хорасоимская.

**Ханты-мансийская.

В первой половине 60-х годов были опубликованы две работы, посвященные описанию разреза мезозойских отложений восточного склона Приполярного Урала и Приполярного Зауралья. Это монография В.А. Лидера (1964), представляющая собой сводку по геологии Северососьвинского бурогоугольного бассейна, и статья С.Г. Галеркиной (1963). Обе эти работы представляют ценность по содержащемуся в них фактическому материалу, в них использованы материалы скважин, бурившихся при поисковых работах на бурый уголь и нефть.

В работе В.А. Лидера наиболее детально описаны юрские и морские нижнемеловые отложения (неокомские).

В статье С.Г. Галеркиной при изложении стратиграфии нижнемеловых отложений учтено переопределение фауны аммонитов, позволившее выделить в северной части Зауралья морские отложения готерива. Впервые достаточно убедительно на основании изучения разреза р. Сыны устанавливаются осадки турона и коньяка и нижнего сантона.

Сведения о меловых отложениях северной части рассматриваемого региона содержатся в коллективной монографии по геологии юрских и нижнемеловых отложений Арктических областей, изданной под редакцией В.Н. Сакса. Вопросы палеогеографии сибирского мезозоя содержатся в ряде публикаций В.Н. Сакса и коллектива его соавторов (Сакс, 1960а, б; Сакс и др., 1964, и др.).

Весьма важная работа была проделана коллективом специалистов по микрофауне под руководством Н.Н. Субботиной, по ревизии всех материалов изучения фораминифер мела и палеогена Западной Сибири (Фораминиферы..., 1964). Результатом этой работы явилась современная стратиграфическая схема меловой и палеогеновой систем для региона Западно-Сибирской плиты, не считая частичного переописания ряда видов агглютинирующих фораминифер.

В 1964 г. было издано описание разреза мезозойских отложений района Туринской опорной скважины (Папулов, Ситникова, 1964). Интерес для стратиграфии меловых отложений района представляет сообщение о находке фауны головоногих и пелеципод позднесантонского - кампанского возраста в основании толщи сенонских глин, относимых к зайковской свите.

Стратиграфические схемы меловых отложений, принятые в настоящее время для Урала и Западной Сибири, были выработаны на 2-м Уральском стратиграфическом совещании в Свердловске в 1963 г. и на Тюменском совещании в 1967 г. Опубликованы они были соответственно в 1968 г. (Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала, 1969) и в 1969 г. (Решения и труды..., 1969).

В Уральскую схему по сравнению с принятыми в 1956 и в 1960 гг. были внесены некоторые изменения в связи с получением новых материалов и впервые были включены схемы Тургайского прогиба и Приполярного Предуралья. Свиты алапаевская (апг) и мугайская (сеноман - турон) ввиду незначительного территориального распространения были переведены в ранг толщ. В стратиграфическую схему по Западной Сибири были включены новые свиты за счет уточнения пространственного распространения выделенных ранее подразделений региональной шкалы. Все эти изменения отражены в настоящей работе в главе, посвященной описанию стратиграфии Зауралья, и на корреляционных схемах для нижнего и верхнего отделов меловой системы (прилож. 1, 2).

В процессе подготовки к совещанию геологами и палеонтологами, работающими в Западной Сибири, был издан целый ряд статей по отдельным вопросам стратиграфии меловых отложений (Боярских, 1968; Аргентовский и др., 1968; Булатова и др., 1967; Горбовец, 1967; Кисельман, 1969; и др.). Ценный материал по обоснованию изменений, принятых в стратиграфической схеме мезозоя Западной Сибири, содержится в трудах Тюменского совещания (Решения и труды..., 1969).

В результате дополнительного изучения береговых обнажений рек бассейна р. Северной Сосьвы и послыно собранной фауны головоногих В.Н. Саксу, И.Г. Климовой и А.В. Гольберту удалось произвести зональное расчленение морских нижнемеловых отложений и установить эталон выделения берриасского яруса (Сакс, Климова, 1967; Климова, Гольберт, 1969).

В конце 60-х годов вышел ряд интересных работ, посвященных различным сторонам изучения геологического прошлого Урала и прилегающих к нему территорий в мезозое. Это отдельные статьи и сводные монографические работы по вопросам палеогеографии, палинологии, палеоботаники, металлогении. Из работ палеогеографического направления следует назвать прежде всего вышедший в 1968 г. "Атлас литолого-палеогеографических карт СССР" (Атлас..., 1968).

Почти одновременно, в 1967 и 1968 годах, вышли две работы, посвященные палеогеографии позднего мезозоя. Первая из них — работа И.Г. Сазоновой и Н.Т. Сазонова "Палеогеография Русской платформы в юрское и раннемеловое время", где И.Г. Сазоновой описываются главнейшие разрезы нижнемеловых отложений платформы и представлены мелкомасштабные палеогеографические схемы для всех веков раннемеловой эпохи. Интересна попытка авторов восстановить палеотектонические условия существования региона путем подсчета объема терригенного материала.

В другой из упомянутых работ — в монографии Л.А. Умовой и др. — основным содержанием являются 10 многоцветных палеогеографических карт для веков мелового периода (и раннего палеогена) в масштабе 1:2 500 000; текстовая часть представляет расширенную объяснительную записку к картам (Умова и др., 1968). Автору трудно оценить рассматриваемую работу, так как он принимал в ней участие в качестве редактора, но во всяком случае это издание представляет интерес как первая попытка публикации подобных карт для мезозоя Урала и сопредельных территорий. К этой же группе работ можно отнести статьи по палеогеографии мелового периода района Тургайского прогиба (Никитин, 1967; Кирюхин и др., 1968).

Большой интерес представляет работа, выполненная группой новосибирских геологов и палеоботаников по воссозданию палеоландшафтов юры, мела и палеогена (Гольберт и др., 1968). Хотя восточный склон Урала и Зауралье являются лишь обрамляющей частью региона Западной Сибири, рассматриваемого в монографии, тем не менее выводы авторов представляют значительный интерес для восстановления физико-географических обстановок мезозоя и для Уральского региона.

Из работ по палеоботанике и палинологии мезозоя, непосредственно касающихся Уральского региона, следует назвать статьи Марковой и др. (1967) по корреляции сеноманских континентальных отложений Южного Зауралья с районами восточного обрамления Западно-Сибирской плиты, З.К. Пономаренко (1966) — о спорово-пыльцевых комплексах бокситоносных верхнемеловых отложений Тургайского прогиба, А.С. Грязевой (1968) — о комплексах нижнемеловых отложений Печорской синеклизы, Н.К. Глушко (1968) — о сеноманских палинологических комплексах Приполярного Урала, Г.И. Цаура и Л.И. Цыгановой (1968) — об открытии сенонских спорово-пыльцевых комплексов на Южном Урале, З.И. Ситниковой и И.С. Эдигер (1971) — о спорово-пыльцевых спектрах отложений сеномана Среднего Урала и ряд других.

В 1966 г. была издана трехтомная сводка по исследованию ископаемых спор и пыльцы, выполненная коллективом палинологов ВСЕГЕИ под редакцией И.М. Покровской, где, как и в составленной этим же коллективом ранее сводке, посвященной нижнемеловым отложениям*, Уралу уделено значительное место.

Наконец, среди сводных работ по палеоботанике мезозоя нельзя не назвать книгу В.А. Вахрамеева, И.А. Добрускиной, Е.Д. Заклинской и С.В. Мейена. Анализ новейших материалов по палеофлористике мела выполнен крупнейшим знатоком мезозойской флоры В.А. Вахрамеевым, сводка по палинологическим материалам составлена Е.Д. Заклинской (Вахрамеев и др., 1970).

Весьма интересна оригинальная монография А.П. Сигова, посвященная вопросам металлогении мезозоя и кайнозоя Урала (Сигов, 1969а). На фоне геологи-

*Атлас нижнемеловых спорово-пыльцевых комплексов некоторых районов СССР. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 124. М., 1964; Палеопалинология. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 141. Л., 1966.

ческой истории Урала на протяжении 300 млн. лет А.П. Сигов прослеживает возникновение кор выветривания палеозойского основания Уральской эпигерцинской платформы, давших начало всем месторождениям полезных ископаемых осадочного генезиса, залегающих в толще мезозойских и кайнозойских пород Урала — это бокситы, железные руды, огнеупорные и кирпичные глины, россыпные месторождения благородных металлов и алмазов, строительное сырье.

В 1970 г. опубликована небольшая статья автора настоящей работы в соавторстве с Л.А. Умовой, где делается попытка восстановить историю тектонических подвижек Урала в меловом периоде на основании анализа объема снесенного в районы Зауралья терригенного материала (Палулов, Умова, 1970). Этот вопрос более подробно освещается в одной из глав настоящей работы.

В 1972 г., после окончания написания этой работы, вышли из печати две коллективные монографии, посвященные вопросам стратиграфии неокома и положению границы юрской и меловой систем в бореальном поясе на территории СССР. Обе они имеют непосредственное отношение к проблемам, рассматриваемым в настоящей книге. Обе монографии изданы в Новосибирске под редакцией В.Н. Сакса (Сакс и др., 1972; Гольберт и др., 1972).

Глава III

СТРАТИГРАФИЯ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УРАЛА И ЗАУРАЛЬЯ

НИЖНЕМЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В нижнемеловую эпоху рассматриваемый регион характеризовался разнообразием физико-географических обстановок, что определяет пестроту формационного и фашиального состава образовавшихся в это время отложений; последнее запечатлелось в свою очередь в разнообразии типов стратиграфических разделов (прилож. 1, 2). Территория горного Уральского сооружения практически не покрывалась водами морей и являлась областью размыва, поставлявшей терригенный материал для прогибавшейся части Западно-Сибирской плиты. Лишь на отдельных участках, в депрессионных зонах, происходило накопление маломощных аллювиально-озерных и частично делювиально-пролювиальных образований.

В районах Зауралья происходило накопление мощных толщ терригенных отложений, причем в начале и в конце эпохи на большей части Зауралья господствовали морские условия, в остальное время море занимало только северную его часть.

Предуралье, по-видимому, так же как и горная часть Урала, представляло зону размыва, причем снос материала имел в основном южное направление, в сторону Прикаспийской впадины, лишь в северной части региона происходило проникновение бореального моря на территорию прогибавшейся Печорской синеклизы.

Берриасский ярус

Согласно решению МСК в состав берриасского яруса выделяется часть нижнемеловых отложений, ранее составлявших нижний подъярус валанжинского яруса, при этом в валанжине вместо прежних трех подъярусов остаются два. По предложению В.Н. Сакса к берриасскому ярусу должны относиться нижнемеловые образования, включающие зону *Tollia tolli* и находящиеся ниже нее меловые отложения, до кровли верхнего волжского яруса юры (зона *Chetaites chetae*), И.Г. Сазонова, также выделяющая берриасский ярус для отложений Русской платформы (Сазонова, Сазонов, 1967), проводит верхнюю границу яруса ниже, не включая в него аналоги зоны *Tollia tolli*. При любом решении вопроса относительно объема берриасского яруса он в настоящее время может выделяться только при наличии достаточно богатой фауны аммонитов, позволяющих производить видовые определения. Это, конечно, не исключает в дальнейшем выделения из состава валанжина берриасских отложений по другим группам фауны (например, по комплексам фораминифер)*, а в последующем, возможно, — по флористическим остаткам, включая палинологические комплексы.

Отложения берриасского яруса, достаточно надежно устанавливающиеся по фауне аммонитов, известны на восточном склоне Приполярного Урала и в прилега-

*Весьма вероятно, что именно берриасу соответствуют комплексы фораминифер с *Naplophragmoides emeljansovi* Schleifer и *Ammodiscus veteranus* Kosyg. (верхняя их часть).

ющей к нему части Западно-Сибирской плиты. Стратиграфия их для северных районов СССР разработана В.Н. Саксом (Сакс, Шульгина, 1964). Сравнительно уверенно берриас может быть выделен среди отложений нижнего мела Печорской синеклизы.

Для районов Севера Западной Сибири В.Н. Сакс, И.Г. Климова и Н.Н. Шульгина предлагают считать берриас в объеме двух зон: нижней — *Surites spasskensis* и верхней — *Tollia payeri* (выделявшаяся ранее как зона *Tollia tolli* или *Paracraspedites spasskensis*), причем первая делится на три подзоны, которые со временем могут быть возведены в ранг зон (снизу) *Chetaites sibiricus*, *Hectoroceras kochi*, *Surites analogus*. Для Северного (Приполярного) Урала, его восточного склона, выделяются те же зоны с менее четким подразделением на подзоны.

Отложения нижней части неокома, относящиеся согласно исследованиям В.Н. Сакса к берриасу, имеют широкое распространение в бассейне р. Северной Сосьвы и ее притока р. Ляпин. В основании разреза, по данным В.А. Лидера (1964), с размытом на морских осадках верхнего подъяруса волжского яруса залегает толща глауконитовых песчаников, выделяемая им под именем федоровской свиты. В.А. Лидер считал, что отложения этой сравнительно маломощной (до 10 м) пачки пород отвечают переходным слоям от юрской к меловой системам*.

По р. Ятрии (приток р. Ляпин), в 1,5 км ниже устья р. Б. Люльи, В.Н. Сакс и И.Г. Климова описывают следующий разрез берриасских отложений (Сакс, Климова, 1967, стр. 78–79). На размытой поверхности буровато-серых алевролитов верхневолжского подъяруса залегают (снизу вверх):

1. Гравелиты песчано-алевролитовые, с глауконит-лептохлоритовым цементом, серо-зеленые. Мощность 0,7 м.
2. Глауконит-лептохлоритовые оолитовые, алевролитовые песчаники зелено-серого цвета, с гравием, галькой и известковыми конкрециями. Мощность 1,2 м.
3. Песчаники, аналогичные описанным выше, с единичными гальками и гравием. Мощность 3,8 м.
4. Алевролиты песчанистые, серые. В верхней части слоя мощностью 3,8 м появляются крупные шаровые известковые конкреции. Общая мощность слоя 5,8 м.

Из слоя 1 этого разреза авторы статьи указывают: *Hectoroceras* sp., *Garniericeras* sp., *Cylindroteuthis* (*Cylindroteuthis*) *lepida* Sachs et Naln., *C.* (*Arctoteuthis*) *porrectiformis* And., *C.* (*A.*) *repentina* Sachs et Naln., *Lagonibelus* (*Lagonibelus*) *gustomesovi* Sachs et Naln., *L.* (*L.*) *luljensis* Sachs.

В песчаниках слоя 2 обнаружены: *Hectoroceras* sp., *Surites* sp., *Cylindroteuthis* (*Cylindroteuthis*) *lepida* Sachs et Naln., *C.* (*Arctoteuthis*) *porrectiformis* And., *C.* (*A.*) *repentina* Sachs et Naln., *Lagonibelus* (*Lagonibelus*) *gustomesovi* Sachs et Naln., *L.* (*L.*) *luljensis* Sachs.

В.Н. Сакс и И.Г. Климова по присутствию в комплексах фауны двух первых слоев *Hectoroceras* sp. считают их соответствующими выделяемой ими второй снизу зоне берриаса Сибири — зоне *Hectoroceras kochi*.

Из слоя 3 указываются: *Surites* sp., *Subcraspedites* sp., *Cylindroteuthis* (*Cylindroteuthis*) *lepida* Sachs et Naln., *C.* (*Arctoteuthis*) cf. *porrectiformis* And., *C.* (*A.*) *repentina* Sachs et Naln., *C.* (*A.*) aff. *subconoides* Sachs et Naln., *Lagonibelus* (*Lagonibelus*) *gustomesovi* Sachs et Naln., *L.* (*L.*) *luljensis* Sachs, *L.* (*L.*) *elongatus* (Slüthg.), *L.* (*L.*) *sibiricus* Sachs et Naln., *Pachyteuthis* (*Pachyteuthis*) *subrectangulata* (Slüthg.), *P.* (*Silvibelus*) *curvula* Sachs et Naln., *Acroteuthis* sp. nov., *Onychites*.

Слой отвечает зоне *Surites analogus* Средней Сибири.

В слое 4 обнаружены: *Tollia* sp. juv. (один экз., в нижней части слоя), *Cylindroteuthis* (*Cylindroteuthis*) *lepida* Sachs et Naln., *C.* (*Arctoteuthis*) *repentina* Sachs et

* Собственно к федоровской свите в наиболее полных разрезах В.А. Лидер (1957) относит полностью весь волжский ярус, а также весь нижний отдел валанжина (т.е. берриас) общей мощностью свыше 50 м. Однако наименование свиты обычно применяется к прибрежным фациям юрско-валанжинского бассейна с сокращенными мощностями.

Naln., *Lagonibelus (Lagonibelus) gustomesovi* Sachs et Naln., *L.(L.) luljensis* Sachs (последний встречен в нижней части слоя). В верхних 3,8 м, кроме того, обнаружены: *Acroteuthis (Acroteuthis) anabarensis* (Pavl.), *A.(A.) vnigri* Sachs et Naln.

Этот, 4-й, слой авторы статьи относят к зоне *Tollia tolli*, верхней зоне, выделявшейся ими в сибирском берриасе.

Вопрос отнесения зоны *Tollia tolli* к берриасу или к низам валанжина является дискуссионным. По решению МСК эта зона показана в низах валанжина на стратиграфических схемах Западной Сибири, принятых на совещании в г. Тюмени в 1967 г. Сторонником такого решения вопроса был В.И. Бодылевский; эта же точка зрения поддерживается и И.Г. Сазоновой (1971); в основании нижнего валанжина она помещена и в стратиграфической схеме, прилагаемой к настоящей работе.

Позднее В.Н. Саксом и Н.И. Шульгиной был предложен новый вариант зонального расчленения берриаса и валанжина Севера Сибири. По этому варианту граница между ярусами проходит внутри зоны *Tollia tolli*, при этом нижняя ее часть (берриасская) обособляется во вновь выделяемую зону *Tollia payeri*, верхняя же часть включается в нижнюю зону валанжина — *Temnoptychites syzranicus*. Все выделявшиеся ранее подзоны берриаса возведены в ранг зон (Сакс, Шульгина, 1969).

Это зональное расчленение берриасских и валанжинских отложений принято в статье исследователей приполярного Урала А.В. Гольберта и И.Г. Климовой (1969).

В другом разрезе, по р. Толье (приток р. Волы), в 1,5 км ниже устья р. Ват-Салы-Алым-Я, отложения берриаса, представленные в основании глауконит-лептохлоритовыми песчаниками с галькой, гравием и небольшими известковыми конкрециями, также содержат характерную фауну, хотя и в меньшем количестве. В.Н. Сакс и И.Г. Климова отмечают в этой части обнажения находки *Nectoceras* sp., *Surites* sp., *Cylindroteuthis* sp. ind. Мощность слоя 4,9 м.

Выше в песчанике много обломков древесины, редкая галька. Мощность 3,5-4 м.

После перерыва в обнаженности вскрываются те же глауконит-лептохлоритовые песчаники с оолитами, с крупными известковыми конкрециями. Найден отпечаток *Acroteuthis* sp. ind. Видимая мощность 15 м.

К востоку от тольинских обнажений, на р. Маурьне, в нижней части глауконит-лептохлоритовых песчаников Т.И. Нальняевой были отобраны и определены белемниты: *Acroteuthis (Microbelus) mosquensis* (Pavl.), *A.(M.) uralensis* Sachs et Naln., которые, как считает В.Н. Сакс, соответствуют нижней зоне берриаса (*Chetaetes sibiricus*), отсутствующей в предыдущих обнажениях вследствие размыва (Сакс, Климова, 1967).

По данным В.А. Лидера, нижний валанжин (берриас) бассейна р. Северной Сосьвы хорошо отчленяется от вышележащих образований и представлен глауконит-лептохлоритовой породой оолитового строения с обильной фауной аммонитов, белемнитов и пелеципод. Мощность отложений в западной части района 2-7 м, по мере удаления от Урала песчаники фашиально замещаются глауконитовыми алевролитами, мощность которых достигает 10-15 м (Лидер, 1964, стр. 46-47). Список палеонтологических определений приводится без привязки к точкам и к разрезу. По-видимому, большая часть сборов относится к обнажениям, описанным В.Н. Саксом и И.Г. Климовой. Список, приведенный В.А. Лидером, включает следующие формы: аммониты — *Garnieroceras toljense* (Nik.), *G. ex gr. toljense* (Nik.), *Surites (Paracraspedites) aff. spasskensis* (Nik.), *Subcraspedites* sp., *Tollia aff. tolli* Pavl., *T. aff. stenomphala* Pavl; белемниты — *Pachyteuthis sublaterralis* Swin., пелециподы — *Aucella volgensis* Lah., *A. ex gr. volgensis* Lah., *A. uncitoides* Pavl., *Lima consobrina* Orb., *Modiola strajeskiana* Orb., *Ostrea cf. anabarensis* Bodyl., *Pinna* sp., *Entolium* sp., *Ent. cf. nummularis* (Orb.); брахиоподы — *Terebratula* sp., *Rhynchonella* sp.

В разрезах скважин западной части Западно-Сибирской плиты к берриасу должна быть отнесена основная часть тутлеймской свиты или, там, где она разделяется на две подсвиты, ее верхняя подсвита (прилож. 5, 6, 8). Эта свита, пред-

ставленная аргиллитами коричневато-темно-серыми до черных, битуминозными, имеет мощность до 50-80 м, она распространена в западной части Западно-Сибирской низменности на некотором отдалении от подножий Урала. Тюменские геологи указывают область ее распространения в следующих границах (Аргентовский и др., 1968, стр. 56). Западная граница: р. Устрем - среднее течение р. Северной Сосьвы - верховья р. Малой Сосьвы - Шаим - нижнее течение р. Тобол. Восточная граница проводится по линии - верховья р. Казым - Октябрьское - Уват.

Тутлеймская свита, выделенная в 1960 г. на стратиграфическом совещании в Новосибирске, соответствует верхней части марьяновской свиты, и под этим названием она выделялась нами при описании Леушинской скв. 1-Р.

Конечно, нет никаких оснований говорить, что тутлеймская свита (или ее верхняя подсвита) точно соответствует берриасскому ярусу; это сопоставление основывается на положении свиты в основании меловых отложений региона и - главное - на частых находках в темноцветных аргиллитах остатков аммонитов, определявшихся как *Paracraspedites*, *Tollia*, *Surites* (Аргентовский и др., 1968, стр. 56; Боярских, 1968, стр. 10). Автором в керне Леушинской опорной скв. 1-Р в 1955 г. были отобраны остатки аммонитов, определенные в то время А.Е. Глазуновой как *Paracraspedites* sp. "рязанского облика" и кости водного ящера (плезиозавра?). Остатки аммонитов собраны из интервалов (в м): 1926,3-1921,5; 1909,25-1903,2 и 1902,3.

В подстилающих эти битуминозные аргиллиты глауконитовых песчаниках в интервале 1954-1941 м был найден ростр белемнита, определенный Г.Я. Крымгольцем как *Pachyteuthis* ex gr. *rouilleri* Pavl. (киммеридж-волжский ярус).

Н.А. Белоусова, Г.К. Боярских и Е.В. Раевская, рассматривая вопросы стратиграфии неокома западной части Тюменской области (Белоусова и др., 1968), считают, что подошва тутлеймской свиты в западной части региона (от Березова до Шаима) практически совмещается с границей юры и мела, т.е. тутлеймская свита здесь полностью входит в состав берриаса. К берриасу же можно, по-видимому, относить нижнюю часть деминской пачки также с фауной *Tollia*, *Paracraspedites* и фораминиферами комплекса *Trochammina polymera*. Чуэльской пачкой эти авторы называют залегающие выше слои с готеривскими аммонитами.

С.Г. Галеркина для районов Северного Зауралья (Полуйский и Шурьшкарский районы) для слоев основания мела, т.е. для берриасского яруса, считает характерным комплекс фораминифер зоны *Gaudryina gerkei*, в которой кроме зонального вида характерны *Hyperammina* sp., *Glomospirella gaultina* (Berth.), *Haplophragmoides infracretaceous* Reuss, *Ammobaculites* ex gr. *agglutinans* (Orb.), *Trochammina* sp., в небольших количествах присутствуют также известковые раковины *Lenticulina* sp., *Marginulina zaspelova* Rom., *M. robusta* Reuss, *Dentalina* sp.

Параллелизм описанный ими разрез уральского берриаса с разрезами, вскрытыми скважинами к востоку от Урала, В.Н. Сакс и И.Г. Климова сопоставляют размыв перед отложением меловых осадков (основание зоны *Nectoceras kochi*) в бассейне р. Северной Сосьвы с песчаной ачимовской пачкой "внутри Западно-Сибирской низменности" (Сакс, Климова, 1967, стр. 83). Сопоставление это вряд ли допустимо, так как ачимовская пачка, выделенная Ф.Г. Гурари в 1959 г. в основании куломзинской свиты, на границе нижнего и среднего валанжина (т.е. в кровле берриасских отложений), именно на этом уровне и показана в стратиграфических схемах Новосибирского совещания (1961 г.). По данным геологов ЗапСибНИГНИ (Брадучан и др., 1968), ачимовская пачка выделяется выше нижней, глинистой, пачки мегионской свиты в районах Широкого Приобья, которая (глинистая пачка) может быть сопоставлена с верхней, меловой, частью марьяновской свиты, т.е. ачимовская пачка может приурочиваться скорее к верхней части берриаса, чем к нижней. Предмеловой размыв скорее должен сопоставляться с образованием баженовской или вогулкинской пачек.

Неокомские отложения известны также в непосредственной близости к рассматриваемому региону, в районе Печорской синеклизы. Осадки берриаса здесь уверенно выделяются И.Г. Сазоновой в объеме устанавливаемой ею зоны *Surites*

- *spasskensis* (ранее известной как *Paracraspedites stenomphalus*), на время зоны *Riasanites rjasanensis* приходится размыв (Сазонова, Сазонов, 1967).

В.И. Бодылевский в томе II "Геология СССР" (Бодылевский, 1963) при описании меловых отложений Печорской синеклизы не выделяет самостоятельного берриасского яруса, считая его в составе нижнего подъяруса валанжинина. В обнажениях по р. Пижме в нижнем валанжине (берриасе) им устанавливаются две зоны — *Paracraspedites spasskensis** и *Tollia stenomphala*. Поскольку в бореальных областях род *Riasanites* неизвестен, то трудно сказать, в какой мере соответствуют нижние зоны В.И. Бодылевского зоне *Riasanites rjasanensis* более южных областей Русской платформы. Во всяком случае и В.И. Бодылевский отмечает наличие размыва в основании нижнемеловых отложений.

Отложения зоны *Paracraspedites spasskensis* представлены в следующем разрезе:

1. Глина светло-серая песчанистая, местами переходящая в глинистый глауконитовый песок. В глине — желваки темного песчанистого фосфорита с *Aucella terebratuloides* Lah., *A. cf. volgensis* Lah., *A. cf. lahuseni* Pavl., *Pachyteuthis lateralis* Phill. Мощность 0,5 м.

2. Глина светло-серая песчанистая, кверху переходящая в зеленовато-серый глинистый песок с желваками фосфорита и линзами песчаника, переполненного *Aucella volgensis* Lah., а также *Pachyteuthis lateralis* Phill., *P. subquadrata* Roem. Мощность 9,0 м.

Описание зоны *Tollia stenomphala* в бассейне р. Ижмы В.И. Бодылевским приводится по обнажению Паруса — Щелье.

Песок зеленовато-буровато-серый, с прослоями рыхлого песчаника. В песчанике — плохо сохранившиеся ауцеллы из групп *inflata* Toulou и *keyserlingi* Lah. В основании слоя светло-серая, голубоватая, песчанистая глина с *Pachyteuthis lateralis* Phill., *P. subquadrata* Roem., *Aucella inflata* Toulou, *A. sizranensis* Pavl., *A. cf. terebratuloides* Lah., *A. cf. keyserlingi* Lah., *A. cf. crassa* Pavl., *Oxytoma*, *Pecten* (*Entolium*), *Panopaea*.

Наконец, отложения берриаса известны в непосредственной близости от рассматриваемого региона, в районе Оренбурга. Согласно палеогеографическим картам И.Г. Сазоновой они относятся к отложениям наиболее восточного залива моря, покрывавшего Русскую платформу в рязанитесовое время и трансгрессировавшего через Мангышлак из Средиземноморского бассейна, соединявшего в век *Surites spasskensis* Средиземноморский бассейн с Бореальным (Сазонова, 1971). Описание этого выхода берриаса (нижнего валанжинина) можно найти в статье Г.В. Вахрушева (1964а).

Валанжинский ярус

Образования валанжинского яруса известны в тех же районах распространения нижнемеловых отложений, что и берриасского. Наиболее хорошо изученный разрез валанжинина, являющийся продолжением берриасского, находится в бассейне р. Северной Сосьвы.

В.Н. Сакс и И.Г. Климова выделяют здесь в валанжинских отложениях три зоны: в нижнем валанжине — нижнюю, *Temnoptychites sizranicus* (соответствующую зоне *Temnoptychites hoplitoides* Русской платформы), и верхнюю *Polyptychites michalskii*; в верхнем валанжине — зона *Dichotomites bidichotomites* (Сакс, Климова, 1967).

Разрез валанжинских отложений по р. Ятрии наращивает сверху описанный выше разрез берриаса. По данным В.Н. Сакса и И.Г. Климовой, здесь в основании валанжинина, непосредственно покрывая песчанистые алевроиты зоны *Tollia tolli*, залегают:

*По В.Н. Саксу и И.Г. Сазоновой, *Surites spasskensis* Nik.

1. Алевриты песчаные с большим количеством обугленных растительных остатков. В слое заключаются *Acroteuthis anabarensis* (Pavl.), *A. arctica* Blüthg., *A. explanatoides polaris* Sachs et Naln., *A. (Boreioteuthis) explorata* Sachs et Naln., *Cylindroteuthis (Acroteuthis) repentina* Sachs et Naln., *Lagonibelus elongatus* (Blüthg.). Мощность 8,2 м.

2. Серые песчаные алевриты с несколькими слоями конкреций серого известковистого алевролита. Наиболее крупные конкреции, размером до 1 м в высоту и 3 м в длину, находятся в основании слоя. Более мелкие конкреции наблюдаются в 9, 20 и 25 м от основания. В нижнем слое конкреций обнаружены *Tollia* sp., *Temnoptychites* sp. N 1, *T. aff. dyptychus* (Keys.). Из алевритов в нижних 3 метрах слоя собраны *Acroteuthis anabarensis* (Pavl.), *A. (Boreioteuthis) explorata* Sachs et Naln., *Pachyteuthis acuta* (Blüthg.).

Во втором горизонте конкреций содержится *Acroteuthis vnigri* Sachs et Naln., еще выше обнаружена раковина *Tollia* sp. Мощность 47 м.

К зоне *Temnoptychites syzranicus*, по мнению авторов статьи, бесспорно принадлежат отложения низов слоя 2 и, по всей вероятности, слоя 1. Верхняя часть слоя 2, не содержащая характерных ископаемых, по-видимому, должна быть отнесена уже к следующей зоне — *Polyptychites michalskii*. Отложений этой зоны хорошо представлены в широко известном обнажении Лешака — Щелье, расположенном несколько ниже по р. Ятрии.

Здесь обнажены голубовато-серые алевриты с тремя слоями крупных известковистых конкреций общей мощностью 29 м. Два нижних слоя конкреций могут коррелироваться с верхними конкрециями предыдущего обнажения.

Из нижней части обнажения В.Н. Сакс и И.Г. Климова указывают находки крупных, вздутых полиптихитов и белемнитов из родов *Acroteuthis*, *Cylindroteuthis*, *Pachyteuthis*.

Выше этих находок слой алевритов мощностью 6 м переполнен крупными раковинами белемнитов: *Acroteuthis anabarensis* (Pavl.), *A. arctica* Blüthg., *A. explanatoides polaris* Sachs et Naln., *A. vnigri* Sachs et Naln., *A. (Boreioteuthis) hauthali* Blüthg., *A. (Microbelus) posterior* Sachs (in litt.); здесь же найден *Polyptychites* sp. indet.

Алевриты покрываются слоем конкреций с *Polyptychites michalskii* (Bog.), *P. gamulicosta* (Pavl.), *P. cf. keyserlingi* (Neum. et Whl.). Эти отложения, обнажающиеся в верхней части слоя, соответствуют зоне *Polyptychites michalskii*. Мощность отложений зоны (по В.Н. Саксу) равна 13 м.

Верхний отдел валанжина, соответствующий зоне *Dichotomites bidichotomus*, в обнажении Лешака — Щелье представлен также алевритами мощностью 10 м с раковинами белемнитов: *Acroteuthis anabarensis* (Pavl.), *A. arctica* Blüthg., *A. explanatoides polaris* Sachs et Naln., *A. vnigri* Sachs et Naln., *A. (Boreioteuthis) hauthali* Blüthg., *A. (B.) freboldi* Blüthg., *A. (B.) explorata* Sachs et Naln., *A. (B.) cf. coartata* Sachs et Naln., *A. (Microbelus) posterior* Sachs (in litt.), *Pachyteuthis acuta* (Blüthg.), *Cylindroteuthis (Acroteuthis) harabyensis* Sachs et Naln.

Глинистые алевролиты нижнего валанжина мощностью 14 м, со стяжениями пирита, известковистыми конкрециями и обломками древесины описывают В.Н. Сакс и И.Г. Климова (в цитированной статье) также по р. Северной Сосьве, в 2–2,5 км ниже устья р. Ват-Салы-Альм-Я. В них обнаружены *Temnoptychites* cf. *tritychiformis* (Nik.), *Asteriptychites* sp. На р. Толье, по данным тех же авторов, обнажается 20-метровая толща темно-серых глин верхнего валанжина с остатками древесины и лепешкообразными септариями глинистого известняка. Здесь найдены *Acroteuthis (Acroteuthis) sp. ind.*, *A. (Boreioteuthis) cf. explanata* Sachs et Naln.

В.А. Лидер для бассейна р. Северной Сосьвы выделяет нерасчлененные отложения валанжина (без берриаса, по В.А. Лидеру, — нижний валанжин) под именем хорасоимской свиты (прилож. 7). Это собственно те же образования, что описаны В.Н. Саксом и И.Г. Климовой, но вскрытые на значительных площадях буровыми скважинами.

По В.А. Лидеру, хорасоимская свита (имеющая мощность 40 м) складывается на 60% алевритами с линзами алевролитов, на 37% — пелитолитами и на 3% — песками. Алевриты и пелитолиты представляют серую и темно-серую мучнистую породу, состоящую из угловатых зерен кварца (25–30%), чешуек бесцветной (20–25%) и зеленой (10–15%) слюды и глинистых минералов из группы каолинита и гидрослюд. Пелитолиты содержат 70–85% пелитовой фракции, а алевриты и алевролиты — 50–60% алевритовой. Пелитолиты и алевриты включают конкреции и прослой мергелей и слюдистых алевролитов, в которых и содержится разнообразная фауна головоногих и пелеципод. Изредка белемниты и угнетенные формы пластинчатожаберных встречаются и в пелитолитах.

Поскольку список палеонтологических остатков В.А. Лидером дается для всей свиты, без выделения зон и разграничения на подъярусы, то он не добавляет для целей стратиграфии ничего нового сверх опубликованного В.Н. Саксом и И.Г. Климовой. Общий же для всей свиты приводится и список фораминифер (определения В.И. Романовой и А.И. Еремеевой). Наиболее характерными в этом списке являются: *Ammobaculites aff. quadriloculina* Mjatl., *Ammodiscus* sp., *Cristellaria* *hoplites* Wisn., *Cr. aff. mangyschlakensis* Mjatl., *Cr. aff. dampelae* Zasp., *Dentalina* sp., *Epistomina aff. reticulata* (Reuss), *E. sp.*, *Fronicularia nodulosa* Furs. et Pol., *Globulina lacrima* Reuss, *Glomospira* sp., *Haplophragmoides nonioninoides* Reuss, *H. ex gr. latidorsatum* Born., *Marginulina aff. granulissima* (Reuss) var. *curta* Zasp., *M. striatocostata* Reuss, *M. robusta* Reuss, *Reophax* sp., *Saracenaria* sp., *Trochammina subbotinae* Zasp., *Tr. neocomiana* Mjatl., *Tr. ex gr. gyroidiniformis* Mjatl., *Vaginulina aff. flabelloides* Terg., *Verneulina ex gr. neocomiensis* Mjatl., *Nodosaria ex gr. raphanus* (Linne).

Этот список является типичным, хотя и не полным, для неокомских образований Западно-Сибирской зоогеографической провинции. В кратком списке спорово-пыльцевых спектров, приводимом В.А. Лидером (определения А.Д. Бочарниковой), характерно преобладание глейхенийевых (*Gleichenia laeta* Bolch., *Gl. umbonata* Bolch. и др.), незначительное количество спор кониоптерисов и схизейных. По-видимому, в связи с прибрежным положением разрезов не отмечается значительное присутствие водорослеподобных зерен, столь характерное для валанжинских отложений Западно-Сибирской провинции.

Валанжинские отложения имеют широкое распространение в Зауралье как на широте описанных выше выходов в бассейне р. Северной Сосьвы, так и южнее. Морские образования валанжинского возраста вскрываются почти всеми скважинами, пробуренными в восточном Зауралье, от берегов Карского моря до широты г. Тюмени и несколько южнее этой широты. Отложения эти выделяются по наличию характерной фауны аммонитов, главным образом из родов *Temnoptychites* и *Polyptychites*, комплексов фораминифер и спорово-пыльцевых спектров. В большинстве случаев при отсутствии фауны головоногих не удается разграничить отложения нижнего и верхнего подъярусов, а также с должной уверенностью отличить образования верхов валанжина от низов готерива.

Разрезы скважин, пробуренных в северо-западной части Западно-Сибирской плиты, непосредственно примыкающей к Уралу, были изучены С.Г. Галеркиной (1963); ею здесь, в валанжинских отложениях, выделяются два типа разрезов — Полуйско-Шурьшкарский и Мужинский. Это разделение основывается на постепенной смене глинисто-алевроитового материала осадков, преобладающего в Полуйско-Шурьшкарском типе разрезов, по мере удаления от Урала на восток на существенно глинистый. С.Г. Галеркина, отчлняя в разрезе отложения берриаса (рязанский горизонт), описывает совместно образования всего валанжина, слагающие здесь нижнюю часть алясовской свиты, верхи которой по наличию раковин *Speetonicerias* должны относиться уже к готериву.

В различных скважинах Полуйского района выше комплекса фораминифер с *Gaudryina gerkei*, в слюдистых глинах, находится комплекс фораминифер, характеризующийся присутствием *Ammobaculites* с плоской раковиной. В комплексе кроме преобладающих *Ammobaculites* sp. присутствуют: *Polypamina* sp., *Haplophragmoides ex gr. volubilis* Rom., *Recurvoides obskiensis* Rom., *Ammobaculites ex gr. agglutinans* Berth. et Brand. (non Orb.), *Trochammina rosaceafomis* Rom (много). Кроме того, встре-

чаются единично известковистые раковины *Lenticulina* ex *gr. parallelaeformis* Rom., *Marginulina* sp., *Saracsenaria* sp., *Dentalina* sp. Этот комплекс, по-видимому, соответствует выделяющемуся в низах валанжина более южных районов комплексу с *Trochammina polymera*.

Выше (по данным Н.А. Белоусовой) выделяется комплекс фораминифер с мелкими *Ammodiscus*, *Hyperammina* sp., *Glomospira* sp.

Еще выше здесь находится комплекс фораминифер с *Hoglundina* sp. и единичными *Pseudolamarckina tatarica* Rom., сопоставляемый С.Г. Галеркиной с зоной *Polyp-tychites michalskii*.

Мощность отложений валанжина в этой, северной, части Зауралья определяется ею в пределах 30–45 м.

В более южном районе Зауралья, обычно выделяемом в качестве Березово-Шаминской структурно-фациальной зоны, разрез валанжинских отложений представлен толщей наибольшей мощности (прилож. 5, 6). В основании разреза залегают черные битуминозные глины туглеймской свиты, относящейся к берриасу. В связи с находками в основании вышележащей алясовской свиты раковин *Surites* sp. наиболее вероятным является принадлежность самых низов отложений и этой свиты также к берриасскому ярусу. Находки фауны *Spretoniceras* ex *gr. versicolor* Trd. в верхней половине свиты указывают на готеривский возраст этой ее части. Наиболее полно представлена керном алясовская свита в скважинах, пробуренных в рассматриваемой зоне, — Леушинской, Березовской, Игримских (прилож. 6, 8, 9). Валанжинская часть алясовской свиты, выделенная на Тюменском стратиграфическом совещании (1967 г.) под именем деминской пачки, представлена темно-серыми, слабо битуминозными аргиллитами. В годы бурения и геологического изучения материалов опорных скважин (50-е — начало 60-х годов) к валанжину в этой зоне относилась мощная толща отложений. Так, П.Ф. Ли в Березовской опорной скважине, где берриас и нижняя часть валанжина представлены не полностью вследствие размыва, считал интервал 1307–1287 м нижневаланжинским (включая берриас и частично самые верхи юры); к среднему — верхнему валанжину он относил породы в интервале 1225–992 м (Ли и др., 1960б). Г.К. Боярских выделял в этой скважине алясовскую свиту в интервале 1306–1157 м (Боярских и др., 1962), причем в схемах Новосибирского совещания вся алясовская свита включалась в валанжин (Решения и труды..., 1961). При описании керна Леушинской опорной скважины (в 1954–1955 гг.) мною валанжин (без рязанского горизонта, т.е. берриаса) определялся в интервале 1879–1614 м. П.Ф. Ли для этой же скважины верхнюю границу валанжинских отложений определяет на глубине 1597 м (Ли, Равдоникас, 1960б).

К следующему стратиграфическому совещанию по Западной Сибири были получены многочисленные данные о готеривском возрасте верхней части алясовской свиты, и поэтому объем отложений, относимых к валанжину, в разрезах этих скважин требует пересмотра.

Н.А. Белоусова, Г.К. Боярских и Е.Б. Раевская (1968) на основании находок *Spretoniceras* ex *gr. versicolor* в так называемой чуэльской пачке аргиллитов алясовской серии предлагают проводить верхнюю границу валанжина по основанию этой пачки. Эта точка зрения как обоснованная палеонтологическим материалом и была принята на Тюменском стратиграфическом совещании в 1967 г. Таким образом уровень верхней границы валанжинских отложений в Березовской опорной скважине находится на 1286 м и в Леушинской скважине — приблизительно на уровне 1842 м.

Аргиллиты нижней части алясовской свиты (деминской пачки) в северной части Зауралья темно-серые, углистые, тонкослоистые, с пропластками известняка, для которого характерна структура "конус в конус", с пиритизированными растительными остатками, раковинами фораминифер и неопределимыми раковинами моллюсков. Глинистые минералы — гидрослюды с примесью каолинита. Часты находки рыбных остатков. В Леушинской скв. 1-Р в верхней части пачки автором были встречены фрагменты грудных плавников и позвоночника, по определению А.В. Хабакова, принадлежащие примитивной форме костистых рыб.

Н.А. Белоусова и др. (1968) указывают на находку в верхах свиты (скв. 81-Р Чуэльской площади) аммонитов *Polyptychites* ex gr. *stubendorfi* и двух комплексов фораминифер: комплекса *Trochammina polymera* Dubr. внизу и комплекса *Ammodiscus* sp. (не содержащий характерных форм) — вверх. Однако ввиду недостаточной ясности в вопросе о точном соответствии границы тутлеймской свиты с алясовской границе между берриасским и валанжинским ярусами, нет твердой уверенности в принадлежности фораминифер первого из этих комплексов к верхам берриаса или самым низам валанжина (как это показано на схеме, принятой в Тюмени в 1967 г.).

Два этих валанжинских комплекса фораминифер были выделены из описанного В.С. Заспеловой комплекса неокомских фораминифер, широко известного под названием "зоны *Globulina lacrima*" (Заспелова, 1948). По данным Н.Ф. Дубровской, комплекс *Trochammina polymera* состоит в подавляющем количестве из зональной формы, в меньшем количестве встречаются раковины *Verneuillinoides regeignus* Dubr. и единично — *Recurvoides paucus* Dubr. (выделенный из вида В.И. Романовой — *R. obskiensis*), *Naiphragmoides* sp., *Glomospira* sp. (Дубровская, 1962).

Тот факт, что комплекс *Trochammina polymera*, по описанию его автора — Н.Ф. Дубровской, приуроченный к верхам тутлеймской свиты, в стратиграфических схемах Тюменского стратиграфического совещания 1967 г. указывается в основании деминской пачки алясовской свиты, еще раз подчеркивает условность разграничения этих двух свит при схожести их литологической характеристики.

В самой восточной части Зауралья группой скважин, пробуренных на Шаимском нефтяном месторождении, встречена мощная толща темных аргиллитов, представляющих отложения верхней юры и неокома. Здесь не могут быть выделены тутлеймская свита и деминская пачка. На Тюменском стратиграфическом совещании в 1967 г. для этой однообразной толщи аргиллитов было принято наименование шаимской свиты (прилож. 2, 9). Она разделяется на 2 подсвиты, отличающиеся по цвету пород: нижнюю, условно верхнеюрскую, зеленовато-серых тонов, и верхнюю, берриас-валанжин-нижнеготеривскую, коричневатую-серую, иногда битуминозную. В юрской части свиты находится песчаная толща, выделяющаяся под именем вогулкинской.

В более южных районах Зауралья морские валанжинские отложения выделяются в районе г. Тюмени, где они впервые для этого региона были описаны и наиболее хорошо изучены в разрезе Тюменской опорной скв. 1-Р в начале А.В. Хабаровым (1954), а затем П.Ф. Ли (1960а). Последний из этих авторов выделяет в качестве валанжинских отложений в разрезе Тюменской скважины толщу пород в интервале 1379-1246 м. Нижняя граница отложений устанавливается по обнаружению в интервале 1379-1382,5 м в крупнозернистом алевролите остатков пелещипод и белемнитов: *Pseudobelus* cf. *dipartitus* Blain., *Oxyteuthis* cf. *brunsvicensiformis* Stolley, *Pachyteuthis subquadrata* Roem.

Эти формы П.Ф. Ли считает характерными для верхов волжского яруса, однако даже если отбросить то, что большая часть определений сделана со знаком "конформис", все они могут характеризовать как слои волжского яруса, так и берриаса; так, например, *Pacyteuthis subquadrata* Roem., по данным В.А. Лидера, характерен для берриаса бассейна р. Северной Сосьвы. Весьма вероятно, что слой, содержащий указанную фауну белемнитов и пелещипод, а также залегающий выше следующий слой без фауны можно параллелизовать с берриасскими отложениями более северных районов Зауралья. Керн в интервале 1382-1369 м представлен алевролитом крупнозернистым серым, слюдястым, с маломощными прослоями аргиллита в верхней части.

Многочисленные находки раковин *Spreetoniceras* в ряде скважин Зауралья показали, что объем осадков, отнесенных к валанжину, во время изучения керна опорных скважин значительно завышен; это относится и к разрезу Тюменской опорной скв. 1-Р. Если для более северных разрезов, где в отложениях алясовской свиты достаточно отчетливо различаются несколько пачек, разделение валанжинских отложений от готеривских может быть произведено на основании литологического состава, и в тех случаях, когда в данном разрезе нет руководящей фауны, то в Тюменском Зауралье разрез нижнего мела слагается более однооб-

разной толщей. В этих случаях важное значение будет иметь пересмотр комплексов фораминифер.

Условно для разреза Тюменской скважины верхнюю границу валанжина можно наметить на глубине 1300 м, по последней находке аммонита *Polyptychites* sp. (в интервале 1301-1308,85 м) и по смене литологического состава, в частности по появлению прослоев сидерита, характерных для низов готерива Березовского района (прилож. 11).

Валанжинские отложения в принятых нами границах для тюменской зоны представлены аргиллитом темно-серого и серого цвета, тонкослоистым и неяснослоистым, с прослоями мелкозернистого песчаника и алевролита, имеющего зеленоватый оттенок. В аргиллите часты обломки раковин головоногих и пелеципод. Почти во всех интервалах керна отмечены раковины фораминифер, определявшиеся во время обработки керна как *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss), *Haplophragmoides* sp. sp., *Ammodiscus tenuissimus* (Gümb.), *A. incertus* (Orb.), *Ammobaculites* sp., *Trochammina neocomiana* Mjatl., *T. subbotinae* Zasp., *Verneuilina* sp., *Cristellaria* aff. *magnesi* Reuss, *Lamarskina* sp., *Dentalina* sp. и другие.

На современном этапе изучения фораминифер в валанжинских породах, выше отложений с *Trochammina polymera*, выделяются два комплекса: нижний с обилием раковин рода *Haplophragmoides* (*H. volubilis* Rom., *H. umbonatus* Rom.), *Recurvoides obskiensis* Rom., *Glomospirella multivoluta* (Rom.) и др.; в верхнем комплексе руководящей формой является *Globulina praelacrima* Rom., а также присутствуют *Haplophragmoides infracretaceous* Mjatl., *Recurvoides obskiensis* Rom., *Trochammina neocomiana* Mjatl.

Эти два комплекса приблизительно соответствуют нижнему и верхнему валанжину.

В валанжинских отложениях Зауралья содержатся комплексы спор и пыльцы, более или менее уверенно отличающиеся от более молодых комплексов готерив-барремского возраста и более древних — позднеюрских. По данным Н.Д. Мчедlishvili (1971) и других исследователей, валанжинская флора* (по палинологическим данным) во времени изменялась постепенно; ее основу составляют компоненты, характерные для поздней юры, — это древние хвойные, цикадофиты, сурские папоротники, плауновые. Плауновые представлены главным образом родом *Lygodium*, составляющим иногда заметную часть спектра. Папоротники рода *Coniophanes*, являвшиеся доминантом в палиофлоре поздней юры, особенно в северных частях региона, утрачивают свое значение. Заметно повышается значение спор семейства глейхениевых, что особенно характерно для северных районов Зауралья. Представители семейства схизейных занимают прочное место в комплексах раннего мела Зауралья, их расцвет относится к поздней половине неокома. Из этого семейства наиболее характерны споры рода *Lygodium*, реже встречаются *Pelletaria* и *Apenia*. Многочисленны споры, определяемые по искусственной классификации: *Leiotriletes*, *Chomotriletes*, *Hymenozonotriletes*, *Tripartina*. Они имеют древний облик.

Разнообразна пыльца голосемянных растений, часто составляющая большую половину спектра, что особенно характерно для районов Среднего Зауралья. Обычны юрские реликты — семейства *Ginkgoaceae*, *Cycadaceae*, а также пыльца *Caytonia*, *Bennettites* и древних хвойных. Понижается по сравнению с поздней юрой значение зерен пыльцы *Classopollis*, сохраняющей довольно высокий процент лишь в спектрах южной части Западно-Сибирской низменности. Довольно разнообразна, хотя и немногочисленна, пыльца *Podocarpaceae*. Увеличивается количество пыльцы, относимой к семейству *Podozamitaceae* (род *Podozamites*), нередко отмечаются пыльцевые зерна семейства *Araucariaceae* (*Araucaria*, *Agathis*). Более обширно, чем в юре, представлено семейство *Pinaceae* с древними родами *Protorcea*, *Pseudorcea*, *Pseudopinus* и молодыми представителями *Picea*, *Pinus*, устойчиво появляющимися в комплексах валанжина. Единичными находками отмечаются пыльце-

* Неотделяемая от берриасской.

вые зерна *Cedrus* (Гольберт и др., 1968). Для территории Зауралья Л.Г. Маркова выделяет два характерных комплекса спор и пыльцы. Для территории северной его половины наряду с большим количеством пыльцы древних хвойных существенное значение имеют споры схизейных (роды *Pelletieria*, *Lygodium*) и глейхениевых. Пыльца *Classopollis*, столь характерная для более южных районов Западной Сибири (и Зауралья) в верхнеюрских и валанжинских отложениях, здесь встречается в небольших количествах. Весьма характерны, особенно для Березовского района, проблематичная пыльца *Psophosphaera* и пиропитовые водоросли.

Для южной части региона существенными являются увеличение количества пыльцы *Classopollis* и некоторое уменьшение значения глейхениевых.

Представляет интерес находка отпечатка пера папоротника *Weichselia reticulata* (Stok. et Webb.) из семейства матониевых в керне Леушинской скважины, в пограничных слоях берриасского и валанжинского ярусов (интервал 1902–1896 м). Эта форма известна из нижнемеловых отложений Дальнего Востока, Воронежской и Московской областей, Франции, Египта (Киричкова, Тесленко, 1962).

Мы не знаем на сегодня достоверных аналогов морских отложений валанжина среди континентальных образований на обоих склонах Урала. Если даже они и образовывались, то в большей своей части были разрушены эрозионными агентами при подъеме Уральской складчатой страны, наступившем во вторую половину неокома. Можно только предполагать, что частично к валанжину (или к берриасу) относится накопление верхней существенно красноцветной части континентных образований, распространенных в депрессиях вдоль южной половины восточного склона Урала и описанных автором под названием таборинской свиты позднеюрского возраста (Папулов, 1961а, 1965; Папулов, Ситникова, 1964; Папулов, Мартынова, 1970). За возможно валанжинский возраст части красноцветных континентальных образований Приуральской части Западной Сибири высказывается В.Н. Сакс. По мнению Л.А. Умовой и В.П. Шатрова (1968), в валанжинском веке началось заполнение грабенообразных впадин Южного Зауралья.

В Печорской синеклизе валанжинские отложения известны на северной и южной ее окраинах (прилож. 15). В бассейне р. Печоры валанжинские отложения присутствуют в тех же разрезах, что и берриасские, покрывая последние без следов перерыва.

В обнажении Паруса – Щелье, на р. Ижме, могут быть выделены обе зоны нижнего валанжина и зона *Polyptychites polyptychus* – верхнего, соответствующая зоне *Dichotomites bidichotomus* В.Н. Сакса.

Нижний валанжин, по В.И. Бодылевскому (1963, стр. 670), представлен песками и песчаниками – зона *Temnoptychites hoplitoides* (соответствует зоне *T. syzranicus* В.Н. Сакса).

Песчаник зеленовато-буровато-серый, рыхлый, содержит обильную фауну, особенно в нижней его части, – *Temnoptychites ex gr. hoplitoides* Nik., *Pachyteuthis subquadrata* Roem., *Aucella keyserlingi* Lah., *Pecten (Entolium) cf. orbicularis* Sow. – и переслаивается с песком, заключающим желваки фосфорита и фосфоритового песчаника.

Песчаник ржаво-бурый, в верхней части зоны с фауной: *Temnoptychites aff. triptychiformis* Nik., *T. cf. syzranicus* Pavl., *Aucella keyserlingi* Lah.

Всего В.И. Бодылевский выделяет здесь 9 слоев общей мощностью свыше 9 м. Верхняя зона (*Polyptychites michalskii*) в этом обнажении представлена также песками и песчаниками темно-серыми и зеленовато-бурыми с желваками фосфорита, с аммонитами *Polyptychites michalskii* Bog., *Temnoptychites aff. hoplitoides* Nik., *T. ex gr. egowensis* Nik., раковинами *Aucella cf. crassa* Pavl., *A. keyserlingi* Lah. и фрагментами белемнитов. Общая мощность выделяемых здесь трех слоев 4,1 м.

Верхний валанжин (зона *Polyptychites polyptychus*) в Печорской синеклизе представлен черной глиной с прослоями светло-серой и песчанистой зеленовато-серой (благодаря присутствию глауконита), залегающей с несогласием и возможным размывом на слоях нижнего валанжина. В толще глины заключены крупные эллипсоидальные конкреции песчаника. Главным образом в конкрециях встречается большое количество раковин ауцелл (*Aucella sublaevis* Keys., *A. crassicollis*

Keys., *A. solida* Lah. и др.) и ростров белемнитов (*Pachyteuthis lateralis* Phill., *P. subquadrata* Roem.). В верхней части толщи из известковистых конкреций определены *Polyptychites polyptychus* Keys., *Dichotomites aff. terscissus* Koen., *D. aff. pefovalis* Koen., *D. cf. biscissus* Koen., *D. cf. petschorensis* Bog., *Aucella sublaevis* Keys., *A. crassicolis* Keys., *A. solida* Lah., *Inoceramus aff. aucella* Trd., *Oxytoma*, *Protocardia*.

Отнесение этой толщи к верхнему валанжину ввиду наличия зональной формы не вызывает сомнения, но характер ее верхнего контакта и отчленение от образований готерива главным образом из-за недостаточной обнаженности неопределенны. Приблизительная мощность слоев, относимых к верхнему валанжину, около 50 м.

А.С. Грязева (1968) указывает из валанжинских отложений Печорского бассейна (восточнее р. Ижмы) два комплекса фораминифер — нижний с *Gaudryina gerkai* и верхний с *Glomospirella gaultina*. Спорово-пыльцевой спектр характеризуется преобладанием спор папоротникообразных растений (82,6%) с доминированием глейхениевых. Постоянно присутствуют споры *Phlebopteris*, *Coniopteris*, *Cyathea*, *Cibotium*, *Classopollis*. А.С. Грязева сопоставляет этот спектр с комплексом спор и пыльцы из хорасоимской свиты восточного склона Урала. Тем самым подчеркивается существенно валанжинский возраст последней.

В южной части Предуралья морские валанжинские отложения как нижнего, так и верхнего подъярусов известны по левобережью р. Илек, где они составляют северную часть поля распространения нижнего мела Прикаспийской впадины (Вахрушев, 1964а, стр. 384). Наличие маломощных валанжинских отложений к северу от Оренбурга показывает, что в отдельные моменты своего существования это южное море ингрессировало к северу вдоль Предуральяского прогиба. О размерах этих ингрессий пока судить трудно, так как имеется единственная находка фауны верхнего валанжина (*Pachyteuthis lateralis* Phill.) из маломощных глауконитовых песков на хр. Сарыгул (Яншин, 1937).

Готеривский ярус

В начале готеривского века палеогеографическая обстановка на рассматриваемой территории не отличалась существенно от обстановки конца валанжина и поэтому процессы осадкообразования и денудации происходили в тех же зонах, что и в валанжине.

На р. Ятрии, в обнажении Лешака — Щелье, выше алевролитов, отнесенных к верхам валанжина, прослеживается толща аналогичных валанжинским, голубовато-серых песчанистых алевролитов с горизонтом конкреций в нижней части, но содержащих иной комплекс фауны*. Здесь обнаружены: *Homolosomes aff. bojarkensis* Schulg., *Cylindroteuthis (Arctoteuthis) subporrecta* Bodyl., *Acroteuthis (Acroteuthis) magna* Sachs, *A. (A.) vnigri* Sachs et Naln., *A. (Boreioteuthis) frebaldi* Blüthg., *A. (Microbelus) posterior* Sachs, *A. (M.) l'japinensis* Sachs, *Pachyteuthis (Pachyteuthis) acuta* (Blüthg.), *P. (P.) aff. acuta* (Blüthg.). Мощность слоя 6 м.

Авторы описания сопоставляют фауну из этого слоя со среднесибирской зоной *Homolosomes bojarkensis*, помещаемой в основании нижнего готерива.

Этот же слой в обнажении ниже устья р. Большой Любли содержит остатки белемнитов: *Acroteuthis (Acroteuthis) arctica* Blüthg., *A. (Boreioteuthis) frebaldi* Blüthg., *A. (B.) cf. shastensis* And., *(Microbelus) posterior* Sachs.

Алевролиты в обнажении Лешака — Щелье вверху срезаются волнистой поверхностью размыва. Вышележащий разрез представлен следующими слоями (снизу вверх).

1. Песчаник темно-серый, алевритистый, с гравием и мелкой галькой кварца. Мощность 1 м.

* Описание обнажений по р. Северной Сосьве и ее притокам приводится, как и ранее, по данным В.Н. Сакса и И.Г. Климовой (Сакс, Климова, 1967).

2. Алеврит темно-серый. Мощность 3,7 м. Переход к вышележащим глинам постепенный.

3. Глина серая, с характерной тонкой плитчатой отдельностью, в нижних 16 метрах алевритистая, выше — чистые, хорошо отсортированные глины заключают крупные лепешкообразные известковые конкреции. В низах слоя (по сообщению М.С. Месежникова) встречаются *Lingula*. Авторы описания, ссылаясь на С.Г. Галеркину, сообщают, что "в скважинах в районе Саранпауля в этой пачке глин заключен комплекс фораминифер нижнего готерива (с *Trochammina gyroidiniformis* Mjatl.)". Общая мощность глин 26 м. Переход к следующему слою постепенный.

4. Алевриты бурые, с плитчатой отдельностью. Мощность 4 м.

5. Пески мелкозернистые, алевритистые, светло-желтые, косослоистые, с караваями известковистого песчаника. Мощность 8–12 м.

Авторы отмечают, что последний слой предыдущими исследователями относился к северососьвинской свите баррем-аптского возраста.

Обнажение алеврита готеривского возраста описывается В.Н. Саксом и И.Г. Климовой в цитированной уже статье также на р. Толье, в 4 км выше устья р. Ойка-Ельпал-Я. Здесь, на упомянутых выше темно-серых глинах верхнего валаджина (снизу вверх) обнажаются:

1. Алеврит серый, глинистый, с лепешкообразными конкрециями известковистого алеврита в основании и кровле пласта. Отмечается обилие белемнитов: *Cylindroteuthis* (*Acroteuthis*) cf. *subporrecta* Bodyl., *Lagonibelus* (*Lagonibelus*) *sibiricus* Sachs et Naln., *Pachyteuthis* (*Pachyteuthis*) *acuta* Blüthg., P.(P.) cf. *acuta* Blüthg., *Acroteuthis* (*Acroteuthis*) *magna* Sachs, A.(A.) *arctica* Blüthg., A.(Boreioteuthis) *freboldi* Blüthg., A.(B.) *shastensis* And., A.(Microbelus) *ljapinensis* Sachs, A.(M.) cf. *posterior* Sachs (зона — *Homolsonites bojarkensis* — низы нижнего готерива). Мощность 7 м.

2. Алевриты серые, с эллипсоидальными известковистыми конкрециями, с редкими раковинами *Speetonicerias* sp. и рострами белемнитов: *Acroteuthis* (*Acroteuthis*) *magna* Sachs, A.(Boreioteuthis) *shastensis* And., *Speetonicerias* *versicolor* — верхняя часть нижнего готерива. Мощность 4 м.

3. Алевриты серые, песчаные, лишенные остатков фауны. Мощность 10 м.

4. Пески серые, алевритистые, с залегающими в их основании крупными (1 × 2,5 м) конкрециями известковистого песчаника с остатками древесины и *Pleuromya*. Видимая мощность 2 м. В 2,5–3,5 км ниже по р. Толье продолжается разрез.

5. Песок алевритистый голубовато-серый, с конкрециями известковистого песчаника, аналогичного описанному из предыдущего слоя. Конкреции содержат ростры белемнитов: *Lagonibelus* (*Lagonibelus*) *necopinus* Gust., *Acroteuthis* (*Microbelus*) cf. *posterior* Sachs, A.(A.) cf. *magna* Sachs (верхняя зона позднего готерива).

В верхней части слоя появляются углистые прослои. Видимая мощность 5 м.

В.А. Лидер объединяет описанные В.Н. Саксом и И.Г. Климовой отложения готерива бассейна р. Северной Сосьвы под названием уланьинской свиты, полагая, что самые верхи свиты имеют, возможно, раннебарремский возраст.

В обнажении на р. Толье из конкреций в слюдистых алевритах им собраны ростры *Lagonibelus* cf. *necopinus* Gust. и *Aulacoteuthis* cf. *absolutiformis* Sinz.* Кроме того, отмечаются находки *Cyrena* cf. *pfefferi* Dunck., нескольких видов остракод вельдского облика (*Cytherella* sp., *Mandelstemia* sp., *Palaeocytheridia* sp., *P. ex gr. neocomiensis* Lüb., *P. observata* Shar., *P. aff. prompta* Lüb., *P. grossopunctata* Shar., *P. cf. elongata* Shar.). К сожалению, автором не указывается, к какой части разреза приурочены эти находки. Упоминаемые В.А. Лидером фораминиферы характерны для комплекса с *Trochammina gyroidiniformis* более восточных районов.

Список спор и пыльцы содержит рода и виды, характерные для неокома более южных районов Урала и Зауралья (*Selaginella* sp., *Anemia macrohyza* Bolch., *Lygo-*

* В.Н. Сакс замечает, что ростр, предварительно определенный Н.П. Михайловым как *Aulacoteuthis* cf. *absolutiformis*, был впоследствии описан В.А. Густомесовым как *Lagonibelus necopinus*.

dium pilosum K.-M. и пр.), но отсутствие указаний на количественные соотношения компонентов комплекса не позволяет делать определенные стратиграфические выводы. Общая мощность уланьинской свиты, имеющей существенно готеривский возраст, от 50 до 150 м.

В районах Северного Зауралья, как уже отмечалось, к готериву относится верхняя часть алясовской свиты (прилож. 2, 5, 6), в разрезах, где удается разделить свиту на пачки, — это будут чуэльская и устьремская пачки. Эта часть разреза представлена серыми и темно-серыми аргиллитами, с прослоями и линзами сидеритов и серыми аргиллитами, содержащими прослой алевролитов и известняков; определяющим обстоятельством для отнесения аргиллитов к готериву являются находки раковин *Speetonicer* ex gr. *versicolor* Trd. и сопутствующих комплексов фораминифер. До недавнего времени большая часть этих раковин определялась как *Tollia* sp., что вызывало отнесение значительной части неокомских отложений Зауралья к валанжину. Это положение и было отображено в стратиграфических схемах Западной Сибири, принятых на Новосибирском совещании в 1960 г. Важное практическое значение для выделения готеривских отложений (их нижней части) имеет установление микрофаунистической зоны (комплекса) *Trochammina gyroidiniformis*. Эта зона была выделена Н.Ф. Дубровской из неокомской зоны *Globulina lacrima*, охватывающей более широкий стратиграфический диапазон (Дубровская, 1968). В комплексе кроме зонального вида *Trochammina gyroidiniformis* Mjatl., составляющего подавляющую часть комплекса, присутствуют *Trochammina* ex gr. *neocomiana* Mjatl., *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss), *H. kolchidensis* Mor., редко присутствуют раковины с известковой стенкой — *Marginulina striatocostata* Reuss. Находки фораминифер этого комплекса совместно с *Speetonicer* ex gr. *versicolor* Trd. позволяют считать его характерным для готеривских отложений Зауралья и западной части Западно-Сибирской плиты; стратиграфическое распространение комплекса несколько более широкое, чем зона *Speetonicer* *versicolor*. Другими авторами наравне с *Trochammina gyroidiniformis* указываются в этих же отложениях: *Acruliammina pseudolonga* Subb., *Glomospirella multivoluta* (Rom.), *Haplophragmoides* (?) *infracretaceous* Mjatl., *Recurvoides obskensis* Rom.

В отдельных районах Зауралья (главным образом в Тюменском) характерной частью биоценоза готеривских отложений являются ракообразные: *Palaeocytheridea glabra* Mand., *P. observata* Sarap., — *Mandelstamia ordinata* (Mand.), *Cypridea consulta* Mand., а также *Cyrena* cf. *angulata* Dunk. (Любимова и др., 1960). По-видимому, их присутствие следует связывать с нарушением нормального для открытого моря солевого режима.

По С.Г. Галеркиной (1963), в районе Салехарда готеривские отложения представлены голубовато-серыми и зеленовато-серыми алевритистыми глинами мощностью 25–30 м, содержащими фораминиферы с известковистой раковиной: *Discorbis* sp., *Lenticulina multicus* (Zasp.), *L. ex gr. planiscula* (Reuss), *L. aff. bronhi* Roem., *Marginulina robusta* Reuss, *M. turgida* Reuss, *Fronticula* ex gr. *perovata* Chapm., *Globigerina lacrima* (Reuss). В соседнем с Салехардским, Полуйском, районе, где готеривские отложения подтверждены находками раковин *Speetonicer*, мощность отложений достигает 70 м. Здесь выделяются среди готеривских отложений следующие пачки (снизу вверх).

1. Чередование глин серых, плотных, в различной степени карбонатных и глин темно-серых, алевритистых, слюдяных. Мощность 10 м.
2. Глина серая, с буроватым оттенком, очень плотная. Выделяются пачки глин со скорлуповатой отдельностью и с очень тонкой слоистостью. Мощность 21–27 м.
3. Глины серые и светло-серые, с высоким содержанием алевритового материала. Мощность около 40 м.

Резко подчиненное положение в разрезе занимают алевролиты и известняки, встречающиеся в виде прослоев и конкреций.

В Березовском районе верхнюю границу готеривских отложений, по-видимому, следует проводить в соответствии с предложением Г.К. Боярских (1968) по песчанистой пачке "Н", что в разрезе скв. Березово Р-1 приблизительно соответствует глубине 1145 м.

В схемах Тюменского совещания 1967 г., с учетом нахождения в керне скважин раковин *Spreetoniceras* и комплекса фораминифер, к готеривскому ярусу кроме верхней половины алясовской свиты для более южных районов были отнесены ее аналогичные под названием ахской свиты (Уват-Тобольский и Тюменский районы), а также низы леушинской свиты в северной половине Зауралья (прилож. 2). Литологически эти отложения представлены сероцветными алевролитами и аргиллитами.

Готеривский ярус в объеме верхов алясовской и низов леушинской свит в Леушинской опорной скважине выделяется в интервале 1842-1590 м. Здесь в основании яруса выделяется пачка аргиллита темно-серого цвета с большим количеством прослоев и линз бурого сидерита. Мощность около 70 м. Затем следует пачка алевролита серого и темно-серого, слюдястого, тонкослоистого. Мощность около 50 м. Выше находится мощная толща переслаивания темно-серого аргиллита, в различной степени алевролитистого, с алевролитом серым, слюдястым. Встречаются тонкие прослойки известняка с характерной структурой "конус в конус". Мощность около 100 м.

Алевролит темно-серый глинистый, с большим количеством прослоев темно-серого аргиллита с обугленным растительным детритом, в верхней части появляются мощные слои песчаника светло-серого мелкозернистого, слюдястого, с глинистым цементом. Мощность около 40 м.

Сходный разрез готеривских отложений наблюдается и в других скважинах Северного Зауралья (Владимирские, Добринские, Таборинские и пр. - прилож. 11).

В разрезе Тюменского Зауралья готеривские отложения включались в состав киялинской свиты в качестве ее нижней (сероцветной) части (Ли, Равдоникас, 1960а). На последнем совещании по стратиграфии мезозойских образований, в 1967 г., для этого района было принято предложение о выделении верхней части толщи, входившей ранее в состав киялинской свиты, в самостоятельную карбанскую свиту; нижнюю готеривскую ее часть предложено именовать ахской свитой. Границы между этими двумя свитами принято проводить по смене аргиллитов песчаниками и алевролитами, что совпадает с исчезновением из разреза остатков раковин *Spreetoniceras*.

Как уже отмечалось, в разрезе Тюменской опорной скважины внутри ахской свиты границу между валанжинскими и готеривскими отложениями предлагается проводить на уровне 1300 м, верхняя граница внутри карбанской свиты наиболее вероятна на уровне 1193 м, где она совмещается с появлением в керне скважины красноцветных глин.

Если вопрос о выделении готеривского яруса решается в достаточной степени положительно для восточной зоны Зауралья, то для западной зоны этого региона, где отсутствуют морские осадки неокома, устанавливаются нерасчлененные неокские или готерив-барремские отложения; делается это на основании анализа их стратиграфического положения и присутствия палинологических комплексов вельдского облика; весьма вероятно, что все они имеют уже барремский возраст.

Нерасчлененные готерив-барремские образования известны в разрезах Кузнецовской и Туринской опорных скважин, в депрессиях Ивдельского района, в грабенах Южного Зауралья, в карстовых провалах Среднего Урала. Проблематичные по возрасту так называемые максайские конгломераты известны в Орской депрессии Южного Урала. Все эти местонахождения будут рассмотрены в следующем разделе, после описаний отложений баррема.

Вопрос относительно отчленения готеривских отложений от барремских для западной зоны Зауралья связан с определением верхней границы осадков готерива в восточной зоне. Можно с уверенностью говорить о наличии отложений готеривского возраста, пока исследователь имеет дело с морскими образованиями, содержащими в достаточной степени изученную фауну (в данном случае головоногих и фораминифер), однако во второй половине готерива в связи с воздыманием Урала происходит компенсация прогибания западной части Западно-Сибирской плиты, терригенный материал заполняет морские бассейны Зауралья и по мере отступления моря на его месте располагаются обширные низменные равнины и солонатоводные бассейны.

На смену комплексам морской фауны головоногих и фораминифер в отложениях этой поздней части неокомского цикла осадконакопления появляются вначале характерные для солоноватоводных бассейнов пелециподы (ширены) и затем встречаются только спектры пыльцы и спор. Таким образом, в настоящее время установление верхней границы готеривских отложений, а в районах развития континентального неокома и определение наличия или отсутствия отдельных его ярусов зависят от разработки биостратиграфии неокома по палинологическим комплексам. К сожалению, несмотря на то, что специалистами-палинологами сделано уже очень много в вопросах изучения комплексов нижнего мела, пока еще нет надежных критериев для разграничения готеривских отложений от барремских. Так, в современных сводках по изучению палинологических комплексов Западной Сибири, выполненных Л.Г. Марковой (Гольберт и др., 1968), при рассмотрении состава пыльцы и спор неокома для всех районов низменности достаточно уверенно отчленяются комплексы валанжинские, а готерив-барремские рассматриваются совместно.

Л.Г. Маркова в этих работах для комплексов готерив-баррема Западно-Сибирской низменности выделяет шесть типов комплексов для отдельных районов региона, различающихся по удельному количеству компонентов. Для интересующих нас западных районов низменности выделяется тип (по Л.Г. Марковой - второй), характеризующийся преобладанием спор семейств схизейных и глейхениевых (последним он отличается от типа, выделенного для центральных районов низменности); среди голосемянных характерно увеличение количества пыльцы представителей семейств сосновых и таксодиевых. Для северо-западных районов низменности характерны третий и пятый типы со значительным преобладанием споровой части комплекса, причем для северной окраины уменьшается значение спор глейхениевых за счет увеличения количества спор *Coniopteris*. Из семейства схизейных подчеркивается преобладание спор рода *Pelletiera*.

Для комплексов всех типов готерив-барремских отложений характерно видовое разнообразие рода *Lygodium* и особенно своеобразной группы спор с ворсинчатой скульптурой экзины, выделенной Е.А. Ивановой в подрод *Pilosispinulata*. Присутствие этой группы спор в готерив-барремских отложениях отмечается всеми исследователями палинологии нижнего мела со времен первых работ Э.Н. Кара-Мурзы (вид *Lygodium pilosum* К.-М.). Кроме родов *Lygodium* и *Pelletiera*, в этих отложениях отмечаются и остальные роды семейства схизейных: *Anemia*, *Mohnia*, *Schizaea*, *Klukiasporites*. Можно отметить, что Э.Н. Кара-Мурза при описании неокомских комплексов Усть-Енисейской впадины особо подчеркивала широкое развитие спор *Lygodium* с шиповатой экзиной в барреме (Кара-Мурза, 1958).

Весьма вероятно, что это положение характерно и для готерив-барремских отложений западной части Западно-Сибирской плиты и восточного склона Урала.

В районах Печорской синеклизы готеривские отложения, так же как и в Зауралье, завершают цикл морской трансгрессии и в своей верхней части с трудом отчленяются от барремских. Для бассейна р. Ижмы В.И. Бодылевский (1963, стр. 672) приводит обнажение готеривских глин, нарастающее разрез валанжинна (в 8 км выше с. Шельского; стратиграфически снизу вверх)*.

1. Глина темно-серая, с раковинами пелеципод: *Leda*, *Mactromia* (?), *Astarte*, *Cyprina* (крупные формы с толстым - до 2,5 мм - раковинным слоем). Мощность 0,5 м.

2. Осыпь на бичевнике. Мощность 1 м.

3. Глина черная, с бурыми и желтыми пятнами и с кристалликами гипса. Мощность 0,2 м.

4. Септарии плотного известковистого песчаника с очень плохо сохранившимися *Leda* (?), *Protocardia*, *Cyprina* (?), *Simbirskites* sp. indet. Мощность 0,2 м.

5. Глина черная, с линзами темно-зеленого глауконитового песка. Мощность 4,0 м.

* С некоторыми сокращениями.

6. Глина лиловатая и буровато-серая, сильно слюдястая, слабопесчанистая, легко расщепляющаяся по поверхностям напластования, с крупными караваями - септариями (до 5 м в поперечнике) известковистого песчаника, черного внутри, желто-бурого на выветрелой поверхности. Мощность до 4,0 м.

Аналогичный разрез был вскрыт многочисленными буровыми скважинами Ухтинского геологического управления. Эти неопубликованные материалы были обобщены В.П. Абрамовым для составления схемы стратиграфии меловых отложений Урала на Втором Уральском стратиграфическом совещании (Унифицированные и коррелятивные стратиграфические схемы. . . , 1968).

Отложения готеривского моря известны близ южного окончания Урала, они вскрываются скважинами вдоль западных подножий Мугоджар. Эти прибрежные осадки моря, занимавшего Прикаспийскую впадину, и, по-видимому, сообщавшегося с бассейном Северо-Востока Русской платформы, представлены серыми глинами и песками с тонкими прослоями известняков. По данным Р.А. Сегедина (Унифицированные и коррелятивные стратиграфические схемы. . . , 1968), осадки готерива в северной части Предмугоджарья достигают мощности 56 м и содержат фауну пелелипод: *Astarte porrecta* Buch., *Pecten crassitesta* Roem., фораминиферы - комплекс с *Haplophragmoides subnonioninoides* Nikit., острокоды - комплекс с *Palaeocytheridea observata* (Sarap.).

Эти отложения довольно хорошо сопоставляются с нижней (подпестроцветной) пачкой готерива района Эмбы, откуда определяется богатый комплекс спор и пыльцы с преобладанием пыльцы древних хвойных и *Classopollis* и спор *Lygodium* (до 56%) (Болховитина, Баржатная и др., 1965).

Барремский ярус

Барремский век на территории Урала и прилегающих площадей был временем господства континентальных обстановок. Даже в северной части региона, где влияние близости Бореального бассейна сказывается наиболее часто, по замечанию В.Н. Сакса, нигде не найдена барремская морская фауна (Сакс и др., 1963). В связи с недостаточной палеонтологической характеристикой барремский ярус до последнего времени не выделялся в качестве самостоятельного подразделения, однако в разрезах мезозоя Западно-Сибирской плиты имеется мощная толща отложений, залегающих между слоями со *Speetonicerias ex gr. versicolor* и слоями, заключающими аптские растительные остатки. Эта толща характеризуется в некоторых районах остракодами вельдского облика и повсеместно содержит спорово-пыльцевые комплексы, характерные для неокома многих районов СССР, Восточной и Западной Европы, Англии и Северной Африки (Boltenhagen, 1965). Эти факты позволяют с определенной степенью уверенности предполагать наличие в западных районах Западно-Сибирской плиты отложений, синхронных барремскому ярусу, несмотря на отсутствие убедительных палеонтологических доказательств.

На севере восточного склона Урала, в бассейне рек Северной Сосьвы и Ляпин, В.А. Лидер (1964) и С.Г. Галеркина (1963) относят к баррему толщу мелкозернистых серых песков и алевролитов, которые В.А. Лидер описывает под именем северососьвинской свиты (прилож. 7). Он полагает, что верхняя часть толщи должна уже относиться к апту.

В центральной части Тольинского грабена, по В.А. Лидеру, 73% мощности свиты слагают полевошпатово-кварцевые пески, тонкие прослои алевролитов составляют около 7%, а 20% приходится на долю каолиновых глин с пластами бурого угля мощностью до 1 м. Общая мощность свиты 80 м.

К востоку от Урала, в нижнем течении р. Оби и ее правого притока Полюя, барремские отложения выделяются С.Г. Галеркиной также главным образом по положению в разрезе, выше фаунистически охарактеризованных слоев готерива. Здесь разрез представлен преимущественно алевролитами, по мере удаления от Урала замещающимися глинами зеленовато-серыми. Более грубозернистой является нижняя часть толщи. Как для алевролитов, так и для глин характерна сильная слюдястость. Исходя из фактора изменения гранулометрического состава

осадка, С.Г. Галеркина выделяет для этого района несколько типов разрезов. Мощность отложений, относимых к баррему, колеблется в пределах 140–224 м, также имея тенденцию возрастать в восточном направлении.

В Березовском районе отложения баррема, выделяемые по тому же принципу, что и в более северной части Зауралья, устанавливаются в составе верхней части леушинской свиты, несколько ниже песчаниковой пачки, известной как горизонт "М". В опорной скважине Березовская 1-Р они имеют мощность 139 м (от 1145 до 1006) и слагаются (снизу вверх): песчаником серым слюдистым, глинистым или известковистым, переслаивающимся с глинистым алевролитом – в нижней части (до глубины 1129 м), и аргиллитом серым алевролитистым, слюдистым, с тонкими прослоями глинистого песчаника и известняка – в верхней (прилож. 5). Авторы описания керна из органических остатков отмечают чешую рыб и обугленный растительный детрит.

В более южных районах Восточного Зауралья к барремскому ярусу также может быть отнесена верхняя часть выделяемой здесь леушинской свиты. Практически граница между отложениями, относимым к баррему и апту, обычно проводится по смене существенно алевролитовых образований леушинской свиты глинистыми – кошайской.

В Леушинской опорной скв. 1-Р верхняя часть леушинской свиты, в интервале 1590–1432 м, относимая мною к баррему, сложена однообразной толщей алевролита серого, участками темно-серого, слюдистого, линзовидно-волнисто-слоистого (термин П.Ф. Ли), с тонкими прослойками черного аргиллита и изредка глинистого известняка (прилож. 8). Из органических остатков в толще встречены только споры и пыльца и мелкий обугленный растительный детрит.

В более южных районах Восточного Зауралья в верхней части неокомских (готерив-барремских) отложений сероцветная леушинская свита сменяется в разрезе красноцветными образованиями, выделявшимися с 1956 г. по предложению Н.Н. Ростовцева под названием киялинской свиты. В стратиграфических схемах Тюменского совещания (1967 г.) для верхней части неокомских образований этого района предложено новое название – карбанская свита, так как здесь красноцветные отложения занимают в разрезе только верхнюю часть готерив-барремских отложений, в то время как в южных районах Сибири, на границе с Казахстаном, где в это время А.К. Богдановичем были выделены киялинские слои, они слагают оба эти яруса нижнего мела.

Смену красноцветных образований карбанской свиты сероцветными альымской, содержащей уже спорово-пыльцевой комплекс апт-альба, предлагается принимать за верхнюю границу барремских отложений. Для разреза Тюменской опорной скв. 1-Р эта верхняя граница может быть проведена на уровне 1098 м и мощность отложений баррема будет равна всего 76 м (прилож. 11).

Этими разрезами, относящимися к районам Восточного Зауралья и располагающимися на территории окраинной зоны Западно-Сибирской плиты, и ограничиваются участки, расположенные к востоку от Урала, где отложения барремского возраста если и не могут быть установлены непосредственно по палеонтологическим остаткам, то с достаточной степенью уверенности выделяются в разрезе ввиду наличия подстилающих отложений готерива и покрывающих осадков апта. Однако следует подчеркнуть, что если мы можем говорить о наличии в Зауралье отложений барремского яруса, то отграничение в разрезах их от подстилающих и покрывающих образований готерива и апта, а соответственно и определение объема отложений барремского яруса являются делом совершенно условным.

Вторым районом, где со значительной степенью уверенности могут быть выделены барремские отложения также по стратиграфическим соображениям, является район Печорской синеклизы. Здесь при изучении разрезов морских неокомских образований по р. Ижме исследователями выше темных глин с септариями известковистого песчаника, заключающими раковины симбирскитесов, описывалась толща песков и песчаников желтовато-серого цвета, слюдистых, с углистым детритом, обломками лигнитизированной древесины и линзовидными прослоями углистых глин и лигнита в верхней части толщи. В естественных разрезах видимая мощность песчаников порядка 20 м (Бодылевский, 1963). Геологический возраст

этой толщи определялся как баррем (?) главным образом по залеганию без видимого перерыва на отложениях готерива.

Буровыми скважинами, расположенными в бассейне верховий правых притоков р. Печоры, была вскрыта толща глинистых алевролитов и глин мощностью до 180 м, залегающая выше морского готерива (Бодылевский, 1963). Как показали спорово-пыльцевые анализы, здесь также присутствуют не только отложения неокомского возраста, но и апта, и альба.

Геологический возраст нижней неокомской части толщи оценивается, по данным В.П. Абрамова и Ф.И. Енцовой (Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала, 1968) и палинолога А.С. Грязевой (1968) как нерасчлененный готерив - баррем. На мой взгляд, бассейн р. Печоры является одним из районов, где наиболее вероятно получение сведений о составе барремских спорово-пыльцевых комплексов ввиду наличия здесь достаточно охарактеризованных палеонтологически готеривских образований и литологически и генетически отличных от них отложений, залегающих выше. Конечно, не исключено, что в разрезе Печорской синеклизы барремские отложения вообще отсутствуют, а пески с лигнитом, описанные из обнажений по р. Ижме, должны относиться уже к апту.

Судя по тому, что, по данным А.С. Грязевой, спорово-пыльцевые комплексы были извлечены из "зеленовато-серых, черно-серых глин" с обломками пеллеципод, исследованию подвергались собственно готеривские образования. Состав спорово-пыльцевых комплексов Печорской синеклизы будет рассмотрен позднее, вместе с остальными спорово-пыльцевыми комплексами нерасчленяемых готерив-барремских отложений региона.

Нерасчлененные отложения готерив-баррема (неокома)

На восточном склоне Урала неокомские отложения стали выделяться со времени применения палинологического анализа. К неокому (вернее, к нерасчлененным готерив-барремским отложениям) были отнесены серые глины, залегающие в основании разреза мела Ивдельского района и содержащие характерный комплекс спор и пыльцы, установленный в неокомских образованиях Западной Сибири главным образом по данным Э.Н. Кара-Мурзы для низовьев Енисея. В этих отложениях, для которых в 1956 г. было принято наименование тыньинской свиты, наиболее характерным является преобладание в споровой части спектра спор семейства глейхениевых и схизейных, главным образом разнообразных *Lugodinium* (гладких, бугристых и ворсистых). В пыльцевой части спектров весьма характерными являются зерна *Inevolutisaccites piceoides* Mart. и разнообразные зерна пыльцы рода *Picea*.

Отложения тыньинской свиты вскрыты скважинами в депрессиях Северного Урала (Ивдельский и Серовский районы). В наиболее полных разрезах в этих отложениях выделяются три пачки: нижняя - белые и светло-серые каолиновые глины, песчанистые, участками с мелким кварцевым гравием; средняя - серые и темно-серые глины с большим количеством растительного детрита; верхняя - серые каолиновые глины с прослоями лигнита и обломками лигнитизированной древесины. Палинологические спектры происходят главным образом из двух верхних пачек. Мощность отложений тыньинской свиты до 50 м.

Полный состав спорово-пыльцевых комплексов из отложений тыньинской свиты имеется в статье Е.П. Бойцовой (1964), составленной в этой части по материалам З.И. Мартыновой и Т.Т. Кольцовой. Интересной особенностью спорово-пыльцевых спектров тыньинской свиты является присутствие пыльцы *Protoquecus agdjakendensis* Bolch. (до 8-23%), которую З.И. Мартынова и Е.П. Бойцова считают продуцировавшей представителем покрытосемянных растений. Странность такого значительного количества пыльцы покрытосемянных в отложениях неокома заставляет Е.П. Бойцову предполагать, что образцы с этой пыльцы относятся не к средней пачке свиты (как это указано в описанных З.И. Мартыновой), а к верхам свиты и должны быть отнесены к более молодым образованиям.

Однако это явление, по-видимому, объясняется неправильным отнесением растения, продуцировавшего пыльцу *Pr. agdjakendensis* Bolch., к представителям покрытосемянных, на что определенно указывается в статье автора выделения данного вида пыльцы — Н.А. Болховитиной (Болховитина, Котова, 1963). Для устранения недоразумения, видимо, следует, как предлагают Н.А. Болховитина и И.З. Котова, впредь пыльцу этого типа именовать *Eucosmiidites minor* Groot and Rempi. Растение, продуцировавшее эту пыльцу, скорее всего является представителем древних голосемянных.

Неокомские сероцветные отложения с характерным комплексом пыльцы и спор были выявлены одиночными скважинами на восточном склоне Среднего Урала, где они сохранились в провалных воронках древнего карста.

Из этих точек весьма интересным является разрез континентальных меловых отложений, вскрытый гидрогеологической скв. 76, пробуренной в 1959 г. к северо-востоку от г. Каменска-Уральского (прилож. 14). Уникальность этой скважины заключается в том, что здесь в одном разрезе были вскрыты как бокситоносные отложения альбского или апт-альбского возраста (синарская свита), так и палеонтологически охарактеризованные образования неокома. Небезынтересно отметить, что самый факт присутствия в одном разрезе (скв. 76) отложений, датирующихся неохомом и апт-альбом, явился основанием для объединения их в одну свиту (синарскую), возраст которой, вопреки ранее известным фактам, был принят в пределах готерив — альб (!). Это решение было утверждено под давлением части участников Межведомственного стратиграфического совещания в 1960 г. в Новосибирске (Решения и труды. . . , 1961)*.

Скважиной 76 вскрыт разрез неокомских, частично, возможно, более древних отложений мезозоя. На выветрелой, закарстованной поверхности темно-серых известняков нижнего карбона, вскрытых на глубине 182 м, залегают (снизу вверх):

1. Интервал 182–158 м. Галечник олигомиктовый, преимущественно кварцевый, гальки слабо окатаны, преобладают уплощенной формы. Присутствуют гальки кремня, выветрелых метаморфических сланцев, яшмы серой и красной; они разные по размеру, преобладают с диаметром около 2 см. Споры и пыльца не обнаружены. Мощность 24 м.

2. Интервал 158–129,05 м. Галечник (гравелит), аналогичный по составу описанному из предыдущего слоя, но более мелкий, преобладает гравий размером до 1 см в диаметре. Отмечается обилие стяжений марказита. Гравелит слабо сцементирован глинистым цементом. В пробе из цемента гравелита в основании слоя (глуб. 158 м) обнаружен обедненный спектр спор и пыльцы. Мощность 28,95 м.

3. Интервал 129,05–119 м. Глина буровато-серая, слабопесчанистая, с изредка встречающимся растительным детритом. Прослой желтовато-серой и бурой жирной глины без растительного детрита. Спор и пыльцы не обнаружено. Мощность 10,05 м.

4. Интервал 119–105,50 м. Глина белая, с желтоватыми пятнами, с глубины 117 м в глине встречаются прослой, имеющие светло-бежевый цвет. В верхней части слоя, до глубины 106,5 м, изредка встречаются обугленные растительные остатки. Спор и пыльцы не обнаружено. Мощность 13,5 м.

5. Интервал 105,50–103,90. Глина светло-серая, слабо алевритистая, с обугленными растительными остатками. В верхней части слоя глина серая, песчанистая, с мелким гравием. Контакт с вышележащими пестроцветами резкий. Споры и пыльца обнаружены в трех образцах: обр. 1680 из верхней части интервала, обр. 1681 из средней и обр. 1682 из нижней. Мощность 1,60 м.

6. Интервал 103,90–103,25. Глина пестроцветная: в нижней части слоя кирпично-красная, с белыми, желтыми и лиловыми пятнами, выше — желтая, с белыми и лиловыми пятнами. Спор и пыльцы не обнаружено. Мощность 0,65 м.

*Это решение было пересмотрено на Свердловском совещании в 1963 г. (Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы. . . , 1968).

Затем керн отсутствует. Залегающие выше породы имеют совершенно другой облик и содержат резко отличный комплекс спор и пыльцы, позволяющий относить их к верхам нижнего мела или к основанию верхнего.

Таким образом, в описанной части керна палинологические остатки имеются в двух интервалах — 158–129 и 105,5–103,9 м. Спектр, полученный из образца с глубины 158 м, из цемента галечника, беден по наполнению (здесь едва удалось набрать сто зерен), что не позволяет уверенно говорить о возрасте содержащих его отложений. Спектр характеризуется резким преобладанием спор (87%) над пыльцой (13%). Превалирующее значение в спектре имеют споры различных *Coniopteris*, в меньшей степени — *Lygodium* и, наконец, глейхениевые. Пыльца весьма плохой сохранности. Встречено три зерна пыльцы *Podozamites*.

Преобладание в спектре спор над пыльцой и наличие в его составе зерен рода лигодиум и глейхениевых, возможно, указывает на ранний мел, однако не исключено, что он может быть и более древним, например поздняя, а возможно, и средняя юра, по преобладанию зерен *Coniopteris*.

Три образца из интервала 105,5–103,9 м оказались хорошо насыщенными зернами спор и пыльцы, состав их спектров приведен в табл. 3.

Для спектров, помещенных в этой таблице, характерны следующие особенности.

1. Резкое преобладание спор (около 80%) над пыльцой (около 20%).

2. Споры представлены главным образом семейством схизейных, в основном различными видами рода *Lygodium*, составляющими от 50 до 70% споровой части спектра, и в частности вида *L. pilosum* K.-M. (выделенного Е. Ивановой в подрод *Pilosispinulata*).

3. Полное отсутствие зерен пыльцы кедра, характерных для отложений верхов нижнего мела и пыльцы покрытосемянных растений.

Указанные особенности спектров, а также сопоставление с комплексами тыньинской свиты Северного Урала и готерив-барремскими комплексами Западной Сибири позволяют довольно уверенно относить к неокому, а по местной шкале — к тыньинской свите Урала отложения глинистой пачки, вскрываемой в скв. 76. Эту датировку подкрепляет характер спорово-пыльцевого комплекса из вышележащей толщи, достаточно хорошо датирующийся альбом или альб-сеноманом. С отложениями тыньинской свиты на Среднем Урале можно сопоставлять пачку сероцветных глин, вскрытых Туринской скв. 1-Р в интервале 836–789 м, залегающих выше толщи красноцветов (стратиграфическая позиция которых рассматривается ниже) и также охарактеризованных спорово-пыльцевым комплексом с преобладанием спор разнообразных лигодиумов и глейхений (Папулов, Ситникова, 1964).

Сходные комплексы миоспор были определены из темно-серых глин района рч. Караболки (бассейн р. Синары на Среднем Урале) и в окрестностях Магнитогорска (Сложеницына, Волков, 1970).

Первые публикации о наличии на Урале неокомских отложений, содержащих спорово-пыльцевые комплексы готерив-баррема, появились в трудах Межведомственного совещания по стратиграфии Сибири, где они были выделены под именем тыньинской свиты (Аграновская и др., 1957). С той поры тыньинская свита достаточно прочно вошла в стратиграфическую колонку восточного склона Урала. Спорово-пыльцевые комплексы ее описаны в монографии, посвященной палинологии нижнего мела (Бойцова, 1964); с этими комплексами производят сопоставление палинологических остатков неокома других регионов. Однако если для территории Западно-Сибирской плиты расчленение неокома на ярусы производится все с большей степенью обоснованности, то отложения тыньинской свиты по-прежнему индексируются готерив-барремом.

Учитывая, что стратиграфическая позиция свиты ничего определенного по этому вопросу не дает и никаких других палеонтологических остатков, кроме спор и пыльцы, здесь не найдено, то единственным фактором, могущим пролить свет на геологический возраст свиты, может явиться анализ спорово-пыльцевых комплексов. Некоторые дополнительные соображения можно высказать о возрасте свиты, анализируя палеогеографическую обстановку региона в раннемеловое время.

При описании спорово-пыльцевых комплексов из отложений Западной Сибири, где осадконакопление происходило в продолжение обоих веков, палинологи выделяют обычно комплексы спор и пыльцы валанжин-готеривского возраста и готерив-барремского, отмечая в первом из них значительное количество пыльцы хвойных (древние представители семейства Pinaceae), пыльцы проблематичной принадлежности Psophosphaera и пифофитовых водорослей. Здесь хвойную часть комплекса надо считать аллохтонной, наличие спор водорослей указывает, что комплекс характеризует водную среду накопления толщи. Это положение, собственно говоря, вытекает и из всего анализа осадконакопления валанжинских и готеривских толщ Западной Сибири, в частности, нахождения в них морской фауны. В верхней части разреза некома преобладание в комплексах получают споры, преимущественно принадлежавшие к семействам Schizaeaceae, Gleicheniaceae. Как отмечают все исследователи, необыкновенным разнообразием отличаются споры рода *Lygodium* (табл. 3).

Л.Г. Маркова (Гольберт и др., 1968) предполагает, что это различие имеет главным образом не стратиграфический, а палеогеографический характер. Она не считает на современном этапе изучения возможным расчленять готеривский и барремский спорово-пыльцевые комплексы, а выделяет три типа комплексов готерив-барремского возраста, различающихся по географическому распространению.

Не возражая против того что резкая разница между комплексами валанжин-готерива и готерив-баррема (существенно барремского) отражает в основном изменения палеоландшафтного характера, а не последовательное развитие растительных сообществ во времени, напомним, что в данном случае изменение палеогеографической обстановки, связанное с уходом моря с территории Западно-Сибирской плиты, и смена морских и прибрежно-морских ландшафтов на ландшафты низменных равнин, как раз и происходили (в основном) на границе готерива и баррема.

С другой стороны, наличие большого количества аллохтонной пыльцы семейства основных в комплексах валанжин-готеривского времени Западной Сибири предполагает широкое развитие хвойных лесов на территории суши, питающей провинции, которой являлся Урал. Между тем в комплексах спор и пыльцы тыньинской свиты Урала нет того изобилия зерен хвойных, которое могло послужить источником для создания аллохтонной части комплекса валанжин-готеривских отложений Западной Сибири. По-видимому, на Урале мы в настоящее время не можем указать отложений, содержащих спорово-пыльцевые комплексы, отвечающие по возрасту валанжин-готеривской части разреза.

Они или были уничтожены эрозией при поднятии Урала в готериве, или мы их не можем отчленить от образований, содержащих позднеюрские комплексы спор и пыльцы.

Некоторыми указаниями на существенно барремский возраст спорово-пыльцевых комплексов, заключенных в образованиях тыньинской свиты Урала, является то, что еще в 1957 г. Э.Н. Кара-Мурза для района Усть-Енисейской впадины именно в барремских отложениях в отличие от готеривских выделила комплекс, обогащенный спорами лигодиумов и глейхений.

В западной части Зауралья и на восточном склоне Южного Урала известны еще две толщи, относимые к готерив-баррему на основании их стратиграфического положения; это красноцветные образования, известные под именем карбанской свиты Зауралья, и так называемые максайские конгломераты Орской депрессии.

Толща красноцветных пород существенно глинистого состава была вскрыта буровыми скважинами в районе г. Туринска, в северной части Среднего Зауралья (Туринская скв. 1-Р) и в Южном Зауралье на водоразделе рек Уй и Миасс (прилож. 10, 12), а потом и южнее р. Уй, в северной части Тургайского прогиба. Красноцветная толща Туринского района описана автором и З.И. Ситниковой (Папулов, 1959, 1961а, Папулов, Ситникова, 1964), а также Р.А. Жарковой (1961). О красноцветах Южного Зауралья первая публикация принадлежит А.Г. Бер (1957), затем они описывались А.П. Сиговым (1958) и наиболее обстоятельно рассмотрены в статье Л.А. Умовой и В.П. Шатрова (1968).

С этими же красноцветными толщами на первом этапе изучения сопоставлялись пестроцветные глины, залегающие в основании меловых образований в не-

Таблица 3

Спорово-пыльцевые спектры из зерна скв. 76
(г. Каменск-Уральский)

| Наименование | Обр. 1680 | | Обр. 1681 | | Обр. 1682 | |
|--|------------------|-----|------------------|-----|------------------|------|
| | количество зерен | % | количество зерен | % | количество зерен | % |
| Споры | | | | | | |
| <i>Gleichenia laeta</i> Bolch. | 19 | 12 | - | - | 42 | 21 |
| <i>G.orientalis</i> (Bolch.) Botsch. comb.nov. | 2 | 1,3 | 15 | 10 | - | - |
| <i>G.delicata</i> Bolch. | 8 | 5,4 | - | - | - | - |
| <i>G.stellata</i> Bolch. | - | - | 13 | 8 | - | - |
| <i>G.umbonata</i> Bolch. | - | - | 31 | 20 | - | - |
| <i>G.aff.glauca</i> (Thun.)Hook | - | - | 8 | 6 | - | - |
| <i>Selaginella</i> | - | - | - | - | 4 | 2 |
| <i>Coniopteris jurassica</i> Bolch. | 7 | 5 | - | - | - | - |
| <i>C.hymenophylloides</i> (Brongn.) Sew. | - | - | - | - | 8 | 4 |
| <i>Coniopteris</i> sp. | 5 | 3,3 | - | - | 15 | 7,5 |
| <i>Lygodium subsimplex</i> (Naum.) Bolch. | 16 | 11 | 2 | 1,3 | 6 | 3 |
| <i>L.concavum</i> Botsch. | 21 | 14 | - | - | 24 | 12 |
| <i>L.pilosum</i> K.-M. | 2 | 1,3 | - | - | 7 | 3,5 |
| <i>L.mirabilis</i> Bolch. | - | - | 2 | 1,3 | - | - |
| <i>L.leptodermus</i> Mart. | 15 | 10 | 3 | 2 | - | - |
| <i>L.cf.subsimplex</i> Bolch. | 4 | 3 | - | - | - | - |
| <i>Lygodium</i> sp.1 | - | - | - | - | 19 | 9 |
| <i>Lygodium</i> sp.2 | - | - | 2 | 1,3 | 2 | 1 |
| <i>Lygodites leptodermus</i> Mart. | 3 | 2 | - | - | - | - |
| <i>Cibotium</i> sp.1 | - | - | - | - | 23 | 11,5 |
| <i>Cibotium</i> sp.2 | - | - | 2 | 1,3 | 16 | 8 |
| <i>Cibotium</i> sp.3 | 3 | 2 | - | - | - | - |
| <i>Microlepites gleichenioides</i> Agr. | - | - | - | - | 6 | 3 |
| <i>Mohria paula</i> Botsch. | - | - | 6 | 4 | - | - |
| <i>Leiotriletes typicus</i> Naum. | 15 | 10 | - | - | - | - |
| <i>L.gleicheniaeformis</i> Bolch. | 5 | 3,3 | - | - | - | - |
| <i>Leiotriletes</i> sp. | - | - | 6 | 4 | - | - |
| Неопределенные споры | - | - | 4 | 3 | - | - |
| Сумма спор | 131 | 87 | 113 | 76 | 182 | 81 |
| Пыльца | | | | | | |
| <i>Pinus</i> , n/p <i>Haploxylon</i> | 3 | 2 | - | - | 14 | 7 |
| <i>P.</i> n/p <i>Diploxylon</i> | 3 | 2 | 2 | 1,3 | - | - |
| <i>Pinus</i> sp. | - | - | 3 | 2 | - | - |
| <i>Picea</i> sp.1 | - | - | 11 | 7 | - | - |
| <i>Picea</i> sp.2 | 5 | 3,3 | - | - | - | - |
| <i>Picea</i> sp.3 | - | - | 8 | 6 | - | - |
| <i>Podocarpus</i> sp.1 | - | - | 6 | 4 | - | - |
| <i>Podocarpus</i> sp.2 | - | - | - | - | 3 | 1,5 |
| <i>Podozamites</i> sp. | 8 | 5,7 | - | - | - | - |
| <i>Coniferae</i> (рваная, неопр.) | - | - | 7 | 4,6 | 21 | 10,5 |
| Сумма пыльцы | 19 | 13 | 37 | 24 | 38 | 19 |

Примечание. Определения Н.Ю. Бронниковой.

большой мульде по р. Юконке, к юго-востоку от г. Верхотурья (Г.В. Голубков - устное сообщение).

Толща красноцветных образований Туринского района и Южного Зауралья представлена главным образом глинами, преимущественно кирпично-красного цвета, каолиновыми; характерным их признаком является карбонатность. В Туринской скв. 1-Р глины в нижней своей части содержат несколько прослоев конгломерата и вся толща имеет более грубозернистый состав, чем в южных ее разрезах. Общая мощность толщи в Туринской скважине около 100 м.

В разрезах Южного Зауралья глинистый состав толщи более выдержан, хотя песчаные и гравийные прослои здесь также имеются. Максимальная мощность толщи равна 205 м, в среднем около 100 м (Умова, Шатров, 1968).

Геологический возраст толщи определяется ее стратиграфическим положением - выше отложений, заключающих средне-верхнеюрский спорово-пыльцевой комплекс (а также иногда и крупномерные растительные остатки, датируемые средней - поздней юрой), и ниже глин, заключающих аптский спорово-пыльцевой комплекс, в наиболее полных разрезах Южного Зауралья, и готерив-барремский (скорее барремский) комплекс в разрезе Туринской скв. 1-Р.

Палеонтологические остатки, находимые в керне скважин Южного Зауралья (о которых сообщается в упоминавшейся выше статье А.Г. Бер), имеют аллохтонное происхождение. Автором была произведена отмывка образцов керна, где были встречены органические остатки; в препаратах были обнаружены остатки криноидей, мшанок, фораминифер, радиолярий, гастропод и спикулы губок. Фораминиферы представлены окатанными ядрами и обломками ядер. По заключению Ф.В. Киприяновой, остатки фораминифер имеют палеозойский облик. Спикулы губок также принадлежат в своем большинстве к палеозойским родам. Они представлены в обломках, имеют халцедоновый состав, по-видимому, за счет вторичного замещения. Все остатки фауны имеют характер переотложенных из различных горизонтов. Плохая сохранность остатков не позволяет даже предположительно указать, из отложений какого возраста они поступили при образовании толщи. Тем более эти остатки не могут быть полезны при определении геологического возраста красноцветной толщи.

При изучении красноцветов Зауралья им было присвоено название киялинской свиты * как вследствие сходства с отложениями киялинской свиты южной части Западной Сибири, так и в связи с аналогичной стратиграфической позицией толщи красноцветов Зауралья и стратотипа разреза киялинской свиты.

Следует заметить, что киялинская свита была выделена на первом этапе изучения и в разрезах Тюменского района Западной Сибири, однако на последнем стратиграфическом совещании было принято решение исключить из стратиграфической схемы Тюменского района киялинскую свиту, ввиду того что этот район и южная часть Западно-Сибирской низменности, где находится стратотип киялинской свиты, находятся в разных структурно-фациальных зонах и пестроцветы Тюмени не являются прямыми аналогами красноцветов киялинской свиты. Пестроцветы Тюменского района, как это уже отмечалось, в настоящее время объединяются в самостоятельную карбанскую свиту.

Для Зауралья, являющегося, как и южная часть Западно-Сибирской низменности, окраинной зоной области накопления осадков на прогибавшейся Западно-Сибирской плите и представлявшего в раннемеловую эпоху обширную зону аллювиальных долин, наименование киялинской свиты для пестроцветных осадков нижнего мела можно сохранить, особенно учитывая, что это название уже прочно вошло в лексику геологов. Стратиграфическое ее положение контролируется растительными остатками позднеюрского возраста в основании и комплексами пыльцы и спор готерив-барремского (барремского ?) возраста на севере (Туринский район) и аптскими в Южном Зауралье. Таким образом, ее стратиграфическое положение может колебаться в промежутке от поздней юры до баррема включительно.

* Для Среднего Зауралья - Г.Н. Папуловым, для Южного Зауралья - А.П. Сиговым.

Весьма интересная находка была сделана З.И. Ситниковой и И.С. Эдигер при просмотре керна скважин, пробуренных на водораздельной площади рек Миасс и Уй, в Южном Зауралье. Здесь в скв. 14-Р, в интервале 514-503 м, среди пестроцветных отложений, залегающих под серыми глинами с аптскими спорово-пыльцевыми комплексами, был обнаружен прослой темно-серой, углистой глины, из которой удалось извлечь довольно обильный спорово-пыльцевой спектр, содержащий значительное количество спор семейства схизейных и глейхениевых (табл. 4). Этот спектр сопоставим с комплексом тыньинской свиты более северных районов Урала, отличаясь от комплексов поздней юры почти полным отсутствием спор кониоптерис и значительным разнообразием спор семейства глейхениевых. Не уточняя возраст содержащей спектр толщи до яруса, можно достаточно уверенно датировать ее в пределах неокома.

Появление в Зауралье в разрезе верхнемезозойских отложений красноцветов установлено для образований позднеюрского возраста (Папулов, 1959, 1961а, 1965; Папулов, Мартынова, 1970; Кольцова и др., 1962; Жаркова, 1961). Появление красноцветности осадков здесь расценивается как указание на аридизацию климата региона в конце юрского периода, что подтверждается сменой фитоценозов, заключающейся в резком увеличении в палинологических комплексах пыльцы *Classopollis*. Эта аридизация климата, отмечаемая для районов Зауралья, хорошо согласуется с развитием аридной климатической зоны в районах Средней Азии и Южной Сибири, устанавливаемой палеоботаниками (Вахрамеев, 1957) для поздней юры и раннего мела. Таким образом, исходя из палеоклиматической оценки образований киялинской свиты Зауралья она также может иметь возраст, начиная от позднеюрского и кончая неокомом (в данном случае барремом). Сопоставление с соседними районами Западно-Сибирской плиты дает, к сожалению, немного. Наиболее полно пестроцветная меловая толща, именованная раньше киялинской свитой, а теперь карбанской, представлена в разрезах Покровских и Заводоуковских скважин и в меньшей мере в Тюменских (Ли, Равдоникас, 1960а); здесь пестроцветы имеют существенно барремский или в крайнем случае позднеготеривский возраст, так как подстилаются морскими глинами с фауной *Spreetoniceras versicolor* и циренами вельдского облика.

Однако если континентальные красноцветные образования на Западно-Сибирской плите не могли отлагаться до ухода с этой территории эпиконтинентального моря, то в Зауралье и на восточном склоне Урала, где в юре и неокоме моря не было, континентальные красноцветные образования могли образовываться одновременно с морскими осадками Западно-Сибирской плиты.

По-видимому, наиболее правильным будет выделять в Зауралье среди поздне-мезозойских образований две красноцветные разновозрастные толщи: первую - существенно верхнеюрского возраста, содержащую прослой лигнита, характеризующую палинологическим комплексом с высоким содержанием пыльцы *Classopollis* (таборинская, коскульская свиты), и вторую - не содержащую органогенных пород и определенных палеонтологических остатков (кроме перетолженных), состоящую из красноцветных карбонатных глин с прослоями грубообломочных пород (киялинская свита). В тех разрезах, где в одной скважине вскрыты обе толщи, они разделены слоями гравелита или конгломерата. Возраст второй из этих толщ (киялинской свиты) определяется только по стратиграфическому положению и по палеогеографическим построениям. Учитывая, что на время образования киялинской свиты приходится наибольшее развитие аридности климата, наступившего в более южных районах в неокоме, этим же интервалом следует определять образование киялинской свиты в Зауралье. Так как уже в барреме здесь происходит гумидизация климата, отразившаяся в образовании тыньинской свиты, наиболее вероятный отрезок времени в образовании киялинской свиты будет валанжин - готерив.

Образование киялинской свиты в Зауралье как функцию климата подчеркивает ее географическое положение в южной половине Урала и наиболее полное развитие в районах, приграничных с Северным Казахстаном.

Условно к неокому относится еще одна толща, известная в литературе как максайские конгломераты. Она была выделена А.Л. Яншиным при региональных

Таблица 4

Спорово-пыльцевой спектр из керна скв. 14-Р. Интервал 514-503 м

| Наименование | Количество зерен | |
|---|------------------|------|
| | Споры | % |
| <i>Sphagnum</i> sp. sp. | 1 | 0,4 |
| Lycopodiaceae | 1 | 0,4 |
| <i>Selaginella</i> sp.sp. | 2 | 0,8 |
| <i>S.orbiculata</i> Krasn. | 2 | 0,8 |
| <i>S.granata</i> Bolch. | 4 | 1,6 |
| <i>Selaginellidites verrucosus</i> (Cooket Dett.) | 1 | 0,4 |
| Polypodiaceae | 9 | 3,6 |
| Hymenophyllaceae | 3 | 1,2 |
| <i>Cibotium</i> sp. | 1 | 0,4 |
| <i>Alsophila</i> sp. | 1 | 0,4 |
| <i>Gleichenia</i> sp. | 22 | 8,8 |
| <i>G.umbonata</i> Bolch. | 4 | 1,6 |
| <i>G.stellata</i> Bolch. | 2 | 0,8 |
| <i>G.laeta</i> Bolch. | 3 | 1,2 |
| <i>G.angulata</i> (Naum.) Bolch. | 2 | 0,8 |
| Schizaeaceae | 16 | 6,4 |
| <i>Pelletieria</i> sp. | 50 | 20 |
| <i>Mohria caffrorites</i> Mark. | 5 | 2 |
| <i>Lygodium unguatum</i> E.Iv. | 2 | 0,8 |
| <i>L.bellum</i> E.Iv. | 2 | 0,8 |
| <i>L.langipilosum</i> E.Iv. | 1 | 0,4 |
| <i>L.valanjinensis</i> K.-M. | 2 | 0,8 |
| <i>L.splendidum</i> K.-M. | 1 | 0,4 |
| <i>Lygodium spinosum</i> E.Iv. | 1 | 0,4 |
| <i>L.sp.</i> | 6 | 2,4 |
| <i>Anemia</i> sp.sp. | 4 | 1,6 |
| <i>Osmunda</i> sp. | 2 | 0,8 |
| Osmundaceae | 2 | 0,8 |
| <i>Matonia</i> sp. | 4 | 1,6 |
| <i>Leiotriletes tricuspidatus</i> Bolch. | 2 | 0,8 |
| <i>Riccia</i> sp. | 1 | 0,4 |
| <i>Stenozonotriletes</i> sp. | 2 | 0,8 |
| <i>Camptotriletes</i> sp. | 2 | 0,8 |
| <i>Cingulatisporites euskirchenoides</i> | 1 | 0,4 |
| <i>Del. et Sprum.</i> | | |
| Сумма | 165 | 60 |
| | Пыльца | |
| <i>Caytonia oncoides</i> (Harris) Bolch. | 35 | 14,0 |
| <i>Ginkgo</i> sp. | 8 | 32,0 |
| <i>Podocarpus</i> sp. | 5 | 20,0 |
| <i>Podozamites</i> sp. | 1 | 0,4 |
| <i>Classopollis</i> sp. | 1 | 0,4 |
| Pinaceae | 21 | 8,4 |
| <i>Cerodus</i> sp. | 2 | 0,8 |
| Taxodiaceae | 11 | 4,4 |
| <i>Sciadopitys</i> sp. | 1 | 0,4 |
| Сумма | 85 | 34 |

исследованиях в Орской депрессии (Яншин, 1964). Конгломераты полимиктовые, с известковистым цементом, имеют локальное распространение, встречены в обнажениях по притокам р. Губерли и в районе Аккермановского рудника, имеют мощность от 10–15 до 75–80 м, в верхней части с прослоями серых (углистых) глин и железистых песчаников и гравелитов. Никаких органических остатков в конгломератах найдено не было. Наши попытки получить спорово-пыльцевые спектры из конгломератов с правого берега р. Губерли также не увенчались успехом.

Конгломераты залегают на коре выветривания палеозойских образований и на юрских континентальных отложениях зирен-агачской свиты, перекрываются породами верхнего палеогена и неогена, местами турона. К некому конгломераты были отнесены ввиду внешнего сходства с аналогичными образованиями более южных районов Казахстана (даульская свита Северного Приаралья). Учитывая отсутствие новых материалов по вопросу стратиграфической принадлежности максайских конгломератов, нет оснований пересматривать их некомский возраст. Тем более, что при сопоставлении с разрезом мезозойских отложений Южного Зауралья максайские конгломераты имеют наибольшее количество общих черт с грубообломочной частью киялинской свиты.

Аптский ярус

В аптском веке на территории Урала и прилегающих к нему районов продолжал господствовать континентальный режим, установившийся в конце неокома, претерпевший, однако, значительную гумидизацию, сказавшуюся на составе комплексов миоспор, уже к концу баррема. В связи с этим здесь на большей части территории неизвестны и морские фауны аптского возраста. Лишь в основании толщи пород, относимых к аптскому ярусу, в северо-западной части Западно-Сибирской плиты, в составе кошайской свиты, выявляются прослой аргиллитов, содержащие комплексы фораминифер. Палеонтологическим обоснованием выделения в регионе отложений аптского возраста служат находки отпечатков растений и особенно спорово-пыльцевые спектры, изученные как в области сплошного распространения отложений в Зауралье, так и в изолированных депрессиях восточного склона Урала.

На севере восточного склона Урала и в прилегающих районах Западно-Сибирской низменности отложения апта не отчленяются от верхов неокома, объединяясь в одну северососьвинскую свиту.

Как уже отмечалось при описании барремского яруса, свита сложена мелкозернистыми песками и алевролитами светло-серого цвета с углистыми прослоями. В.А. Лидер, автор выделения свиты, изучавший ее в районе р. Северной Сосьвы, полагает, что большая часть свиты должна быть отнесена к апту, это же подтверждает и список определений спорово-пыльцевых спектров, где основное место занимают споры разнообразных глейхений, особенно *Gleichenia laeta* Bolch., *Gl. triplex* Bolch. (Лидер, 1964, стр. 50).

Не располагая новыми материалами, авторы стратиграфической схемы Западно-Сибирской низменности указывают для северососьвинской свиты восточного склона Урала комплексы готерив-баррема и апт-альба (Решения и труды. . . , 1969), что собственно ничего не дает для решения вопроса о возрасте свиты и вряд ли соответствует действительности. Трудно также сказать, включают ли верхи свиты образования, имеющие уже альбский возраст, так как комплексы спор и пыльцы верхов апта и низов альба не могут быть в настоящее время разделены. Следуя указанию В.А. Лидера, что вышележащие породы альба с комплексом фораминифер с *Ammobaculites fragmentaris* Cushman. (средний альб) ложатся с размывом на отложения северососьвинской свиты, можно согласиться с ним, ограничив верхний возрастной предел отложений свиты (в наблюдавшихся им разрезах) аптом. Невозможно сказать, какая часть мощности отложений свиты, определяемая равной 80 м, приходится на ее аптскую часть.

Для более северных районов Зауралья по разрезам скважин в бассейне рек

Ляпин, Войкар, Танья С.Г. Галеркина указывает на развитие аптских отложений, однотипных с северососьвинской свитой, характерных обилием обугленного детрита и наличием среди алевролитов и песков прослоев глины и скрытокристаллического известняка. Максимальная мощность отложений апта, по С.Г. Галеркиной, составляет для этих районов 185 м.

Возраст пород определяется составом спорово-пыльцевых комплексов. По данным Н.Д. Мчедишвили, комплекс северососьвинской свиты отличается от комплекса неокомских отложений повышенным содержанием и разнообразием видов семейства глейхениевых (*Gleichenia delicata* Bolch., *Gl.rasilis* Bolch., *Gl.circinidites* Cook., *Gl.dicarpoides* Grig., *Gl.stellata* Bolch.), уменьшением количества спор схизейных, причем из этого семейства наибольшее значение приобретают представители рода *Anemia*. Соотношение в комплексе споровой и пыльцевой частей непостоянно: иногда преобладают споры папоротников и плауновых, в других случаях — пыльца хвойных растений. Для комплекса характерна пыльца, определяемая по искусственной классификации: *Cirratriradites spinulosus* Cook. et Dett., *Cingulatisporites euskirchenoides* Delc. et Sprum., *Apiculatisporites nonthaggiensis* Cook. et Dett., довольно много пыльцы родов *Picea*, *Protopicea*, *Piceites* семейства *Taxodiaceae*. Отмечаются единичные зерна пыльцы покрытосемянных.

К востоку от Приполярного Урала, на правом берегу р. Оби, в бассейне ее правого притока Полуя и на Южном Ямале, скважины вскрывают толщу пород, настолько сходную с выделяемой в бассейне р. Северной Сосьвы, что в стратиграфической схеме нижнего мела для нее сохранено наименование северососьвинской свиты. Здесь свита слагается также мелкозернистыми песками и алевролитами с мергелистыми и глинистыми прослоями. Так же как и для нижележащих отложений, по направлению к востоку, по мере удаления от Урала, в разрезе увеличивается мощность слоев глин и уменьшается размерность обломочного материала. Увеличение в разрезе значения прослоев глин наблюдается в этой части низменности и в южном направлении. В восточном (и частично северном) направлении увеличивается мощность свиты. Так, С.Г. Галеркина для Таношчинского района указывает мощность апта (северососьвинской свиты) около 170 м, для Шугинской площади — 265 — 390 м. В стратиграфической схеме Тюменского совещания 1967 г. мощность северососьвинской свиты для выделяемого в схеме Пойлуско-Южно-Ямальского района указывается в пределах 200 — 600 м (прилож. 2, 5, 6).

Здесь свита также обогащена углистым детритом и единственными содержащимися в ней органическими остатками являются споры и пыльца. Состав комплексов существенно не отличается от состава, приводимого для свиты в районах восточного склона Приполярного Урала. Однако указываются комплексы, характерные только для апта (или апт-альба), без комплексов неокома, хотя предполагается, что в свиту, так же как и на восточном склоне Урала, включаются отложения баррема. На бассейновый характер отложений на территории Западно-Сибирской плиты, включая возможную кратковременную связь с морем, указывает присутствие в спорово-пыльцевых комплексах водных форм (гистрихосферидии). Для этих западных разрезов Западно-Сибирской плиты вопрос о проведении нижней и верхней границ аптского яруса является неопределенным не в меньшей степени, чем для районов восточного склона Приполярного Урала.

Увеличение в разрезе аптских отложений мощности прослоев глин, наблюдаемое в южном направлении для районов севера Западно-Сибирской низменности, постепенно приводит к образованию в нижней части толщи существенно глинистой пачки, получившей название кошайской свиты. За верхней алевроитовой частью толщи закрепилось наименование викуловской свиты. Подобное деление хорошо прослеживается в Березовском районе и к востоку от него (например, в Уватской скважине опорного бурения). Кошайская свита представлена глинами (аргиллитами) светло-серого цвета, реже темно-серого, почти черного, тонкоплитчатыми, с подчиненными прослоями темно-серых и черных известковистых, тонкослоистых глин. В Березовской скв. 1-Р ее мощность равна 38 м (интервал 959-921 м). Викуловская свита в этой скважине выделяется в интервале 921-738 м (мощность 183 м). По данным Г.К. Боярских, она сложена алевролитами с частыми

маломощными прослойками песчаников, аргиллитов и известняков. Алевролиты кварцевые или полевошпатово-кварцевые, светло-серые с зеленоватым оттенком. Нередко наблюдается косая слоистость. В тяжелой фракции наиболее часто встречаются магнетит, эпидот, циркон, турмалин, сфен, гранат (Боярских и др., 1962).

З.И. Булатова указывает нахождение в керне Березовской скважины 1-Р фораминифер. Довольно хороший комплекс обнаружен в глинах кошайской свиты; находки единичных раковин указываются ею по всей толще викуловской свиты (Булатова, 1969б). В основании кошайской свиты (в пачке "М") З.И. Булатовой указываются: *Haplophragmoides umbilicatus* Dain, *Hyperammina artica* (Dampel et Mjatl.), *Verneuilinoides* sp., *Trochammina depressa* Loz.

В кошайской свите наряду с агглютинированными раковинами найдены известковые, преобладающие по количеству: *Dentalina* (?) aff. *defterani* Tapp., *Lenticulina* aff. *polygona* (Perm.), *Eponides morani* Tapp., *Conorboides umiatensis* (Tapp.) и др. Кроме того, значительное место занимают планктонные формы: *Hedbergella planispira* (Tapp.), *H. wachitensis* (Carsey), *H. aptiana* Barten., *Gümbelina* sp. и др. З.И. Булатова отмечает, что этот комплекс имеет сходство с апт-альбскими комплексами Аляски, формации торок (Torok formation).

В разрезе Леушинской опорной скважины, по описанию П.Ф. Ли, кошайская свита мощностью 37 м (интервал 1403-1366 м) представлена аргиллитами темно-серыми, почти черными, неяснослоистыми, с обугленным растительным детритом, с редкими тонкими прослойками алевролита и известняка. В верхней части свиты преобладает темно-серый слюдястый алевролит также с примесью обугленного растительного детрита. Смена глинистых пород (аргиллита) алевритовыми происходит постепенно, и с глубины 1368 м алевролит приобретает светло-серый цвет, прослойки аргиллита исчезают; здесь П.Ф. Ли проводит границу кошайской и викуловской свит.

Викуловская свита в Леушинской скважине выделяется в интервале 1366-1212 м (мощность 154 м), она представлена алевролитами светло-серыми, серыми, часто слюдястыми, с тонколистовой, мелковолнистой и косой слоистостью. Постоянно содержатся обугленный растительный детрит и тонкие прослойки глинистого известняка (Ли, Равдоникас, 1960б). В разрезах Березовского и Леушинского районов (так же как и в более южных) верхняя граница викуловской свиты проводится по появлению фауны фораминифер комплекса *Ammobaculites fragmentarius* Cushman. (альб, скорее всего средний).

Свиты кошайская и викуловская наиболее четко отграничены и хорошо выделяются в разрезе этой части Западной Сибири. Кошайская свита (или пачка, как ее называли до совещания 1967 г.) дает четкий пик на каротажной диаграмме, и поэтому она является репером при поисково-разведочных работах на нефть в районах западной окраины Западно-Сибирской низменности. При выделении кошайской свиты П.Ф. Ли условно отнес ее к баррему. После исследований состава спор и пыльцы из этой свиты был установлен ее аптский возраст. Существенно аптский же возраст был установлен по данным спорово-пыльцевого анализа и для викуловской свиты. Поэтому с некоторой мерой условности на стратиграфическом совещании в Новосибирске в 1960 г. викуловская и кошайская свиты были для западной части плиты признаны по объему отвечающими аптскому ярусу (Решения и труды. . . , 1961).

Однако границы яруса не совсем точно совпадают с литологическими границами свит, что было учтено на Тюменском стратиграфическом совещании. Смена неокомских спорово-пыльцевых комплексов на аптский или, точнее, на апт-альбский происходит уже в основании верхней песчано-алевролитовой пачки леушинской свиты, так называемой пачки "М". Основанием для отнесения к апту явилась также находка в подошве пачки в Березовском районе комплекса фораминифер с *Hyperammina artica* (Dampel et Mjatl.). Верхняя граница свиты не совпадает с границей аптского и альбского ярусов (на что указывал П.Ф. Ли еще при выделении викуловской свиты). Значительная часть викуловской свиты должна быть отнесена к нижнему альбу, за что говорит среднеальбский возраст покрывающих ее отложений низов ханты-мансийской свиты, устанавливаемый по содержащимся в ней иноцерамам.

Таким образом, в Березовской скважине аптский возраст будут иметь отложения в интервале от 1006 до 830 м (пачка "М"), т.е. вся кошайская свита и викуловская свита до смены алевролитов песчаниками. Конечно, обе границы в значительной степени условны.

Относя, по аналогии с Березовским районом, песчаники пачки "М" к апту, нижнюю границу аптских отложений в Леушинской опорной скважине следует проводить не на уровне 1403 м (основание кошайской свиты), а на уровне 1432 м; верхнюю границу можно условно проводить по появлению слоя песчаника на глубине 1267 м.

В более южных частях западной окраины Западно-Сибирской низменности, где в верхах неокома имеется толща пестроцветов, из разреза низов отложений аптского яруса исчезает глинистая пачка (кошайская свита). Здесь отложения низов апта, выделенные в 1967 г. в алымскую свиту, характеризуются двучленным делением, причем нижнюю половину составляет толща серых слабослюдистых песчаников (в Тюменской опорной скв. 1-Р в интервале 1098-1050 м), верхнюю (до глубины 1029 м) - аргиллит темно-серый, с тонкими прослоями светло-серого алевролита, количество которых увеличивается в верхней части свиты.

В викуловскую свиту в Тюменском типе разрезов выделяется толща алевролитов, более грубозернистых (до песчаников в верхней части), причем довольно условно эта верхняя часть свиты относится к альбскому ярусу. По схеме 1967 г. общая мощность викуловской свиты в Тюменском районе равна 160 м, из которых нижние 80 (нижневикуловская подсвита) отнесены к апту, а верхние 80 (верхневикуловская подсвита) - к альбу. Этот характер разреза с указанными мощностями наблюдается по скважинам, расположенным в более восточных частях Западно-Сибирской плиты (например, Покровская группа скважин); для собственно Тюменского района эти мощности меньше; так, при условии выделения алымской свиты (куда отошла часть отложений, ранее включавшихся в состав викуловской свиты) в Тюменской скв. 1-Р на долю викуловской свиты остается интервал 1029-961 м (68 м). Граница отложений апта и альба может условно быть отмечена на глубине 980-986 м по появлению первых радиолярий *Sphaeroideae*, *Discoideae* и несколько ниже находок фораминифер из родов *Narphragmoides*, *Ammobaculites* (по описанию П.Ф. Ли).

Выделение в разрезе Тюменского района нижней части викуловской свиты в самостоятельную алымскую явилось следствием обособления для более северных районов кошайской свиты, иначе оставшаяся часть викуловской свиты южных районов (Тюменского) не соответствовала бы объему викуловской свиты северных районов (без кошайской свиты). Кроме того, выделением этих различных для разных районов свит подчеркивалось различие фациального состава разрезов с появлением красноцветных отложений (южный тип разрезов с киялинской и карбанской свитами) и разрезов более северного типа с сероцветным характером отложений в неокоме (леушинская свита). Собственно же отложения алымской свиты не отличаются очень резко от отложений викуловской, характеризуясь одинаковым палинологическим составом и имея сходную литологическую характеристику.

В разрезе Туринской скв. 1-Р алымская свита может быть выделена в интервале 788-716 м и викуловская - в интервале 716-671 м. Граница между отложениями апта и альба намечается на глубине 700 м (прилож. 10). В наиболее западной из опорных скважин - Кузнецовской 1-Р - разрез верхов нижнего мела приближается к типу отложений восточного склона Урала, и здесь свиты западной окраины Западно-Сибирской плиты выделяются с трудом, однако в некоторой степени условно они могут быть намечены в следующих интервалах: алымская свита - 762-682 м, викуловская - 682-620 м. Граница отложений апта и альба - на 645 м (прилож. 8).

Для аптских отложений западной окраины Западно-Сибирской низменности, в местах развития кошайской, алымской, викуловской свит, выделяется спорово-пыльцевой комплекс, чаще с преобладанием споровой части. Наиболее характерными компонентами являются споры *Riccia*, *Sphagnum* sp., *Selaginellidites* верту-

cosus (Cook. et Dett.) Krasn., *S. spinulosus* (Cook. et Dett.) Krasn., Polypodiaceae (до 8%), *Gleichenia* (различные виды до 30–50%, иногда больше), Schizaeaceae (*Pelletieria* sp., *Lygodium splendidum* K.–M., *L. bellum* E. Iv., *L. trioreticulosus* (Cook) Bolch. и др., *Anemia* sp. (до 30%), *Osmunda* sp., пыльца *Caytonia* sp., *Ginkgo* sp. (до 60%), *Podocarpus* sp., *Podozamites* sp. (до 6%), Pinaceae (до 35%), Taxodiaceae–Cupressaceae, Angiospermae.

Этот обобщенный комплекс для аптских и альбских отложений принят коллективом палинологов на Тюменском стратиграфическом совещании в 1967 г. Л.Г. Маркова отмечает, что комплексы апт–альба слабо дифференцированы географически и мало изменяются по разрезу. Наиболее заметным является содержание спор глейхений; большее значение глейхений в комплексе наблюдается в западных (приуральных) частях низменности и нижней (аптский) части разреза. Количество зерен покрытосемянных увеличивается в верхней части разреза (Голтберг и др., 1968).

Для отложений кошайской свиты отмечается повышение значения водных форм: *Dinoflagellatae*, *Hystriochosphaeridae* (до 83%), *Picea* sp., *Briales* (до 73%).

Из различных скважин Западной Сибири известны немногочисленные находки крупномерных растительных остатков. Так, еще А.Н. Криштофовичем были определены *Pityostrobus sibirica* Krysh. (Заводоуковская скв. 2–Р, интервал 970–966 м) и *Phoenicopsis cf. magnifolia* Pryn. (Колпашевская скв.). Полный список находок крупномерных остатков растений, включающих представителей папоротников, цикадовых и хвойных, приводят Ю.А. Тесленко и Л.Г. Маркова (1962). Все эти находки происходят из нерасчлененных апт–альбских отложений покурской свиты, развитой восточнее рассматриваемого региона, в среднем течении р. Иртыш.

Альбский ярус

Отложения альбского возраста широко развиты в Зауралье и в восточной зоне восточного склона Урала. К альбу, как отмечалось, относится верхняя часть описанных выше образований викуловской свиты. Главным же образом это сероцветные, существенно глинистые по составу отложения, содержащие остатки морской фауны, хорошо выдерживающиеся на всем пространстве от устья Оби до Северного Казахстана и известные в геологической литературе под названием ханты–мансийской свиты. В более западных разрезах восточного склона Урала синхронными им, по–видимому, являются аллювиально–озерные образования верхов синарской свиты и, возможно, нижняя часть мысовской.

В наиболее полных разрезах в Зауралье, в породах ханты–мансийской свиты, выделяются две пачки, различающиеся как по литологическому составу, так и по комплексам содержащихся в них органических остатков. Для расчленения разреза меловых отложений Западной Сибири, Зауралья, восточного склона Урала и особенно для выделения осадков альбского возраста имело большое значение установление маркирующего комплекса раковин фораминифер с зональным видом, определявшимся как *Verneuilina asanoviensis* Zasp. Поэтому здесь уместно кратко остановиться на вопросе выделения и наименования этого вида.

Как уже отмечалось, при изучении керна первых глубоких скважин Западно–Сибирской низменности в предвоенные годы Н.Н. Субботиной и В.С. Заспеловой были выделены зоны агглютинирующих фораминифер с преобладанием в нижней зоне нового вида раковин рода *Verneuilina* и в верхней – вида *Gaudryina filiformis* Berth. Предполагалось, что нижняя зона принадлежит апт–альбу, верхняя – альбу. Эти данные были опубликованы в книге Н.П. Туаева (1941). Впоследствии (1954–1956 гг.), благодаря находкам фауны моллюсков, возраст зон был уточнен: нижняя была отнесена к среднему – верхнему альбу, верхняя – к турону. Описание нового вида *Verneuilina*, которому было присвоено имя *asanoviensis*, выполненное В.С. Заспеловой, осталось неопубликованным. В 1948 г. было опубликовано лишь изображение нового вида, не сопровождающееся описанием (Заспелова, 1948).

При бурении в 1948–1955 гг. опорных скважин в Западно-Сибирской низменности выявилось широкое распространение отложений с фауной *Verneuilina asanoviensis* и маркирующее значение комплекса для стратиграфии меловых образований. По ассоциации фораминифер с *V. asanoviensis* была установлена местная зона, единственная из микрофаунистических зон, геологический возраст которой (после 1957 г.) не был дискуссионным. Зональный вид *Verneuilina asanoviensis* Zasp., несмотря на отсутствие его полного описания в печатных изданиях, получил широкое распространение по всей геологической и палеонтологической литературе по геологии Западной Сибири и Зауралья. Наконец, в 1957 г. З.И. Булатовой было опубликовано описание вида в коллективной монографии (Булатова, 1957). Однако вскоре выяснилось, что описание раковины рассматриваемого вида было выполнено и опубликовано раньше известным калифорнийским палеонтологом Элен Таппан из альбских отложений Аляски, из формации топагорук, как *Verneulinoides borealis* Tapp. В связи с этим уже в 1960 г. в сводке под редакцией Н.Н. Субботиной вместо названия *Verneuilina asanoviensis* и для западно-сибирской формы появляется наименование *Verneulinoides borealis* Tapp. Одновременно было установлено, что раковины сибирской популяции отличаются от своих аляскинских родственников, что дало возможность сохранить для западно-сибирского варианта старое наименование и авторство В.С. Заспеловой. В настоящее время и для зоны, и для зонального вида принято тройное наименование: *Verneulinoides borealis asanoviensis* Zaspelova (Фораминиферы. . . , 1964).

Отложения ханты-мансийской свиты на всем протяжении ее развития вдоль восточного склона Урала, от широты г. Салехарда на севере и почти до Кустанайского вала на юге, отличаются выдержанностью литологического состава и единообразием палеонтологической характеристики. Свита сложена существенно глинистыми породами. Глины темно-серые, плотные, с гнездами песчанистого и алевроитового состава, со стяжениями марказита и обугленным растительным детритом. Минералогический состав глин-гидрослюд и каолинит. Присутствует глауконит.

В северной части Зауралья, в бассейне р. Северной Сосьвы и в низовьях р. Оби, ханты-мансийская свита уверенно выделяется В.А. Лидером и С.Г. Галеркиной. Оба автора не сомневаются в альбском возрасте свиты. По В.А. Лидеру (1964), в бассейне р. Северной Сосьвы в обнажениях и керне скважин устанавливается глинистый, гидрослюдисто-бейделлитовый состав свиты с повышением роли алевроитовой примеси в основании свиты*. Характер контакта с нижележащими осадками северососьвинской свиты не указывается, но можно предполагать стратиграфическое несогласие.

Возраст свиты определяется находкой створки *Cucullaea* ex gr. *glabra* Park. и фораминифер с песчаной стенкой, в том числе *Haplophragmoides umbilicatus* Dain, *Ammobaculites* ex gr. *incertus* Orb., *Trochammina* sp., *Verneuilina asanoviensis* Zasp. и др. Мощность отложений свиты от 20 до 40 м. В.А. Лидер отмечает, что сходство литологического состава и особенно наличие "зонального вида *Verneuilina asanoviensis* позволяют уверенно сопоставлять описываемую толщу с ханты-мансийской свитой Западной Сибири и Зауралья" (Лидер, 1964, стр. 51).

В Западно-Сибирских разрезах отложения ханты-мансийской свиты делятся на 2 пачки, обычно различаемые по комплексам содержащихся в них раковин фораминифер. Нижняя пачка характеризуется комплексом фораминифер *Ammobaculites fragmentarius* Cushman и глинистым составом, с редкими прослоями сидерита и глинистого известняка. Кроме *Ammobaculites fragmentarius* для этой пачки выявлены (главным образом З.И. Булатовой) следующие характерные фораминиферы: *Ammobaculites wenonachae* Tapp., *Verneulinoides borealis* Tapp., *V. kansasensis* Loeb. et Tapp., *Conorboides dampelae* (Mjatl.) – для нижней половины пачки и *Haplophragmoides umbilicatus* Dain, *Psamminoplata bowsheri* Tapp. – для верхней. К нижней, глинистой, пачке ханты-мансийской свиты относятся почти все находки раковин моллюсков. Это прежде всего *Cleoniceras bicurvatoide* Sinz. (опре-

* В верхней части разреза отмечаются пропластки фосфоритистых сидеритов.

деление В.И. Бодылевского), найденный в основании свиты, в керне Ханты-Мансийской опорной скважины на глубине 1645 м, а также *Inoceramus anglicus* Wood's (определение В.П. Ренгартена) - в керне Леушинской опорной скв. 1-Р на глубине 1207 м.

С.Г. Галеркина указывает также на находки из этой пачки *Cleoniceras* sp. indet. в Полуйском районе и в пос. Мужы, а также *Entolium* aff. *darius* Lor. в Уватской опорной скважине. Кроме того, из нижней пачки С.Г. Галеркиной указываются остракоды: *Cytheroptera alnigmetis* Lüb., *Pavlovinella adventica* Lüb., *Cytherettina subsimilis* Lüb., *Clythricytheridea polujensis* Lüb. Из керна Туринской и Кузнецовской опорных скважин по материалу автора Ф.В. Киприяновой были также определены: *Naplophragmoides excavatus* Cushman, *Gaugryina oblonga* Zasp., *G. filiformis* Berth., *Glomospira gaultina* Berth., *Rhabdammina* sp., *Rhizammina* sp., *Heterostomella* (?) sp., *Epistomina aptiensis* Mjatl. В литературе для нижней пачки свиты применялись названия "аммобакулитовые слои", "гаплофрагмоидесовые слои" (или соответственно "пачка"), а также "аммобакулитовая зона" - по названиям наиболее характерных родов фораминифер.

Верхняя пачка ханты-мансийской свиты отличается увеличением в породе количества алевроитового материала, располагающегося тонкими прослоями или гнездами. Основное отличие верхней пачки пород свиты от нижней заключается, однако, не в литологическом составе, а в комплексе содержащихся здесь раковин фораминифер. Если в нижней пачке находится значительный процент раковин с известковой стенкой (например, *Epistomina*, *Conorboides*), то комплекс фораминифер верхней пачки представлен исключительно агглютинирующими формами, с преимущественным развитием вида *Verneuilinoides borealis asanoviensis* Zasp. Раковины этого вида часто составляют почти 100% комплекса и достигают крупного размера (до 1-1,5 мм). В незначительном количестве присутствуют также раковины *Verneuilina polystropha* Reuss, *Miliammina* sp., *Gaudryina oblonga* Zasp., *Naplophragmoides umbilicatula* Dain, *N. aff. nonioninoides* Reuss, *Rhizammina indivisa* Brady (определения Ф.В. Киприяновой из Туринской, Кузнецовской скважин и разрезов восточного склона Урала). В последнее время З.И. Булатовой для отложений верхней пачки ханты-мансийской свиты Западно-Сибирской плиты предложено трехчленное деление, основывающееся на изучении комплексов фораминифер (Решения и труды. . . , 1969).

В составе ханты-мансийской свиты две подсвиты, соответствующие нижней и верхней пачкам, выделяются только в восточных разрезах, в пределах Западно-Сибирской плиты; на восточном склоне Урала представлен лишь верхний член свиты - пачка, охарактеризованная комплексом фораминифер с *Verneuilinoides borealis asanoviensis*. Западная граница распространения нижней подсвиты прослеживается приблизительно несколько западнее Салехарда, Березова, Кузнецовской опорной скважины на р. Тавде, г. Туринска, между Тюменью и Талицей (прилож. 24). Обычно нижняя подсвита (с фауной *Ammobaculites fragmentarius*) наблюдается в тех разрезах, где распространена викуловская свита. В этих случаях переход между этой последней и низами ханты-мансийской свиты постепенный. В более западных разрезах, где нижняя подсвита ханты-мансийской свиты отсутствует, породы верхней подсвиты ложатся на породы палеозойского фундамента (скважины Алапаевского района, скв. 3 вблизи Шадринска и др.) или на континентальные образования нижнего мела, содержащие спорово-пыльцевые комплексы неокома (тышнинская свита) или апта (синарская свита). Породы верхней подсвиты вскрываются всеми скважинами, где имеются отложения нижней подсвиты, и западнее их, вдоль всего восточного склона Урала, несколько западнее линии с. Няксимволь - г. Сосьва - г. Ирбит - г. Шадринск - ст. Шумиха.

Мощность ханты-мансийской свиты увеличивается от Урала в восточном направлении, прежде всего наращиваясь за счет полноты разреза (появление нижней подсвиты), а также вследствие регионального возрастания мощностей всей мезозойской толщи в центральной части Западно-Сибирской плиты, обусловленного большей амплитудой прогибания во время накопления осадков. Для северных районов С.Г. Галеркина указывает мощность свиты от 20-40 м в западных разрезах до 240 м - в восточных (правобережье р. Оби); из них на долю нижней

пачки приходится около 40% мощности. В восточных разрезах Северного и Среднего Зауралья мощность свиты 80–120 м, из которых 20–40 м имеет нижняя подсвита и 60–100 м – верхняя. Так, в опорных скважинах ханты-мансийская свита устанавливается в интервалах: Березовская – 738–568 м, Кузнецовская – 620–523, Леушинская – 1212–1015 м, Туринская – 671–566 м, Тюменская – 958–888 м (прилож. 5, 8, 10, 11). По-видимому, в разрезе Тюменской опорной скважины мощность ханты-мансийской свиты занижена за счет отнесения верхней части глинисто-алевроитовой толщи к уватской свите, что в свою очередь ведет к аномальному увеличению мощности последней. Возможно, в этой скважине границу между ханты-мансийской и уватской свитами надо проводить на уровне около 770 м, где указываются последние находки фауны *Vermuilina* sp. и зерна глауконита, нехарактерные для осадков уватской свиты. В западных разрезах, представленных только верхней пачкой (Шадринск, Бутка, Ирбит), мощность свиты колеблется в пределах 10–30 м (прилож. 13).

Геологический возраст пород ханты-мансийской свиты достаточно уверенно устанавливается в пределах альбского яруса по находкам фауны моллюсков и фораминифер, однако это не значит, что объем отложений свиты в полной мере соответствует объему яруса. Находка аммонита *Cleoniceras bicurvatoides*, характерного для среднего подъяруса альба, в основании свиты, в районе наиболее полного ее развития (Ханты-Мансийская скв. 1-Р), показывает, что нижним возрастным рубежом свиты можно считать средний альб. По-видимому, можно согласиться с решениями Тюменского стратиграфического совещания (1967), предложившего считать нижнюю границу свиты в районах ее полного развития совмещенной с нижней границей среднего подъяруса альба. Этому решению не противоречат находки *Pentamerus anglicus* и комплекса фораминифер с *Haplophragmoides fragmentarius*.

Если стратиграфическое положение нижней границы свиты определяется с относительной степенью точности, то этого нельзя сказать как о верхней ее границе, так и о рубеже двух подсвит. В решениях последнего стратиграфического совещания, проходившего в Тюмени в 1967 г. и рассматривавшего эти вопросы, в принципе принято положение о соответствии нижней подсвиты среднему альбу и верхней подсвиты (состоящей в свою очередь из двух частей) – позднему альбу.

Верхняя подсвита ханты-мансийской свиты не содержит характерных органических остатков, за исключением комплекса фораминифер и спорово-пыльцевых спектров. Покрывающие ее отложения уватской свиты также заключают только дисперсные зерна спор и пыльцы, позволяющие оценить возраст последней лишь со значительной степенью приближения, и только следующая, кузнецовская, свита является надежным репером, так как содержит раковины моллюсков, датирующие ее основание ранним туроном. Стратиграфическая позиция верхней половины ханты-мансийской свиты, следовательно, допускает ее индексацию в пределах от среднего альба до сеномана включительно.

Достаточно обильные спорово-пыльцевые спектры обнаружены во многих разрезах верхней подсвиты ханты-мансийской свиты Зауралья. Так, в Туринской скважине, в интервале 598–564 м, содержится спорово-пыльцевой комплекс, характеризующийся преобладанием пыльцы хвойных растений с разнообразными видами рода *Cedrus* (*C. leptoderma*, *C. parvisaccata*, *C. laxiretuculata*, *C. media*) и с пыльцой *Taxodiaceae* (7–8%). Встречается трехбороздная пыльца покрытосемянных растений (единичные зерна). В Шадринской скв. 3 пыльца выделялась в интервалах 343–335 и 329–326 м. Здесь также преобладает пыльца кедра (14–28%), таксодиевых (6,5–24,4%). Трехбороздная пыльца покрытосемянных растений встречается в количестве 1,2–2,2%.

Палинологи З.И. Мартынова и Е.П. Самигулина, анализировавшие наши пробы из этих разрезов, считают подобные комплексы альб-сеноманскими. В Южном Зауралье многочисленные спорово-пыльцевые спектры были получены И.С. Эдигер. Они также характеризуются преобладанием зерен хвойных растений и незначительным количеством пыльцы примитивных покрытосемянных. И.С. Эдигер считает наиболее вероятным альбский возраст комплекса, учитывая, что вышележа-

щие осадки, датирующиеся сеноманом, отличаются от рассматриваемых отложений присутствием в спектрах заметного количества зерен разнообразных покрытосемянных растений. Таким образом, палинологический анализ в данном случае ничего не прибавляет к заключению о возрасте подсвиты, вытекающем из ее стратиграфической позиции.

Большее значение в вопросе датировки подсвиты придается фораминиферам. Ассоциация характерна заметным преобладанием (до 100%) вида *Verneuilinoides borealis asanoviensis*, давшего имя всему комплексу. В незначительном количестве присутствуют в Зауральских разрезах *Verneulina polystropha* Reuss, *Miliammina* sp., *Gaudryina oblonga* Zasp., *Haplophragmoides umbilicatula* Dain, H. aff. *ponioninoides* Reuss, *Rhizammina indivisa* Brady (определения Ф.В. Киприяновой). По более поздним определениям З.И. Булатовой, в западной части Западно-Сибирской низменности и в восточном Зауралье в этом комплексе содержатся (кроме упомянутого зонального вида): *Hippocrepina vermiculata* Bul., *Reophax heterolocus* Bul., *R. manci* Balakhm., *Haplophragmoides umbilicatus* Dain, *Verneuilinoides* sp., *Miliammina sproulei* Nauss., *Gaudryina oblonga* Zasp., *Gaudryinella irensis* Stelck. et Wall.

В некоторых разрезах в верхах свиты выделяется зона мелких милиаммин и саккамин. По З.И. Булатовой, наиболее характерны для этой зоны *Miliammina awnensis* Tapp., *Gaudryina oblonga* Zasp., *Psamminoptelta subcircularis* Tapp. Этот комплекс не может быть сопоставлен с известными комплексами фораминифер меловых отложений Европы и Азии, но находит себе аналога в отложениях Аляски, в нижней половине серии Нанусук (*Nanushuk group*). В разрезах Северной Аляски Э. Таппан выделяет зону *Verneuilinoides borealis*, распространяющуюся в трех формациях (свитак): тукту, топагорук и грандстанд (*Tuktu formation*, *Topagoruk formation*, *Grandstand formation*). Формации тукту, сложенные песчаниками и алевролитами, и топагорук, состоящая из алевролитистых слоистых аргиллитов, являются стратиграфическими эквивалентами, а формация грандстанд (алевролитово-песчаниковая по составу) перекрывает в разрезах две первые (Тарпан, 1960, 1962).

Все эти формации, по данным Э. Таппан, характеризуются микрофауной одной палеонтологической зоны - *Verneuilinoides borealis*. В составе зоны кроме зональной формы Э. Таппан указываются: *Miliammina manitobensis* Wickend., *Ammobaculites fragmentarius* Cushman., *Gavelinella stictata* (Tapp.), *Conorboides umiatensis* (Tapp.), *Eurycheilostoma grandstandensis* Tapp., *Gaudryina nanushukensis* Tapp. и др. Этот список включает как агглютинирующие виды, так и имеющие известковую стенку раковины. По-видимому, зона *Verneuilinoides borealis* Аляски эквивалентна обеим зонам Западной Сибири - *Ammobaculites fragmentarius* и *Verneuilinoides borealis asanoviensis*, тем более, что и в стратиграфическом аспекте она соответствует обеим западносибирским, по данным Э. Таппан, имея довольно широкий возрастной диапазон в пределах среднего и верхнего альба.

Э. Таппан отмечает, что состав фауны зависит от фациальных условий. В прослоях ("языках - tongue") отложений мелководных опресненных бассейнов существовали только агглютинирующие фораминиферы (*Verneuilinoides*, *Haplophragmoides*, *Ammobaculites*). Собственно, и различие фауны фораминифер Западно-Сибирских зон *Ammobaculites fragmentarius* и *Verneuilinoides borealis asanoviensis* не столько возрастное, сколько фациальное. Первая из них характеризует фашию открытого моря с соленостью, приближающейся к нормальной, вторая сформировалась в условиях замкнутого или полужамкнутого опресненного и сравнительно мелководного бассейна. При сопоставлении разрезов альба Аляски и Зауралья разница заключается в том, что в Аляске "языки" отложений солонатоводных бассейнов с обедненным составом фауны фораминифер залегают внутри формаций, содержащих фауну открытого моря, а в Зауралье эти два типа осадков во времени последовательно сменили друг друга. Таким образом, и сопоставление фауны фораминифер Зауралья и Аляски, позволяющее заключить, что в конце раннего мела эти два региона принадлежали к единой зоогеографической области субарктического бассейна, мало что дает для уточнения геологического возраста верхней подсвиты ханты-мансийской свиты.

Э. Таппан для Аляски считает поздней границей зоны *Verneuilioides borealis* рубеж нижнего и верхнего мела. Для формации нинулюк (*Ninuluk formation*), содержащей сеноманских моллюсков, ею установлена по фораминиферам новая зона — *Gaudryina irenensis*, *Trochammina rutherfordi* (Tappan, 1962). Этот факт, конечно, не может служить основанием для ограничения альбом и зауральской зоны *Verneuilioides borealis asanoviensis*, но за отсутствием более надежных палеонтологических критериев позволяет согласиться с индексацией верхнего предела ханты-мансийской свиты также основанием сеномана. Как уже отмечалось, другие стратиграфические и палеонтологические материалы не противоречат такому решению вопроса.

Из литературы по стратиграфии мела Западной Сибири также известно мнение о туронском возрасте "вернейлиновой зоны", которого придерживались некоторые сотрудники ВСЕГЕИ (Глазунова и др., 1960), основывающееся на находке в керне Тюменской опорной скв. 1-Р, в интервале 910–904 м, в зоне распространения комплекса с *Verneuilia borealis asanoviensis*, раковины, определенной как *Inoceramus labiatus* Schloth. Вследствие этого верхняя подсвета хант-мансийской свиты датировалась как альб + сеноман + нижний турон. Подобная датировка не может быть принята ввиду того, что в этом случае вышележащая уватская свита должна быть полностью отнесена также к турону, что противоречит отсутствию в ней пыльцы покрытосемянных растений, характерной для туронских отложений. Позднейшее переопределение раковины иноперама выявило сомнительность видового названия. Так, З.И. Булатова считает вероятным определять ее как *I. labiatiformis* Stolley (Булатова, 1957), В.Н. Сакс, С.А. Добров и В.П. Ренгартен допускали возможность отнесения раковины к виду *Inoceramus amudariensis* Arkh.

Аптские и нерасчлененные апт-альбские отложения
восточного склона Урала
(Алапаевская толща и синарская свита)

Наличие предположительно апт-альбских континентальных образований было установлено после первых определений растительных остатков из огнеупорных глин Троицко-Байновского месторождения близ г. Богданович на Среднем Урале (Криштофович, 1936). Более широкое их распространение стало выясняться при использовании в геологической практике палинологического метода.

С 1956 г., со времени первого совещания по стратиграфии Сибири, за отложениями восточного склона Урала, относимыми к аптскому ярусу, установилось наименование алапаевской свиты. Сюда вошли грубообломочные образования, так называемые белики, и каолиновые глины, включая известные месторождения огнеупорных глин типа Троицко-Байновского (Аграновская, Еремеева и др., 1957).

В качестве синарской свиты были выделены пестроцветные глины существенно каолинового состава, в верхней части заключающие залежи бокситов и аллитовых глин.

Глинистая часть алапаевской свиты и синарская свита имеют сходный литологический состав и заключают близкие, часто трудно различимые спектры миоспор. Это обстоятельство не позволяет распознавать в полевых условиях две названные свиты, что является обязательным условием выделения регионального стратиграфического подразделения. На втором совещании по стратиграфии Урала было решено объединить свиты синарскую и алапаевскую в одну синарскую свиту. Наименование "алапаевская" было оставлено только за пацкой грубообломочных пород ("беликов"), которая в ранге толщи была включена как нижний член в объединенную синарскую свиту.

Несмотря на включение огнеупорных глин Среднего Урала в одну свиту с остальными континентальными образованиями верхов нижнего мела, эти глины, а также "белики" заслуживают самостоятельного описания как нижний член свиты.

Алапаевская толща. Под названием алапаевской толщи к настоящему времени выделяются обломочные образования, известные в геологической литерату-

ре также под термином "белики". По петрографическому составу белики представляют собой главным образом грубообломочные образования, состоящие из обломков, плохо окатанных и подвергнутых слабой сортировке по размеру. Главнейшую часть обломочного материала составляют гальки окремнелых известняков, в которых карбонат полностью заместился кремнем. На первичный состав материнской их породы указывает присутствие значительного количества отпечатков и ядер морской фауны визейского возраста (членики криноидей, кораллы, реже брахиоподы). Кроме галек и валунов окремнелого известняка встречаются гальки кремня, яшмы, кварца, щебенка различных сланцев и песчаника, много новообразованных халцедона. Цементирующим веществом является глина существенно каолинового состава. Реже встречаются глинистые разности беликов.

Большинством исследователей отмечается в беликах отсутствие слоистости, однако следует заметить, что грубая горизонтальная или полого-косая слоистость подмечается особенно в глинистых и щебенчатых разностях. Характерной особенностью всех разновидностей беликов являются светлая окраска (кремовые, светло-серые тона), откуда происходит и само название, и способность образовывать вертикальные, почти отвесные обрывы в естественных обнажениях и искусственных выработках. Из органических остатков в цементирующей части беликов встречаются окремнелые стволы деревьев, янтарь.

Следы обработки водой обломочной части отложений беликовой толщи позволяют считать ее отложениями водной среды; плохая сортировка материала, по мнению большей части исследователей, указывает на отложение временными потоками (по Б.П. Кротову и В.П. Ренгартену, пролювиальные, частично делювиальные отложения). Очень хорошо окатанные гальки окремнелых известняков, составляющие в ряде местонахождений значительный процент обломочной части беликов (Алапаевский район), вряд ли могли образоваться путем обработки временными потоками или даже короткими реками, тем более что наряду с ними в толще присутствует почти неокатанная щебенка. По-видимому, хорошо окатанная галька беликов произошла за счет дезинтеграции в длительных условиях континентального выветривания известняковых конгломератов; с поднятием страны эта дезинтегрированная галька палеозойских конгломератов сносилась горными потоками, перемешиваясь со щебенкой других пород, и отлагалась в депрессионных зонах вдоль склона Уральского хребта.

Белики залегают на выветрелой поверхности палеозойских пород, чаще всего на закарстованной поверхности визейских известняков. К основанию толщи беликов приурочены залежи железных руд сидеритового и лимонитового состава, гипергенного генезиса. Мощность беликовых пород алапаевской толщи в среднем составляет 15-20 м.

Классическим местом распространения беликов является Алапаевский район, вследствие чего беликовая толща и получила название алапаевской. Здесь беликовая толща обнажается в стенках карьеров по добыче железной руды, залегающей по контакту беликовой толщи и палеозойских известняков. Лучшие обнажения толщи беликов находятся в бортах Второго Поскотинского и Чехомовского рудников, расположенных на окраине г. Алапаевска, а также в выработанных разрезах Зыряновского рудника. Южнее выходы беликовой толщи известны в районе дер. Кашиной, на р. Кунаре.

На Троицко-Байновском месторождении белики подстилают огнеупорные глины, что устанавливается многими разведочными скважинами, пробуренными в районе месторождения. Хорошее обнажение беликов расположено между селами Троицким и Байнами, в левом берегу р. Большой Калиновки.

Беликовые отложения известны в районе г. Каменска-Уральского. Наиболее южные выходы беликовой толщи находятся к юго-западу от Челябинска, в нескольких километрах южнее с. Архангельское и ст. Полетаево.

Вопрос о возрасте беликовой толщи является одним из наименее ясных мест в стратиграфии меловых отложений Урала. Различными исследователями этот вопрос решался по-разному. Так, Б.П. Кротов и группа геологов, работавших ряд лет под его руководством по изучению беликов и связанных с ними залежей железных руд, относили образование беликов к юре (Кротов и др., 1936).

В.П. Ренгартен и В.А. Вахрамеев, использовавшие для определения возраста беликов данные пыльцевого анализа, считали белики образованиями раннемелового возраста (Ренгартен, 1951). А.А. Пронин, основываясь на ряде признаков, рассматривает белики "как особую разновидность коры выветривания обломочных пород верхнего намюра и среднего карбона, возникшую в зонах ожившего доверхненамюрского карста в визейских карбонатных породах" (Пронин, 1954, стр. 378). Однако, по-видимому, эта кора выветривания представляется А.А.Пронину не залегающей в настоящее время на месте своего образования, а перемещенной в послекарбоновое время. На стр. 380 уже цитированной статьи он пишет: "Вслед за горообразовательными движениями верхнего карбона наступил континентальный период развития Урала, характеризовавшийся вначале интенсивными процессами разрушения и сноса палеозойских и в первую очередь среднекаменноугольных пород, а позднее, когда рассматриваемая территория была превращена в полого холмистую равнину, интенсивными процессами химического выветривания, которые продолжают местами и до настоящего времени".

Нет оснований не соглашаться с А.А. Прониным в отношении, так сказать, предыстории накопления конгломератов, образующих алапаевскую толщу. Судя по находимой в гальке конгломератов разнообразной визейской фауне, они произошли действительно главным образом за счет переотложения дезинтегрированных конгломератов среднего карбона; полное замещение известняков кремнием показывает на действительно интенсивные процессы выветривания, которым подверглась толща конгломератов после своего вторичного накопления. А.А. Пронин указывает только ранний возможный предел накопления беликов - после верхнего карбона. Пыльцевой анализ как самих "беликов", так и пород, покрывающих их, дает основание для уточнения этого вопроса.

Результаты анализов спор и пыльцы из беликовой толщи приведены в книге В.П. Ренгартена. Спектр бедный, представлен зернами *Cedrus* sp., *Pinus* (*Harporoxylon*), *Picea mesophytica* Pokr., *Brachytrilistrium* Naum. Остальные формы присутствуют в единичных зернах. Большое количество пыльцы кедра (24,4%) наводит на мысль, что проба происходит не из пород алапаевской толщи, а из крошащихся ее отложений синарской или даже мысовской свиты.

Во всяком случае опробованная толща (по В.П. Ренгартену - верхние горизонты беликов) не может быть древнее верхов нижнего мела.

По-видимому, для определения возраста беликовой толщи приходится обратиться не только к прямым палеонтологическим свидетельствам, которые, как мы видели, крайне недостаточны, но рассмотреть все данные о геологическом положении толщи. Эти данные, из которых обычно и исходят при различном толковании возраста беликовой толщи, сводятся к следующему.

1. Белики залегают на поверхности палеозойских пород, главным образом на известняках нижнекаменноугольного возраста.

2. Покрывается толща беликов осадками мелового возраста так называемой бирюзовой свиты верхнего мела в Алапаевском районе и огнеупорными глинами апт-альбского или, что, по нашему мнению, более вероятно, аптского возраста.

Отсюда следует, что верхняя возрастная граница толщи не может быть выше апта (или апт-альба). Это положение после первых находок флористических остатков в огнеупорных глинах Троицко-Байновского месторождения обычно не вызывает сомнений.

Доальбский возраст беликов принимается во всех опубликованных по вопросам стратиграфии мезозоя Урала работах (Кротов и др., 1936, Архангельский, 1941, 1960; Ренгартен, 1951; Аграновская и др., 1957).

В суждениях о нижнем возрастном пределе толщи высказывались самые различные взгляды, что не должно вызывать удивления, если вспомнить, что интервал возраста от пород кровли до пород подошвы рассматриваемой толщи включает часть карбона, всю пермь, триас, юру и раннюю половину мела. После находок спор и пыльцы белики стали относиться к различным горизонтам нижнего мела.

Мала вероятность отнесения беликовой толщи к перми и триасу, так как в зоне восточного склона Урала, где развиты беликовые образования, отложения этого возраста могли сохраниться лишь в глубоких тектонических впадинах, как

мы это видим на примере угленосных отложений триаса Тагило-Магнитогорского синклиория. Что касается возможности юрского возраста беликовой толщи, то к настоящему времени также следует отказаться от подобного предположения. Известные на восточном склоне Урала, в Зауралье и в Западно-Сибирской низменности континентальные среднеюрские и верхнеюрские отложения представлены глинистыми породами угленосных фаций, что указывает на выравнинность к этому времени Уральского хребта и отсутствие, таким образом, необходимых условий для образования толщи крупногалечных и валунных конгломератов.

Полные спорово-пыльцевые спектры из пород алапаевской толщи редки; однако Г.М. Романовской удалось из образцов В.С. Певзнера, отобранных из глинистой разности белика из района г. Верхняя Синячиха, получить достаточно полный комплекс спор и пыльцы (Бойцова, 1964). Наиболее характерной чертой этого комплекса является доминирующее положение спор разнообразных видов глейхений, составляющих 61,6% комплекса. Споры семейства схизейных составляют незначительный процент спектра (8,7%) и представлены родами *Anemia*, *Lygodium*, *Mohria*, пыльца хвойных (*Pinus* sp.) составляет 0,6% спектра, пыльцы покрытосемянных не обнаружено.

Все черты этого комплекса, и в первую очередь доминирующее значение спор глейхений, являются характерными для спектров верхней части нижнемеловых отложений и особенно для осадков аптского возраста. Приведенный выше комплекс практически идентичен спектрам, полученным из пород синарской свиты и в частности огнеупорных глин Троицко-Байновского месторождения. Незначительное количество спор семейства схизейных указывает на малую вероятность неокмского возраста толщи. С другой стороны, полное отсутствие зерен пыльцы покрытосемянных не позволяет поднимать возраст выше альба. Таким образом, возраст алапаевской толщи к настоящему времени достаточно убедительно может оцениваться в пределах апт-альба. Учитывая положение толщи в основании отложений синарской свиты, возраст которой также определяется в этом интервале нижнего мела, наиболее правильным будет датировать алапаевскую толщу аптом. Сходный спектр миоспор получен И.С. Эдигер из беликов района Мугайского месторождения бокситов.

А.П. Сигов в монографии о металлогении уральского мезозоя (Сигов, 1969а) и в специально оговоренном примечании к решениям второго Уральского стратиграфического совещания (Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы. . . , 1968) настаивает на невозможности определения геологического возраста беликов алапаевской толщи. Он считает, что это образования формации коры выветривания, указывающие лишь на условия их формирования.

Безусловно, окрепшие конгломераты с каолиновым цементом могут быть встречены среди отложений различного возраста и термин "белик" не может иметь никакого стратиграфического значения. Это положение настолько очевидно, что вряд ли стоит его обсуждать. При описании же обломочных пород алапаевской свиты, за которыми закрепилось название беликов, речь идет о совершенно конкретном геологическом теле, занимающем определенное место в стратиграфической колонке мезозойских отложений региона. Это положение совершенно не исключает возможности нахождения в другой части колонки сходной по составу и по генезису толщи обломочных пород, имеющих совершенно другой геологический возраст.

Синарская свита. Как уже отмечалось выше, в настоящее время в состав синарской свиты включаются огнеупорные глины Среднего Урала, пестроцветные глины с залежами бокситов, содержащие маломощные прослои кварцевых песков и галечников.

Толща огнеупорных глин, приуроченных к низам синарской свиты, наиболее хорошо обнажена открытыми горными выработками в районе Троицко-Байновского месторождения, расположенного в 10-15 км южнее г. Богдановича и в 100 км восточнее г. Свердловска. Описания Троицко-Байновского (или Трой-Байновского) месторождения огнеупорных глин даны в монографиях В.П. Ренгартена и В.П. Петрова (Ренгартен, 1951; Петров 1948) и в многочисленных рукописных отчетах по разведке месторождения и геологической съемке.

В Троицко-Байновском месторождении выделяется несколько обособленных тел залежей. Самая северная из них, расположенная между селами Троицкое и Байны, называется "Межники", южнее располагаются первая, вторая и третья залежи. Еще южнее находится четвертая и, наконец, на южной оконечности месторождения - Полдневская залежь. В настоящее время разрабатывается только последняя из них (прилож. 16).

Во всех описаниях отмечается наличие среди глин месторождения нескольких разновидностей: белой, серой, черной (углистой) и коричневой. Глина в различной степени запесочена. В.П. Петров считает общей закономерностью месторождения расположение слоев сажистой глины в основании залежей, затем следует слой песчанистой глины, сменяющейся сверху темно-серой и затем светло-серой глиной. Завершает разрез снова сажистая глина. В.П. Ренгартен также отмечает наличие сажистых глин в основании залежи.

В старых выработанных карьерах северных залежей, действительно, темно-серые сажистые глины наблюдаются в нижней части залежей. Однако взаимоотношения различно окрашенных и обогащенных сажистыми частицами разновидностей глин более сложные и, по-видимому, не подчиняются строгим закономерностям. Так, в юго-западном карьере Полдневской залежи автором был описан такой разрез (обн. 707, снизу вверх):

- | | | |
|---------|--|-------------------------|
| Слой а. | Песок сильно глинистый светло-серый, почти белый, кварцевый, раз- нозернистый, с прослоями гравийного материала. | |
| | | Мощность 0,50 - 2,50 м |
| Слой б. | Глина сильно песчанистая, светло-серая, почти белая. | |
| | | Мощность 0,80 м |
| Слой в. | Глина светло-шоколадного цвета, содержит мелкий кварцевый гравий (переход в следующий слой постепенный). | |
| | | Мощность 0,30 м |
| Слой г. | Глина темно-серая, коричневая ("темно-шоколадная"), включает са- жистое вещество. | |
| | | Мощность 0,20 м |
| Слой д. | Глина темно-серая, почти черная, обогащенная сажистым веществом с включениями стяжений марказита и белых каолиновых "глазков" (обр. 707-е) (верхняя граница слоя резкая, но неровная). | |
| | | Мощность 1,50 м |
| Слой е. | Глина светло-серая, со струйчатым изломом. | |
| | | Мощность 0,30 м |
| Слой ж. | Глина серая, с коричневым оттенком. | |
| | | Мощность 0,30 м |
| Слой з. | Глина серая, с большим количеством растительного детрита и куска- ми лигнитизированной древесины. | |
| | | Мощность 0,50 м |
| Слой и. | Глина светло-серая, с коричневым оттенком (светло-шоколадная). | |
| | | Видимая мощность 1,50 м |
| Слой к. | (Метрах в 100 по простиранию от описанного выше разреза и мет- рах в 5 гипсометрически выше слоя "к"). Глина серая, с обилием включений кусков лигнитизированной древесины. | |
| | | Видимая мощность 2,00 м |
| Слой о. | Глина светло-серая, почти белая, в виде включений (карманов) в серой глине предыдущего слоя. | |

В нижней части залежи глин местами присутствует слой пестроцветных каолино-
вых глин, так называемых аликов.

Характерной особенностью Троицко-Байновского месторождения является свое-
образная тектоника глинистой толщи. Каждая залежь состоит из ряда так назы-
ваемых хребтов - вытянутых тел, имеющих наибольшую мощность по продольной

оси и утончающихся к периферии. Большая часть хребтов имеет меридиональную ориентировку. Подобная оригинальная форма залежей объясняется результатом тектонических напряжений, аналогичных проявлениям соляной тектоники. Предполагается, что благодаря пластичности каолиновых глин под воздействием тектонических усилий происходит выжимание пласта и гребни Троицко-Байновского месторождения в какой-то мере являются аналогами куполов соляных месторождений. Мощность толщ глин в гребнях достигает 50 м и более. Первоначальная мощность толщ не превышала, по-видимому, одного-двух десятков метров. Подстилающими породами являются белики алапаевской толщи. Выше глин с размылом залегают кварцево-глауконитовые пески, имеющие палеоценовый возраст. Над гребнями мощность крошащих пород минимальная, в промежутках между гребнями она резко возрастает.

Залежи огнеупорных каолиновых глин с перерывами прослеживаются вдоль восточного склона Урала, к северу от Троицко-Байновского месторождения. Наиболее крупным после него является Курьинское месторождение, расположенное на правом берегу р. Пышмы, около г. Курьи. В прослоях, обогащенных сажистым материалом, встречаются растительные остатки. Здесь находятся отпечатки ваий папоротников, обломки лигнитизированной древесины, остатки хвои и шишек хвойных растений, достаточно обильны спектры спор и пыльцы.

Другая разновидность разрезов синарской свиты, считающаяся наиболее типичной, изучена главным образом в районах развития бокситоносных глин по материалам разведочных работ. В литературе известны описания бокситоносных отложений синарской свиты в районе ныне выработанного Соколовского месторождения боксита, восточнее г. Каменска-Уральского (Вахрамеев, 1946; Ренгартен, 1951; Сигов, 1969а).

Здесь на коре выветривания среднепалеозойских эффузивов или верхнетриасовых сланцев залегают пестроцветные (преимущественно красных тонов) глины существенно каолинового состава, в разной степени песчанистые. Встречаются линзы белых глин и темно-серых углистых. По данным В.П. Ренгартена, в этих линзах углистых глин были найдены отпечатки *Matonidium goerpertii*, *Cyparissidium gracile* (Ренгартен, 1951). Во второй, верхней, половине толщ глин находятся пластовые залежи бокситов глинистых и каменистых бурого или красного цвета, обогащенных бобовинами гидрогетитового состава. Общая мощность толщ глин, относящихся к синарской свите, достигает 15-20 м, из которых большая часть приходится на верхнюю половину толщ. Разрезы свиты весьма неустойчивы, мощности отдельных ее частей колеблются в широких пределах. Покрываются глины синарской свиты, со следами перерыва, толщей углистых глин мысовской свиты (сенон) или кварцево-глауконитовыми песчаниками зайковской свиты (сенон).

В районе Мугайского месторождения бокситов (северная часть Среднего Урала, на р. Тагил), по разрезам многочисленных скважин, синарская свита может быть подразделена на три горизонта: нижний - подбокситовый, состоящий в основном из пестроцветных каолиновых глин; средний - бокситовый, состоящий из железистого боксита бобового строения и глин с повышенным содержанием алюминия (аллитовые глины); верхний - надбокситовый, сложенный глинами пестрыми, светло-окрашенными. Во всех трех горизонтах отмечают прослой каолиновых глин белых, серых и черных - сажистых, а также прослой лигнита. Мощность пород синарской свиты колеблется в широких пределах, обычно она составляет несколько десятков метров, в отдельных разрезах превышает сотню (скв. 169, прилож. 16).

Каолиновые углистые глины и мелкозернистые пески, сопоставляемые с породами синарской свиты, обнаруживаются в керне скважин в районах Южного Зауралья (на водоразделе рек Миасс и Уй), где они залегают под глинами верхней подсвиты ханты-мансийской свиты, датируемой поздней половиной альба. Мощность пород синарской свиты в этом районе достигает 38 м (скв. 17-Р).

Геологический возраст синарской свиты определяется как ее стратиграфическим положением, так и непосредственными находками разнообразных растительных остатков в породах свиты. Отложения синарской свиты приурочены к ряду

сравнительно небольших депрессий, располагающихся вдоль восточного склона Южного, Среднего, а также южной части Северного Урала, часто они залегают непосредственно на выветрелых породах палеозойского субстрата. Известны случаи налегания осадков синарской свиты на породы континентальной юры (средней и верхней) и неокомские красноцветы киялинской свиты (район г. Кургана). Наиболее молодыми отложениями подошвы синарской свиты являются белики алапаевской толщи, содержащие пыльцевые спектры предположительно аптского возраста. Наиболее древние отложения, перекрывающие породы синарской свиты - альбские глины ханты-мансийской свиты и песчано-глинистые образования мысовской свиты сеноманского возраста. Следовательно, уже на основании анализа стратиграфического положения свиты ее возраст устанавливается в пределах апт-альба.

Рассмотрение состава растительных остатков из пород свиты удобнее произвести отдельно для огнеупорных и бокситоносных глин. Первые сообщения о находках отпечатков растений при разведке Троицко-Байновского месторождения огнеупорных глин появились в 1936 г. в статье А.Н. Криштофовича. Из этого местонахождения им был определен отпечаток *Asplenium cf. dicksonianum* Heeg, а В.Д. Принадой - *Gleichenia cycadina* Schenk., *Cladophlebis* sp., *Sphenopteris* sp. ex gr. *S. goeppertii* (Dunk.) Schenk., cf. *Sphenolepis sternbergiana* (Dunk.) Schenk. А.Н. Криштофович отмечает, что первый из этих отпечатков может указывать на поздне меловой возраст заключающих его осадков, весь остальной список (по мнению В.Д. Принады) характерен для раннего мела (Криштофович, 1936). Резюмируя обзор всех находок меловой растительности с восточного склона Урала, автор статьи отмечает поздне меловой их возраст, за исключением остатков из района дер. Байны, где среди определенных отпечатков отсутствуют двудольные растения и есть основания относить их к верхам нижнемеловых отложений - апту или альбу, однако вопрос этот не может считаться окончательно решенным.

Позднее в сводке по геологии континентальных меловых отложений Урала А.Н. Криштофович на основании вышеприведенного списка растительных остатков и древесины *Podocarpoxylon woburnense* снова выделяет Троицко-Байновский район из всех местонахождений альб-сеноманской и поздне меловой растительности восточного склона Урала, считая возраст толщи огнеупорных глин Троицко-Байновского района аптом или несколько "более молодым" (Криштофович, 1944).

В первой половине 40-х годов на восточном склоне Среднего Урала работает В.А. Вахрамеев. Результаты флористических исследований его по этому району опубликованы в 1946 г. (Вахрамеев, 1946); позднее он снова возвращается к некоторым вопросам стратиграфии меловых отложений Урала (Вахрамеев, 1948, 1952). В.А. Вахрамеев сопоставляет флору огнеупорных глин Троицко-Байновского района с растительными остатками, выделенными из нижней континентальной свиты (подбокситовый горизонт). Ископаемую флору нижней континентальной свиты он считает возрастным эквивалентом флоры нижнего и среднего альба Чушкакульской антиклинали Западного Казахстана. Для Троицко-Байновского района автор приводит известный уже из публикаций А.Н. Криштофовича список форм, а также указывает на находку древесины *Homoxylon uralense* Jarmol., принадлежащей, по мнению определившего ее А.Я. Ярмоленко, покрытосемянному растению с древесиной примитивного строения (Вахрамеев, 1952). Отсутствие в списке хвойных, что, по мнению автора, может указывать на более древний возраст, объясняется им неполнотой сборов.

К выводу о среднеальбском возрасте флоры нижней континентальной свиты восточного склона Среднего Урала, включая сюда (правда, с некоторым сомнением) определения из глин Троицко-Байновского месторождения, присоединяется и Т.Н. Байковская (1956).

Автор настоящей работы на основании анализа прежних определений А.Н. Криштофовича, В.Д. Принады и состава палинологических комплексов приходит к выводу относительно аптского возраста толщи огнеупорных глин Троицко-Байновского месторождения (Папулов, Бронникова, 1961).

В 1969 и 1970 гг. автором и особенно его сотрудниками З.И. Ситниковой и И.С. Эдигер из слоя темной буровато-серой углистой глины были собраны мно-

гочисленные растительные остатки (отпечатки ваий папоротников, шишки, семена, хвоя, лигнитизированная древесина). Основная часть коллекции находится в обработке. Пока И.Н. Свешниковой определены: *Gleichenites zippei* (Corda) Heer, *Elatides cf. bommeri*, *Sciadipitys* sp., а также шишки *Cedrus lopatini* Heer, *Taxodiaceae* gen.nov., *Pityostrobus*. Выполненный И.С. Эдигер палинологический анализ свыше 30 проб глин месторождения выявил наличие двух типов спектров, группирующихся соответственно в двух комплексах. Первый, выделенный из прослоев глин, приуроченных к нижней песчано-гравийной части толщи, характеризуется преобладанием пыльцы голосемянных растений (64%)*, представленной в основном семейством сосновых, причем пыльца рода *Picea* составляет 12% комплекса. Определены виды *P.mesophytica* Pokr., *P.magnifica* Bolch., *P.exilioides* Bolch. Пыльца, относимая к роду *Cedrus*, составляет 5% и представлена видами *C.parvisepta* Sauer, *C.media* Sauer. Заметно количество пыльцы *Pinus vulgaris* (Naum.) Bolch., *P.insignis* (Naum.) Bolch., *P.subgen. Haploxyton*. Характерно присутствие пыльцы *Sciadipitys* (8,6%). Пыльца *Taxodiaceae* составляет 3%. В единичных зернах представлена пыльца древних голосемянных *Caytonia obovata* (Harris) Bolch., *Podozamites*, *Podocarpus*.

В споровой части комплекса преобладают различные виды глейхениевых (23%): *Gleichenia angulata* (Naum.) Bolch., *G.umbonata* Bolch., *G.laeta* Bolch., *G.stellata* Bolch., *G.carinata* Bolch., *Gleichenioides triplex* (Bolch.) Grig. Споры остальных папоротников - *Cyatheaceae*, *Schizaeaceae*, *Osmundaceae*, *Matoniaceae* в сумме не превышают 1%. Постоянно присутствуют споры *Sphagnum*.

Второй споровый комплекс характерен для темно-серых, черных сажистых глин. В комплексе основной фон составляют споры папоротниковых растений, плаунов, мхов, а также споры неопределенной систематической принадлежности. Среди спор преобладают глейхениевые, представленные следующими видами: *Gleichenia umbonata* Bolch., *G.angulata* (Naum.) Bolch., *G.laeta* Bolch., *G.stellata* Bolch. Споры семейств *Schizaeaceae*, *Osmundaceae*, *Cyatheaceae* присутствуют повсеместно в небольших количествах. Споры *Sphagnum* содержатся в количестве 6,9%. Споры формальных родов *Leiotriletes*, *Lophotriletes* составляют от 1 до 5% комплекса.

Крупномерные растительные остатки известны из бокситоносных разрезов синарской свиты. Как уже упоминалось, в глинах Соколовского месторождения, подстилающих бокситы, были обнаружены отпечатки листьев, определенные А.Н. Криштофовичем как *Matonidium goeppertii* (Schimp.) Schenk., *Cyparissidium gracile* Heer (Федоров, 1935). Позднее А.Н. Криштофовичем и В.А. Вахрамеевым из глинистых прослоев среди боксита были определены: *Cladophlebis browniana* (Dunk.) Sew., *Gleichenia rotula* Heer, *G.sp.*, *Sequoia subulata* Heer, *Dicotylophylum* sp. Путем сопоставления этой флоры с остатками растений из кызылшенской свиты Западного Казахстана В.А. Вахрамеев пришел к заключению о среднеальбском ее возрасте (Вахрамеев, 1952). Т.Н. Байковская, произведшая детальный анализ меловой растительности Северной Азии, также полагает, что вывод о среднеальбском возрасте кызылшенской и каменской (синарской) флор является установленным (Байковская, 1956).

По определениям И.М. Покровской, основное значение в спорово-пыльцевом спектре бокситоносных отложений имеет пыльца хвойных: *Protoperidium*, *Pinus extensis* Pokr., *P.* из секции *Cembra*, *P.* из секции *Haploxyton*, *Picea mesophytica* Pokr., *Cedrus deodara*, *Abies*, *Cupressineae*, *Taxodiae*, *Sequoia*, *Salix*, *Salix* sp.1, sp.2, *Azonoletes similis* Luber, *Brachytriletes*, *Dolichotriletes* (Вахрамеев, 1946). Последующим изучением спорово-пыльцевых комплексов бокситоносных отложений синарской свиты Урала, главным образом трудами В.В. Зауер, установлено, в частности, широкое распространение в этих отложениях пыльцы различных видов рода *Cedrus* (Зауер, Мчедlishvili, 1954).

* Здесь и дальше среднее из серии проб.

В последние годы под руководством автора были выполнены детальные исследования стратиграфии нижнемеловых бокситоносных отложений Мугайского месторождения. Результаты палинологического анализа пород синарской свиты, произведенного И.С. Эдигер, сводятся к следующему.

Спорово-пыльцевые спектры были получены из глинистых прослоев всех трех горизонтов – подбокситового, бокситового и надбокситового. Все спектры характеризуются доминирующим положением спор с значительным преобладанием семейства глейхениевых. В отдельных образцах (например, из скв. 229, 2188) в подбокситовом горизонте отмечается повышение в спектре процентного содержания пыльцы хвойных растений – до 45–47%. В спектрах надбокситового горизонта появляются единичные зерна трехбороздной пыльцы покрытосемянных растений. В целом спорово-пыльцевой комплекс синарской свиты района Мугайского месторождения бокситов, по данным И.С. Эдигер, характеризуется следующими чертами:

1. Как правило, значительным преобладанием спор папоротникообразных растений с доминирующей ролью спор семейства глейхениевых (35–80%), с видами, характерными для раннего мела: *Gleichenia umbonata* Bolch., *G. angulata* (Naum.) Bolch., *G. laeta* Bolch., *G. stellata* Bolch., *Gleichenioidites echinatus* (Bolch.) Grig.

2. Второе место в комплексе принадлежит семейству схизейных, представленному родами *Pelletieria*, *Anemia*, *Lygodium* (с гладкой экзиной – *L. japoniciforme* E. Iv. или бугорчатой – *L. triangulatum* E. Iv.).

3. В небольшом количестве присутствуют споры *Osmundaceae*, *Cibotium*, *Adiantum*, *Polypodiaceae*, споры плаунов сем. *Lycopodiaceae* и мха *Sphagnum*. Присутствуют также споры, определяющиеся по классификации С.Н. Наумовой как *Leiotriletes*, *Lophotriletes*, *Stenozonotriletes*.

4. Обычно пыльца голосемянных, представленная в основном семейством *Pinales*, имеет в комплексе подчиненную роль, однако в отдельных образцах ее количество достигает почти 50% спектра. Характерно присутствие пыльцы рода *Cedrus* (*C. pachyderma* Sauer, *C. parvisaccata* Sauer), *Caytonia oncodes* (Harris) Bolch., единичных зерен *Podocarpus*, *Podozamites*.

5. Пыльца покрытосемянных, представленная единичными зернами (трехбороздная), встречена только в верхнем – надбокситовом – горизонте свиты.

В наиболее полных разрезах в Мугайском районе породы синарской свиты кроются со следами незначительного перерыва каолиновыми глинами, относимыми к мысовской свите. Глины эти мало отличаются от глин синарской свиты, но содержат другой комплекс спор и пыльцы.

Аналогичные комплексы миоспор, чаще существенно споровые, иногда с преобладанием пыльцы хвойных растений известны и из других мест распространения пород синарской свиты. Так, в западной части Курганской области, в районе г. Шумихи, известны нижнемеловые отложения, по литологическому облику и составу спорово-пыльцевых спектров идентичные синарской свите; они, залегающая на выветрелых породах среднего палеозоя, покрываются морскими осадками верхней подсвечи ханты-мансийской свиты средне-позднеальбского возраста. Здесь, в прослоях серой глины, залегающей среди кварцевых глинистых песков, обнаружены обильные спектры спор и пыльцы, так же как и в более северных районах, объединяющиеся в комплексы двух типов – с преобладанием спор папоротниковых растений и пыльцы голосемянных.

В комплексе с преобладанием пыльцы голосемянных растений она составляет 58,8%, в том числе 43% приходится на долю пыльцы семейства сосновых: *Picea* – 7%, *Pinus* – 11%, *Cedrus* – 4%, а также пыльцы представителей древних голосемянных – *Protopicea cerina* Bolch., *Araucariaceae*, *Ginkgo*, *Podozamites*. Постоянно присутствует пыльца семейства *Taxodiaceae* (4,8%), *Sciadopitys* (0,9%). Споры в основном относятся к различным видам семейства глей-

*Среднее из 45 анализов.

хениевых (39%) и в небольших количествах – Osmundaceae, Coniopteris, Leio-triletes – к семействам плаунов (Selaginellaceae, Lycopodiaceae) и мхов.

В "споровом" комплексе пыльца составляет менее 30%. Основная часть комплекса состоит из спор папоротников (62%), из них на долю семейства глейхениевых падает 40%. В подчиненном количестве содержатся споры семейств схизейных (*Anemia tricostrata*, *A. macrorhiza*, *Pelletieria tersa*), Osmundaceae (4%), Selaginellaceae, Dicksoniaceae, Polypodiaceae, Leiotriletes, Lophotriletes, Camptotriletes, значительное количество спор мха *Sphagnum* (10%). В пыльцевой части комплекса преобладает пыльца семейства сосновых (24%), представленная родами *Pinus*, *Cedrus* (1,2%), заметно количество пыльцы семейства таксодиевых (4%). В незначительных количествах, но постоянно присутствует пыльца представителей древних родов голосемянных: *Ginkgo*, *Podocarpus*, *Caytonia opcodes* (Harris) Bolch. Изредка встречаются единичные зерна пыльцы покрытосемянных растений неопределенной систематической принадлежности.

Обычно палинологи при оценке возраста комплекса из отложений верхней части нижнего мела считают наиболее вероятным аптский возраст для спектров, состоящих преимущественно из спор папоротникообразных, плаунов и мхов. Комплекс с преобладанием хвойных семейства сосновых определяется обычно как апт-альбский. Важная роль придается также наличию в комплексе зерен покрытосемянных. По всем этим признакам бокситоносные отложения Мугайского района должны быть отнесены к апту, а слои, содержащие "хвойный" спорово-пыльцевой комплекс из районов г. Шумихи – к альбу или нерасчлененным апт-альбским образованиям.

По-видимому, здесь мы имеем дело как раз с тем случаем, когда изменения комплекса спор и пыльцы более определяются не его относительной древностью, а характером палеофитоценоза, члены которого продуцировали споры или пыльцу. Накопление каолиновых глин, отлагавшихся в депрессиях, часто связанных с суффозионными, карстовыми впадинами, по-видимому, происходило в мелководных озерах с болотистыми берегами, заросшими обильной влаголюбивой растительностью. В раннем мелу при почти полном отсутствии покрытосемянных растений этими влаголюбивыми растениями были различные папоротники, плауны, а не представители хвойных, которые занимали водораздельные пространства. Споры, не обладающие воздушными мешками, падали на месте произрастания продуцировавших их растений и вместе с остатками самих растений и неорганическими осадками образовывали прослой серых, черных глин и глин, обогащенных лигнитом. Пыльца хвойных растений, даже если заносилась в эти участки господства спороносных растений, то при накоплении осадка терялась в массе спор отложившихся *in situ*.

Интересно заметить, что в более светло-окрашенных глинах, где количество растительного материала меньше и образовался он в более обводненных частях депрессий, при общем меньшем количестве палинолитических остатков всегда относительно возрастает количество пыльцы хвойных растений. По-видимому, здесь споры и пыльца перед отложением испытывали незначительный перенос и шансы попасть в осадок у пыльцы хвойных растений, снабженных воздушными мешками, способствующими переносу как ветром, так и текущей водой, повышались.

Почти полное отсутствие пыльцы покрытосемянных растений в отложениях синарской свиты при наличии ее в альбских отложениях более южных районов (например, талдыкской свиты) может быть объяснено, во-первых, имевшейся в то время широтной зональностью, с повышением роли пыльцы покрытосемянных в южных широтах (Бойцова, Болховитина, Кара-Мурза и др., 1960; Бойцова, Васильев, 1960); во-вторых, тем, что ранние покрытосемянные не были характерны для фитоценозов заболоченных впадин, отложениями которых являются образования синарской свиты; они появились в лесах возвышенных участков суши (Свешникова, Буданцев, 1969), но так как пыльца покрытосемянных не была приспособлена для дальнего разноса ветром, то естественно, что в спорово-пыльцевом спектре участка, удаленного от места произрастания растения,

пыльца покрытосемянных растений может встретиться лишь случайно. Эти обстоятельства, к сожалению, не позволяют четко определить возраст пород синарской свиты на основании спорово-пыльцевых комплексов.

Весьма привлекательным кажется датировать бокситоносные породы на основании крупномерных растительных остатков, т.е. поити по следам В.А. Вахрамеева, который, сопоставляя небольшие коллекции, происходящие из месторождений бокситов восточного склона Урала (синарская свита), с обильными сборами из Западного Казахстана, датирует эти отложения достаточно определенно средним альбом (Вахрамеев, 1952). Вслед за ним это положение было принято Т.Н. Байковской (1956) и автором настоящей работы в ряде прежних публикаций (Папулов, 1959, 1961а).

В.А. Вахрамеев в упомянутых выше работах, сравнивая растительные остатки из синарской свиты Урала с флорой кызылшенской свиты (среднеальбского возраста) Западного Казахстана, отмечая их сходство, указывает и на различие, выходящее в почти полном отсутствии в уральской флоре отпечатков листьев двудольных растений. В.А. Вахрамеев (1952) пишет: "Наиболее существенное отличие чускакульской среднеальбской флоры от более древних, установленное путем изучения листовых отпечатков и заключающееся в появлении покрытосемянных растений, представленных разнообразными семействами, полностью подтверждается и при рассмотрении спорово-пыльцевых комплексов среднего альба" (стр. 281). А несоответствие между чускакульской и уральской флорами он объясняет неполнотой сборов на Урале крупномерных растительных остатков и недостаточной изученностью спорово-пыльцевых комплексов.

В настоящее время отсутствие (или почти полное отсутствие) пыльцы покрытосемянных в отложениях синарской свиты Урала нельзя объяснить их недостаточной изученностью. Значительное количество палинологических анализов, выполненных различными специалистами, подтвердило, что огнеупорные глины типа Троицко-Байновского месторождения и бокситоносные отложения Среднего Урала действительно не содержат пыльцы покрытосемянных растений или содержат ее в совершенно незначительных количествах (в единичных зернах) и не во всех пробах. Отсутствуют по-прежнему в породах синарской свиты и находки крупномерных остатков двудольных растений.

Однако одного отсутствия остатков покрытосемянных недостаточно и для утверждения о необходимости датировать отложения синарской свиты только аптом, как это предлагается на основании палинологических материалов (Ситникова, Эдигер, 1969). Никак нельзя сбрасывать со счета, что почти весь список растений, определенный А.Н. Криштофовичем и В.А. Вахрамеевым из бокситовых месторождений Урала, входит в состав флоры Западного Казахстана - Примугоджарья, Чускакульской антиклинали и полуострова Куланды. Это *Gleichenia rotula* Cladophlebis browniana, *Matonidium goeppertii*, *Cyparissidium gracile*. Распространены в этой флоре и различные виды родов *Sequoia*, *Dicotilophyllum*.

Несмотря на вельдский облик флоры из Троицко-Байновского месторождения глин, и здесь имеются общие виды с среднеальбской флорой Западного Казахстана - *Asplenium dicksonianum*, *Gleichenia cuscadina* и из новых сборов - *Gleichenia zippei*. Из альб-сеноманских отложений известен *Cedrus lopatini*. С другой стороны, флора и Западного Казахстана, и Среднего Урала в свою очередь близка алтской флоре Русской платформы и Закавказья, имеющей много общих черт с вельдской флорой Англии, ФРГ и ГДР. В частности, там известны *Gleichenia rotula*, *G.cuscadina*, а вид *Gleichenites zippei* распространен в барреме Шпицбергена.

Таким образом, состав флоры не дает основания суживать возрастной предел развития синарской свиты как одним аптом, так и альбом. Он также не позволяет резко отчленять от остальных пород свиты отложения огнеупорных глин Среднего Урала, хотя можно предполагать их приуроченность к нижней половине свиты. Несмотря на то что в общем породы синарской свиты в настоящее время могут датироваться аптом - нижним и средним альбом, вероятно и то, что различные участки развития свиты, выполняющей замкнутые депрессии, могут иметь и различный возраст в указанных выше пределах. Учитывая все известные фак-

ты, можно предполагать, что залежи бокситов приурочиваются главным образом к верхней половине свиты.

В Орской депрессии и далее к югу, по восточному склону Мугоджар и в северной части Тургайского прогиба, континентальные отложения с аналогичным вышеописанному комплексу спор и пыльцы обнаруживаются во впадинах чаще всего карстового происхождения (Архангельский и др., 1968). Для Тургайского прогиба и Восточных Мугоджар было предложено эти отложения назвать талдыкской свитой (Бойцова, Овечкин, 1957). С ними здесь, так же как и на восточном склоне Урала, связывается бокситовое оруденение (Овечкин и др., 1955).

Отложения апт-альбского возраста присутствуют среди толщи континентально-го нижнего мела Печорской синеклизы, хотя выделение их не основывается на достаточном количестве палеонтологических данных, как это можно заключить по сводке, посвященной геологии мезозойских образований этого района (Белкин, 1970).

А.С. Грязева (1968) отмечает, что породы, датируемые ею апт-альбом, представлены песчаниками и алевролитами с прослоями темно-серых и коричневатых глин, содержащих, по определениям П.И. Дорофеева, хвою *Sciadopitys* sp., *Izoetites nigra* Dorof., мегаспоры *Selaginellites reticulata* Dorof., *S. raevii* Dorof., *Pityophyllum* sp., а также отпечатки листьев *Ruffordia goeppertii* (Dunk.) Sew. Из этих отложений А.С. Грязевой выделены два спорово-пыльцевых комплекса.

Первый из комплексов характеризуется некоторым преобладанием спор (55,3%) над пылью голосемянных растений. Среди спор в комплексе преобладают представители семейств схизейных (4,2%), сфагновых мхов (11,2%) и глейхениевых (9,3%). Среди пыльцы хвойных отмечается разнообразие видов рода *Cedrus* (*C. parvisaccata* Sauer, *C. media* Sauer, *C. pachyderma* Sauer, *C. cf. laevigata* Sauer) и представители семейств таксодиевых и кипарисовых. А.С. Грязева сопоставляет этот комплекс с комплексами апт-альбских отложений различных провинций и, в частности, восточного склона Урала. Сравнительно небольшое количество спор глейхениевых при почти равном значении споровой и хвойной частей комплекса, а также и разнообразие пыльцы рода *Cedrus* позволяют сопоставлять комплекс не с апт-альбскими спектрами восточного склона Урала, а скорее с альбскими или даже альб-сеноманскими.

Еще более черт поздне меловых ассоциаций несет второй из "апт-альбских" комплексов А.С. Грязевой. Здесь основное значение имеет пыльца хвойных (53%), причем семейства *Cupressaceae* - *Taxodiaceae* приобретают ведущее значение, составляя 12,6%. Отмечается еще большее разнообразие представителей пыльцы хвойных из родов *Cedrus*, *Pinus*, *Picea*, *Abies*. В споровой части комплекса глейхениевые почти исчезают, ведущую роль играют споры семейств *Sphagnaceae* (14,7%), *Polypodiaceae* (3,8%). Трехбороздная пыльца покрытосемянных растений составляет в комплексе 2,7%.

В заключение рассмотрения скудных материалов по стратиграфии аптских отложений (а скорее верхов нижнего мела) Северного Предуралья следует напомнить о находках не в коренном залегании в бассейне р. Ижмы нижнемеловых *Deshayesites cf. deshayesi* Leym. (сборы Ф.Н. Чернышева) и *D. ex gr. deshayesi* Leym. (сборы А.П. Павлова), а также среднеальбского *Arcthoplites jachromensis* Nik. на полуострове Канин (Бодылевский, 1963). Интересно также упоминание о находке в верхней части нижнемеловых отложений в северо-восточной оконечности Большеземельской тундры (скв. 101) комплекса фораминифер, характерных для альба Аляски (Грязева, 1968).

К югу от Печорской синеклизы палеонтологически доказанных нижнемеловых отложений неизвестно, однако буровыми скважинами в ряде мест, в районах развития карбонатного карста, встречаются каолиновые глины, напоминающие по внешнему виду глины Троицко-Байновского месторождения. Известно хорошее обнажение подобных глин в выемке железной дороги Свердловск - Казань, между разъездами Солдатка и Чеботаево. Описание этого выхода опубликовано в статье А.А. Малахова (1961). В обнажении достаточно отчетливо наблюдается залегание глин в карстовых воронках, располагающихся на поверхности верхнедевонских известняков.

А.А. Малахов сообщает, что многочисленные палинологические анализы глин (в том числе и черных, сажистых) не дали положительного результата. Нами были повторены попытки извлечь споры и пыльцу из многих образцов глин, к сожалению, также с отрицательным эффектом. И.М. Покровская считала, что степень разложения растительных остатков, наблюдаемая в глинах из района р. Солдатки, характерна для меловых, а не более молодых осадков. Основываясь на заключении И.М. Покровской и внешнем сходстве пород, А.А. Малахов сопоставляет и по геологическому возрасту глины рассматриваемого обнажения с глинами Троицко-Байновского месторождения (Малахов, 1961). Никаких возражений эта точка зрения не вызывает, но и положительных данных в ее подтверждение пока не имеется.

ВЕРХНЕМЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Граница раннего и позднего мела является весьма примечательным рубежом в жизни планеты. Именно к этому этапу приурочено существенное обновление земной растительности. Появившиеся в первой половине мелового периода настоящие покрытосемянные на границе раннего и позднего мела завоевывают всю сушу и довольно быстро становятся доминантами в палеофитоценозах Земли. С развитием цветковых растений создаются благоприятные условия для эволюции и расселения класса млекопитающих, зародившихся в раннем мезозое, но не игравших существенной роли в фаунах юры и раннего мела.

Эта смена растительных комплексов не могла быть строго одновременной для всей планеты, однако, как показывают многочисленные исследования палеоботаников, произошла она в геологически короткий отрезок времени, исчисляемый лишь частью века. Важность этого этапа в развитии флор позволила Г.П. Радченко высказать предложение о необходимости выделять ранний и поздний мел в качестве двух самостоятельных периодов (Радченко, 1969). Такое деление, с соблюдением нижнего отдела в самостоятельную команчскую систему, имеет распространение в США.

На последних стратиграфических совещаниях по Западной Сибири и Уралу граница нижнего и верхнего мела принимается совпадающей с границей между ханты-мансийской и уватской свитами для Западной Сибири и соответственно между синарской и мысовской свитами для районов восточного склона Урала, что нашло отражение на прилагаемых к работе коррелятивных стратиграфических схемах. Ниже, при описании относимых к сеноману толщ, вопросы о достоверности установления нижней границы яруса (а соответственно и границы нижнего и верхнего мела) будут рассматриваться конкретно для каждого типа разрезов.

Сеноманский ярус

Как уже отмечалось выше, сеноманские отложения Урала и Зауралья практически не содержат фаунистических остатков и их присутствие в разрезе определяется для Зауралья главным образом комплексами спор и пыльцы, а для восточного склона Урала — довольно многочисленными крупномерными растительными остатками. Если вопрос о наличии отложений сеноманского возраста этими находками решается положительно, то данных для обоснования верхней и нижней границ яруса оказывается недостаточно.

Уватская свита. Для выделения сеноманских отложений в районах Зауралья большое значение имеет анализ фауны из слоев, подстилающих и покрывающих образования уватской свиты. Поскольку возраст отложений подстилающих слоев (ханты-мансийской свиты) определяется находками фауны головоногих и комплексами фораминифер как средний — верхний альб, а покрывающих слоев (кузнецовской свиты), охарактеризованных фауной иноцерамусов из группы *I. labiatus* и комплексами фораминифер так называемой годриновой зоны, определяется туронном, то возраст уватской свиты Западной Сибири и Зауралья можно с достаточ-

ным основанием считать сеноманским. Это практически и принималось до последнего времени большинством исследователей региона.

На всем протяжении своего распространения — от Полярного Зауралья до широты Тюмени, — уватская свита представлена тонким переслаиванием темно-серых, плотных глин (аргиллита) со светлыми мелкозернистыми, пылевидными алевролитами. Мощность слоев от 0,5 мм до 10 см, преобладают слои мощностью не более 1 мм. Слоистость горизонтальная, редко косая. Наблюдаются маломощные прослои глинистого сидерита и изредка известковистого алевролита и известняка. Алевролит слюдястый, обычно присутствие растительного детрита. Листочки слюды и растительный детрит располагаются по плоскостям наложения. Наибольшее количество прослоев сидерита и известняка отмечается в разрезах Березовских и Леушинской скважин.

Глины уватской свиты имеют гидрослюдисто-каолиновый состав, алевролиты кварцево-полевошпатовые. С.Г. Галеркина отмечает возрастание процента полевых шпатов в сеноманских отложениях Мужинского района. Ею же для района полуострова Ямал, для возрастного аналога уватской свиты, указывается погрубение терригенного материала и появление тонких пропластов бурого угля. Мощность уватской свиты, по данным С.Г. Галеркиной, для района нижнего течения р. Оби колеблется в пределах от 70 до 300 м, она увеличивается по направлению к центральным частям Ханты-Мансийской впадины, с запада на восток.

Мощность отложений свиты в более южных районах Зауралья также увеличивается к востоку, достигая в районе Леушей 211 м (интервал 804-1015 м), а в Уватской опорной скважине — 276 м (интервал 1057-1333 м). В Березовской скв. 1-Р уватская свита вскрыта в интервале — 427-568 м, в Кузнецовской — 435-523 м, в Туринской — 468-566 м, в Тюменской — 645-888 м* (прилож. 5, 8, 10, 11). Площадь распространения уватской свиты не выходит за контуры развития ниже лежащей ханты-мансийской свиты, она не выделяется южнее Завоуковского района в Западной Сибири и к западу от долготы г. Ирбита.

Геологический возраст свиты, как уже отмечалось, определяется прежде всего положением в разрезе между отложениями ханты-мансийской свиты, содержащей фаунистические комплексы альба, и кузнецовской, датируемой комплексами фораминифер и фауной моллюсков туроном. Между образованиями ханты-мансийской и уватской свит наблюдаются постепенные переходы, в основании кузнецовской свиты возможен незначительный перерыв. Таким образом, уватская свита не может быть древнее верхов альба и моложе турона. Уватская свита содержит довольно обильные комплексы спор и пыльцы с преобладанием пыльцы хвойных и с повсеместным присутствием пыльцы цветковых растений. Палинологами выделяется обобщенный комплекс спор и пыльцы альб-сеноманского возраста, наиболее полно представленный в образованиях уватской свиты Зауралья и Приуральской части Западной Сибири.

Полные списки комплексов спор и пыльцы из отложений уватской свиты имеются в ряде сводных работ (Мчедлишвили, 1961; Лебедев, Маркова, 1962; Покровская, 1966; и др.), а также в монографиях, посвященных изучению материала опорных скважин. Характерной чертой комплекса являются преобладание пыльцы хвойных растений (60-70%) над спорами папоротникообразных и постоянное присутствие, хотя и в небольшом количестве, пыльцы покрытосемянных. В споровой части комплекса значительную роль играют споры семейства схийейных, представленных главным образом родами *Anemia*, *Pelletieria*, *Mohria*. Значение спор семейства глейхениевых уменьшается. Споры *Sphagnum*, *Ophioglossaceae*, *Polypodiaceae*, хотя и присутствуют в небольших количествах, но являются характерным компонентом комплекса. Споровая часть комплекса северных районов Зауралья отличается повышенным значением спор *Sphagnum*, *Gleichenia*.

Среди пыльцы хвойных растений, как и в отложениях альбского века, значительное место принадлежит семейству сосновых, главным образом родов *Pinus*,

*Вероятно, мощность завышена за счет отнесения в разрезе Тюменских скважин к уватской свите части отложений ханты-мансийской свиты.

Picea. Заметное участие в спектрах принимает пыльца кедра, правда, не столь заметное, как в комплексах сеномана восточного склона Урала. Весьма характерна для комплексов уватской свиты пыльца *Taxodiaceae*. Это особенно относится к районам Среднего Зауралья; так, в пробах из уватской свиты Леушинской скважины количество пыльцы *Taxodiaceae* равно 26,4% (среднее из 30 анализов). Пыльца покрытосемянных представлена главным образом примитивными мелкими трехборздными формами. Характерный комплекс спор и пыльцы уватской свиты имеет следующий состав: споры — *Ophioglossum senomanicum* Chlon., *Cyathea* sp., *Polypodiaceae*, *Gleichenia* sp., *Anemia* sp., *Pelletieria* sp., *Lygodium cavemosum* E.Iv.; пыльца — различные *Cedrus* (*C.laxireticulata* Sauer, *C.orbita* Botscham., *C.radiostriata* Sauer), *Taxodiaceae* — *Cupressaceae* — много; покрытосемянные — мелкие *Tricolpo-pollenites* Pfl., *Salix* sp., *Quercus* sp., *Ericipites*.

В скважинах Туринской (определения З.И. Мартыновой) и Кузнецовской является аналогичный состав спорово-пыльцевых спектров (определения Е.Н. Сибиной) с преобладанием пыльцы хвойных *Picea*, *Pinus* и разнообразной пыльцы кедров — до 10% (*Cedrus leptoderma*, *C.parvisaccata*, *C.laxireticulata*), значительным количеством пыльцы семейства *Taxodiaceae*. Пыльца покрытосемянных представлена примитивными трехборздными формами: *Protoquercus*, *Tricolporites*, *Tricolpites*. Лишь в верхних слоях свиты появляется более разнообразная пыльца покрытосемянных растений, определяющаяся (по сходству с пыльцой современных растений) как *Quercus* (4, 3%), *Castanea* (1, 7%), *Myrica*, *Betula*, *Nissa*, *Acer* (в единичных зернах). Во всех образцах встречаются споры *Psophosphaera* (2–3%).

Данные спорово-пыльцевого анализа не могут уточнить возраст пород свиты, устанавливаемый на основании ее стратиграфического положения, но имеют значение для сопоставления разрезов Зауралья с разрезами континентальных образований Урала.

Мысовская свита. Отложения, выделяющиеся после стратиграфических сопоставлений по Западной Сибири и Уралу 1956 г. под названием мысовской свиты существенно сеноманского, альб-сеноманского или сеноман-туронского возраста, являются наиболее широко распространенными среди континентальных осадков мелового возраста на Урале. Они известны во всех депрессиях восточного склона Урала — от Ивделя на севере и до широты Тургайского прогиба на юге. По-видимому, отложения свиты распространены и в более северных районах восточного склона Урала, что подтверждается находками спорово-пыльцевых комплексов позднемелового облика в континентальных отложениях бассейна р.Северной Сосывы. Образования, являющиеся аналогами мысовской свиты, описываются в южном обрамлении Западно-Сибирской низменности под именем леньковской свиты (Маркова и др., 1967). В северной части Тургайского прогиба существенно сеноманские континентальные отложения выделяются в шетиргизскую свиту (Бойцова, 1961), сопоставляющуюся с алтыкудукской свитой Северного Приаралья и Мугоджар (Васильев, Теплова, 1969).

Мысовская свита довольно богата макромерными растительными остатками, и подавляющая часть всех определений отпечатков листьев и ваий покрытосемянных и споровых растений, а также остатков хвой и карпологических находок из позднемезозойских отложений Урала происходит именно из пород мысовской свиты.

Для отложений мысовской свиты или ее части в разное время было предложено несколько названий: бирюзовая свита (Н.С. Михеев, 1928), верхняя континентальная свита* (В.А. Вахрамеев, 1948; В.П. Ренгартен, 1944, 1951), чехомовская свита (Н.И. Архангельский, 1960), омутнинская толща, нейвинская

*Впервые название "верхняя свита" для меловых континентальных образований восточного склона Урала было предложено Н.И. Архангельским (1941), но этот исследователь включал сюда все меловые континентальные образования Урала, залегающие выше толщи беликов, включая огнеупорные глины Троицко-Байновского месторождения и бокситы типа Соколовского месторождения.

толща — для верхней части (Певзнер, 1960, 1965). Однако к настоящему времени за свитой прочно укрепилось название мысовской, предложенное в 1956 г. группой уральских геологов на первом (Ленинградском) совещании по стратиграфии Сибири (Аграновская, Еремеева и др., 1957).

В наиболее полных разрезах мысовская свита представлена двумя толщами: толщей кварцевых галечников и песков — внизу — и серых каолиновых глин с углистым детритом и прослойками лигнита — сверху. Породы мысовской свиты залегают на коре выветривания палеозойских образований или на континентальных нижнемеловых отложениях с размывом или без видимого перерыва. Песчано-галечные отложения свиты вскрываются скважинами и обнажаются в старых карьерах Ауэрбаховского рудника (близ г. Краснотурьинска). Крупнозернистые пески и кварцевые песчаники зеленовато-голубоватого цвета ("бирюзовые галечники") вскрываются скважинами и в бортах железорудных карьеров в основании свиты в Алапаевско-Синячихинском районе (прилож. 16).

К северу от г. Серова в основании пород мысовской свиты залегает пласт бобово-конгломератовых железных руд. Руда состоит из магнетитовых бобовин и галек кварца и серпентинита, сцементированных глинисто-кремнистым цементом, обычно с большей примесью гидроокислов железа, придающих охристо-бурый цвет всей массе руды. Средняя мощность рудной залежи в пределах Замарайской депрессии 10–11 м. Сведения о геологической обстановке залегания руд и их генезисе имеются в работах А.В. Вторушина и Н.А. Егоровой (1963) и А.П. Сигова (1969а). К этому же типу обломочных руд относится, по-видимому, Ивановское месторождение в Алапаевском районе, разведовавшееся в свое время В.А. Поляниным (1931). Возможно, к мысовской свите следует относить железистые бокситы Режевского района бобово-конгломератового строения.

Гравийные кослоистые песчаники нижней части мысовской свиты обнажаются по правому берегу р. Синары, между деревнями Нижней и Новой (прилож. 17). Мощность их колеблется в пределах 10–20 м. На Среднем Урале более широким распространением пользуется верхняя, глинистая, часть свиты, сложенная серыми, реже белыми и буровато-серыми глинами, в различной степени алевритистыми и песчанистыми. Глины, как правило, весьма обогащены углистым детритом, содержат прослойки лигнита и лигнитизированную древесину, иногда части стволов деревьев величиной до 2 м (Ауэрбаховский рудник, обнажения по р. Калиновке, по р. Синаре и пр.).

В южном Зауралье и в Северной части Тургайского прогиба свита в основном представлена песками, часто (особенно в нижней части) гравийными, и алеврититами. Реже встречаются глины, залегающие обычно также в верхней части разреза. Среди осадков, развитых восточнее Челябинска, глинистые породы преобладают над песчаными. Здесь свита сложена каолиновой серой глиной с прослойками песков (район р. Миасс). В породах встречаются много растительных остатков, янтарь, прослойки лигнита 0,1–0,3 м мощностью. Для песчаных пород свиты характерны разнообразие гранулометрического состава, различная (преимущественно плохая и средняя) сортировка и окатанность зерен. Глинистый минерал — каолинит и реже гидрослюды. Как исключение на участках, где поблизости размывалась кора выветривания ультраосновных пород, встречаются минералы монтмориллонитовой группы.

Пески и алевриты мысовской свиты светло-серые, серые, реже пестроокрашенные — желтые, красновато-бурые (в районе р. Синары), обычно плохо сортированные; сортировка обломочного материала улучшается с запада на восток. В нижней части отложений часто встречаются разнозернистые пески, состоящие в основном (45–60%) из крупно- и среднезернистого материала с примесью мелкопесчаного, алевритового и гравийного. Количество гравия колеблется в породе от 10 до 30%. Наибольшее развитие имеют пески олигомиктового состава, преимущественно кварцевые (кварц составляет 85–98% легкой фракции) и полевошпатово-кварцевые; количество зерен полевых шпатов составляет 10–20%. Реже встречаются слюдисто-кварцевые и кремнисто-кварцевые разности. Полевошпатово-кварцевые пески наиболее развиты на Северном Урале и в северной части Среднего. Обло-

мочный материал песков и алевритов угловато-окатанный, гравий и гальки обычно хорошо окатаны.

Глины серые, темно-серые, иногда почти черные за счет обилия обугленного растительного детрита, реже белые и коричневатые, пластичные, жирные. Примесь песчаного и алевритового материала в глинах достигает 12–20%, породообразующий минерал — каолинит, иногда в значительном количестве встречается гидрослюда, обычны чешуйки слюды. В районах распространения бобово-конгломератовых руд встречаются пятнистые красновато-лиловые и голубовато-серые глины, состоящие, по данным В.А. Вторушина и Н.А. Егоровой (1963), из монтмориллонита, бейделлита и галлуазита.

Тяжелая фракция глин мысовской свиты состоит в основном из аутигенных минералов (пирита и сидерита), в алевритовых и песчаных породах преобладают терригенные минералы: ильменит (доминирует), циркон, хромит, турмалин. Спорадически встречается эпидот. В бассейнах рек Аят (Южный Урал) и Тагил (Средний Урал) встречены минералы метаморфических комплексов — ставролит и дистен. В Южном Зауралье, в районах распространения красноцветных образований валерьяновской свиты нижнего карбона, в значительном количестве отмечается гематит, а вблизи гранитных массивов — гранат.

Как уже отмечалось, из пород мысовской свиты к настоящему времени известно значительное количество определений растительных остатков. Уже первые определения отпечатков флоры из сборов различных геологосъемочных и разведочных партий в конце 20-х — начале 30-х годов позволили А.Н. Криштофовичу, в то время изучавшему почти все находки растительных остатков из мезозойских отложений Урала, датировать породы мысовской свиты в интервале от верхов альба до турона (Криштофович, 1936). Эти определения, остающиеся в силе до настоящего времени, по существу заложили основы биостратиграфии континентальных толщ уральского мела, так как после достаточно точной датировки этой свиты появились объективные данные для оценки остальных частей разреза континентальных образований восточного склона Урала, значительно хуже охарактеризованных палеонтологически.

Из изложений мысовской свиты А.Н. Криштофовичем были определены: *Asplenium dicksonianum* Heer, *Sequoia reichenbachii* (Gein.) Heer, *Pinus* sp., *Cupressinae* sp. (Ауэрбаховский рудник, г. Краснотурьинск); *Sequoia reichenbachii* (Gein.) Heer, *Widdringtonites reichii* Heer, *Platanus* sp., *Dammara borealis* Heer, *Oreadaphnae* или *Cinnamomum* sp. (Алапаевский район).

По данным Н.И. Архангельского (1941), из разрезов Чехомовского и Зыряновского рудников Алапаевского района А.В. Ярмоленко были определены остатки древесины: *Dedroxyylon podocarpoides* Lam., *Pityoxyylon seithica tensiformis* Stopes, *Cupressinoxylon brevernii* Merckl., *C. woburnense* Stopes, *Platanoxylon*. В районе р. Синары из обнажений и горных выработок были найдены и определены (частично А.Н. Криштофовичем, а главным образом В.А. Вахрамеевым) следующие формы: *Gleichenia* sp., *Dammara borealis* Heer, *Cunninghamites squamosus* Heer, *Sequoia heterophylla* Velen., *S. reichenbachii* (Gein.) Heer, *Pinus uralensis* Palib., *Cercidiphyllum* aff. *sachalinense* (Krysht.), *Magnolia* sp., *Platanus cuneifolia* (Bronn.) Vachr., *Platanus cuneiformis* Krass., *Eucalyptus* sp. (Вахрамеев, 1952).

Южными местонахождениями флор, которые как по стратиграфическому положению, так и по составу комплексов достаточно хорошо сопоставляются с флорой мысовской свиты, являются обнажения по рекам Аят и Каин-Кабак (бассейн р. Таналык, севернее г. Орска; прилож. 18). Наибольшее количество находок известно с р. Аят из обнажения выше пос. Ново-Николаевского. Сводный список определенных отсюда в разное время отпечатков включает *Platanus cuneiformis* Krass., *Celtidophyllum cretaceum* Krass. (определения А.Г. Бер, 1930 г., с коррективами А.Н. Криштофовича, 1936 г.); *Glyptostrobus groenlandicus* Heer, *Platanus cuneiformis* Krass., *Ilex insignis* Heer (определения А.Н. Криштофовича, 1936 г.); *Cephalotaxopsis intermedia* Hollick, *Pityospermum* sp., *Dalbergites simplex* (Newb.) Sew., *Magnolia alternans* Heer, *M. amplifolia* Heer, *Cercidiphyllum* sp. (*Trochodendroides* sp.), *Laurophyllum* sp., *Platanus cuneifolia* (Bronn.) Vachr., *P. latior* (Lesq.)

Knowlt., *Eucalyptus* (?) *uralensis* Vachr., *Zizyphus ajatensis* Vachr., *Diospyros primaeva* Heer (сборы Р.Н. Принца, определения В.А. Вахрамеева, 1952 г.); *Cephalotaxopsis cf. anadyrensis* Krysh., *Glyptostrobus groenlandicus* Heer, *Magnolia alternans* Heer, *Platanus cuneiformis* Krass., Pl. sp., *Sapindus* sp., *Diospyros primaeva* Heer (сборы А.Н. Волкова, определения А.Н. Криштофовича).

Из обнажения на р. Каин-Кабак (сборы А.Л. Яншина, определения А.Н. Криштофовича, 1936 г.) определены: *Sphenopteris cladophleboides* Krysh., *Adiantites* sp., *Scleropteris* sp., *Cladophlebis cf. constricta* Pont., *Sequoia heterophylla* Velen., *Widdringtonites subtilis* Heer, *Cupressinocladus uralensis* Krysh., *Cyperacites* sp., *Magnolia cf. tenuifolia* Lesq. .

Анализ всех этих флор имеется в монографиях В.А. Вахрамеева (1952) и Т.Н. Байковской (1956). В последующие годы список определений пополнился новыми находками. Из скважин Алапаевского района П.И. Дорофеевым и И.Н. Свешниковой были определены: *Gleichenites* sp., *Selaginellites laevis* Dorof., *S. reticulata* Dorof., *S. aspera* Dorof., *S. maxima* Dorof., *S. papillosa* Dorof., *Isöetites tuberculata* Dorof., *Azolla longidentata* Nik., *A. longipilis* Dorof. (Певзнер, 1965). В скважинах участка, расположенного вблизи пос. В. Синячиха, найдены обрывки *Filicinae*; мегаспоры *Selaginellites rugosa* Dorof., *S. laevis* Dorof., *S. faveolata* Dorof., *S. tuberculata* Dorof.; шишка и обломки хвоя *Sciadopitys uralensis* Dorof. et Sweshn.; обломки хвоя *Taxodiaceae*, *Isöetites lucida* Dorof., а также остатки *Carpolithes* (Певзнер, 1965; Дорофеев и Свешникова, 1959).

В бассейне р. Аят, по новым определениям И.В. Васильева, "в нижних горизонтах мелового разреза" (Васильев, Теплова, 1969) отмечаются: *Cephalotaxis* sp., *Phragmites cretaceus* Lesq., *Monocotylrophyllum* sp., *Poacites* (?) sp., *Platanus cuneifolia* Bronn., *P. cuneiformis* Krass., *P. embicola* Vachr., *P. newberryana* Heer (?), *P. sp.*, *Eucalyptus* (?) *geinitzii* Heer, *Dicotylrophyllum* sp.

Этими списками из опубликованных работ не ограничиваются находки макромерных флористических остатков в отложениях мысовской свиты; отпечатки листьев, шишек и семена различной степени сохранности собирались при всех геологических работах, выполнявшихся в районах развития свиты. Новое местонахождение карпологических остатков было обнаружено нами в обнажении по р. Калиновке (правый приток р. Пышмы), вблизи с. Байны (прилож. 17), отсюда И.С. Эдигер были собраны и И.Н. Свешниковой определены (предварительно) *Podocarpus* (секция *Nageia*), *Pityostrobus* (новый вид), многочисленные *Pinaceae*.

Из отложений мысовской свиты описаны обильные спорово-пыльцевые комплексы; их можно найти в справочниках и статьях, посвященных палинологической характеристике меловых отложений (Аграновская, Бочарникова и др., 1957, Бойцова и др., 1960; Покровская, 1966), а также в публикациях различных авторов по вопросам региональной геологии Урала и в статьях, где рассматривается стратиграфия меловых отложений региона (Аграновская, Еремеева и др., 1957; Папулов, 1961а; Певзнер, 1965; Сигов, 1969б; и др.).

В.С. Певзнер, по определениям Л.А. Пановой, считает наиболее показательным следующий состав спорово-пыльцевых комплексов мысовской свиты (по автору, нейвинской толщи): *Lycopodium* sp., *Selaginella* sp., *Cyateaceae*, *Dicksonia* sp., *Cibotium* sp., *Gleichenia* sp., *Lygodium* sp., *Mohria* sp., *Anemia* sp., *Osmunda* sp., *Trichotriletes* sp., *Caytoniales* sp., *Ginkgo* sp., *Podocarpus* sp., *Dacridium* sp., *Cedrus* sp., *Pinus* *Naploxyton*, *Pinus* подрод *Diploxyton*, *Taxodiaceae*, *Proteaceae*, *Platanus* sp., *Castanea* sp., *Quercus* sp., *Leguminozae*, *Ericaceae*, *Euphorbiaceae* и неопределенная пыльца покрытосемянных (Певзнер, 1965, стр. 102).

Наши исследования спорово-пыльцевых комплексов из отложений мысовской свиты Мугайского района показали, что споровая часть спектра обычно характеризуется преобладанием спор семейства *Gleicheniaceae* (*Gleichenia umbonata* Bolch., *G. stellata* Bolch., *G. dicarpoides* Grig., *G. laeta* Bolch., *Gleicheniidites echinatus* (Bolch.) Grig., *G. limbatus* Agt., *Ophioglossum senomanicum* Chlon., *Lycopodium inundatifolium* Grig., *L. cerniidites* Ross, *Divisisporites euskirchenensis* Thom.

*А.Л. Яншин считает эту флору туронской (Яншин, 1964).

Для пыльцевой части спектра характерно присутствие нескольких видов пыльцы *Cedrus*. Покрытосемянные составляют 5–11% и представлены трехбороздными и трехпоровыми зернами неопределенного систематического положения, а также пыльцевыми зернами *Quercus*, *Quercites*, *Castanea vakhrameevi* Bolch., *Castanopsis*. Процентное соотношение споровой и пыльцевой частей спектра меняется в зависимости от характера заключающей спектр породы; в углистых глинах (и лигнитах) резко преобладают споры (до 70–80%), в глинах и алевролитах, содержащих незначительное количество растительного детрита, превалирует хвойная часть спектра.

Из обнажения на р. Каин–Кабак Н.А. Болховитиной был описан комплекс спор и пыльцы с незначительным преобладанием споровой части, включающей до 30% спор семейства глейхениевых и около 20% пыльцы покрытосемянных (13% приходится на пыльцу *Castanea vakhrameevii* Bolch.) (Покровская, 1966).

Интересный спорово–пыльцевой комплекс недавно описан Н.К. Глушко из скважин, расположенных в районе р. Маньи, правого притока р. Северной Сосьвы; здесь выявлены спектры с незначительным количеством пыльцы покрытосемянных (до 7,4%), включающих кроме мелких трехбороздных зерен пыльцу *Salix*, *Quercus*, *Laurus*, *Tetraporina*, *pellucida* Naum. В верхней части разреза отмечаются зерна группы *Extratrirporopollenites*. В споровой части спектра довольно большой процент составляют споры глейхениевых (типа *Gl.laeta* Bolch.). Характерно присутствие гладких бобовидных форм семейства *Polypodiaceae* (до 18%) и спор *Cingulatisporites euskirchenoides* Delf. et Sprun., встречающихся в сеномане и особенно типичных для туронских отложений (от 9,8 до 17,4%). Хвойная часть спектров характеризуется значительным количеством пыльцы сосновых (особенно *Cedrus*) и *Taxodiaceae*+*Cupressaceae*, достигающим в отдельных образцах 34% (Глушко, 1968).

Это сообщение представляет интерес, так как указывает на наличие верхнемеловых континентальных отложений в бассейне р. Северной Сосьвы, тогда как предыдущими исследователями считалось, что наиболее молодые отложения континентального мела имеют аптский или даже барремский возраст (Лидер, 1964). По-видимому, эти отложения включались в состав нижнемеловой северососьвинской свиты, на что указывает аномально высокий процент пыльцы покрытосемянных, отмечавшийся при палинологических исследованиях образований этой свиты (Бойцова, 1964).

Присутствие в спектре значительного количества зерен пыльцы *Cingulatisporites euskirchenoides* и особенно пыльцы стеммы *Normapolles* показывает, что в Северо–Сосьвинском районе присутствуют не только сеноманские, но и более молодые континентальные образования. Недостаточное количество данных не позволяет более уверенно выделять здесь отложения турона или даже нижнего сенона.

В палинологической литературе имеются указания на увеличение процента покрытосемянных растений в спектрах пыльцы альба и сеномана в более южных районах Урала (Бойцова и др., 1960; Бойцова и Васильев, 1960). Наличие зональности, близкой к широтной, в распределении пыльцы покрытосемянных устанавливается при сравнении комплексов спор и пыльцы из мысовской свиты Урала и шегиргизской свиты Тургайского прогиба. Так, Е.П. Бойцова отмечает присутствие в шегиргизской свите разнообразной пыльцы покрытосемянных субтропических растений из семейств *Myricaceae*, *Proteaceae*, *Santalaceae*, а также пыльцы стеммы *Normapolles*–*Extratrirporopollenites lucides* Stelm. (Бойцова, 1961; Бойцова, Васильев, 1960). Однако в распространении комплексов миоспор на территории Урала четкой зональности выявить не удастся. Выше уже был приведен состав спорово–пыльцевого комплекса из Мугайского месторождения боксита, сходный комплекс миоспор выделен из расположенного поблизости Мысовского песчаного карьера и из района г. Алапаевска. Содержание пыльцы покрытосемянных растений в породах мысовской свиты указанных местонахождений колеблется в широких пределах – от 1,4 до 23%, составляя в среднем 14–15%. Более высокий процент пыльцы покрытосемянных выявлен в обнажении мысовской свиты

на р. Калиновке (широта г. Свердловска). Здесь количество пыльцы покрытосемянных в среднем составляет 20%, в том числе: *Salicaceae* - 1,5%; *Casatanea* - 3%; *Quercus* sp. - 0,6%; *Tricolporites* - 1,6%, *Tricolpites* - 4,1%.

В обнажениях р. Синары, расположенных в 60 км южнее предыдущего, комплекс в значительной степени состоит из пыльцы кедров; пыльца покрытосемянных не составляет и 3% комплекса (*Salicaceae* - 1,1%; *Castanea* sp. - 0,5%; *Quercus* sp. - ед. зерна, *Tricolporites* - ед. зерна, *Tricolpites* - 1,1%*).

Не исключено, что в различных местонахождениях миоспор из мысовской свиты восточного склона Урала исследователи имеют дело с различными стратиграфическими уровнями и содержание в них пыльцы покрытосемянных растений отражает возрастание ее доли в более верхних частях разреза. Решение этого вопроса - дело будущих исследований. Имеющийся к настоящему времени фактический материал и степень разработанности стратиграфии региона недостаточны для вывода о существовании на Урале в сеноманском веке широтной климатической зональности.

Геологический возраст мысовской и шетиргизской свит устанавливается главным образом на основании анализа заключенных в них растительных остатков и в меньшей мере - путем сопоставления с образованиями Западно-Сибирской низменности. Уже в первой сводке флористических находок на восточном склоне Урала А.Н. Криштофович на основании сопоставления с известными к тому времени флорами Европы, Северной Америки, Гренландии и Восточной Азии, датировал отложения свиты в пределах сеномана - турона (Криштофович, 1936). Более определенно о сеноманском возрасте флоры из надбокситовых слоев пишет А.Н. Криштофович в коллективной сводке по геологии Урала, изданной в 1944 г. (Геология СССР, т. XII, ч. 1), допуская альбский возраст залежей боксита и никеленосных отложений района Верхнего Уфалея.

В.А. Вахрамеев на первом этапе изучения континентальных меловых отложений Урала принимает точку зрения А.Н. Криштофовича на возраст верхней континентальной свиты, датируя ее сеноман-туроном (Вахрамеев, 1946, 1948). Не возражая против датировки нижней границы свиты сеноманом, В.П. Ренгартен полагает, что окончание формирования отложений свиты не следует ограничивать туроном, а можно поднять до маастрихта или во всяком случае до кампана (Ренгартен, 1951). Это мнение возникло у В.П. Ренгартена главным образом на основании принимаемой им датировки первой морской позднемеловой трансгрессии поздним сеноном.

В.А. Вахрамеев возвратился к вопросу о возрасте верхней континентальной свиты Урала в монографии, посвященной результатам изучения меловых флор Западного Казахстана (Вахрамеев, 1952); установив среднеальбский возраст кызылшенской свиты Северного Приаралья и сопоставляемых с ней бокситоносных слоев Среднего Урала (синарская свита, по современным представлениям), он перепределяет возраст верхней континентальной свиты, содержащей богатую платановую флору, считая ее существенно позднеальбской - раннесеноманской. Основное подтверждение этого вывода В.А. Вахрамеев видит в составе флоры с р. Аят.

На первых совещаниях по стратиграфии Западной Сибири и Урала, состоявшихся в начале 1956 г., на основании доклада группы уральских геологов, включавшей и автора, свита, впервые получившая наименование мысовской, была датирована альб-сеноманом (Аграновская, Еремеева и др., 1957). Эта датировка была принята на основании исследований В.А. Вахрамеева (1952) и заключений палинологов, описывавших единый альб-сеноманский комплекс спор и пыльцы из прибрежных отложений ханты-мансийской свиты и континентальных образований мысовской (Аграновская, Бочарникова и др., 1957).

В конце 1956 г. появилась монография Т.Н. Байковской, представлявшая собой сводку по позднемеловым флорам Северной Азии. Проанализировав все известные к тому времени находки растительных остатков с восточного склона Урала

*Среднее из 10-15 анализов.

Т.Н. Байковская приходит к следующему заключению по вопросу возраста флоры из мысовской свиты: "В этом комплексе почти полностью отсутствуют папоротники, а хвойные представляют собой уже типичные верхнемеловые формы. Обнаружены и настоящие двудольные, характерные для верхнего мела. Таким образом, данная флора значительно моложе рассмотренных выше среднеальбских флор, и возраст ее может с полным основанием считаться как сеноман - турон" (Байковская, 1956, стр. 98).

Автор настоящей работы выступил за пересмотр возраста свиты в статье, опубликованной в 1959 г. (Папулов, 1959) и в докладе на Втором совещании по стратиграфии Западной Сибири (Папулов, 1961а)*. Положения о существенно сеноманском возрасте мысовской свиты, высказанные в этих публикациях, были приняты Вторым совещанием по стратиграфии Западной Сибири (Решения и труды..., 1961) и затем Вторым Уральским стратиграфическим совещанием (Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы..., 1968). Эту же точку зрения на возраст свиты принимают И.М. Покровская (1966), А.П. Сигов (1969а, б) и другие исследователи.

Вопрос относительно альб-сеноманского возраста нижней части свиты (песчано-галечниковой) в противовес сеноман-нижнетуронскому возрасту верхней, глинистой, части свиты (нейвинской толщи) ставит в двух публикациях В.С. Певзнер (1960, 1965). Существенно позднеальбской считает мысовскую свиту района Мугайского месторождения бокситов З.И. Ситникова (1970), основываясь главным образом на заключениях В.А. Вахрамеева (1952), а также на общности спорово-пыльцевых комплексов мысовской свиты района месторождения и спектров, известных из пород ханты-мансийской свиты.

Мы не будем здесь повторять анализ ископаемой флоры Урала, выполненный Т.Н. Байковской (1956). Широко распространенные в мысовской свите остатки платанов являются характерными именно для начала позднего мела. *Asplenium dicksonianum* Heer, *Sequoia reichenbachii* (Gein.) Heer, *Thuja cretacea* (Heer) Newb. - наиболее постоянные элементы уральских комплексов - являются характерными представителями сеноманских (или сеноман-туронских) флор Гренландии, Саксонии, Северной Америки (свита потапско). Отметим также, что *Asplenium dicksonianum* Heer, несколько видов секвой и отпечатки листьев платанов указываются из леньковской свиты юга Западно-Сибирской низменности, возраст которой устанавливается в пределах сеноман-турона (Маркова и др., 1967). Секвой, *Thuja cretacea* (Heer) Newb. и платаны известны из кийской свиты сеноманского возраста (Чулымско-Енисейский район). Все формы уральских находок встречены в богатой флоре симоновской свиты Западной Сибири, датируемой сеноман-туроном (Лебедев, Маркова, 1962). Сеноманом датируется большая часть находок остатков хвойных и плауновых из мысовской свиты Среднего Урала, определенных за последние годы П.И. Дорофеевым и И.Н. Свешниковой. Шетиргизская свита Тургайского прогиба, являющаяся стратиграфическим аналогом мысовской свиты, датировалась сеноманом с момента своего выделения как на основании листовой флоры, так и по данным палинологического изучения (Бойцова и др., 1955).

Некоторое сомнение в сеноманском возрасте отложений, относимых к шетиргизской свите, высказано в известной работе В.А. Вахрамеева (1952). На основании изучения геологического разреза и флор Западного Казахстана, районов Северного Приаралья, Чушкакульской антиклинали и Западных Мугоджар и сопоставления с этими районами разрез р. Аят (и восточного склона Урала-разрез р. Синары) В.А. Вахрамеев пришел в то время к выводу о существенно альбском возрасте аятской флоры, допуская возможность отнесения ее частично к раннему сеноману, в противовес прежним определениям А.Н. Криштофовича, считавшего аятскую флору существенно сеноманской. Не пересказывая всех доводов В.А. Вахрамеева, отметим, что главнейшим основанием для удревнения флоры Аята, по

*Основанием для пересмотра возраста свиты явились в значительной мере положения монографии Т.Н. Байковской.

В.А. Вахрамееву, являются отсутствие среди флористических остатков Аята отпечатков *Sassafras polevoii* (Krysht.), *Anacardites neuburgae* Vachr., а также находки в кровле флороносных глин ядер *Pectunculus* sp., *Cucculaea cf. obesa* Pictet et Roux, *Trigonia* sp., для которых Т.А. Мордвилко наиболее вероятным считает альбсеноманский возраст.

После работ В.А. Вахрамеева и Т.Н. Байковской были выполнены определения новых находок, и данные о принадлежности флоросодержащих слоев к сеноману получили дополнительное подтверждение. И.В. Васильев и Л.С. Теплова рассматривают возраст флоры алтыкудукской свиты Тургая и Приаралья и сопоставляют с нею флоры из различных местонахождений Тургайского прогиба (в том числе и с Аята). Авторы приходят к выводу о сеноманском возрасте флоры, мотивируя этот вывод следующими аргументами.

"1. В комплексе преобладают представители рода *Platanus*, имеющие оптимум своего развития в сеномане.

2. В незначительном количестве имеются отпечатки папоротников (*Gleichenia*, *Asplenium* и др.), которые наряду с многочисленными поздне меловыми покрытосемянными растениями следует расценивать как проявление их реликтовой природы в рассматриваемом комплексе.

3. Отмечается наличие видов, появившихся на границе раннемелового и поздне мелового отделов меловой системы и получивших свое дальнейшее развитие в поздне меловую эпоху (*Magnolia*, *Zizyphus* и др.).

Этот комплекс отличается от комплекса кызылшенской свиты, в котором преобладают отпечатки папоротников, древних хвойных и первых примитивных покрытосемянных и отмечены единичные отпечатки листьев платанов" (Васильев, Теплова, 1969, стр. 131).

Наконец, следует заметить, что в своих последних работах В.А. Вахрамеев при рассмотрении раннемеловых флор Евразии ограничивает их для Урало-Тургайского региона кызылшенской флорой, не упоминая о возможности частичного отнесения к альбу флор мысовской и шетиргизской свит (Вахрамеев, 1964а), а в коллективной монографии по флорам Евразии флора мысовской свиты с восточного склона Урала уже полностью отнесена к сеноману (Вахрамеев, Добрускина и др., 1970).

Заканчивая рассмотрение вопроса о возрастной принадлежности отложений мысовской свиты Урала, мы с достаточной уверенностью можем принять для нее сеноманский возраст. Что касается верхнего возрастного предела отложений свиты, то здесь остается некоторая доля сомнения. Мы теперь знаем, что на Урале выше континентальных образований мысовской свиты залегают морские отложения турона (в том числе и нижнего турона с *Inoceramus labiatus*, и, как отмечает в уже цитировавшейся статье И.В. Васильев, в растительных комплексах турона род *Platanus* замещают иные представители семейства платановых (*Protophyllum*, *Pseudoprotophyllum*, *Aspidiophyllum*), неизвестные в флоре мысовской и шетиргизской свит; в туроне в большом количестве встречаются такие представители двудольных растений, как *Magnolia*, *Zizyphus*, *Eucalyptus* и др. Однако определение И.В. Васильевым возраста жаманшинской флоры (Приаралье) как верхний сеноман — турон (Кирюхин и др., 1968) заставляет настаивать на основании обстоятельных стратиграфических и палеогеографических исследований и В.Г. Никитин (1967).

Если практически мы на данном этапе изучения меловых отложений Урала должны принимать сеноманский возраст мысовской свиты, то все же не исключается возможность отнесения самых ее верхов в турон, основанием к чему может явиться наметившаяся в последнее время тенденция перевода в турон самых верхов образований уватской свиты, согласно данным анализа фауны фораминифер (Булатова, 1969а, 1970). К сеноману, возможно, частично относятся образования известной на восточном склоне Урала мугайской железорудной пачки, о которой будет говориться в следующем разделе.

Туронский ярус

В разрезе Зауралья к отложениям туронского яруса относятся морские осадки кузнецовской свиты и, возможно, частично континентальные образования севера Тургайского прогиба. На западном склоне отложения, содержащие туронскую фауну, обнаружены в бассейне р. Усы и указываются из нескольких пунктов Южного Предуралья.

Кузнецовская свита. Название кузнецовской свиты было предложено в 1954 г. Н.Н. Ростовцевым для пачки морских существенно глинистых отложений Западно-Сибирской низменности и Зауралья, с характерным комплексом микрофауны, по названию одной из опорных скважин, расположенной в Зауралье, на реке Тавде, близ дер. Кузнецово. Подобные отложения вскрывались многими скважинами, пробуренными в южной части Зауралья еще в довоенные годы в связи с поисками нефти (Туаев, 1941) и в послевоенные годы Уральским геологическим управлением. В соответствии с данными микропалеонтологов ВНИГРИ, производивших определение фауны фораминифер из нефтеразведочных скважин, пробуренных в Зауралье в 30-е годы, толща этих глин относилась к верхней части апт-альбских отложений.

В северной (Приполярной) части Зауралья отложения турона делятся на две пачки: нижнюю – глинистую – и верхнюю – опоковидную. По данным С.Г. Галеркиной, в естественных обнажениях по р. Сыне туронские отложения мощностью около 10 м представлены толщей серых мелкооскольчатых, диатомовых глин с бедной фауной фораминифер из рода *Ammobaculites* и скелетами радиолярий, характерных для турона более южных районов.

В Приполярном Зауралье (Полуйский, Мужинский, Казымский и Северо-Сосьвинский районы) нижняя пачка туронских отложений складывается глинами серыми и темно-серыми, с редкими прослоями алевролитов кварцевых, с глауконитом. Мощность нижней пачки кузнецовской свиты колеблется от 3 м в Мужинском районе до 45 м в Казымском; в Полуйском районе она составляет 7–11 м, а в Нижнеобском – 23 м (Галеркина, 1963).

Для нижней пачки свиты С.Г. Галеркина приводит из разных районов Северного Зауралья следующий сводный список фораминифер: *Saccamina aff. sphaerica* Sars., *Haplophragmoides semiinvolutus* Zasp., *H. aff. glomeratum* Brady, *Trochammina subbotinae* Zasp., *Verneuilinoides borealis asanoviensis* Zasp. и др. К югу от Мужинского района комплекс несколько меняется, приближаясь по составу к комплексу, характерному для районов Среднего Зауралья. Здесь обычно присутствует и характерная для более южных районов *Gaudryina filiformis* Berth., но отсутствует *Verneuilinoides borealis asanoviensis* Zasp. С.Г. Галеркина приводит следующий комплекс фораминифер: *Haplophragmoides sibiricus* Zasp., *H. darvini* Dain, *H. ex gr. chapmani* Moros., *Glomospirella ex gr. gaultina* (Berth.), *Anomalina aff. montiformis* (Reuss) subsp. *lidias* Vass., *Gaudryina filiformis* Berth. и др.

Совместно с фораминиферами в глинах нижней части встречаются в массовом количестве радиолярии из туронского комплекса *Dictyomitra* sp. (по-видимому, *D. pyramidalis* Grig.) – *Sphaeroidea* sp., *Cromyodruppa concentrica* Lipm., *Ommatodiscus* sp., *Spongodiscus* sp., *Sp. impressus* Lipm., *Dictyomitra* sp., *D. striata* Lipm., *Hystiastrium* sp.

Отложения верхней пачки кузнецовской свиты этих районов представлены глинами опоковидными, светло-серыми, часто алевролитистыми, с редкими зернами глауконита. Мощность пород верхней пачки 13–17 м, лишь в Северо-Сосьвинском районе она достигает 50–60 м.

Комплекс фораминифер из этой пачки по составу не отличается от комплекса нижней пачки, но значительно обеднен по сравнению с последней. Радиолярии отличаются настолько, что из этих отложений Г.Э. Козловой был выделен самостоятельный комплекс с новыми видами: *Ommatodiscus mobilis*, *Spongodiscus multus*.

В более южных районах Зауралья породы кузнецовской свиты вскрываются всеми скважинами, расположенными к востоку от линии, проходящей приблизительно от пос. Гари (на р. Сосьве) на г. Каменск-Уральский, по восточной окраине Че-

лябинского буроугольного бассейна, в низовья р. Аят. Свита представлена аргиллитоподобными глинами зеленовато-серого цвета бейделлитово-гидрослюдистого состава, переслаивающимися с алевролитами кварцево-полевошпатовыми с глауконитом. Реже в свите появляются песчаники. Прослой песчаника в Туринской скважине представлен породой псаммитовой структуры, состоящей из зерен кварца на 60%, полевого шпата — на 8%, глауконита — на 30%. В песчанике встречается мелкая кварцевая галька. В северной части Среднего Урала, в верхней половине свиты, наблюдаются прослои опокowych пород, чаще всего алевролита с опокowym цементом. В восточных скважинах (например, Леушинской) количество алевролитовых прослоев меньше, чем в западных.

В районах Среднего и Южного Зауралья не прослеживается четкого разграничения свиты по литологическому составу на две толщи, как это отмечено С.Г. Галеркиной в Северном и Приполярном Зауралье. В западных районах породы кузнецовской свиты залегают с размывом на континентальных отложениях мысовской и синарской свит или на коре выветривания палеозойских образований. В более восточных частях Зауралья, в зоне развития уватской свиты, переход между отложениями свит постепенный.

Мощность пород кузнецовской свиты в Березовской скв. 1-Р равна 20 м (427-407), в Кузнецовской — 27 м (435-408), в Туринской — 12 м (468-456), в Тюменской 1-Р — 9 м (645-636), в Шадринской скв. 3 — 38 м (326-288), в Уватской — 49 м (1057-1008), в Ханты-Мансийской — 60 м (1082-1022), в Леушинской — 33 м (804-771). По данным П.Ф. Ли, в интервале 756, 35-749, 35 м (прилож. 5, 8, 10, 13), в Леушинской скв. 1-Р, в серой опоке был встречен характерный для тулона комплекс фораминифер. Возможно, это верхняя кремнистая пачка тулона, выделяемая С.Г. Галеркиной.

Увеличение мощности пород кузнецовской свиты наблюдается западнее меридиана г. Туринска, на площади Восточно-Уральского погружения: в верховьях р. Тавды, в районе устья р. Тагил, к югу от Шадринска (прилож. 10, 12). Здесь на отдельных участках мощность свиты достигает 70 м. Максимальная мощность отложений кузнецовской свиты, наблюдаемая в центральных частях Западно-Сибирской низменности, в скважинах Ханты-Мансийской и Уватской соответственно равна 60 и 49 м.

Отложения кузнецовской свиты содержат довольно богатый комплекс фораминифер, главным образом агглютинирующих. В последнее время выявлена возможность разделения этого комплекса на два, приуроченных к нижней и верхней половинам свиты. Нижний комплекс, названный по руководящему виду комплексом с *Gaudryina filiformis*, включает: *Lituotuba confusa* (Zasp.), *Haplophragmoides fraseri* (Wickend.), *H. sibiricus* Zasp., *H. crickmayi* Stelck et Wall., *Clavulina hastata* (Cushm.), *Gaudryina filiformis* Berth.

Верхняя часть отложений свиты содержит комплекс фораминифер с *Clavulina hastata*: *Reophax dentalinoides* Reuss, *Haplophragmoides agglutinoides* Dain, *Textularia anceps* Reuss, *Clavulina hastata* (Cushm.), *Gaudryina filiformis* Berth.

В районах, приближенных к Уралу (скважины Шадринска, Каменска и др.), значительным распространением в тулонском комплексе пользуются представители рода *Haplophragmoides* — *H. darvini* Dain, *H. ex gr. nonioninoides* Reuss, *H. sibiricus* Zasp., *H. chapmani* Moros. Кроме того, здесь из верхней и нижней частей свиты определены *Reophax nodulosus* Br., *R. nodosarieformis* Br., *Involutina gordialos* (Park. et Jones), *Proteonina difflugiformis* Br., *P. sherborniana* (Chapm.), *Clavulina porrecta* Kypr., *Gaudryina pervulgata* Kypr., *Gaudryina filiformis* Berth., *Textularia grandis* Bulat., *Trochammina* sp. и др. (определения Ф.В. Киприяновой).

Характерный комплекс фораминифер был встречен в прибрежных отложениях кузнецовской свиты в северной части восточного склона Среднего Урала. Здесь наряду с ассоциацией фораминифер других районов Зауралья Ф.В. Киприяновой отмечается преобладание раковин рода *Reophax*, представленного видами: *R. scorpiurus* Mont., *R. nodosarieformis* Br., *R. caprolithiformis* (Schwag.), *R. guttifer* Br., *R. sp. 1*, *R. sp. 2*.

В верхах кузнецовской свиты, обычно в кварцево-глауконитовых алевролитах, был встречен комплекс фораминифер, отличающийся от упомянутых выше. Особенностью этого комплекса является известковый состав раковин; так, из керна Туринской скважины Ф.В. Киприяновой были определены: *Eponides incognitus* sp. nov., *Gyroidina nitida* Orb., *Anomalina lorneiana* Orb., *Valvulineria lenticula* (Reuss), *Hagenovella* sp., *Epistommina* sp., *Discorbis* sp., *Bullimina* sp., *Saracenaria* sp., *Froncularia* sp. и др. Следует отметить, что фораминиферы с известковой раковиной в керна Туринской скважины найдены в прослое алевролитов, залегающем среди глинистых пород, содержащих фораминиферы с агглютинированной раковиной, характерные для комплекса этой части разреза, с *Gaudryina filiformis* (Папулов, Ситникова, 1964). В восточных районах Западно-Сибирской низменности в верхах турона также выделяется комплекс фораминифер с известковой раковиной несколько иного видового состава (комплекс с *Cibicides westsibiricus* Balakm.).

Туронские отложения Зауралья содержат также характерный комплекс радиолярий с зональным видом *Dictyomitra pyramidalis* Grig., с наиболее характерными видами *Cenosphaera magna* Grig., *Spongodiscus impressus* Lipm., *Dictyomitra uralica* Gorb., *Xiphodictya* sp. и др. (по А.И. Григорьевой).

Возраст отложений кузнецовской свиты определяется находками руководящей фауны моллюсков, главным образом иноцерамов. Обломки призматического слоя иноцерамов — не такая уж редкая находка в породах кузнецовской свиты, однако достаточно хорошо определимые раковины в керна скважин находятся нечасто. Верхнетуронский бакулит *Baculites romanovskii* Arkh. был найден в Уватской скв. 1-Р в интервале 1034–1027 м в слоях с *Gaudryina filiformis*. Нижнетуронский *Inoceramus ex gr. labiatus* Schloth. был найден в керна Березовской скв. 1-Р на глубине 423,9–423,6 м, а также в одной из скважин Каменск-Уральского района. Указываются находки ниже- и верхнетуронских иноцерамов в слоях с характерным для кузнецовской свиты комплексом фораминифер, в скважинах восточной части Западно-Сибирской низменности и в Усть-Енисейском районе (Фораминиферы..., 1964).

Характерные комплексы фораминифер, позволяющие хорошо коррелировать отложения внутри Западно-Сибирской низменности, мало что дают для определения геологического возраста отложений. Общими с районами Русской платформы и Мангышлака являются виды, присутствующие в комплексе фораминифер с известковой раковиной (*Gyroidina nitida* (Reuss), *Valvulineria lenticula* (Reuss) и др. (Василенко, 1961). Комплекс агглютинирующих фораминифер (с *Gaudryina filiformis*) не имеет аналогов в южных и западных районах. Близкий к западно-сибирскому (и зауральскому) комплексу фораминифер, также с преобладанием агглютинирующих форм, описан из туронской формации Сиби Аляски (Tarran, 1960, 1962), сопровождающийся туронскими иноцерамами и зональным видом *Pseudoclavulina hastata* — общим для отложений Аляски и Западной Сибири*.

Учитывая, что кузнецовская свита включает как ниже-, так и верхнетуронскую фауну иноцерамов, по-видимому, можно, как это сделано в стратиграфических схемах последних стратиграфических совещаний, приблизительно считать ее отложения соответствующими по объему всему туронскому ярусу, хотя полной гарантии в точном совпадении границ свиты с границами яруса нет.

Другие отложения Зауралья, сопоставляемые с туронскими. В разрезах некоторых скважин Зауралья на границе уватской и кузнецовской свит появляется пачка тонкослоистых алевролитов, не отличающихся от пород уватской свиты, но содержащих многочисленную фауну фораминифер, характерную для комплекса верхней половины ханты-мансийской свиты с *Verneuilinoides borealis asanoviensis*.

По определению Ф.В. Киприяновой из керна Леушинской скважины, комплекс представлен одним видом, определявшимся в период составления отчета по буре-

* З.И. Булатова полагает, что зональный вид западно-сибирского турона — *Gaudryina filiformis* — правильнее относить к виду *G. foeda* (Reuss), также известному из турона Северной Америки (Булатова и др., 1967).

нию опорной скв. 1-Р (1957 г.) как *Verneuilina asanoviensis* Zasp. Единично встречаются раковины *Turamina* sp., *Naplophragmoides* sp. плохой сохранности.

В Леушинской скважине этот комплекс встречен в интервале 809-817 м, в Березовской скв. 1-Р - в образце с глубины около 428,5 м; находки фораминифер, определенных как *Verneuilina* sp., указываются из керна Уватской скв. 1-Р в интервале 1068,75-1057,80 м.

Поскольку залегающие выше этой пачки алевролита породы кузнецовской свиты заключают нижнетуронскую фауну иноцерамов, то она может принадлежать как к самым низам турона, так и к верхам сеномана. Сеноманский возраст пачки был принят мною при описании керна Леушинской скважины, к нижнему турону ее условно относит З.И. Булатова (1969а). Комплекс заключенных в пачке фораминифер ничего не дает для уточнения возраста, но показывает, что она не должна связываться с трансгрессией туронского моря, отложившего осадки кузнецовской свиты, а принадлежит к образованиям предыдущего морского цикла (отложения ханты-мансийской свиты). Фауна эта пережила в северной части Западно-Сибирской низменности время образования на Среднем Зауралье континентальной уватской свиты и на границе сеномана и турона при новой кратковременной трансгрессии проникала до района Среднего Зауралья. Именно с этой трансгрессией, вероятно, следует связывать образование лагун на восточном склоне Северного и Среднего Урала, где накапливались оолитовые руды так называемой мугайской свиты.

В статье, ставшей известной автору после написания работы, З.И. Булатова делает попытку пересмотра стратиграфической схемы нижней части верхнемеловых отложений Западно-Сибирской низменности (Булатова, 1970). К альбскому ярусу она предлагает относить лишь нижнюю подсвиту ханты-мансийской свиты. В сеноман включается верхняя половина ханты-мансийской свиты (по З.И. Булатовой, зона *Miliamina ischnia*, *Saccamina divulgata*) и большая часть уватской свиты. К нижнему и среднему турону (З.И. Булатовой предлагается трехчленное деление туронского яруса) относится верхняя часть уватской свиты, характеризующаяся появлением раковин вернейлинид, по З.И. Булатовой, комплекс *Verneuilinoides polytropa*. Нижняя часть кузнецовской свиты с микрофауной зоны *Gaudryina filiformis*, по З.И. Булатовой, *G. foeda*, индексируются верхним туроном; верхняя ее часть с *Pseudoclavulina hastata subsp. porrecta*, отнесена к коньяку.

Соображения З.И. Булатовой весьма интересны и заслуживают тщательного рассмотрения коллективом специалистов по микрофауне меловых отложений. Однако пока еще этот вопрос представляется недоработанным, тем более, что корреляция ассоциаций фораминифер с фауной иноцерамов, предполагаемая З.И. Булатовой, оставляет желать лучшего. Так, она исходит из предположения, что находки *Inoceramus labiatus* следует относить не к кузнецовской свите, а к уватской, ставит под сомнение правильность определения *I. cf. labiatus* из Ермаковской скважины, найденного вместе с фораминиферами зоны *Pseudoclavulina hastata*, и, наконец, предполагает, что *Inoceramus lamarcki* Park. характеризует не верхний турон, а верхний коньяк - нижний сантон.

Мугайская свита. Под именем мугайской свиты, или (по решению Уральского стратиграфического совещания 1963 г.) толщи, выделены песчано-глинистые отложения, залегающие в районе нижнего течения р. Тагил и вблизи пос. Марсята, на восточном склоне Среднего Урала, непосредственно выше континентальных образований сеноманского возраста, и покрывающиеся с размывом сенонскими или более молодыми морскими осадками. Характерной особенностью этой свиты является присутствие в ней прослоев оолитовых железных руд, вследствие чего в ряде старых работ она носила название железорудной толщи. Наиболее полные данные о литологическом составе пород свиты и ее геологической позиции имеются в работах Л.А. Умовой (Умова, 1958; Умова и др., 1968а), З.И. Ситниковой и И.С. Эдигер (Ситникова, Эдигер, 1972).

К северу от г. Серова железорудные породы мугайской свиты выделяются в виде четырех разобнесенных участков: 1) Марсятское месторождение, 2) к северу

от него, до верховьев р. Лангур, 3) на р. Лозье вблизи устья р. Б. Еввы и 4) к югу, где скв. 266 вскрыт слой песка и песчаника с сидеритовым цементом около 5 м мощности (прилож. 26). На Марсятском месторождении мугайская свита складывается оолитовыми железняками, песчаниками и гравелитами с сидеритовым цементом, переслаивающимися с каолиновыми глинами, песками и гравелитом.

Лучше всего мугайская свита изучена в районе Мугайских месторождений боксита и оолитовых железняков (откуда она и получила свое наименование). Специальные исследования геологии мугайской свиты в районе распространения стратотипа были выполнены под руководством автора З.И. Ситниковой и И.С. Эдигер. В результате этих исследований удалось установить, что в разрезе мугайской свиты выделяются следующие три горизонта.

1. Подрудный горизонт сложен гидрослюдисто-каолиновыми пепельно-серыми глинами, в различной степени песчанистыми и алевролитистыми, с углистым детритом; иногда наблюдается тонкое переслаивание глины и алевролита. В глинах встречаются гнезда кварцевого гравия, в основании свиты с обломками подстилающих пород. Мощность подрудного горизонта колеблется в пределах 0,5–5,0 м, редко достигает 10–12 м.

2. Железородный горизонт отличается пестротой литологического состава; это оолитовые железняки, кварцевые разномасштабные песчаники с редкими гидрогетит-лептохлоритовыми оолитами, с глинисто-лептохлоритовым, сидеритовым и сидерит-лептохлоритовым цементом. Обычны маломощные линзовидные прослои (2–10 см) глины темно-серой, с гравием кварца и редкими стяжениями фосфорита. Мощность его колеблется от 0,5 до 7,0 м.

3. Надрудный горизонт – глины гидрослюдисто-каолиновые, пепельно-серого цвета, алевролитистые, тонкослоистые, внизу с гнездами окисленных оолитов, обломками оолитового песчаника. Реже горизонт представлен разномасштабными гравийными кварцевыми песчаниками. Мощность надрудного горизонта от 0,3 до 5,0 м (Ситникова, Эдигер, 1972).

Мугайская свита залегает выше пород мысовской свиты (сеноман) и под кварцево-глауконитовыми песками зайковской свиты, возраст которой в данном конкретном районе не может быть определен точнее, чем сеноман. Оба контакта резкие, со следами размыва (прилож. 14). Таким образом, стратиграфическое положение свиты позволяет определять ее возраст в пределах сеноман – сеноман. Л.А. Умова приводит сведения о скважинах, в которых выше пород мугайской свиты залегали глины кузнецовской свиты турона (Умова и др., 1968). Таким образом, верхний предел образования свиты ограничивается туроном. Из органических остатков, могущих уточнить возраст и условия накопления осадков свиты, в ней обнаружены только споры и пыльца, хорошо характеризующие все три горизонта свиты.

По данным И.С. Эдигер, общий спорово-пыльцевой комплекс свиты характеризуется преобладанием в спектрах пыльцы голосемянных растений, составляющей около 40–50% отдельного спектра; споровая часть спектров и часть, принадлежащая зернам пыльцы цветковых растений, приблизительно равны между собой, составляя 20–25% в каждом спектре; при этом в отдельных образцах колебания в процентном соотношении этой триады весьма значительны. В споровой части комплекса преобладают представители семейства *Gleicheniaceae* – *Gleichenia angulata* (Naum.), *Gleichenia bolch.*, *Gleichenia stellata* Bolch., *Gleichenia laeta* Bolch., *Gleichenia dicarpoides* Grig., *Gleichenia senonjica* (Ross.) Grig. и др.; часть из этих видов перешла из более древних апт-альбских отложений синарской свиты. Семейство схизейных занимает в комплексе от 0,5 до 15% от количества всех зерен. Значительная роль принадлежит мхам (до 10%). Всегда присутствуют характерные для верхнемеловых комплексов споры *Divisisporites euskirchenensis* Thomp., *Cingulatisporites euskirchenensis* Del. et Sp.

Пыльца голосемянных растений представлена главным образом зернами семейства *Pinaceae* с родами *Pinus*, *Picea*, *Cedrus*. Существенной особенностью комплекса является преобладание рода *Cedrus*, представленного большим разнообразием видов: *Cedrus pachyderma* Sauer, *C. parvisaccata* Sauer, *C. laxireticulata* Sauer и др., что вообще является характерным признаком уральских комплексов из нижней части

верхнего мела. Семейство *Taxodiaceae* занимает до 11% комплекса. Пыльца покрытосемянных разнообразна; комплекс составляют: *Salicaceae*, *Plex uralensis* Bolch., *Quercites sparsus* (Mart.), *Quercus* sp., *Q. surita* Bolch., *Castanea vakhrameevii* Bolch., *Castanopsis*, *Platanus*, *Menispermaceae*, *Ericaceae*, *Leguminosae*, *Angiospermae*.

Встречается пыльца неопределенного систематического положения — мелкие, трехпоровые и трехборозднопоровые зерна.

Этот комплекс мало отличается от сеноманских комплексов мысовской и уватской свит Среднего Урала и Среднего Зауралья; особенностью его является несколько большее разнообразие и увеличение роли пыльцы цветковых растений. Исследователи мугайской свиты З.И. Ситникова и И.С. Эдигер на основании сходства литологического облика и состава пород, а также состава спорово-пыльцевых комплексов мугайской и уватской свит настаивают на их одновозрастности и приходят к выводу о сеноманском возрасте первой, в противовес принятому ранее отнесению ее к турону.

Флора мугайской свиты, безусловно, не особенно отличалась от предшествовавшей ей флоры мысовской (и уватской) свиты, что и показывает почти идентичный состав спорово-пыльцевых спектров той и другой, хотя увеличение количества и разнообразия пыльцы цветковых растений указывает на несколько более молодой облик мугайской флоры. Следует отметить, что вряд ли можно ожидать существенного обновления состава флор за такой сравнительно короткий промежуток времени, как половина века, при отсутствии резких изменений климата и сохранения или стабильных ландшафтных условий. При этих условиях флора должна сохранять консервативный облик и поэтому состав спорово-пыльцевых комплексов в данном случае мало что дает для выяснения геологического возраста свиты. Для решения этого вопроса больше данных можно получить путем анализа географической обстановки в регионе на границе сеноманского и туронского веков. Более детально палеогеографическая обстановка этого времени рассматривается в специальном очерке, здесь же это будет сделано в пределах, необходимых для выяснения вопросов стратиграфии.

В сеномане после ухода из региона Западно-Сибирской плиты моря бореальной трансгрессии, осадки которого характеризуются комплексом фораминифер с *Verneuilinoides borealis asanoviensis* Zasp., на большей части плиты, так же как и на территории Уральской платформы, установился континентальный режим. Причем в пределах региона Уральской платформы накопление осадков происходит в депрессионных зонах на дне водоемов озерного типа и в руслах блуждавших рек. На территории Зауралья при продолжавшемся прогибании накапливаются породы уватской свиты в условиях обширной аллювиальной равнины с большим количеством опресненных водоемов.

В конце времени образования уватской свиты и синхронной ей мысовской происходит кратковременная трансгрессия бореальных, сильно опресненных вод, характеризующаяся отложениями, сходными с уватскими тонкослоистыми алевролитами, и комплексом агглютинирующих фораминифер, в значительной степени напоминающим комплекс с *Verneuilinoides borealis asanoviensis**. В это же ("послеуватское" и "послемысовское") время в районах восточного склона Урала происходит отложение маломощной толщи образований полуморского — полуконтинентального генезиса. Наличие оолитов, минералов группы шамуазита позволило почти всем исследователям относить осадки мугайской свиты к образованиям прибрежных лагун. Оолитовые железные руды мугайской свиты могли быть лагунными осадками бассейна, в котором появился второй вернейлиновый комплекс на грани сеномана и турона. В этом случае не будет вызывать удивления и состав осадков нижней части свиты (подрудная пачка), аналогичных тонкослоистым алевролитам уватской свиты, и состав спорово-пыльцевых комплексов, лишь в незначительной степени отличающихся от предыдущих комплексов сеномана. Образование этих лагунных отложений прекратилось с обширной трансгрессией кузнецовского (туронского) моря.

*По З.И. Булатовой, комплекс с *Verneuilinoides polystropha* (Reuss).

Таким образом, геологический возраст этих пограничных между сеноманом и туроном образований следует рассматривать в составе того или другого яруса в зависимости от определения возрастного положения второй трансгрессии моря с верхней ииновым комплексом фораминифер. Поскольку в настоящей работе в соответствии со взглядами специалистов по фауне фораминифер эта пачка рассматривается в составе турона, то и мугайская свита подлежит рассмотрению также совместно с отложениями туронского возраста.

На крайнем юге Зауралья, в северной части Тургайского прогиба, к турону относятся отложения также железорудной аятской свиты. Разрез железорудной аятской свиты рисуется в следующих общих чертах. На пачке лигнитоносных глин с флорой сеномана (или сеноман-нижнего турона) находится слой песков или алевролитов, в различной степени глинистых, серых и темно-серых мощностью от 0,5 до 3-4 м. Выше залегает слой железной руды оолитового строения, перекрываемый с размывом значительно более молодыми образованиями маастрихта или палеогена. В более южных районах Тургайского прогиба руды покрываются породами эгинсайской свиты сенона (прилож. 13, 14, 18). Оолитовые железняки представляют собой породу бурого или зеленовато-бурого цвета, состоящую из оолитов и цементирующей массы. Оолиты в свою очередь состоят из гетита и гидрогетита, реже из лептохлорита. Размер оолитов 0,2-0,8 мм, реже 1-1,2 мм, количество их в породе составляет 35-50%. Цемент сидеритовый или лептохлоритовый. В породе наблюдаются угловатые зерна кварца, иногда находимые в центральной части оолита. Мощность пласта руды достигает 9 м.

Собственно к аятской свите следует относить руды и подрудные пески, покрывающие флороносные глины. Стратиграфическое положение свиты между сеноманскими (сеноман-нижнетуронскими?) глинами и сенонскими породами эгинсайской свиты позволяет, таким образом, определять возрастные границы в пределах турона (верхний турон?) - нижнего сантона. Из органических остатков непосредственно в породах свиты находятся только споры и пыльца. Выполненные под руководством автора палинологические исследования аятской свиты дали интересные материалы. В результате палинологического изучения выявились довольно существенные различия в составе спектров из лигнитовых глин и подрудных песков и спектров из прослоев глин внутри железорудного пласта.

В флороносных глинах, подстилающих отложения аятской свиты, в спорово-пыльцевых спектрах три части каждого спектра (споры, пыльца хвойных и пыльца покрытосемянных растений) или приблизительно равны между собой или, реже, та или другая часть несколько превышает каждую из остальных частей, достигая 50%. В споровой части спектра, как и в более древних отложениях, превалирует количество спор семейства глейхениевых, однако при этом главное место занимают споры верхнемеловых видов: *Gleichenia carinata* Bolch., *G. senonica* (Ross.) Grig. и др. Увеличивается роль бобовидных спор *Polypodiaceae*. Среди пыльцы голосемянных наряду с большим количеством зерен рода *Cedrus*, представленного видами *C. parvisaccata* Sauer, *C. media* Sauer и др., почти во всех образцах присутствует в количестве от 1-3 и до 10% характерный для Тургайского прогиба вид *Pinus aralica* Bolch. Среди пыльцы покрытосемянных растений обычны *Mugica*, *Plex*, *Quercus*, *Castanea* (в том числе *C. vakhrameevii* Bolch.), *Platanus*, *Ericaceae*, весьма характерна пыльца формального рода *Gothanipollis*. Пыльца, относимая к стемме *Normapollis*, практически отсутствует.

Этот комплекс может быть сопоставлен с комплексами сеноманских отложений других регионов и не может расцениваться моложе самых низов турона.

Иной состав имеют спектры спор и пыльцы, извлеченные из глинистых прослоев внутри пласта оолитовых железняков или из глинистых алевролитов, непосредственно подстилающих рудный пласт. Здесь при известном количестве колебаний наблюдается преобладание пыльцевых зерен цветковых растений. Состав споровой части спектров мало отличается от предыдущего комплекса. Менее четким становится преобладание семейства глейхениевых. В хвойной части спектра заметно еще большее увеличение количества пыльцы *Pinus aralica*. Более существенные отличия наблюдаются в составе пыльцы покрытосемянных растений. Наряду

ду с увеличением значения этой части комплекса появляется большее разнообразие пыльцы, представленной систематическими подразделениями как естественной, так и формальной классификаций. В спектрах увеличивается количество пыльцы *Gothanipollis*, *Myrica*, обычной становится пыльца, принадлежащая к семействам *Oleaceae*, *Rosaceae* и др. Особенно же большое значение имеет устойчивое появление группы трехпоровой пыльцы, определяемой по искусственной классификации и получающей наиболее полное развитие в сеноне. Из этой группы наиболее часто встречаются, составляя в сумме до 30–35% от спектра, *Vacuopollis*, *Trudopollis*, *Oculopollis*, *Extratrirporopollenites*, *Conclavipollis* и др.

Время второй половины туронского века и начала сенона было для региона Северного Приаралья и Тургайского прогиба периодом резких кратковременных изменений географической обстановки, как это достаточно убедительно показано исследованиями В.Г. Никитина (Никитин, 1967; Кирюхин и др., 1968). В рассматриваемом районе после периода господства континентальных условий с образованием флороносной толщи глин в сеномане – раннем туроне кратковременная трансгрессия, характеризующаяся базальными песками железорудной аятской свиты, уничтожила существовавшую здесь флору, заключавшую в себе устойчивые элементы конца раннего мела, и в кратковременный период перед образованием лагун произошло завоевание освободившейся после ухода морских вод суши новой растительностью, состоящей из фитоценозов, зародившихся в более южных районах Азии и несущих элементы новой, сенонской флоры. Эти соображения подсказывают датировку времени образования аятской свиты концом турона, возможно, началом коньякского века.

В последние годы при геологических исследованиях на западном склоне Полярного Урала удалось обнаружить морские туронские отложения в бассейне р.Б.Усы, вскрываемые здесь скважинами в депрессиях, названных Верхнероговской и Микитью–Кечпельской – по названиям левых ее притоков. В более северной – Верхнероговской впадине – отложения, отнесенные к турону, имеют мощность 40–55 м и представлены кварцево–глауконитовыми песками и слабо сцементированными песчаниками с олигомиктовым галечником в основании толщи. По данным В.И. Белкина, изучавшего эти отложения, для песков и песчаников характерны копролитовая структура (за счет переработки илоедами) и диагенетический характер зерен глауконита.

В Микитью–Кечпельской депрессии туронские отложения достигают максимальной мощности 30 м; литологически они представлены алевритистыми глинами каолинит–гидрослюдистого состава с глауконитом, кварцево–глауконитовыми алевритами и реже песчаниками. Характерной особенностью пород этого участка является насыщенность кремнистым материалом биогенного происхождения. До 30–40% породы (а иногда и более) представлены микроскопическими остатками кремнистых скелетов организмов – панцирами диатомей, спикулами губок, скелетами радиолярий. За счет растворения кремнистых органических остатков появляется опаловый цемент. Остатки микрофауны, имеющие хорошую сохранность, редки, как это обычно наблюдается в кремнистых породах. Фораминиферы представлены агглютинированными формами *Protonina*, *Reophax*, *Naiphragmoides*, *Ammobaculites*, обычно неопределимыми до вида. Радиолярии относятся к родам: *Dictyomitra*, *Omatodiscus*, *Sphaeroidea*, *Spongodiscus* (Белкин, Папулов, 1972).

Несмотря на отсутствие видовых определений, общий состав комплексов как фораминифер, так и радиолярий из туронских отложений бассейна р. Б. Усы может достаточно уверенно сопоставляться с комплексами турона Западно–Сибирской низменности и восточного склона Урала. Отмечаемое в усинском комплексе большое количество раковин реофаксов, нехарактерное для разрезов турона Западно–Сибирской низменности, в то же время является отличительным признаком прибрежных отложений туронского моря в разрезах северной части восточного склона Среднего Урала; этот комплекс выделен Ф.В. Киприяновой в Ирбитско–Алапаевском районе (Киприянова, 1961).

Туронские отложения отсутствуют на западном склоне Урала и в Предуралье, южнее бассейна р. Б. Усы, за исключением самой южной его оконечности. Г.В.Вах-

рушев указывает на находку возле дер. Верхнее Муталово (к западу от г. Кумертау) в зеленовато-сером мергеле с желваками фосфоритов раковины *Inoceramus lamarki* Park., указывающей на верхнетуронский возраст мергеля. Подстиляется мергель темно-зеленым глауконитовым песком с гальками кремня и желваками фосфорита. Общая мощность пачки около 3 м (Вахрушев, 1964б).

Континентальные аналоги морских туронских отложений на Урале неизвестны, если не считать описанные выше толщи лагунных образований мугайской свиты.

Резюмируя все материалы по стратиграфии туронских отложений районов Зауралья, северной части Тургайского прогиба и Приполярного Предуралья, мы должны прийти к выводу, что нигде в этих районах нет четких критериев для отчленения верхов туронских отложений от нижнеконьякских и, весьма вероятно, что все толщи, датируемые обычно туроном, во всяком случае в своей верхней части, должны частично относиться уже к коньякскому ярусу.

Коньякский ярус

До сих пор нет полной ясности в вопросе выделения в разрезе морских меловых отложений Западно-Сибирской низменности и Зауралья осадков коньякского возраста. Практически при составлении геологических карт и разрезов слои коньякского возраста не выделяют из пачки пород, залегающих между туронскими и маастрихтскими осадками, предполагая, что они слагают нижнюю часть толщи, известной под названием славгородской, березовской, зайковской свит. Установление в составе этих свит различных пачек, подсвит, толщ обычно основывается не на биостратиграфическом, а на литолого-фациальном принципе.

Впервые палеонтологическое обоснование выделения коньяк-нижнесантонских отложений было предложено на основании изучения комплексов фораминифер, выполненных для отложений восточного склона Урала (Киприянова, 1961; Папулов, 1961б).

Пачка отложений в разрезе мезозоя восточного склона Урала, содержащая комплекс коньякских (или коньяк-нижнесантонских) фораминифер, обычно залегает на палеозойском фундаменте или на континентальных отложениях мела не моложе сеноманского возраста. Кроются породы рассматриваемой пачки на восточном склоне Урала обычно залегающими с размывом породами верхнего сенона или палеогена. Перекрытые, полные разрезы коньякских отложений вскрываются скважинами в районах Северного и Южного Зауралья, где отложения этой пачки подстилаются глинами турона и перекрываются кремнистыми глинами и алевролитами сантон-кампанского возраста. Эти разрезы приведены в работах З.И. Ситниковой (1961) и С.Г. Галеркиной (1963).

С.Г. Галеркина описывает коньякские отложения из береговых обнажений р. Сыни в районе устья ее притока р. Пожема-Ю. Здесь согласно на диатомовых глинах турона залегают алевролиты глауконито-полевошпатового состава, сцементированные опалово-глинистым цементом мощностью 15-16 м. Наблюдаются скопления обломков призматического слоя пелелипод (иноцерамов?), образующие линзовидные прослои в породе, достигающие размера 50 × 1,5 см. Встречаются роостры актинокамаков плохой сохранности и раковины иноцерамов. Отсюда Н.П. Михайловым и С.А. Добровым были определены *Inoceramus cf. anomalis* Heine, I. ex gr. *involutus* Sow., *Scaphites* sp. indet. В районах, более отдаленных от Урала, С.Г. Галеркина к коньяк-сантонским отложениям условно относит нижнюю пачку толщи сенонского возраста, представленную опоковидными глинами серыми с голубоватым оттенком. В глинах часто встречаются сплюснутые губки и пиритизированный растительный детрит. Мощность глин 50-60 м.

В районе нижнего течения р. Оби, ниже устья р. Сыни, глины сильно опоковидны, алевролитисты, содержат зерна глауконита. Характерно наличие мелких зерен карбоната. Изредка отмечаются тонкие прослои плохо отсортированного песчаника с карбонатным и глинисто-кремнистым (опоковым) цементом. В районе, расположенном севернее г. Березова (Ванзеватский участок), весь разрез нижней пачки сложен известковистыми глинистыми опоками. В Северо-Сосьвинском рай-

оне нижняя пачка представлена чередованием опоковидных алевритистых глин с глауконитом, глинистых опок и алевролитов. В породе также наблюдаются зерна карбоната (железистого, реже кальциевого). В этом районе отмечается наибольшая мощность пачки, достигающая 87 м.

В большей части районов развития нижней пачки фораминиферы либо отсутствуют, либо встречаются в единичных экземплярах очень плохой сохранности. В этой зоне "нехарактерных" фораминифер определяются: *Ammodiscus incertus* (Orb.), *Spiroplectammina variabilis* (Neck.), *Haplophragmoides* sp. В районах, непосредственно прилегающих к Уралу, встречен другой комплекс фораминифер, характеризующийся преобладанием форм с известковой раковиной. Этот комплекс встречен в скважинах Мужинского (на р. Оби к северу от устья р. Сыни) и Ванзеватского (севернее Березова) районов. Наиболее полно комплекс фораминифер с известковой раковиной изучен на Чуэльской разведочной площади (непосредственно восточнее Березова) палеонтологами М.И. Таначевой и Л.С. Мицкевич; ими определены: *Anomalina sibirica* Dain, *A.sp.*₁, *A.sp.*₂, *Cibicides ex gr. sandidge* Brotz., *Valvulineria aff. lenticula* (Reuss), *Discorbis plana* Brotz., *Conorbina (?) martini* Brotz., *Globotruncana globigeriniformis* Brotz., *Gümbelina striata* Ehrenb.

В более южных районах Северного и Среднего Зауралья в низах сенонских отложений также выделяются две разновидности разрезов, характеризующиеся в первом случае преобладанием кремнистых глин и опок и обедненным составом комплексов фораминифер, с редкими представителями агглютинирующих форм, обычно определяемых только до рода; во втором случае разрез характеризуется кварцево-глауконитовыми алевролитами и известковистыми глинами с довольно многочисленными мелкими раковинами фораминифер с известковой стенкой. Разрезы, характеризующиеся опоковой толщей, почти не содержащей фауны фораминифер, расположены в восточной части Зауралья. Из скважин, описание керн которых опубликовано, эта толща отмечается в скважинах Леушинской (выше 740 м), Тюменской (выше 640 м), Кузнецовской (выше 408 м), а также в скважинах центральной части Ханты-Мансийской впадины — Уватской и Ханты-Мансийской.

Опока этой толщи серая, в различной степени глинистая, иногда алевритистая. В Кузнецовской скважине порода обогащена терригенным материалом и представляет собой песчаник и кварцево-глауконитовый алевролит с опоковым цементом. В опоке изредка встречаются одиночные раковины песчаных фораминифер, определяющиеся обычно только до рода (*Haplophragmoides*, *Ammodiscus* и др.), а также скелеты радиолярий (*Cromyodruppa*, *Spongodiscus* и др.).

Алевролиты и глины с фауной фораминифер с известковой раковиной прослеживаются в более западных районах Зауралья, вдоль Урала. В Березовской скважине фораминиферы этого комплекса отмечаются на глубине 391 м. Эта пачка встречена в скважинах на водоразделе р. Туры и Сосьвы, затем в районе с. Махнева (р. Тагил), г. Камышлова, г. Каменска-Уральского, восточнее Челябинска (г. Шумиха) и, наконец, в северной части Тургайского прогиба, севернее Кустаная. На Первом Уральском стратиграфическом совещании пачке было присвоено наименование камышловской, в литературе она также иногда называется дискорбисовой зоной, по наименованию в ней встречающегося одного из характерных родов фораминифер. Прерывистое распространение пачки может быть объяснено последующим размывом и сохранением ее только в депрессионных зонах.

Как и в более северных районах Зауралья, пачка представлена алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, известковистыми глинами. Алевролиты и песчаники кварцевые, полевошпатово-кварцевые, иногда с глауконитом, сцементированные глинистым, реже опоково-глинистым цементом со стяжениями марказита и фосфорита. В цементе наблюдаются мелкие, правильные кристаллы цеолита. Мощность камышловской пачки от 10 до 35 м.

Камышловская пачка содержит довольно обильную фауну, представленную почти всеми группами беспозвоночных. Различными авторами здесь указываются ростры белемнитов, иглы морских ежей, пелелиподы, брахиоподы, мшанки, губки, остракоды, фораминиферы. Обычно остатки неопределимы ввиду плохой сохранности. Из форм, определенных до рода и вида, указываются: *Trigonia* (новый вид, для

которого С.Н. Шеглова-Бородина предложила видовое название - *Sydorenko-Ehremeevi*), *Exogyra ex gr.lateralis Nilss.*, *Pycnodonta nikitini Arkh.*, *Ostrea sp.*, *Terebratula sp.* Фораминиферы представлены бентонными формами с известковой раковиной, реже встречаются планктонные формы. Сводный список определенных из камышловской пачки раковин фораминифер следующий (определения Ф.В. Киприяновой): *Discorbis sibiricus Dain, D.sp.*, *Gyroidina nitida (Reuss)*, *Gümbelina ex gr. cepopana Keller, G.sp.*, *Anomalina lomeiana Orb.*, *Bulimina sp.*, *Gaudryina pervulgata Kypr., G.sp.*, *Cymbalopora (Conorbina) martini (Brotz.), C.sp.1, C.sp.2*, *Marginulina sp.*, *Cristellaria sp.*, *Patellina sp. (?)*, *Lagena aff.acuticostata Reuss*, *Vaginulina legumen Linne*, *Fronducularia ex gr.zitelli Egger*, *Nodosaria aff.zappei Reuss*, *Globulina sp.*, *Guttulina sp.* Основное ядро ассоциации составляют представители семейств *Rotalidae*, *Polymorphinidae*, *Anomalinidae*, в меньшем количестве присутствуют *Lagenidae*, *Miliolidae*.

А.И. Еремеевой определены, из этих отложений фораминиферы, относимые ею к 42 видам, 24 родам и 9 семействам, в том числе фораминиферы нескольких видов родов *Discorbis*, *Valvulineria*, *Cymbalopora (Conorbina)*, *Anomalina*, а также неопределенные до вида раковины, отнесенные к родам *Lenticulina*, *Cibicides* и др. (устное сообщение). Остракоды представлены формами с крупной, толстостенной, грубоскульптурированной раковиной, относящимися к семействам *Paradoxostomidae*, *Cytheridae*, *Cytherelidae*. Они изучались Э.Д. Яскевич, отметившей эндемичность комплекса, представленного большим количеством новых видов, описание которых дано в специальной статье (Яскевич, 1961).

Коньякский или коньяк-нижнесантонский возраст отложений камышловской пачки устанавливается по сопоставлению комплексов фораминифер Урала и районов Швеции, Русской платформы и Мангышлака.

Слои, содержащие фауну фораминифер, с известковой раковиной были установлены А.И. Еремеевой на восточном склоне Урала в начале 50-х годов, однако они считались возрастным аналогом верхнесантонских - кампанских отложений. Истинное их стратиграфическое положение было выяснено благодаря исследованиям Ф.В. Киприяновой (Киприянова, 1961; Папулов, 1961б). В настоящее время коньякский возраст слоев с *Discorbis sibiricus Dain* (камышловская пачка) принят на коллоквиуме по фауне фораминифер Западно-Сибирской низменности (Решения и труды... 1969).

До последнего времени нижнесантонские комплексы фауны не были известны на западном склоне Урала; верхнемеловые отложения, давно открытые в бассейне р. Усы, связывались с позднесантонской ингрессией моря, которая предполагалась вдоль западного склона Урала. Лишь в 1964 г., благодаря исследованиям В.П. Василенко и А.Д. Миклухо-Маклая, было установлено, что наряду с верхнесантонскими отложениями на междуречье рек Усы и Роговой имеются и более древние морские верхнемеловые осадки (Василенко, Миклухо-Маклай, 1964). Они выделяют здесь два горизонта коньякских отложений (представленных двумя комплексами микрофауны): нижний, охарактеризованный в основном агглютинирующими фораминиферами турон-коньякского возраста, и верхний - коньяк-сантонского возраста. Нижний комплекс на основании дополнительных определений сопоставлен нами с туронским комплексом Западной Сибири и рассмотрен при описании туронских образований. Из верхнего горизонта В.П. Василенко определен комплекс фораминифер с известковой раковиной, достаточно уверенно сопоставляемый ею с коньякскими комплексами Швеции, Русской платформы и Мангышлака.

Коньякские отложения, заключающие комплекс фораминифер с известковой раковиной, представлены песчаниками и алевролитами кварцево-глауконитовыми, а также глинистыми опоками и алевролитами с опокowym цементом. Характерной особенностью толщи является преобладание в разрезе песчаников с большим содержанием глауконита (вплоть до глауконититов). Мощность отложений варьирует от 10-15 до 25-30 м (в одной скважине зафиксирована аномальная мощность, равная 110 м).

В.П. Василенко в упомянутой выше статье приводит следующий список фораминифер из коньякских отложений: *Nodosaria cf.steenstrupi Reuss*, *Lenticulina ovalis (Reuss)*, *L.acuta (Reuss)*, *L.sp. (aff.L.comptoni (Reuss))*, *Marginulina hemiloides*

Brotz., *Conorbina martini* Brotz., *Gyroidina turgida* (Hagenow) var. *obliquiseptata* Mjatl., *Anomalina* ex gr. *thalmanni* Brotz., *A.* ex gr. *infrasantonica* Bal., *A.* sp., *Cibicides* *excavatus* Br. Кроме того, из коллекции В.И. Белкина, Л.Я. Березанцевой были определены *Gyroidinoides turgidus* Neck., *Lenticula* cf. *ovalis* (Reuss), *Valvulineria* sp. Коньякский возраст отложений удалось подтвердить и находками характерных иноцерамов: *Inoceramus russiensis* Nik., *I.* cf. *russiensis* Nik., *I.* ex gr. *involutus* (Sow.) (определения Г.И. Дембской). Здесь, кроме того, встречаются раковины пектиид, устриц и иглы морских ежей.

Не вдаваясь в подробное рассмотрение возможности непосредственного соединения коньякских бассейнов западного и восточного склонов Урала, отметим только сходство состава фауны осадков этих двух бассейнов. Комплекс восточного склона богаче, что, возможно, объясняется лучшей изученностью фауны, но он включает буквально все роды фораминифер, определенных из отложений бассейна р. Усы, причем в обоих комплексах присутствует важный для определения коньякского возраста осадков вид *Symbalopora* (*Conorbina*) *martini* (Brotz.).

Сходство комплекса фораминифер района р. Б. Усы с комплексом камышловской пачки восточного склона Урала усиливает уверенность в коньякском возрасте последней. Достоверные коньякские отложения в более южных районах западного склона Урала и Предуралья неизвестны.

Сантонский ярус

Присутствие сантонских отложений считается обычно наиболее твердо установленным по обе стороны Уральского хребта по нахождению осадков, содержащих небогатые комплексы фауны со скоплением створок *Oxytoma* (*Pteria*) *tenuicostata* (Roem.). Эти находки были сделаны во многих точках в Зауралье и в Западной Сибири, в бассейне р. Усы, на севере западного склона Урала, в бассейне р. Белой, на западном склоне Южного Урала (Башкирии) и, наконец, в районе Красноуфимска, на западном склоне Среднего Урала. Так как нахождение раковин окситом являлось наиболее частой находкой фаунистических остатков в керне Зауральских скважин, то было принято все морские отложения, залегающие ниже мергелистых глин и мергелей маастрихта, относить к сантону. Мощност сантонских отложений при этом принималась значительной (Архангельский, 1941, 1960). Однако при получении большого количества материала выявилось, что из всего комплекса пород, относимых к отложениям сантона, имеется основание считать сантонской только небольшую пачку, непосредственно включающую массовые скопления раковин *Oxytoma tenuicostata*. Мощная толща пород, залегающая выше этой пачки, содержащая комплекс фораминифер со *Spiroplectamina lata*, должна быть отнесена к кампану; нижележащие кремнистые глины не содержат практически никаких определимых остатков, и их возраст устанавливается только предположительно. Если же учесть, что возраст слоев с *Oxytoma tenuicostata*, обычно указываемых для подтверждения наличия в Зауралье сантонских отложений, вызывает сомнения, то станет ясным, что выделение здесь сантонских отложений представляет нелегкую задачу.

Как известно, слои с *Oxytoma tenuicostata* широко распространены в северной части Русской платформы и выделяются здесь в качестве верхнего подъяруса сантона, а сам вид *Oxytoma tenuicostata* (Roem.) считается зональным видом верхней зоны яруса. Однако при сопоставлении разрезов Русской платформы с разрезами Средней Европы выясняется, что слои с *Oxytoma tenuicostata* по сопровождающим ископаемым (*Inoceramus lobatus* Schlüt., *Goniotethis quadrata* Blv. и др.) могут быть сопоставлены с квадратным мелом Европы, который относится к низам кампанского яруса.

Oxytoma tenuicostata присутствует и в разрезах сенонских отложений Западного Казахстана, где она также находится в слоях, охарактеризованных раннекампанской фауной. Так, в алевролитах, разделяющих фосфоритовые пласты в истоках р. Илек, в северной части Эмбенского района, многочисленные *Oxytoma tenuicostata* содержатся вместе с рострами *Belemnitella praecursor media* Jel.,

V. praecursor mucronatiformis Jel. и зубами акул — *Anacoraх kaupi* (Ag.). Весь этот комплекс характерен для верхов нижнего кампана (Гликман и др., 1970; Гарецкий и др., 1970).

Предложение о переводе зоны *Oxytoma tenuicostata* в кампан было внесено Д.П. Найдиным на совещании по стратиграфии Русской платформы в 1958 г. (Найдин, 1961), обосновано в монографии "Юрские и меловые отложения Русской платформы" (Герасимов и др., 1962) и положительно оценено В.П. Ренгартом в статье для стратиграфического словаря (Ренгартен, 1965). Однако и в проекте статьи для словаря, утвержденном Межведомственным стратиграфическим комитетом, и, наконец, на палеогеографических картах верхнего мела, редактором которых был Д.П. Найдин (Атлас ..., 1968), эти слои помещаются в верхнем сантоне. Недостаточная определенность в вопросе разграничения сантонского и кампанского ярусов характерна не только для северных районов СССР, но и для других бореальных провинций мира. Так, Ю.А. Елецкий в одной из своих последних работ допускает возможность нахождения иноцерамов из группы *Inoceramus lobatus* и в отложениях верхнего сантона мелового разреза Канады (Jeletzky, 1968).

Остатки головоногих и пелеципод, заключенных в слоях с *Oxytoma tenuicostata* районов Урала и Зауралья, показывают, что эти слои соответствуют окситомовым слоям Европейской части СССР, где решение вопроса о переводе их в нижний кампан к настоящему времени достаточно убедительно обосновано. В этом случае в разрезах Урала, Зауралья и Западной Сибири к сантонскому ярусу может быть отнесена маломощная пачка глинисто-кремнистых пород, практически не содержащая определенных фаунистических остатков. Однако, учитывая, что рассматриваемый регион не представляет достаточного количества материала для решения этой проблемы стратиграфии сенона, автор условно принимает положение слоев с массовыми скоплениями раковин *Oxytoma tenuicostata* на границе сантонского и кампанского ярусов, проводя ее по верхнему пределу распространения этой фауны, как это принято решениями Межведомственного стратиграфического комитета СССР.

Если такие трудности возникают при выделении отложений сантонского яруса, то, естественно, еще меньше данных существует почти во всех разрезах при попытках расчленения его на подъярусы. Нижний подъярус, практически не представленный в рассматриваемом регионе руководящими ископаемыми, обычно не отчленяется от отложений коньяка. В случае отсутствия фауны зоны *Oxytoma tenuicostata* исследователи, даже будучи уверенными в наличии в разрезе образованной сантона, не могут с уверенностью сказать, с какой его половиной имеют дело.

После этого необходимого предисловия можно перейти к описанию образований, которые могут быть отнесены к сантонскому ярусу. В районах Зауралья — это нижняя часть зайковской и березовской свит.

Березовская, зайковская и усть-маньинская свиты. В разрезе р. Сыни сантонские алевролиты с опоковым цементом (мощностью 11 м) не отличаются по литологическому составу от коньякских, на которых они, по данным С.Г. Галеркиной, залегают согласно (Галеркина, 1963). Она приводит следующий список определенных из этих алевролитов моллюсков: *Actinocamax ex gr. verus* Mill., *A. ex gr. propinquus* Mob., *Inoceramus ex gr. cardissoides* Goldf., *I. fiscina* Dobr., *Oxytoma tenuicostata* (Roem.), *Ostrea* sp., *Rhynchonella* sp.

Присутствие в комплексе *Inoceramus cardissoides* как будто бы указывает на наличие здесь кроме верхнего слоев нижнего сантона: на это же указывает отсутствие видимого перерыва между осадками сантона и коньяка. Однако определение нижнесантонского иноцерама со знаком конформис позволяет думать о присутствии на р. Сыне фауны, характеризующей только верхнюю половину яруса, как и в остальных разрезах Зауралья.

На севере Зауралья, в его Полярной, Приполярной и частично Северных частях, в сантонский ярус условно включается толща пород, залегающая между кремнистыми глинами, отнесенными к коньякскому ярусу, и породами, содержа-

шими комплекс фораминифер со *Spiroplectammina lata*; она также охарактеризована кремнистыми (опоковидными) глинами, часто сидеритизированными, с прослоями алевролитов с опоковым цементом. С.Г. Галеркина не разделяет нижнюю коньяк-сантонскую пачку отложений березовской свиты в разрезах Полярного и Приполярного Зауралья ввиду почти полного отсутствия в ней фауны и однообразия литологического состава. На данной стадии изучения материала, по-видимому, это разделение и невозможно. Сантонские отложения этого района входят в описание единой пачки коньяк-сантонских отложений, приведенных в разрезе, посвященном коньякскому ярусу.

В бассейне р. Северной Сосьвы сантонские отложения включаются в выделенную В.А. Лидером усть-маньинскую свиту сантон-нижнекампанского возраста, сложенную опоками и глауконито-кварцевыми песчаниками с опоковым цементом. Сантонский возраст нижней части свиты устанавливается по находке в слоях, расположенных в 8-10 м выше ее подошвы, фауны *Oxytoma (Pteria) tenuicostata* (Roem.), *Avicula cf. densicostata* Trautsch., а также фораминифер и радиолярий. В.А. Лидер указывает на находку в обнажении низов этой свиты *Inosegamus cf. cardissoides* Goldf. (Лидер, 1964). Если определение верно, то в состав нижней части свиты входит не только верхний, но, возможно, и нижний сантон.

Не поддается пока расчленению пачка коньяк-сантонских отложений во всех скважинах Среднего Зауралья, где отсутствует маркирующий слой с окситомовой фауной. В этой части разреза выделяется обедненный комплекс радиолярий, приуроченный к верхней, сантонской, части толщи в составе: *Stromyodruppa (?) concentrica* Lipm., *Spongodiscus volgensis* Lipm., *S. impressus* Lip. Верхняя граница этой толщи может проводиться приблизительно по появлению комплекса со *Spiroplectammina lata* или несколько ниже, что совпадает со сменой в разрезе опок и кремнистых глин аргиллитоподобными глинами. Эта граница устанавливается на том основании, что комплекс фораминифер со *Spiroplectammina lata* появляется вскоре после нахождения в разрезе скоплений раковин *Oxytoma tenuicostata*. В Леушинской скважине этот рубеж находится на глубине 681 м, в Кузнецовской - 341 м, в Тюменской - 573 м.

В разрезе Березовской скв. 1-Р с глубины 406 до 375 м можно условно выделить коньякские и нижнесантонские отложения, причем в интервале 406-391 м встречается комплекс фораминифер с известковой раковиной, характерных для камышловской пачки коньяка Среднего Зауралья. С 391 до 375 м известковые раковины фораминифер отсутствуют, встречены радиолярии *Stromyodruppa* sp., *Spongodiscus impressus* Lipm., *S. volgensis* Lipm. (возможный нижний сантон). В интервале 375-353 м П.Ф. Ли отмечает изобилие раковин *Oxytoma tenuicostata* (верхний сантон). Комплекс фораминифер, сопровождающий вид *Spiroplectammina lata*, появляется в Березовской скважине только на глубине 265 м, почти вверху отложений кампанского возраста. Отсутствие фауны фораминифер в толще пород, имеющей почти 90 м мощности, выше слоев с *Oxytoma tenuicostata*, по-видимому, объясняется кремнистостью этой части разреза и показывает условность проведения верхней границы сантонских отложений по признаку появления указанного выше комплекса фораминифер.

В разрезе Туринской скважины верхнесантонские слои с *Oxytoma tenuicostata* ложатся со следами размыва на туронские отложения кузнецовской свиты; коньякские и нижнесантонские осадки из разреза выпадают. К верхнему сантону можно отнести интервал с 456 до 426 м. Здесь развита опока серая, плотная, с гнездами глауконито-кварцевого алевролитового материала, с чешуей рыб и редким обугленным растительным детритом. В середине интервала опока постепенно сменяется полутораметровым пластом песчаника глауконито-кварцевого мелкозернистого, с опоковым цементом, зеленовато-серого цвета. Тонкие прослои (до 1 мм) кварцево-глауконитового алевролитового материала встречаются в опоке по всему разрезу. В интервале 454,7-433,4 м встречаются определяемые остатки фауны моллюсков.

В интервале 454,7-454 м В.И. Бодылевским из коллекции автора были определены: *Discoscaphites cf. binodosus* Roem. (cf. *D. constrictus* Sow.), *Baculites* sp., in-

det (cf. *B. ovatus* Sow.), *Oxytoma* cf. *tenuicostata* Roem., *Inoceramus* ex *gr. lobatus* Goldf., *Inoceramus* ex *gr. potootensis* Loriol., *I. sp.* Н.К. Богатикова указывает из этого же интервала *Scaphites hippocrepis* (De Kay). Из интервала 446,2–445,0 м из коллекции автора С.А. Добровым были определены многочисленные экземпляры *Oxytoma tenuicostata* Roem., а также *Scaphites sp. indet.*, *Discoscaphites sp. nov.*, *Inoceramus aff. steenstrupi* Lor.

Н.К. Богатиковой *Oxytoma tenuicostata* Roem. определена из интервала 439,9–433,4 м.

В разрезах южной части Зауралья, где выделяется камышловская пачка коньякского возраста, сантонские отложения, по-видимому, размыты, что подтверждается резким характером контакта между коньякскими и кампанскими отложениями, а в некоторых скважинах – прослоем гравийного полимиктового конгломерата с опоковым цементом. Весьма вероятно, что сантонские отложения здесь вообще не образовывались и территория в это время представляла площадь размыва. Перерыв в образовании осадков или отложение маломощных пластов фосфоритов падает на сантонское время и в области северной части Тургайского прогиба (Кирюхин и др., 1968). Образования эгинсайской свиты, раньше по аналогии с березовской свитой Западной Сибири считавшиеся имеющими существенно сантонский возраст, в последнее время признаются в основном кампанскими.

В Северном Предуралье, в бассейне р. Усы, сантонские отложения обычно залегают на осадках коньяка, отличаясь от них главным образом комплексом фаунистических остатков. Сантонские отложения этого района представлены глинистыми опоками, глауконитами, а в некоторых разрезах – галечниками, гравелитами и полимиктовыми песчаниками с опоковым цементом (прилож. 15). Общая мощность отложений, относимых к сантону, около 100 м, из них фауну содержат только породы верхней половины разреза. Условно принято относить нижнюю, не содержащую фаунистических остатков, пачку к нижнему сантону. Фаунистический комплекс верхней половины разреза (окситомового горизонта) весьма обилен как в видовом, так и в количественном отношении, причем раковины окситом и грифей часто образуют банки.

Сводный список известной из этого района фауны моллюсков следующий: *Actinoposamax verus* Mill., *Inoceramus cardissoides* (Goldf.), *I. lobatus* Schlüt., *I. cf. potootensis* Lor., *Oxytoma tenuicostata* (Roem.), *Chlamys* sp., *Pinna* sp., *Pectenidae*, *Gryphaea nikitini* Arkh., *Picnodonta* sp.* В отличие от разрезов Зауралья из сантонских (верхнесантонских) отложений бассейна р. Усы В.П. Василенко установлен следующий комплекс фораминифер: *Eponides* ex *gr. biconvexus* Marie, *Anomalina* ex *gr. praeinfrasantonica* Mjatl., *A.* ex *gr. infrasantonica* Balakhm., *Cibicides praeeriksdalensis* Vass., *C.* ex *gr. pinquis* Plumm., *Buliminella* ex *gr. carseyae* Plumm., *Pyramidina buliminoides* (Brotz.). В.П. Василенко указывает, что этот комплекс характерен для всего сантона и низов кампана.

В.П. Василенко отмечает также наличие в рассматриваемых отложениях еще одной группы фораминифер, не имеющей значения для определения возраста осадка, но указывающей на "все большее обогащение видового комплекса северного бассейна южной фауной, что в свою очередь свидетельствует об увеличении связи южного и северного бассейнов Русской платформы" (Василенко, Миклухо-Маклай, 1964, стр. 167). Эта группа включает виды: *Valvulineria lenticulata* var. *lenticulata* Loett., *Eponides karsteni* (Reuss), *Buliminella gracilis* Vass., *Reussella kelleri* Vass., *Virgulina* ex *gr. tegulata* (Reuss), *Bulimina reussi* Morrow.

Сантонские отложения в южной части западного склона Урала, сохранившиеся в виде небольших пятен главным образом в зонах карбонатного и сульфатного карста в подстилающих породах, известны вдоль меридионального отрезка р. Белой, южнее г. Уфы. Изолированная, наиболее северная точка нахождения сантонской фауны была открыта П.Л. Безруковым близ г. Красноуфимска (Безруков, 1938). Сантонские отложения, имеющие мощность обычно не свыше 5–10 м,

* Сведений о послыном сборе фауны нет.

здесь представлены опоками и кварцево-глауконитовыми песчаниками также с опоковым цементом, часты прослой конгломерата и гравелита. Наибольшим распространением из фаунистических остатков пользуется *Oxytoma tenuicostata*, сопровождаемая рядом ископаемых, обычных для верхнего сантона Русской платформы, реже встречаются формы, характерные для нижнего сантона. Г.В. Вахрушев приводит следующий сводный список фаунистических остатков, определенных из сантона Башкирского Предуралья.

Для нижнего сантона: *Belemnitella praecursor* Stoll., *Inoceramus cardisoides* Pecten (*Chelmys*) *cretosus* Dech., *Actinocamax verus* Mill., *Coeloptychium lobatus* Goldf., *Meandroptychium* sp., *Ventriculites pedester* Eichw., зубы акул.

Для верхнего сантона: *Pteria* (*Oxytoma*) *tenuicostata* Roem., *Inoceramus cf. labiatus* Schloth.*, *Actinocamax verus* Mill., *A. toucasi* Lamt., *A. cf. propinquus* Mob., *Belemnitella* sp., *Plocoscyphia grandis* Sinz., *Pleurostoma multilobatum* Sinz., *P. stellatum* Sinz., *Ventriculites radiatus* Mant., *V. pedester* Eichw., *Coeloptychium lobatus* Goldf., *Meandroptychium* sp., *Elasmosaurus* (позвонок), зубы акул (Вахрушев, 1964б).

Из местонахождения близ г. Красноуфимска кроме обнаруженных П.Л. Безруковым *Pteria* (*Oxytoma*) *tenuicostata* Roem. А.А. Малаховым указываются: *Inoceramus* sp., *Rhizopterion cervicorne* (Goldf.), *Ventriculites pedester* Eichw., зубы акул, иглы морских ежей. Кроме того, отмечается присутствие единичных фораминифер, определенных как *Globigerina bulloides* Orb., *Fronicularia* sp. (Малахов, 1961). А.А. Малахов отмечает, что все эти фаунистические остатки находятся в переотложенном залегании, но это не снижает их значения для определения распространения позднесантонского морского бассейна.

Кампанский ярус

В отличие от сантонского кампанский ярус до последнего времени на Урале и в прилегающих к нему районах выделялся условно. Твердо установлены кампанские отложения были лишь в бассейне р. Северной Сосьвы, по характерной фауне бакулитов. Считалось, что к кампану следует относить нижнюю часть мергелей Южного Зауралья, в основном имеющих маастрихтский возраст. На остальной части Зауралья и Западно-Сибирской низменности типичные ископаемые кампана, включая и комплексы микрофауны, обнаружены не были. После находки в керне Туринской скважины комплекса верхнесантонских (или даже нижнекампанских) моллюсков в основании толщи глинистых отложений с фораминиферами так называемой славгородской (или березовской) свиты Зауралья автор высказал предположение о ее существенно кампанском возрасте (Папулов, 1959; Папулов, Ситникова, 1964). В результате анализа известных фаунистических находок и изучения комплекса фораминифер для всей Западно-Сибирской низменности к выводу о кампанском возрасте комплекса фораминифер со *Spiroplectamina lata* приходит коллектив палеонтологов, работавших под руководством Н.Н. Субботиной (Фораминиферы ..., 1964), а для северных районов — С.Г. Галеркиной (Галеркина, 1963). В 1967 г. эти данные вошли в стратиграфические схемы Западно-Сибирской низменности и нашли отображение в решениях совещания по стратиграфии Западной Сибири (Решения и труды ..., 1969).

С.Г. Галеркина в районе р. Сыни к кампанскому ярусу относит толщу существенно диатомитовых пород, разделяющуюся по литологическому составу и отчасти по палеонтологической характеристике на две пачки. Нижняя пачка сложена плотными оскольчатыми диатомитами с прослоями (в нижней части) темно-серых, крепких, мелкозернистых полевошпатово-кварцевых песчаников с глауконитом. Мощность пачки 12–16 м. Отсюда определены фораминиферы *Bathysiphon multiformis* Bulat., *Psammosphaera laevigata* White, *P. aff. fusca* Schulz., *Proteonina difflugiformis* (Brady), *Glomospira* sp., *Haplophragmoides chapmani* Moros., *H. latidorsatum* (Born.), а также радиоларии *Cromiodruppa concentrica* Lipm., *Prunobrachium crassum* (Lipm.), *Spongodiscus volgensis* Lipm., *Dictyomitra striata* Lipm.

* По-видимому, ошибка (Г.П.).

Верхняя пачка мощностью свыше 16 м представлена алевритистыми диатомовыми глинами светло-серого цвета, связанными с породами нижней пачки постепенными переходами. Пачка охарактеризована скелетами радиолярий и панцирями диатомей. Среди комплекса радиолярий кроме форм, встречающихся в нижней пачке, появляются *Hexacantium* (?) sp., *Heliosphaera* (?) sp., *Cromyocarpus* sp., *Triactiscus triacuminatum* Lipm., *Xiphodictya* sp. и др. Флора диатомовых водорослей сходна по составу с сенонской восточного склона Урала. Указывается следующий комплекс диатомовых водорослей: часто встречаются *Melosira cretacea* Jouse, *Hemiaulus polycystinorum* var. *brevicornia* Jouse., *H. fragilis* Jouse, *Gladius* sp., в массе встречается *Stephanopyxis antiquus* Jouse и другие формы, менее распространенные; остатки жгутиковых водорослей в основном представлены панцирями *Lyramula furcata* Hanna, *L. simplex* Hanna, *Vallacerta hortonii* Hanna (Галеркина, 1963). К востоку от Полярного и Приполярного Урала, в нижнем течении р. Оби, по С.Г. Галеркиной, сохраняется разделение кампанских отложений на две пачки. Нижняя из них сложена серыми, в разной степени алевритистыми, кремнистыми ("опоковидными") глинами мощностью 50–60, до 70 м. Фаунистически глины охарактеризованы почти исключительно редкими радиоляриями комплекса *Prunobrachium crassum* – *Spongodiscus impressus* Lipm., *Porodiscus vulgaris* Lipm., *Cromyodruppa* sp. и др.

Верхняя пачка представлена глинами серыми и светло-серыми, слабо кремнистыми, с небольшим содержанием алевритового материала. Мощность пачки 27–45 м. Фаунистическая ее характеристика более разнообразна, отсюда описаны фораминиферы: *Adercotrima* (*Haplophragmoides*) *glomeratiformis* (Zasp.), *Haplophragmoides excavatus* Cushman et Wat., *H. semiinvolutus* Zasp., *H. sibiricus* Zasp., *H. chapmani* Moros., *H. kirki* Wick., *Ammobaculites uvaticus* Bulat., *A. sibiricus* Bulat., *Spiroplectamina lata* Zasp., *S. variabilis* (Neck.), *S. kelleri* Dain и др.; отмечено небольшое количество известковистых форм – *Epistommina supracretacea* Balack., *Cibicides globigeriniformis* var. *compressa* Neck., *Gyroidina turgida* (Hagenow). Комплекс радиолярий верхней пачки кампана представлен многочисленными видами из подотрядов *Discoidea*, *Prunoidea* и отряда *Nasselaria*.

В южной части Приполярного Зауралья, на р. Северной Сосьве, известны кампанские отложения, представленные кремнистой фацией, откуда давно уже были определены представители бакулитов и скафитов; это верхняя часть усть-маньинской свиты, выделенной В.А. Лидером, и покрывающие ее диатомиты и диатомовые глины, аналогичные описанным в более северных районах Зауралья (леплинская свита, по В.А. Лидеру). Кампанская фауна известна из обнажения на правом берегу р. Северной Сосьвы, в 6 км ниже устья р. Маньи. Здесь, в толще кремнистых опок и мелкозернистых глауконито-кварцевых песчаников с опаловым цементом, найдены нижекампанские *Baculites* cf. *obtusus* Nick., *B. acuminatus* Glasum., *Scaphites hippocrepis* (Dekay), *Scaphites cuiveri* Mort., *Dentalium* sp., *Modiola* sp. Мощность толщи 25 м.

К верхней половине кампанского яруса относится толща диатомитов, в различной степени глинистых, имеющая мощность 80–120 м. Диатомиты содержат скудные комплексы фораминифер, скелеты радиолярий и прекрасно охарактеризованы флорой диатомовых водорослей (определения А.П. Жузе, А.И. Кротова и К.Г. Шибковой). Наиболее характерными формами являются *Stephanopyxis schulzii* Stein, *S. antiquus* Jouse, *Gladius clavatus* Jouse, *G. hispidus* Jouse, *Pixilla cretacea* Jouse; полные списки диатомей имеются в монографиях В.А. Лидера (1964) и А.И. Кротова, К.Г. Шибковой (1961).

Следует заметить, что в последних стратиграфических схемах мезозойских отложений (Решения и труды..., 1969) находки фауны бакулитов и скафитов с р. Северной Сосьвы указаны из диатомитов леплинской свиты, возраст ее показан в пределах всего раннего кампана и большей части позднего. Эти находки относятся (как указывалось выше) к кремнистым опокам нижележащей усть-маньинской свиты, в связи с чем ее возраст в схеме должен быть указан в пределах сантон – ранний кампан (в этих пределах она выделена В.А. Лидером), а леплинская свита соответственно должна быть ограничена поздним кампаном. Не исключено, что ее верхи могут иметь уже маастрихтский возраст.

В 1967 г. появилась статья З.И. Булатовой, где она сообщает о находке в кремнистых опоках обнажения с бакулитами комплекса фауны фораминифер с известковой раковиной. Ввиду плохой сохранности раковин почти все видовые определения условны. Большая часть фораминифер отнесена к семействам Lagenidae, Polymorphinidae. З.И. Булатовой определены: *Nodosaria* sp.sp., *N.cf.zippei* (Reuss), *Lagena grönwalli* Brotz., *Lenticulina* sp., *Saracenaria* sp., *Dentalina reflexa* Morrow., *D.sp.*, *Eoguttulina* sp. (aff.*prisca* (Reuss), *Guttulina* sp., *Globulina* aff.*communis* (Orb.), *G.incerta* Egger, *Valvulineria lenticula* (Reuss), *Eponides* aff.*concinus* Brotz., *Cibicides* aff.*excavatus globigeriniformis* Neck., *Ellipsoidella* sp.sp. и др. (Булатова, 1967, стр. 88).

З.И. Булатова приходит к выводу, что отложения, содержащие этот комплекс, имеют не нижнекампанский возраст, как это определяют моллюски, а сантонский. Причем этот вывод делается не на основании анализа видового состава определенных фораминифер, а на основании предположения об идентичности комплекса с фораминиферами дискорбисового комплекса Зауралья (камышловская свита). З.И. Булатова признает, что в дискорбисовом комплексе преобладают семейства *Anomalinidae*, *Discorbidae*, нехарактерные для северососьвинского комплекса, однако она все же находит между ними аналогию главным образом по известковому составу стенки раковины обоих комплексов. З.И. Булатова игнорирует наличие в районе Северной Сосьвы сантонских отложений, содержащих совсем другой комплекс фораминифер. Я полагаю, что находка З.И. Булатовой, интересная сама по себе, не дает оснований как для опровержения определений возраста толщи на основании фауны моллюсков, так и — тем более — для сопоставления северососьвинского комплекса с комплексом камышловской пачки (коньякского или коньяк-нижнесантонского возраста).

В более южных районах Зауралья кампанская часть зайковской и березовской свит представлена глинами и опоками. Глины в различной степени кремнистые (опокovidные), существенно бейделлит-монтмориллонитового состава. Глины отличаются скользящим строением, с остребристым характером щебенки. Часто наблюдается "узорчатая" текстура за счет распределения алевроитового материала, по-видимому, обремененная переработке осадка илоедами. Опоки серые, пористые, с раковистым изломом, легко раскалываются на мелкую щебенку, иногда с алевроитовым материалом. Опоки залегают среди глин слоями мощностью 2-7 м. Тяжелая фракция в породах кампана Зауралья представлена аутигенными пиритом и марказитом.

В результате монографической обработки фауны фораминифер, проведенной коллективом микропалеонтологов ВНИГРИ под руководством Н.Н. Субботиной, а также Э.Н. Кисельман и В.М. Подобиной, удалось установить, что кампанский возраст имеет нижняя часть аргиллитоподобных глин вышележащей ганькинской свиты, относившейся ранее целиком к маастрихтскому и датскому ярусам*. Это зеленовато-серые породы бейделлитового состава, слабо алевроитистые, не отличающиеся литологически от глин маастрихта и поэтому без анализа микрофауны расчленяемые лишь условно.

Кампанский ярус характеризуется развитием главным образом фораминифер с песчаной стенкой, среди которых выделяются два комплекса, по данным участников Тюменского коллоквиума (1967 г.), совпадающие с нижним и верхним подъярусами кампана.

Нижний подъярус характеризуется постоянным присутствием *Spiroplectamina lata* Zasp., *S.senomana* Lalick., *rocurica* Balakhm., и в свою очередь по присутствию наиболее часто встречающихся видов разделяется на две толщи. В нижней толще наиболее характерны *Psammosphaera laevigata* White, *Ammodiscus glabratus* Cushman et Jarv., *Haplophragmoides rugosus* Cushman et Waters, *Recurvoides memorandus* Podob.,

*Это повышение верхней границы кампанского яруса соответствует решению Дижонского коллоквиума 1959 г. об отнесении зоны *Bostrychoceras polyplacatum* к верхнему кампану.

Ammoscalaria incultus (Ehrem.), *Ammobaculites dignus* Podob., *Marssonella oxycona* Reuss, *Spiroplectammina lata* Zasp., *S.senonana* Lalick. *pocurica* Balakhm., *S.multiver-surata* Kissel., *Clavulina admota* Podob.

Верхняя толща нижнекампанского подъяруса, наиболее полно представленная в западных районах Зауралья, характеризуется *Haplophragmoides senonicus* Podob., *Cribrostomoides cretaceus* Cushm. et Gudkoff, *C.trinitatensis* (Cushm. et Jarv.), *Adercotryma glomeratoformis* (Zasp.), *Ammomarginulina crispus* (Кур.), *Ammobaculites uvaticus* Bulat., *A.agglutinans* (Orb.), *Spiroplectammina lata* Zasp., *S.ancestralis* Kissel., *S.senonana* Lalick. *pocurica* Balakhm., *Verneuilinoides canadensis* (Cushm.)*.

В верхнем подъярусе из нижней части описан комплекс с видами-индексами: *Bathysiphon vitta* Nauss., *Recurvovides magnificus* Podob. — *Rhabdammina abyssorum* M.Sars, *Psammosphaera fisca* Schul., *Ammodiscus cretaceus* (Reuss), *Haplophragmoides excavatus* Cushm. et Wat., *H.kirki* Wickend., *Adercotryma glomeratoformis* Zasp., *Spiroplectammina optata* Kissel.

Верхняя толща верхнего подъяруса содержит разнообразный комплекс известковистых раковин фораминифер, которые широко распространены в породах маастрихтского яруса, ввиду чего до монографической обработки коллекций фораминифер эта толща относилась к маастрихтскому ярусу. Здесь наиболее распространены *Bolivinoidea decoratus* (Jones), *B.miliaris* Hilterm. et Koch — виды-индексы; встречаются также *B.laevigatus* (Marie), *B.delicatulus* Cushm., *Neoflabellina reticulata* Reuss, *Bolivina decurrens* (Ehren.), *B.incrassata* Reuss, *B.plaita* Cars., *Reussella minuta* (Mars.).

Для западной зоны Зауралья, где кампанские отложения не подразделяются на подъярусы, кроме того, являются характерными *Reophax* ex gr. *scorpiurus* Mont., *Haplophragmoides latidorsatum* Born., *H.chapmani* Moros., *H.sibiricus* Zasp., *H.rotundus* Ehrem., *Spiroplectammina* ex gr. *kelleri* Dain, *D.chicoana* Lalick.

Среди радиолярий кампанского яруса выделяется комплекс с *Dictyomitra striata* Lipm., некоторыми специалистами расчленяющийся на нижний — *Prunobrachium* (?) *crassum* (Lipm.), *Dictyomitra uralica* Gorbov., и верхний — *Prunobrachium* (?) *articulatum* (Lipm.), *Euchitoninae*. В северных районах Зауралья и на восточном склоне Северного и Среднего Урала из диатомитов и диатомовых глин выделен комплекс диатомей с видом-индексом *Stephanopyxis schulzii* Stein. — *Stephanopyxis antiquus* Jouse, *S.schulzii* Stein., *Melosira cretacea* Jouse и др.

Нижняя граница отложений кампанского яруса проходит в однообразной, почти лишенной фауны толще и, естественно, отбивается по керну скважин весьма условно. Достаточно хорошо отчленились отложения березовской и зайковской свит по смене кремнистых (опоковидных) серых глин аргиллитоподобными зеленоватосерыми глинами ганькинской свиты. На этом уровне обычно проводилась и граница кампана и маастрихта. Если принять предложение специалистов по фауне фораминифер по отнесению к кампану нижней части ганькинской свиты с комплексом фораминифер *Bolivinoidea decoratus*, то без изучения фауны фораминифер в каждом отдельном разрезе провести отграничение кампана от маастрихта вряд ли представится возможным. Учитывая все вышесказанное, ориентировочные мощности кампана в опорных скважинах Зауралья будут следующими: в Березовской скв. 1-Р — 113 м (334—221 м; нижняя граница ганькинской свиты — на 236 м); в Леушинской — 102 м (681—578 м); в Туринской — 85 м (427—334 м; должна вычитаться разница между устьями колонковой и роторной скважин, равная 8 м; по керну роторной скважины замерена нижняя граница кампана, по колонковой — верхняя; нижняя граница ганькинской свиты — на 354 м); в Кузнецовской скважине — 71 м (341—270 м; верхняя зона кампана не выделяется и граница кампана и маастрихта совпадает с нижней границей ганькинской свиты); в Тюменской — 85 м (573—488; нижняя граница ганькинской свиты — на 503 м) (прилож. 5, 8, 10, 11).

*Определявшаяся как *Verneuilina sabulosa* Кур.

На восточном склоне Урала развита толща песков, песчаников и гравелитов, почти не содержащих органических остатков. При составлении доклада Первому совещанию по стратиграфии Сибири в 1956 г. комиссия по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений Урала предложила для этой толщи наименование фадюшинской пачки, по имени села Фадюшино Камышловского района на Среднем Урале. Стратиграфическое положение пачки определялось залеганием ее в ряде разрезов на сантон-кампанских образованиях зайковской свиты (тогда именовавшейся славгородской) и под породами ганькинской свиты маастрихта. В самых западных разрезах фадюшинская пачка залегает с размывом на различных образованиях, имеющих возраст от палеозойского до сеноманского (мысовская свита) и перекрывается чаще всего осадками палеогенового моря. В соответствии с этими фактами фадюшинская пачка рассматривалась в качестве возрастного аналога верхней части отложений кампана и низов маастрихта, так как являлась прибрежной фацией отложений Западно-Сибирского моря этого возраста.

Вскоре после опубликования доклада стратиграфической комиссии (Аграновская, Еремеева и др., 1957) А.П. Сигов, также бывший одним из его авторов, предложил перевести фадюшинскую пачку в ранг свиты и ограничить ее возраст кампаном, полагая, что подстилающие отложения зайковской свиты являются сантон-коньякскими, а покрывающие — маастрихтскими. Участники Второго Уральского стратиграфического совещания приняли предложение А.П. Сигова о переводе фадюшинской пачки в ранг свиты, но возраст ее сочли необходимым оставить в пределах верхи сантона — маастрихт (Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала, 1968).

Принимая существенно кампанский возраст березовской свиты и ее зауральского аналога — зайковской свиты, мы должны считать в основном кампанской и фадюшинскую свиту, замещающую обе эти свиты в береговой зоне отложившегося моря, однако фаунистические данные не позволяют решать этот вопрос однозначно, и, по-видимому, заключение Второго Уральского стратиграфического совещания по этому вопросу остается в силе и по настоящее время.

Приводимое ниже описание фадюшинской свиты составлено по книге А.П. Сигова, изучавшего отложения свиты в районе ее наиболее полного развития, в Южном Зауралье (Сигов, 1969а). Свита сложена глауконито-кварцевыми песчаниками с опоковым цементом с "узорчатой" текстурой, с прослоями зеленовато-серых аргиллитов, иногда опок. В районе северной части Тургайского прогиба к фадюшинской свите он относит кварцевые, с небольшой примесью зерен глауконита, пески слабо глинистые, существенно мелкозернистые, к востоку сменяющиеся узорчатыми песчаниками, аргиллитами и опоками. Мощность свиты определяется в 40 м, местами до 80 м. Из песков в районе Кушмуруна и Аята А.И. Еремеевой был определен следующий комплекс фораминифер, подтверждающий сенонский (но не кампанский) возраст свиты: *Ataxophragmium variabilis* (Orb.), *A. orbignyanaeformis* Mjatl., *Arenobulimina presli* (Reuss), *Planulina taylorensis* (Carsey).

А.П. Сигов считает происходящими из пород фадюшинской свиты и находки *Bellinitella mucronata* Schloth., указываемые П.Л. Безруковым с р. Аят. А.П. Сиговым также приводится из отложений свиты комплекс радиолярий, содержащий *Dicatomytra striata* Lipm., *Porodiscus vulgaris* Lipm., *Spongodiscus impressus* Lipm., *Cromyodruppa concentrica* Lipm.

Существенно кампанский возраст всей приведенной фауны бесспорен, и если бы ограничить объем фадюшинской свиты только породами, содержащими эту фауну, то можно было бы считать ее возраст только кампанским, как это делает А.П. Сигов, но поскольку в фадюшинскую свиту включаются все терригенные породы, представляющие прибрежно-морские образования (в основном пляжевой зоны) позднесенонского моря, то присутствие в свите части, имеющей маастрихтский возраст, весьма вероятно.

Фаунистические охарактеризованных отложений кампанского возраста на западном склоне Северного Урала неизвестно; возможно, что они присутствуют в верхней части кремнистых пород бассейна р. Б. Усы, залегающих выше окситомовых слоев этого района.

В районе Южного Предуралья кампанские отложения (зоны *Belemnitella mucronata*, *B. langei*) залегают в тех же суффозионных впадинах, где обнаруживаются и окситомовые слои, в так называемой Прибельской зоне. Они обычно описываются совместно с маастрихтскими отложениями и представлены в разной степени песчаным, глинистым мергелем желтовато-серого цвета, имеющим максимальную мощность 7 м (Вахрушев, 1964).

Кампанские отложения известны также в зоне южного окончания Урала; они описаны в полосе железнодорожной линии Оренбург — Орск и представлены зеленовато-серыми глинами с линзами желтоватого алевролита. Глины мощностью 1,5–6,0 м подстилаются базальным галечником, залегающим на абрадированной поверхности палеозойских пород, и покрываются мелкозернистыми глинистыми, кварцево-глауконитовыми песками, имеющими мощность до 3,7 м. В песках встречена фауна *Belemnitella mucronata* Schloth., *B. langei* Schat., *Ostrea vesicularis* Lam., *Terebratula dutempleana* Orb. и др., а также губки и зубы акул (Яншин, 1964).

Зеленовато-серые мергелистые глины с прослоями опоквидного мергеля зоны *Belemnitella mucronata*, *B. langei*, по А.Л. Яншину, имеют мощность до 12–15 м в Сарьгульском грабене (Яншин, 1964). Кампанские отложения выделялись лишь предположительно в районе р. Каин-Кабак, но, по-видимому, к кампану следует относить нижнюю часть толщи мергеля, содержащего фауну фораминифер. Более подробно на этом вопросе удобнее остановиться в следующем разделе, посвященном описанию маастрихтского яруса.

Маастрихтский ярус

Верхнесенонские морские отложения Зауралья и Западно-Сибирской низменности, венчающие разрез мезозоя, были в 1944 г. выделены А.К. Богдановичем под названием ганькинских слоев (по пос. Ганькино в Омской области). Эти отложения — единственные из мезозойских осадков в рассматриваемом регионе, представленные в карбонатной фации. К ним относятся мергелистые глины в Южном Зауралье, журавлевская свита в районе Тургайского прогиба, маастрихтские мергели Южного Предуралья. В северной половине Зауралья ганькинская свита представлена толщей зеленовато-серых глин, лишь участками мергелистых в слабой степени; замещение в отложениях свиты мергелистых пород глинистыми происходит приблизительно на широте г. Камышлова и сопровождается к северу от пограничной линии диагонального простирания появлением в разрезе прослоев глинистой опоки. Это явление описано в специальной статье Л.А. Умовой (1957).

Из отложений ганькинской и особенно журавлевской свит известны сравнительно обильные сборы конхиофауны, а также богатые комплексы фораминифер и ostracod, что позволяет использовать эти отложения в качестве маркирующего горизонта при тектонических структурных построениях и геологическом картировании. В северной части восточного склона Среднего Урала, в районе городов Алапаевска и Ирбита, в нижней части свиты появляются мелкозернистые песчаники и алевролиты. Алевролитовый материал присутствует и в вышележащей толще глин в виде тонких, изогнутых включений ("узорчатые глины", по Л.А. Умовой).

В северной части Зауралья, по данным С.Г. Галеркиной, маастрихтский ярус представлен глинами, аналогичными распространенным в его средней части. Отмечаются несколько большая кремнистость глин ("опоковидность") и изменение состава микрофауны. В районах среднего и верхнего течения р. Северной Сосьвы, по данным В.А. Лидера, маастрихтские отложения отсутствуют. Неизвестны они и в бассейне р. Сыни. На Втором Уральском стратиграфическом совещании в Свердловске обсуждалось предложение об отнесении к маастрихту верхней части диатомитов р. Северной Сосьвы (с комплексом диатомей, содержащим вид *Glaucus hispidus* Jouse), высказанное в свое время Н.П. Михайловым (1957), однако положительных доводов в пользу этого решения вопроса не оказалось.

До выделения на восточном склоне Урала морских отложений мелового возраста, более древних, чем маастрихт (исключая районы Приполярного Урала) все находки морской фауны относили к этому ярусу или к палеогену. Так, например,

найденный в 1916 г. в бассейне р. Тагил В.В. Никитиным роств белемнителлы. Сначала определенный А.А. Борисяком как *Belemnitella praecursor* Stoll. и, по-видимому, происходящий из окситомовых слоев верхнего сантона или камышловской пачки (коньяк - низы сантона), был позднее переопределен как *B. lanceolata* Schl., что более увязывалось со стратиграфическими представлениями того времени (Никитин, 1922; Ренгартен, 1951). К маастрихтскому ярусу относил все морские меловые отложения Среднего и Южного Урала и Н.И. Архангельский (1948).

В маастрихтских отложениях в том объеме, который принимается для них в настоящее время, основные находки конхиофауны относятся к району р. Аят и восточному склону Южного Урала. В этих районах известны естественные обнажения маастрихтских отложений по всем долинам рек широтного направления, пересекающим восточный склон Урала, что способствует нахождению фаунистических остатков. В восточных частях Зауралья и в северной его части, где естественные обнажения отсутствуют, фаунистических остатков (помимо микрофауны) из керна скважин собрано меньше, чем в Южном Зауралье, но все же их встречается больше, чем в отложениях других ярусов верхнего мела.

В северных районах Зауралья С.Г. Галеркина, по определениям М.С. Месежниковой и В.К. Богатиковой, указывает следующие находки раковин моллюсков: в Полуйском районе - *Baculites sibiricus* Glasun., в районе Березова - *Pecten* (*Aequipecten*) *pseudopulchellus* Glasun., *Pachyodiscus* cf. *noubergicus* Hauer, в Мало-Атламской опорной скважине - *Baculites vertebralis* Lam., *B. sibiricus* Glasun., *Lima manteli* Brady, *Pecten* (*Aequipecten*) *pseudopulchellus* Glasun., *P. pulchellus* Nilss. (Галеркина, 1963).

В более южных районах Зауралья также известны находки моллюсков; П.Ф. Ли указывает на определения из керна Леушинской скважины: *Turitella* sp., *Anemia* sp., *Tellina* sp., *Baculites* ex gr. *ancers* Lam., *B. sibiricus* Glasun., определения А.Е. Глазуновой). В Кузнецовской скважине найден морской еж, определенный О.М. Шмидт как *Hemiaster sibiricus* sp. nov. (Ли, Равдоникас, 1960б).

В районах Западного Зауралья также известны находки маастрихтских моллюсков в кернах скважин. Ростры *Belemnitella lanceolata* Schloth. были обнаружены В.А. Лидером в Зайковском районе, мною - в кернах скважины Анохинского участка (северная часть Камышловского района). *Baculites* ex gr. *ancers* Lam. В.К. Богатикова установила в кернах Буткинской скв. 1-К, по определению В.И. Бодылевского; эта же форма была обнаружена в кернах Гаринской скважины. Из керна Буткинской скв. 1-К В.К. Богатиковой были также определены *Anemia besrucovi* Reng., *Pecten pulchellus* Nilss. В Камышловском районе С.Д. Рабинович было найдено несколько видов устриц (определения В.И. Бодылевского).

Мощность пород ганькинской свиты в отдельных разрезах Зауралья составляет: в Березовской 1-Р - 53 м (интервал 237-184 м), в Леушинской 1-Р - 36 м (интервал 578-542 м), в Туринской 1-Р - 41 м (интервал 354-313 м), в Кузнецовской 1-Р - 71 м (интервал 270-199 м), в Тюменской 1-Р - 26 м (интервал 503-477 м) (прилож. 5, 8, 10, 11).

На восточном склоне Урала к маастрихту относятся кварцево-глауконитовые пески и песчаники, часто с гравием. Решениями стратиграфических совещаний за ними было закреплено название фадюшинской пачки (позднее свиты), А.П. Сигов, указывающий на широкое распространение фадюшинской свиты в Южном Зауралье, эти кластические осадки, сопоставимые с маастрихтскими отложениями восточных районов, выделяет из состава фадюшинской свиты.

В районе р. Мугай отложения маастрихта представлены "опоковыми глинами" с фауной плохой сохранности (бакулиты, наutilusы, кости рептилий и др.) и подстилающими их кварцево-глауконитовыми песчаниками с желваками фосфорита мощностью до 35 м (Сигов, 1969, стр. 87). Н.И. Архангельский с р. Мугай указывает находку *Baculites* ex gr. *ancers* Lam. Южнее, в Каменск-Уральском районе, и особенно в бассейне рек Синары, Течи, Миасса маастрихтские прибрежно-морские отложения, представленные кварцево-глауконитовыми песками, описывались многими исследователями и картировались Н.Б. Малютиним, М.Н. Дегтевой, В.А. Грачевым и др. Интересный разрез маастрихтских отложений описан Л.А. Умовой в Каменск-Уральском районе по р. Колчеданке (прилож. 17). Глауконито-

кварцевые пески содержат скопления гравия и стяжения фосфорита, скрепленные опоковым цементом.

Южнее широты г. Камышлова глины ганькинской свиты сменяются в разрезах Зауралья карбонатными осадками (мергелями) журавлевской свиты (по названию сел. Журавлевка на р. Аят). Наиболее детально свита в районе стратотипа изучена В.П. Ренгартенем (1951). В результате изучения фауны, включая монографическое описание маастрихтских брахиопод с р. Аят (Ренгартен, 1953), этот исследователь пришел к выводу о возможности выделения нижней и верхней белемнителловых зон в разрезе Аята: зоны *Belemnitella lanceolata* и зоны *B. americana*. С какой-то долей вероятности можно считать ростры, описанные В.П. Ренгартенем как *Belemnitella americana* Morton., за верхнемаастрихтскую форму, определяемую в настоящее время как *Belemnitella arkhangeliskii* Najd.

Вот описание обнажения на правом берегу р. Аят, ниже пос. Аятского (Ренгартен, 1951, стр. 69-70) (несколько сокращенное):

$Cr_2^{cmp(?)}$ а. Желтый и бурый, слабо сцементированный среднезернистый песок, пронизанный обильными ходами фолад. Песок хорошо отсортированный, среднезернистый. Обломочный материал представлен окатанными зернами кварца и кремня, сильно ожелезненными с поверхности. В ничтожном количестве присутствуют мелкие листочки слюды. Видимая мощность 2,00 м.

Cr_2^{mst1} б. На размытой поверхности песков залегают серые с желтыми и оливковыми пятнами мергелистые грубозернистые пески. Крупный песок и гравий составляют более 46% породы. Окатанные зерна представлены кварцем, кремнем и кремнисто-глинистыми агрегатами. Глауконит в фракции 0,01-0,25 мм составляет 10%. В верхней части слоя - редкие черные конкреции фосфорита. Найдены крупные *Pycnodonta donetzensis* Schats. Мощность 3,00 м.

Cr_2^{mst2} в. Зеленовато-серый мергелистый, загипсованный песок с частыми стяжениями фосфорита. Гипс цементирует отдельные участки песка. Пелитовая фракция в основном состоит из карбонатной и глауконитовой пыли. Встречено много фораминифер. Мощность 1,00 м.

Cr_2^{mst2} г. Желто-бурые слабо сцементированные мергелистые песчаники или пески с обильным раковинным детритусом и многочисленными довольно крупными стяжениями фосфорита. Грубость обломочного материала постепенно убывает кверху, причем фракции от 1 до 5 мм состоят в основном из обломков раковин пелеципод. В пелитовой фракции, составляющей 36% породы, в основном присутствуют пылевидный карбонат и тонкий глинистый материал. Собраны *Belemnitella americana* Mort., *Cytherea* sp. indet., *Ceromia* sp. indet., *Pycnodonta versicularis* (Lam.), *P. donetzensis* Schats.

Мощность 2,50 м.

Cr_2^{dn} д. Темно-серый песок с галькой кварца, кремня и кремнисто-глинистых пород. Глауконит в виде окатанных зерен. Карбонаты полностью отсутствуют. Мощность 1,00 м.

Pg_1 е. Слой еще более грубого гравия с песком и желвачками фосфоритов. Мощность 0,50 м.

Pg_1 ж, з. Глинистые пески с глауконитом, вверх переходящие в песчанистую глину. Мощность 3,50 м.

В обнажении, расположенном несколько выше предыдущего, также на правом берегу р. Аят, отложения, соответствующие слою "б", представлены более глинистыми, тонкозернистыми песками и песчанистыми, карбонатными глинами (глини-

стый мергель). Отсюда В.П. Ренгартен указывает *Belemnitella lanceolata* Schloth., *Ostrea ajatensis* Reng., *Pycnodonta vesicularis* (Lam.), *P. donetzensis* Schats., *P. nikitini* Arkh. и др., а также фораминиферы, особенно обильные в верхней, глинистой части слоя.

Севернее хорошие обнажения маастрихта в карбонатной фации имеются по р. Уй, в 20–30 км ниже г. Троицка (прилож. 18). В обнажении при устье р. Каменки толща глинистого, песчанистого мергеля светлого, желтовато-серого цвета, мощностью 7 м покрывается без видимых следов размыва глинистым кварцево-глауконитовым алевролитом с гравием в верхней части, мощностью 3 м. Дочетвертичную часть разреза венчает серая крепкая, крупноскольчатая опока, книзу она постепенно обогащается песчанистым кварцево-глауконитовым материалом и на алевролитах нижнего слоя лежит с размывом.

А.П. Сигов сообщает, что скважинами, пробуренными у основания обнажения, мергели и мергелистые пески (журавлевской свиты) прослеживаются еще на глубину 14 м, так что общая мощность карбонатной пачки здесь достигает 24 м. А.П. Сигов считает, что лишь карбонатные породы этого обнажения относятся к маастрихту (возможно, включая и отложения датского возраста). Я полагаю более правильным границу между палеогеном и мелом проводить по линии размыва между двумя слоями кварцево-глауконитовых обломочных пород; в этом случае мелкозернистый песчаник, непосредственно покрывающий мергель, можно предположительно считать прибрежным осадком датского моря.

Отнесение обнажающейся части мергеля к верхам маастрихта подтверждается определенной отсюда фауной: *Belemnitella americana* Mort., *Baculites* sp., *Nautilus* ex gr. *bellerophon* Lundgr., *Pycnodonta donetzensis* Schats., *P. vesicularis* (Lam.), *P. vesicularis* var. *autetrunca* Reng., *P. praesinzowi* Arkh., *Ostrea* cf. *hippopodium* Nilss., *Pecten pulchellus* Nilss. (по А.П. Сигову, 1969а).

Несмотря на сравнительно большое количество находок остатков конхиофауны в отложениях маастрихта, ее далеко недостаточно для любых попыток дальнейшего расчленения маастрихтских образований региона на подъярусы и зоны, особенно это относится к районам Зауралья (так же, как и Западно-Сибирской низменности), где изучение ведется на основании анализа керн скважин. Дальнейшая детализация стратиграфии маастрихтских отложений возможна только путем изучения микрофауны и прежде всего фауны фораминифер.

Маастрихтские комплексы фораминифер Западно-Сибирской зоогеографической области отличаются от комплексов всех более древних меловых комплексов, а также и более молодых палеоценовых преобладанием корненожек с известковым составом раковины. Агглютинирующие формы также используют для скрепления обломочных минеральных частиц известковый цемент. По данным Э.Н. Кисельман, в центральных районах низменности раковины с известковой стенкой составляют 78–87% комплекса, для западных районов (Зауралье) этот процент снижается до 55–60 (Булатова и др., 1967).

Благодаря обилию и разнообразию фораминифер, достаточно хорошо сопоставляющихся с микрофауной верхнемеловых разрезов Эмбы, Мангышлака, Русской платформы, удастся выделить зоны, характеризующиеся зональными комплексами фораминифер, имеющими стратиграфическое значение и выдерживающимися почти на всем пространстве Западно-Сибирской зоогеографической области. В настоящее время принято предложенное Э.Н. Кисельман выделение двух зон, характеризующих соответственно нижне- и верхнемаастрихтские отложения региона. Нижняя зона – *Spiroplectamina variabilis*, *Gaudryina rugosa spinulosa*, соответствующая зоне *Belemnitella lanceolata*, в свою очередь подразделяющейся на подзоны: нижнюю – *Bolivinoidea senonicus*, *Bolivina decurrens* и верхнюю – *Stensioina caucasica transuralica*. Верхняя зона – *Spiroplectamina kasanzevi* – разделяется на подзоны: нижнюю – *Bolivina plaita* и верхнюю – *Heterostomella foveolata* (Кисельман, 1969). Эти зоны в основных чертах соответствуют выделенным Ф.В. Киприяновой двум стратиграфическим зонам: нижней, с ее фаціальными аналогами – зонами планктонных фораминифер и *Bulimina uralica*, и верхней – *Bulimina ovata* и *Spiroplectamina kasanzevi* (Киприянова, 1961).

Маастрихтский комплекс фораминифер включает свыше 70 родов и 100 видов, распределяющихся между 15–17 семействами. Наиболее характерные из них для центральных районов Западной Сибири (и восточных районов Зауралья), по Э.Н.Кисельман, следующие: 1) зона *Spiroplectammina variabilis*, *Gaudryina rugosa spinulosa* – *Spiroplectammina variabilis* (Neck.), *S.kelleri* Dain, *Gaudryina rugosa* Orb., *spinulosa* Neck., *Gyroidinoides turgidus* (Hagen.), *Stensioina caucasica* Subb., *transuralica* Balackm., *Cibicides excavatus* Brotz., *globigeriniformis* Neck., *Gavelinella costata* Brotz., *Anomalina complanata* Reuss, *Cibicoides aktulagayensis* Vass., *Rugoglobigerina ordinata* (Subb.), *Praebulimina carseyae* Plumm., *Bulimina omskensis* Lissel., *Reussella minuta* (Marss.), *Bolivinooides senonicus* Dain, *Bolivina decurrens* (Ehren.), *Gümbelina globulosa* (Ehren.); 2) зона *Spiroplectammina kasanzevi* – *Spiroplectammina kasanzevi* Dain, *Heterostomella foveolata* (Marss.), *Stensioina caucasica* Subb., *transuralica* Balackm., *Brotzenella pracacuta* (Vass.), *Cibicoides bembix* (Marss.), *Bulimina rosenkranzi* Brotz., *Reussella minuta* (Marss.), *Bolivina plaita* Cars., *Bolivinooides draco* (Marss.).

В районах восточного склона Урала и Западного Зауралья Ф.В. Киприянова и А.И. Еремеева отмечают увеличение в комплексе количества агглютированных раковин; здесь наряду с формами, указываемыми для центральных районов Западно-Сибирской низменности, существенное значение в комплексе играют роды *Haplophragmoides ex gr.canariensis* Orb., *Ammoscalaria incultus* (Ehren.), *Bulimina uralica* Ehren., одновременно имеют развитие и виды, составляющие основную часть комплексов всей Западно-Сибирской провинции, что позволяет распространить зоны, выделенные в более восточных районах, и на восточный склон Урала. В зоне *Gaudryina rugosa* Orb. наиболее характерными, кроме указанных выше, являются *Gaudryina rugosa* Orb., *G.rugosa spinulosa* Neck., *Spiroplectammina kelleri* Dain, *Grammostomum (Bolivina) decurrens* (Ehren.), *Cibicoides aktulagayensis* Vass. и др.

В зоне *Spiroplectammina kasanzevi* – *Haplophragmoides ex gr.canariensis* Orb., *Spiroplectammina kasanzevi* Dain, *Bolivinooides senonicus* Dain, *Bulimina rosenkranzi* Brotz., *Reussella minuta* (Marss.), *Cibicoides bembix* (Marss.).

А.И. Григорьевой выделен в маастрихтских отложениях Зауралья комплекс радиолярий с зональным видом *Sethocyrtis tintinabulum* sp.nov., в котором наибольшее распространение имеют отряд *Nassellaria*, представленный родами *Cyrtocalpis*, *Mitrocalpis*, и дисковидные формы (род *Spongodiscus*). Остракоды, по данным Э.Д. Яскевич, представлены довольно многочисленными видами комплекса *Orthopotasythere austra*, распространенными главным образом в Южном Зауралье, в верхней зоне маастрихта.

В бассейне р. Усы над породами верхнего сантона залегает толща, представленная преимущественно песчаниками с опоковым цементом, часто с глауконитом, реже глинистыми опоками. Отмечается интенсивное окремнение всех пород толщи, что характерно и для послесантонских отложений Приполярного Зауралья. Толща почти лишена органических остатков, лишь в верхней ее части В.И. Белкиным были встречены ростры белемнитид, определяющиеся (ввиду плохой сохранности) как *Belemnitella* sp. (cf. *lanceolata* Schloth.) (определение Г.И. Дембской). Несколько ниже по разрезу была обнаружена скудная фауна фораминифер, определенных Л.Я. Березанцевой как *Eponides sibiricus* Neck., *Gyroidina turgida* Hagen., *Valvulineria* cf. *lenticula* (Reuss). Эти немногочисленные находки позволяют, с некоторой долей вероятности, предполагать здесь наличие верхнесенонских, скорее всего маастрихтских, отложений, представленных фациями, близкими к верхнесенонским осадкам Приполярного Зауралья. Мощностъ этих верхнесенонских отложений Усинского бассейна, сократившаяся после мелового размыва, составляет 60–80 м.

Западнее, на участках, непосредственно примыкающих к гряде Чернышева, буровыми скважинами вскрыта толща пород проблематичного возраста. Эта толща, которой было присвоено наименование ватъярской свиты, представлена преимущественно мезомиктными, мелкозернистыми песками, реже глинами и глинистыми алевролитами. Глины сизовато-серые или ржаво-бурые, содержат примесь дисперсно-рассеянной органики. Цвет песков светло-серый, реже желтовато-серый, часто пески и алевролиты известковистые. Породы ватъярской свиты окаймляют морские

осадки верхнего мела с запада, юго- и северо-запада, на подстилающих отложениях нижнего мела и юры они залегают с размывом. Максимальная мощность, вскрытая скважинами, достигает 75 м, наименьшая, у подножья гряды Чернышева, равна 5 м. Породы ватъярской свиты не содержат остатков фауны, кроме сплук губок. На позднемеловой (или еще более молодой) возраст свиты указывает состав спорово-пыльцевых спектров. Здесь наряду со спорами схизейных, глейхениевых и *Leiotriletes* присутствует значительное количество пыльцы цветковых растений типа современных *Betulaceae*, *Quercus*, *Alnus*, *Myrtales*. Пыльца хвойных представлена в основном группой *Cupressaceae* - *Taxodiaceae*. Характерно присутствие гистрихосферидий. Ввиду предварительного характера определений вопрос требует дополнительных исследований.

В Прибельской зоне Башкирии маастрихтские отложения в фациях, характерных для образования этого возраста на юге Русской платформы, описываются в тех же разрезах, что и остальные осадки верхнего мела. В Оренбургской области маастрихтские мергели имеют широкое распространение. Г.В. Вахрушевым маастрихтские отложения ланцеолятовой зоны описаны в окрестностях деревень Ромодановки, Тукмакской песчаной горы, сел. Зилим, Ефремкино, Суракай, Подгорное, Верхнее Муталово и др. Всюду отложения маастрихта представлены мергелем желтовато-серым и зеленовато-серым, реже писчим мелом мощностью около 10 м (в наиболее полных разрезах). В мергелях всюду найдена фауна, характерная для нижнего подъяруса маастрихта. Например, из окрестностей с. Верхнее Муталово указываются: *Belemnella lanceolata* Schloth., *Terebratulina carnea* Sow., *T. gracilis* Schloth., *Ostrea vesicularis* Lam., *Inoceramus* sp., *Anonchites ovata* Lam. и др. (Вахрушев, 1964б). Здесь в обнажении глинистых мергелей автором были отобраны образцы, в которых Ф.В. Киприяновой определены *Stensioina gracilis* Marss., *Anomalina taylorensis* Cars., *Pseudouvierina plummerae* Cushm., *Heterostomella foveolata* Marss., указывающие на нижний подъярус маастрихта и являющиеся характерными для маастрихта Русской платформы и Прикаспийской синеклизы.

В большинстве местонахождений эти породы венчают разрез меловых образований, однако в некоторых обнажениях выше мергелей указываются темно-серая и зеленовато-серая песчанистая глина (5-10 м) и глауконитово-кварцевые пески и песчаники (10-15 м). Г.В. Вахрушев предполагает, что эти пески могут соответствовать верхнему подъярису маастрихта и указывает находки в аналогичных породах ростров, определявшихся как *Belemnella americana* Morton. (Вахрушев, 1964а).

В Оренбургской области, на южном окончании Урала, маастрихтские отложения пользуются широким распространением, заходя в северном направлении в южную часть Магнитогорского синклинория*. В основании маастрихта находится слой разнозернистого кварцево-глауконитового песка с желваками фосфоритов мощностью 0,2-0,5 м. Из фосфоритовых желваков определялась довольно разнообразная фауна, включающая *Belemnella lanceolata* Schloth., *B. mucronata* Schloth., *Actinopora vegus* Mill. var. *fragilis* Arkh., раковины пеллеципод, теребратул, зубы акул. Из обнажений в верховьях речек Коноплянки, Хмелевки, Каялы известны определения костей рептилий: *Polycotylus ichtiospondylus* Seeley, *P. (Trinacromerum) orientalis* Bogosl. (Боголюбов, 1910, 1912).

Маастрихтские отложения ("ланцеолятовая зона"), лежащие выше фосфоритового слоя, представлены несколькими фациями. На юге района пески с желваками фосфоритов покрываются толщей мергелей, к северу приобретающих песчанистость и кремнистость. В низах мергелей наряду с *Belemnella lanceolata* встречаются ростры, определяющиеся как *B. mucronata* Schloth., а в верхах - *Belemnella arhangelskii* Najd., т.е. мергелистая толща полностью соответствует нижнему подъярису маастрихта. Мощность ее 10-25 м, в обнажениях р. Каин-Кабак и р. Ба-

* Описание этого района дается по А.Л. Яншину (Яншин, 1964; Яншин и др., 1934).

ка — до 48 м. Из этой толщи А.Л. Яншиным и О.П. Смирновой сделано много определений фауны рыб, головоногих, пелещипод, гастропод, брахиопод, мшанок, губок, кораллов. В том числе определены: *Belemnites lanceolata* Schloth., *Discoscaphites constrictus* Sow., *Nautilus cretaceus* Orb., *Baculites vertebrales* Lam., *Ostrea (Gryphaea) vesicularis* Lam., *O.lunata* Nilss., *O.(Pycnodonta) nikitini* Arkh., *Chlamys pulchellus* Nilss., *Chl.aff.cretosus* DeFr., *Terebratulina carnea* Sow., *T.obesa* Sow., *Ventriculites radiatus* Mant.

На западе с приближением к берегу залива маастрихтского моря мергели обогашаются песком и постепенно сменяются кварцево-глауконитовыми песками с пластом гравийного галечника в основании, достигающим мощности 2,5 м. На восточной окраине залива вблизи поселков Георгиевского и Ново-Петропавловского вся толща нижнего маастрихта представлена "плотной кремнистой, опоконидной породой светло-серого цвета с редкими зернами глауконита, мелкими гальками кремнистых сланцев и многочисленными окатанными обломками белемнителл. Это, несомненно, осадки прибрежья..." (Яншин, 1964, стр. 381). На границе Оренбургской области с Хайбулинским районом Башкирии, по данным того же автора, распространены сливные песчаники, залегающие в виде глыб в рыхлом песчанике с опоконидным цементом или в песке с небольшой примесью зерен глауконита. А.Л. Яншин указывает из песков этой фации остатки устриц, пектинид, изредка обломки белемнителл. Мощность песков от 2 до 14 м.

Верхний маастрихт ("американовая зона") местами сохранился от размыва в виде пласта кварцево-глауконитового песка с высоким содержанием глауконита (до 50%) и зеленовато-серых мергелистых глин, также с глауконитом, мощностью 0,5–2,5 м. Находки фауны (*Belemnella arkhangeliskii* Najd., *Ostrea vesicularis* Lam., *Echinocorys* sp.) крайне редки.

Датский ярус*

Наличие датских отложений предполагалось главным образом по характеру стратиграфического разреза верхнего мела в некоторых районах южной оконечности Уральского хребта (Безруков, 1936). Позднее в подтверждение этого предположения указывалось на находки раковин моллюсков, в частности наутолоидей. На восточном склоне Урала были известны две находки верхнесенонских наутилулов. В русле р. Течи был обнаружен обломок раковины, определенной как *Nautilus (Hercoglossa) danica* Schloth. Вторая находка была сделана в склоне рч. Колчеданки, впадающей слева в р. Исеть в 15 км ниже г. Каменск-Уральского, откуда был определен *Nautilus bellerophon* Lundgr. (Ренгартен, 1951).

На основании этих определений В.П. Ренгартеном было высказано положение о широком развитии в Зауралье морских отложений датского возраста. Н.И. Архангельский, полемизируя с В.П. Ренгартеном, считал, что датские отложения в регионе вообще отсутствуют. *Nautilus bellerophon*, по его мнению, характерен и для отложений маастрихта, а о находке *Hercoglossa danica* он не упоминает, видимо, считая недостаточно надежным это определение (Архангельский, 1948).

Предполагавшееся В.П. Ренгартеном широкое распространение датских отложений в Западном Зауралье не подтвердилось. В значительной части пород, относившихся им к датскому ярусу, найдены фораминиферы и радиолярии маастрихтского и главным образом кампанского возраста. Однако присутствие датских осадков в более восточных разрезах устанавливается на основании анализа комплексов фораминифер. В настоящее время к образованиям датского возраста можно отнести глинистые породы верхней части ганькинской свиты Зауралья, в которых обнаруживается комплекс фораминифер, сопоставляющийся с комплексами датского возраста ряда районов Советского Союза, и синхронную им пачку песчаных пород на восточном склоне Урала мощностью 2–7 м, принадлежность которых к датско-

*Раздел составлен по материалам совместной статьи Г.Н. Папулова и Ф.В. Кирьяновой (1960).

му ярусу определяется только на основании косвенных признаков, главным образом стратиграфического положения.

Глины верхней части ганькинской свиты, относимые к датскому ярусу, не отличаются литологически от глин остальной свиты; они светло-серые, при высыхании почти белые, с зеленовато-кремовым оттенком. Глины тонко-дисперсные, почти не содержат алевритовых и песчаных частиц, карбонатность главным образом за счет присутствия остатков организмов с известковистой раковиной или скелетом. Изменение состава фауны фораминифер, позволившее выделить отложения датского яруса из общей толши ганькинской свиты, заключается в появлении наряду с формами, характерными для верхнего сенона, представителей семейства Anomalinidae, Lagenidae, Rotaliidae, характерных для датских осадков Прикаспийской синеклизы и Эмбенской области.

Анализируя видовой состав фораминифер рассматриваемой пачки пород, можно наметить следующие группы.

1. К первой группе относятся виды, пользующиеся широким распространением в верхне-сенонских отложениях. В свою очередь в ней можно различить две подгруппы. К первой относятся виды, широко известные в верхнем сеноне СССР, Польши и Швеции: *Gaudryina rugosa* (Orb.), *Bolivina plaita* Cars., *Cibicides spiroplatus* (Gall. et Morr.), *Gumbelina globulosa* (Ehren.), *Pullenia quinqueloba* (Reuss).

Ко второй подгруппе относятся эндемические виды, неизвестные вне пределов Западно-Сибирской зоогеографической провинции: *Epistommina annae* Кург., *Cibicides gankinoensis* Neck. и многочисленные представители семейства Polymorphinidae. К этой же подгруппе можно отнести и небольшое количество представителей планктона: *Globigerinella voluta* (White), *G. micra* (Cole), встречающихся в массовом количестве в восточной зоне маастрихта Зауралья. На Русской платформе эти виды впервые появляются лишь в палеогене.

2. В следующую группу выделены виды, типичные для датских отложений и не выходящие в Зауралье за пределы описываемой пачки пород. В количественном отношении фораминиферы этого комплекса преобладают и составляют основное ядро ассоциации. К ним относятся встречающиеся в изобилии *Brotzenella* (*Anomalina*) *praeacuta* (Vass.), *Anomalina danica* Brotz., *A. grosserugosa* (Gumbel.), *Pseudoclavulina parisiensis* (Orb.), *Allomorphina allomorphinoides* (Reuss), *A. sp.* и сравнительно редкие *Bolivina karacemera* Mor., *Bulimina inflata* Seguen., *Stensioina caucasica* (Subb.), *S. white* Mor., *Pulvinulinella culter* (Park. et Jones), *Pullenia corielly* White, *Flabellina rugosa* Orb.

Почти все эти виды известны в датском ярусе Кавказа, Эмбы, Мангышлака.

3. Третья группа включает виды, характерные для палеогеновых отложений СССР. Это преимущественно формы планктонные, встречающиеся в единичных экземплярах и явно угнетенные (тонкостенные, малых размеров): *Globigerina pseudobulloides* Pl., *G. bulloides* Orb., *G. trilocolinoides* Pl., *G. ex gr. aspera* (Ehren.), *Nodosaria aff. adolphina* (Orb.).

Сравнивая эту ассоциацию фораминифер с датскими комплексами соседних регионов, можно отметить, что Зауральский комплекс отличается от одновозрастных (датских) комплексов Мангышлака, Эмбы, Кавказа и Крыма весьма значительным развитием планктонных форм, так характерных для перечисленных регионов классического развития датского яруса в СССР. В Зауральской ассоциации примерно 98% ее составляют бентонные виды семейств Lagenidae, Rotaliidae, Anomalinidae, Buliminidae, Polymorphinidae.

В отложениях датского яруса Зауралья не удалось обнаружить другой определенной фауны, кроме фораминифер, что отчасти объясняется возможностью изучать эти отложения только по керну скважин. Однако следует отметить, что именно в пачке глин датского возраста в значительном количестве встречаются иглы морских ежей, ископаемых, весьма характерных для осадков этого возраста. Обломки игл выявляются при отборке фораминифер из отмытых проб.

Отложения рассматриваемой пачки прослежены по керну буровых скважин на территории Зауралья, ограниченной на западе меридианом г. Камышлова, на юге — широтой г. Шумихи. Эти отложения не были нами встречены севернее широты г. Тюмени. В литературе имеется сообщение о том, что глины с аналогичным

комплексом фораминифер встречены буровой скважиной вблизи г. Тары (Казаринов, 1958). Во всех известных разрезах мощность пачки пород, которые следует отнести к датскому ярусу, колеблется в пределах 5-10 м, нигде не превышая 12 м.

Это ограниченное пространственное распространение осадков датского морского бассейна объясняется сокращением его границ по сравнению с размерами Западно-Сибирского моря в маастрихте, однако находки переотложенных датских фораминифер в нижнепалеогеновых осадках за пределами контура развития отложений датского яруса указывают на частичный размыв их при последующей трансгрессии палеогенового моря.

Условно датский возраст принимается также для пачки кварцево-глауконитовых песчаников, залегающих в основании образований, заключающих фауну палеоцена. Эти песчаники в ряде мест встречаются на восточном склоне Урала, значительно западнее пачки глин из верхов ганькинской свиты, содержащих датские ассоциации фораминифер. Эти отложения представлены песками и песчаниками, в разной степени сцементированными глинистым и глинисто-кремнистым цементом. Песок кварцево-глауконитовый, в некоторых разностях количество глауконита достигает 50%. Отмечается незначительная примесь зерен полевого шпата. В западных разрезах в песчанике появляются прослой гравийного конгломерата с кремнистым составом галек. Синхронизация терригенных образований производится по одинаковой стратиграфической позиции в основании серии палеогеновых отложений, мощность их в редких случаях достигает 12 м. Возраст этих терригенных образований определяется исключительно по их стратиграфическому положению. Можно только предполагать, что находка *Hercoglossa danica* происходит отсюда, так как она была сделана в современных русловых отложениях.

А.Л. Яншин указывает на возможность присутствия датских отложений в южной части Магнитогорского синклиория, в районе пос. Ново-Киевского (севернее г. Орска). Здесь выше глины с *Belemnella arkhangeliskii* Najd. залегают пачка гравия и песка кварцево-глауконитового, переслаивающегося с глиной зеленоватой-серой с глауконитом. Общая мощность пачки 0,50-0,60 м. Ожелезненные опоки, пески и песчаники, залегающие между осадками маастрихта и нижнетерричными (палеогеновыми) известны и в Башкирском Предуралье, они, по-видимому, могут быть сопоставлены с пачкой кварцево-глауконитовых песчаников восточного склона Урала.

Континентальные отложения сенонского возраста

В пределах Урала известно очень немного пунктов, где найдены в какой-то мере достоверно датированные континентальные отложения моложе сеноман-туронского возраста. Во всех прежних сводках по меловым отложениям региона указывалось обычно обнажение на р. Лозье ("Лозьвинская Пристань"), где Е.С. Федоровым и А.Л. Козловым была найдена флора, изученная А.Н. Криштофовичем (1933), а также якобы имели место находки флористических остатков в глубоких горизонтах платиноносных россыпей Висимского района.

Спорово-пыльцевые комплексы сенонских континентальных отложений можно подразделить на два типа, несколько отличающиеся друг от друга составом и соотношением компонентов; является ли это различие признаком фактора времени образования осадков, их заключающих, или характеризует две фации, не совсем ясно. Первый тип комплексов приурочен к отложениям в небольших впадинах в палеозойском субстрате, так или иначе связанных с массивами распространения известняков, затронутых процессами древнего карстообразования. Известны две точки сенонских образований с комплексом этого типа: первая - в борту Высокогорского железорудного карьера, описанная Г.Н. Папуловым и Н.Ю. Бронниковой (1965), и вторая - в районе г. Пласта, на Южном Урале, где сенонские отложения были вскрыты скважинами разведочного бурения, обнаруженная Г.И. Цауром и Л.И. Цыгановой (1968).

В Высокогорском карьере сенонские образования залегают в его юго-западном борту, выполняя корытообразную впадину в толще лудловского известняка,

представляющую, по-видимому, переуглубленное русло древнего водотока, расположенного в закарстованных известняках. Карстовый характер поверхности известняка, соприкасающегося с сенонскими породами, наблюдается совершенно отчетливо. Впадина размером до 80 м в ширину и 70 м в глубину выполнена песчано-алевролито-глинистыми отложениями, весьма обогащенными углистым детритом и заключающими крупные куски лигнитизированных древесных стволов и мелкие кусочки янтаря. Залегание толщи сильно нарушено, по-видимому, неоднократными карстовыми просадками и частично за счет оползания по склону. В ненарушенном залегании эту же толщу пород удалось наблюдать в небольшом карьере, заложеном в 1962 г. в 1,5–2,0 км юго-восточнее горы Высокой (впоследствии засыпанном). В этом малом карьере была вскрыта песчано-глинистая толща мощностью 14 м, представленная чередованием глины белой каолиновой, желто-охристой, углистой темно-серой и песка глинистого косослоистого, с обломками лигнита. В основании пластов наблюдаются тонкие слои кварцевого галечника. Характер залегания рыхлых образований и их состав позволяют сделать вывод об аллювиальном генезисе толщи.

Состав глин и алевролитов характеризуется минералами, свойственными скарновой зоне, в которой заключено Высокогорское месторождение магнетита, что указывает на преобладание местного сноса в период образования этих пород. В грубообломочных породах (пески и гравелиты) легкая фракция состоит из зерен кварца, почти 100% тяжелой фракции составляют зерна магнетита. Это, по-видимому, русловая субфация древней реки, где материал разрушения окрестных сиенитов и скарновой зоны терялся среди большого количества зерен псаммитовой фракции, приносившихся издалека за счет разрушения коры выветривания, покрывавшей водосборную площадь реки.

Породы описываемой толщи содержат обильные спектры спор и пыльцы, в них значительно преобладает пыльца покрытосемянных растений сравнительно молодого облика, составляющая 70–80% общего количества зерен. Доминантом комплекса является пыльца, относимая по искусственной классификации к стемме *Nonapollites* и определявшаяся во время изучения обнажения как различные виды рода *Extratropopollenites*, которая составляет до 65% в комплексе. Пыльца покрытосемянных растений, определяемая по естественной классификации, представлена семействами *Myrtaceae*, *Muricaceae*, *Fagaceae* (*Quercus*), *Betulaceae*. Обычно присутствует также пыльца *Tricolporites*, *Triorites*, *Monocolpites*.

Интересной особенностью комплекса является повышенное содержание в прослойках псков спор представителей семейства глейхениевых (до 20–25% спектра), включающих виды, характерные для конца раннего мела (*Gleichenia laeta*, *G. angulata*). Учитывая приуроченность этих спор только к псаммитовым породам, автор считает их переотложенными из районов водосборной площади древней реки.

Аналогичное вышеописанному местонахождение аллювиальных отложений обнаружено буровыми скважинами в 27–28 и 12–13 км юго-западнее г. Пласта, на восточном склоне Южного Урала. Здесь также в песчано-глинистой толще, имеющей мощность от 3,5 до 12,5 м, содержащей лигнитизированную древесину и кусочки янтаря, обнаружен богатый спорово-пыльцевой комплекс, совершенно идентичный описанному из района г. Н. Тагила. Сенонская песчано-глинистая толща залегает в одном случае в карстовой воронке в нижнекаменноугольных известняках, в другом — на нижнепалеозойских слюдяных сланцах, в контакте с лландоверийскими известняками, и перекрывается олигоценовыми континентальными образованиями.

Сенонские отложения, вскрытые в карстовой воронке, содержат спорово-пыльцевой спектр, характеризующийся повышенным содержанием спор папоротниковых растений, составляющих 69,8%, доминирующими из которых являются *Hemitelia mirabilis* Bolch., *Polypodiocites pascus* Mart., *Davallia aspera* Botsch., *Camarozonotriletes subclucidus* (Naum.) и др. Пыльцевая часть спектра содержит преобладающее количество зерен, отнесенных к роду *Extratropopollenites*, а также *Muricaceae*, *Santalaceae*, и споры водных форм (Цаур, Цыганова, 1968).

Второй тип спорово-пыльцевых комплексов из прибрежно-морских кампан-мастрихтских отложений Серовского и Ивдельского районов Северного Урала был

описан в статье Л.Е. Штеренберга и Е.Д. Заклинской (1964) и встречен при исследованиях автора и И.С. Эдигер на р. Лозье.

В Серовско-Ивдельском районе в разведочных скважинах на месторождениях марганцевых руд из слоев кварцево-глауконитовых песчаников, непосредственно подстилающих слой карбонатной руды марганца, Е. Д. Заклинская выделила спектры, характеризующиеся преобладанием спор главным образом водных растений (гистрихосферидии), а пыльца — единичными зернами *Vacuopollis*, *Interporopollenites*, *Triorites* и др. Марганцеворудный пласт, как и покрывающие его глины, авторы статьи относят к палеоцену, а подстилающие его песчаники с обедненным спорово-пыльцевым комплексом, содержащим большое количество водных форм, считают маастрихтскими и в более низких горизонтах — кампанскими.

Сходный, но более обильный спорово-пыльцевой комплекс обнаруживается также в подстилающих марганцеворудный пласт песчаниках и глинах в обнажении на правом берегу р. Лозьвы, у пос. Лозьвинская Пристань, находящемся непосредственно севернее района исследований Е.Д. Заклинской и Л.Е. Штеренберга. Это местонахождение представляет собой интерес тем, что отсюда происходит единственная известная на Урале сенонская флора, описанная А.Н. Криштофовичем, содержащая формы: *Pecopteris cf. torellii*, *Acrostichum sp.*, *Sequoia langsdorfii*, *S. reichbachii*, *Potamogeton uralense*, *Populus (Trochodendroides) richardsonii*, *Ficus uralica*, *Corylus cf. macquarii*, *Magnolia inglefieldii*, *Ilex longifolia*, *Macclintockia trinervis*, *M. lyellii*, *Phyllites sp.**

Обнажение, из которого происходят эти растительные остатки и откуда автором брались образцы на спорово-пыльцевой анализ, представляет собой обрывистый берег, подмываемый р. Лозьвой, где в основании толщи кварцево-глауконитовых песчаников с линзовидными прослоями мелкогалечного конгломерата, имеющих падение на С-3 (280-305°) под углом от 50 до 62°, залегает аргиллитоподобная глина, алевролитистая, темно-серая, оскольчатая с мелкими кристалликами гипса и ожелезнением по плоскостям отдельности, с растительным детритом. В глине наблюдаются линзообразные прослои сидерита, иногда конкреционного строения, содержащие в свою очередь прослои кварцевого гравия с глауконитом, имеющие мощность до 60 см (прилож. 16). По-видимому, в одной из таких линз и была собрана Е.С. Федоровым коллекция отпечатков листьев. Нами, несмотря на тщательные поиски, определенных флористических остатков найдено не было. В основании слоя в линзах сидерита были обнаружены многочисленные ризолиты (глоссифунгитес). Видимая мощность глин 35-40 м. В верхней части слоя появляются прослои кварцево-глауконитового песка и затем глина сменяется толщей переслаивания кварцево-глауконитовых алевролитов и песков с прослоями серых аргиллитоподобных глин.

Из нижнего слоя глин с прослоями сидерита получен богатый спорово-пыльцевой комплекс (5 образцов). Главная роль в нем принадлежит пыльце покрытосемянных растений, которая составляет 37,7% от общего количества отмеченных зерен (920). Она в основном определена по искусственной классификации и отнесена к стемме *Normapollis* (15,3%), форма-родам *Trudopollis* (9 видов), *Oculopollis* (4 вида), *Nudopollis* (1 вид), *Orbiculapollis*, *Conclavipollis*, *Extratrilporopollenites*. Отмечена пыльца группы *Aquilapollenites* (3 вида), *Triporopollenites* (2 вида), *Symplocacites* (2 вида), *Wodehouseia* (1 вид). Пыльцевые зерна, определенные по генетической системе, относятся к семействам *Myricaceae* (*Myrica*, *Comptonia*), *Fagaceae* (*Quercus*, *Castanea*), *Myrtaceae*, *Platanaceae*, *Hamamelidaceae*.

Голосемянные составляют 33%, они представлены семейством *Pinaceae* (16%) (*Picea*, *Pinus aralica* Bolch., *Cedrus pachyderma* Sauer) и семейством *Taxodiaceae* (15,7%). Среди спор преобладают мхи *Sphagnum* (4 вида) и плауны семейств *Lycopodiaceae*, *Selaginellaceae*. Присутствуют споры *Nephrolepis* (2 вида), *Dryopteris* (1 вид), *Cingulatisporites*. Единично отмечены представители семейств *Gleicheniaceae*, *Schizaeaceae* (*Pelletieria*, *Lygodium*), *Osmundaceae*. Особенностью является присутствие водных форм *Azolla*, *Deflandrea*, *Riccia* (определения И.С. Эдигер).

*Цитируется по III тому избранных трудов А.Н. Криштофовича. М.-Л., 1966.

Наиболее характерной чертой полученного комплекса, позволяющей отнести его к верхнему сенону, является большое видовое разнообразие пыльцы покрытосемянных растений, принадлежащей к стемме *Nonnarpolles* и группам *Aquilapollenites*, *Triprojectus*, *Symplocacites*. Сенонский возраст глин с мак-клинтокиями был установлен А.Н. Криштофовичем на основании сопоставления содержащихся в нем отпечатков растений с комплексами Дальнего Востока (цагаанская свита). Подтверждением правильности датировки глин явилась и находка аналогичной флоры (по составу несколько беднее лозьвинской) на р. Лемве, сенонский возраст которой устанавливался по определениям морской фауны (Криштофович, 1933). К этому же выводу пришла Т.Н. Байковская (1956).

На основании анализа спорово-пыльцевых комплексов И.М. Покровская считала флороносные глины с р. Лозьвы палеогеновыми, указывая на большое количество в спектрах пыльцы *Taxodium* (до 34%), значительное участие пыльцевых зерен *Carua* (до 7,9%) и присутствие *Acer*, *Alnus*. (Покровская, 1947). Как уже указывалось, наши исследования показали отсутствие расхождений в датировке глин из обнажения с мак-клинтокиями между определениями макромерных флористических остатков и комплекса спор и пыльцы. Зерна пыльцы, противоречащие меловому возрасту породы, в комплексе отсутствуют, за исключением единичных зерен *Alnus*. Обилие пыльцы семейства таксодиевых, по указанию ряда авторов, характерно для верхнемеловых комплексов (Бондаренко, 1969; Григорьева, 1969).

Что касается более точной датировки спорово-пыльцевых комплексов, то для кварцево-глауконитовых песчаников из Серовско-Ивдельского района и глин с р. Лозьвы, по-видимому, можно принять мнение Л.Е. Штеренберга о маастрихтско-кампанском возрасте, главным образом на основании их стратиграфического положения. Похожие комплексы были выделены нами из пачки кварцево-глауконитовых песчаников в обнажении по р. Ляле, у с. Караул, аналогичных описанным в Серовско-Ивдельском районе, а также другими авторами — из прибрежно-морских отложений маастрихтско-кампанского морского бассейна в районах Свердловской и Челябинской областей.

Автором и И.С. Эдигер было высказано предположение о более древнем возрасте сенонских комплексов из центральной полосы Урала, описанных выше, по сравнению с комплексами из прибрежных песчаников Серовско-Ивдельского района (Папулов, Эдигер, 1971). Однако этот более древний облик может быть кажущимся, и различие в составе комплексов происходит за счет неодинакового фациально-географического положения изученных местонахождений.

В литературе по стратиграфии мезозойских отложений Урала известны указания на находки флоры юрского и позднемелового возраста в глубоких горизонтах платиноносных россыпей Висимского района, на западном склоне Среднего Урала (Яншин, 1944, Шукина, 1946). Эти сведения исходят от рукописного отчета А.И. Александрова, проводившего в 1938 г. разведочные работы на месторождениях Александровский Лог и Новый Лог и определявшего геологический возраст нижних пластов платиноносных образований на основании сопоставления с юрскими золотоносными отложениями Серовско-Ивдельского района (восточный склон Северного Урала).

Растительные остатки, находимые в глинах, залегающих выше этих предположительно юрских отложений, условно считались меловыми (позднемеловыми). Позднейшие определения этих остатков, выполненные П.И. Дорофеевым, установили их олигоценовый возраст. Это недоразумение было разъяснено в монографии Е.Н. Щукиной (1959, сноски на стр. 24, 55).

Нами в 1970 г. было проведено опробование отвалов разведочных шахт Нового Лога и Александровского Лога для спорово-пыльцевого анализа. А.И. Александровым любезно были указаны отвалы наиболее глубоких горизонтов шахт с углистыми глинами, предположительно отнесенными в 1938 г. к мезозою. Спорово-пыльцевым анализом проб, выполненным И.С. Эдигер, не установлено спектров, более древних, чем средне-верхнеолигоценовые. Олигоценовые комплексы миоспор были определены и из слоев толщи, залегающей непосредственно на породах палеозоя по керну скважин, пробуренных в этом районе.

Глава IV

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ УРАЛА В МЕЛОВОМ ПЕРИОДЕ

Реконструкция геологического прошлого Земли или какой-либо ее части, отдельного региона, является конечным результатом изучения вещественного состава горных пород, образовавшихся в рассматриваемый отрезок геологического времени. За последнее время с успехом для решения вопросов палеотектоники стал применяться анализ мощностей и объемов терригенных толщ как для определения величины и скорости погружения зоны аккумуляции, так и для определения палеорельефа и характера колебательных движений в зоне размыва.

Автором предпринята попытка реконструкции геологической жизни рассматриваемого региона как традиционными методами анализа отложений мелового возраста и заключенных в них органических остатков, так и методом подсчета мощностей и объемов терригенных осадков, снесенных с Уральского эпигерцинского сооружения. Материалы по этим подсчетам вынесены в особый раздел, хотя результаты данных анализа мощностей и объемов терригенных осадков частично использованы и в настоящей главе.

Изменения палеогеографии региона в течение мелового периода представлены на 10 поярусных картах, прилагаемых к настоящей работе (прилож. 20-29).

К началу мелового периода Урал представлял собой эпигерцинскую платформу, соединившую в результате закончившихся в триасе горообразовательных движений Восточно-Европейскую (Русскую) платформу и Западно-Сибирскую плиту. Это соединение не было одинаковым на западе и востоке. Соединение с Русской платформой было достаточно прочным; Урал в результате инверсии геосинклинали и заполнения Предгорного (Предуральского) прогиба в конце палеозоя — начале мезозоя к началу мелового периода по существу в геоморфологическом отношении являлся восточной окраиной Русской платформы. Иные взаимоотношения наблюдались между Уралом и Западно-Сибирской плитой; здесь соединение не было столь прочным. Начиная с ранней юры в северной части Западно-Сибирской плиты, а позднее в более южных ее окраинных частях, на границе с Уральским эпигерцинским сооружением, плита испытывает погружение, сопровождающееся аккумуляцией осадков, с суммарной мощностью, за время мелового периода достигающей 2000 м. В это же время Уральская эпигерцинская платформа, жестко причлененная к Русской платформе, остается стабильной или в некоторые этапы своего существования испытывает подъем.

Прогибание приуральской части Западно-Сибирской плиты было в различные отрезки времени мелового периода неодинаковым, наибольшая его амплитуда приходится на конец раннего мела. Во все время прогибания Западно-Сибирской плиты Уральское горное сооружение являлось поставщиком терригенного материала, заполнявшего прогиб.

При реконструкции суши мезозойского Урала важное значение имеет изучение древних кор выветривания и решение вопросов палеогеоморфологии. По этим проблемам много сделано школой уральских геологов под руководством А.П. Сигова. Автор настоящей работы не проводил специальных исследований по вопросам кооробразования и палеогеоморфологии и поэтому при построении палеогеографических карт использовал сведения по корам выветривания мелового возраста и не-

которым элементам палеорельефа из опубликованных работ А.П. Сигова, М.Н. Дегтевой, Л.А. Гузовского, Л.Е. Стороженко, В.С. Шуба.

Автором приняты положения об отдельных основных этапах корообразования на фоне его непрерывности и о синхронности образования кор выветривания, их размыва и накопления за счет размываемых кор выветривания, коррелятных последним, осадков в зоне аккумуляции. Эти положения разработаны школой А.П.Сигова, а также изложены в обстоятельной монографии П.Ф. Ли и В.С. Певзнера (Ли, Певзнер, 1968).

Автором предпринята попытка схематично показать распространение флористических ассоциаций на суше мелового Палеоурала главным образом на основании палинологических материалов. Для этой цели был произведен подсчет процентного содержания пыльцы и спор в усредненных комплексах для каждого яруса, с учетом возможного разноса зерен миоспор на различные расстояния в зависимости от их морфологических особенностей. Выделение групп ископаемой палинофлоры произведено по принципу, предложенному группой сибирских исследователей (Гольберт и др., 1968).

Для карты сеноманского века кроме палинологических материалов были учтены находки крупномерных растительных остатков, принадлежащих главным образом к флоре широколиственных лесов с преобладанием платановых. На карте маастрихтского века данные по распределению флоры не показаны ввиду скудности палинологических спектров в осадках этого возраста.

При составлении палеогеографических карт для всех веков мелового периода за основу были приняты карты для Среднего Урала, составленные Г.Н. Папуловым и Л.А. Умовой, опубликованные лишь частично (Papulov, 1964), а также карты, составленные Л.А. Умовой, изданные в 1968 г. под редакцией Г.Н. Папулова (Умова и др., 1968). В приполярной части Зауралья для составления карт были использованы опубликованные данные С.Г. Галеркиной (1963). Карты для Полярного Предуралья составлены по материалам публикации В.И. Белкина и Г.Н. Папулова (1972). Рисовка палеогеографической обстановки в прилегающей к изученному региону части Русской платформы взята из монографии И.Г. Сазоновой (Сазонова, Сазонов, 1967) и частично из Атласа литолого-палеогеографических карт СССР под редакцией А.П. Виноградова (Атлас..., 1968).

Берриаский и валанжинский века

Начало периода не ознаменовалось перестройкой палеогеографической ситуации в пределах Уральского сооружения и прилегающих территорий. Вся обстановка в этом регионе в берриаском и валанжинском веках продолжала в общих чертах сохраняться такой же, какой она была в конце юрского периода. По обе стороны Уральского хребта, в северной части Западно-Сибирской плиты и на территории Печорской синеклизы, находилось море, трансгрессировавшее сюда с севера в самом конце средней юры или в начале поздней.

Суша Уральского хребта представляла невысокую холмистую равнину, которая в средней его части обрамлялась с запада и востока низменными аккумулятивными равнинами. Она прорезалась речными долинами, преимущественно субмеридионального направления. Заложенные в более ранние века мезозоя, эти долины, по-видимому, продолжали существовать в течение всего мелового периода. Эрозионная деятельность в разных депрессиях проявлялась с неодинаковой силой в различные века мелового периода. Приблизительно на широте г. Троицка, по данным А.П. Сигова и В.С. Шуба, простирался водораздел между системами водотоков бассейнов северных морей и моря Русской платформы (Сигов, 1969а). Основное направление сноса с Палеоурала было, по-видимому, северо-восточным, главная часть терригенного материала при этом поступала в бассейны Западно-Сибирской плиты.

В начале мелового периода продолжалась трансгрессия бореального моря в западной части Западно-Сибирской плиты; эпиконтинентальный бассейн, образовавшийся в результате этой трансгрессии, распространялся на юг до широты Тюме-

ни. Западный его берег простирался приблизительно по линии Салехард — бассейн р. Хулги — р. Манья — устье Пелыма — Тугулым. В северной части Урала трансгрессия берриасского и валанжинского морей продвинулась в пределы восточного склона хребта, морские отложения этого возраста известны в районе р. Северной Сосьвы, до устья ее левого притока р. Маньи (прилож. 20).

Анализ физико-географического характера этого бассейна дан в недавно изданной монографии "Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене" (Гольберт и др., 1968). Авторы этой работы справедливо отмечают мелководность Приуральской части Западно-Сибирского бассейна с соленостью вод, близкой к нормальной, на что указывает развитие стеногалиновой фауны, в том числе аммонитов и белемнитов. В северной части бассейна происходило образование осадков терригенно-глауконитовой формации, приведшее к накоплению своеобразных железных руд с большим количеством лептохлоритов (Умова, 1959; Гольберт, 1968; Папулов, Умова, 1972). Накопление в породах терригенно-глауконитовой формации аутигенных минералов железа свидетельствует о поступлении с континента значительных масс растворенного железа, глинозема и других компонентов.

В южной половине Зауралья формируются отложения, не содержащие в заметном количестве глауконит и силикаты железа; А.В. Гольберт выделяет их в терригенно-известково-мезомиктовую субформацию. Различие в образовании этих двух субформаций А.В. Гольберт объясняет различием климатической обстановки, имевшей место в области прилегающей суши, являвшейся источником материала для осадкообразования Зауральской части бассейна. Это заключение подтверждается установлением для территории Урала в позднеюрско-валанжинское время субширотных зон с различными физико-географическими обстановками. В районах пелагиали происходит образование формации черных битуминозных сланцев, характерных для отложений туглеймской свиты берриаса.

Глубины берриас-валанжинского бассейна Западной Сибири вряд ли превышали 400 м. Для северных районов Зауралья на это указывают глауконит и лептохлориты, образования которых в современных морях не происходит на глубинах, превышающих 150-200 м. За это же говорят ростры белемнитов, в большом количестве находимых в обнажениях нижнемеловых отложений бассейна р. Северной Сосьвы; они также известны и из керна скважин, расположенных в удаленной от берега зоне моря (Уватская и Леушинская скважины). По данным В.Н. Сакса и Т.И. Нальняевой (1964, 1966), позднеюрские и раннемеловые белемниты бо-реальных районов Евразии имели массивные, короткие ростры и вели придонный образ жизни; однако еще О.Абелем было обращено внимание на то, что чернильный мешок, имевшийся у мезозойских белемнитов, мог иметь значение только в случае обитания животных в освещенной зоне моря, во всяком случае не превышавшей глубину 200 м.

Не на большей глубине образовывалась и формация глинисто-битуминозных сланцев с фауной *Paracraspedites* (Леушинская скважина). Для известной ранне-волжской битуминозно-сланцевой формации Поволжья, имеющей много сходных черт с отложениями туглеймской свиты Зауралья, Н.Т. Сазонов вслед за Н.М. Страховым глубину моря определяет порядка 100 м.

Единичные определения палеотемпературы по данным радиоизотопного метода известны из публикаций Д.П. Найдина (Найдин, 1965б; Найдин и др., 1964), Р.В. Тейс, Д.П. Найдина и И.К. Задорожного (1969); они также известны из данных Т.С. Берлина и А.В. Хабакова (1966, 1968 а,б; Берлин и др., 1966), по соотношению Са/Mg. В обоих случаях для измерений использовались ростры белемнитов. Для берриасских отложений бассейна р. Северной Сосьвы приводится среднегодовая температура 15,7°; для нижнего валанжина бассейна р. Печоры она составляет 14,9° (радиоизотопный метод) и 13,5° (по соотношению Са/Mg; из этого же района для поздневаланжинского времени по соотношению Са/Mg получена температура 14,0°).

По-видимому, эти температуры близки к действительно существовавшим; современные дибранхиаты (к которым относятся белемниты) сравнительно теплолюбивы, их яйца могут развиваться при температуре воды около 10-20° (Аки-

мушкин, 1963); об относительно высокой температуре воды раннемелового бассейна Зауралья говорит и находка кости водного ящера в керне Леушинской скважины. Однако, оценивая в общем относительно высокую температуру вод раннемелового моря Зауралья, следует иметь в виду, что этот регион находился в более умеренной зоне по сравнению с морями Русской платформы и тем более центральной Европы. На это указывает В.А. Густомесов, отнесший районы с преимущественным распространением белемнитов, принадлежащих к родам *Pachyteuthis* и *Cylindroteuthis*, к наиболее холодноводной зоне из выделяемых им в отложениях верхней юры четырех зон (Густомесов, 1961).

Нахождение районов, занятых Зауральским морем, в более высоких широтах сравнительно с Русской платформой и Западной Европой не противоречит данным палеомагнитологии о нахождении северного полюса в начале мела в восточной части Арктического океана.

Несколько пониженные цифры температур моря Печорской синеклизы, получаемые по данным палеотемпературного анализа, объясняются большим влиянием на этот бассейн вод мелового Арктического океана и указывает на затрудненность в это время обмена вод Печорского бассейна с водами моря юга Русской платформы. Видимо, влиянием относительно холодных вод Арктического океана, а не наличием больших глубин, как это предполагает А.В. Гольберт, объясняется нахождение в верхнеюрских и валанжинских отложениях Западной Сибири скелетов радиолярий.

Отсутствие континентальных отложений, достоверно датированных берриасом и валанжином, затрудняет восстановление палеогеографической обстановки на территории Урала, однако неизменность структурного плана развития региона на границе юрского и мелового периодов позволяет со значительной долей уверенности распространять условия, существовавшие здесь в поздней юре, и на начало мела. Единые условия возникновения палеоландшафтов поздней юры и валанжина принимают и исследователи ископаемой флоры (Грязева, Мчедлишвили, 1971). Указания на состав растительности, покрывавшей Урал, дают спектры спор и пыльцы, содержащиеся в валанжинских отложениях Зауралья.

На основании анализа литологии отложений, нескольких находок крупномерных остатков растений и многочисленных палинологических спектров удалось установить, что среди верхнеюрских отложений Урала имеются два типа образований.

К первому типу относятся сероцветные углистые глины, сменяющиеся в верхней части красноцветными образованиями, с палинологическим комплексом, обогащенным пылью формального рода *Classopollis* и крупномерными растительными остатками, принадлежащими главным образом голосемянным растениям; эти отложения распространены в южной половине Урала.

Ко второму типу относятся серые или белые глины, в том числе огнеупорные, обогащенные лигнитизированными растительными остатками, с углистыми про- слоями, лишенные признаков красноцветности; спорово-пыльцевой комплекс характеризуется преобладанием спор папоротников *Coniopteris*, *Dicksonia*, а также пылью предковых форм ели. Среди листовых отпечатков преобладают папоротники и гинкговые. Этот тип отложений развит в северной половине региона.

Указанные два типа континентальных отложений, по-видимому, запечатлели наблюдавшуюся в поздней юре климатическую зональность с умеренно-жарким и влажным климатом для северных районов региона и с признаками аридности для южных. Граница между этими зонами, имевшими субдиагональное простирание, располагалась в северной части Среднего Урала, приблизительно по 59-й параллели (Папулов, Мартынова, 1970; Грязева, Мчедлишвили, 1971). Пыльца *Classopollis* как показатель ксерофитности отмечается многими исследователями мезозойских отложений (Вахрамеев и др., 1970; Котова, 1965; Lorch, 1963; Srivastava, 1963; Venkatram, 1953 и др.). Гинкговые и представители папоротников являются доминантами в флоре мезофита влажных субтропиков.

Как уже указывалось, можно предположить, что физико-географические условия, господствовавшие на территории Урала в поздней юре, не изменились сколько-нибудь существенно в начале мела. Это подтверждается одинаковым характером

терригенных компонентов в морских отложениях конца юры — начале мела, накопление которых обусловлено сносом с Урала.

Спорово-пыльцевые комплексы прибрежных осадков валанжинского моря в значительной мере сходны с комплексами континентальных отложений верхней юры Урала. Здесь содержится значительное количество спор глейхений, составлявших уже существенную часть спектров верхней юры северной зоны Урала; новым элементом в этой флоре, получившей дальнейшее развитие в готерив-барремских комплексах тыншинской свиты Урала, является увеличение количества спор скихейных. Некоторым указанием на сохранившуюся в начале мелового периода климатическую зональность является увеличение количества зерен пыльцы *Classopollis* в южных районах Западно-Сибирской низменности.

Таким образом, в начале мелового периода, в берриасский и валанжинский века, Урал, как и в конце юры, находился в зоне теплого субтропического климата, в северной половине гумидного, в южных районах сохранявшего черты аридности. Континентальные образования этого времени, вероятно, отлагавшиеся в депрессионных зонах и в долинах рек, следы деятельности которых мы видим в терригенных отложениях прибрежных районов валанжинского моря, были уничтожены при денудации Уральского горного сооружения во время поднятий, охвативших следующие века мелового периода. Фрагментами образований семиаридной области валанжинского возраста, сохранившимися от денудации в грабенообразных впадинах на восточном склоне Южного Урала, являются своеобразные грубо-обломочные образования, описанные Л.А. Умовой и В.П. Шатровым (1968).

Континент кое-где был покрыт раннемезозойской корой выветривания, в значительной степени уничтоженной эрозией, а влажный, субтропический климат, господствовавший в начале мелового периода на северной половине Урала, был благоприятным для образования новых кор.

На низменных прибрежных равнинах располагались заросли, состоявшие преимущественно из папоротников, а более возвышенные и удаленные от побережья холмистые равнины находились в зоне хвойных лесов, в которых доминировали подокарповые, араукариевые и древние хвойные. В северной части региона встречались представители семейств сосновых, подзамитовых, а южнее гингковых. Бенетитовые и цикадовые отмечаются повсеместно в небольших количествах.

Готеривский и барремский века

В начале готеривского века палеогеографическая обстановка в пределах рассматриваемого региона не претерпела сколько-нибудь значительных изменений по сравнению с предыдущим валанжинским веком (прилож. 21). Во всех частях региона продолжали образовываться осадки, отличающиеся от верхневаланжинских только по изменению состава фауны.

В бассейне р. Северной Сосьвы продолжает накапливаться толща песчаных алевролитов с фауной аммонитов и белемнитов. На территории Зауралья образующиеся глинистые породы не разнятся от осадков верхнего валанжина и объединены с ними в одну алясовскую свиту, а в Тюменском районе — в ахскую свиту. Не отличается от валанжинских тип отложений, образовавшихся в раннем готериве в Печорской синеклизе. Не изменилась существенно и конфигурация морских бассейнов, располагавшихся по восточную и западную стороны от северной оконечности Урала. Имеющееся определение палеотемпературы по нижнеготеривскому белемниту дает $16,2^{\circ}$ (по соотношению $O18/O16$).

Несколько изменяется характер суши. По-видимому, происходит некоторое омоложение рельефа, вызванное усилением тектонической активности. Низменные равнины, окаймляющие континент неширокими полосами вдоль побережья, в глубь суши переходят в холмистые равнины, а в центральной ее части — в возвышенные равнины. И.Д. Полякова предполагает, что Палеоурал в готерив-барремское время мог иметь высоту 200–500 м. Вместе с тем на континенте начинается образование молодой, позднемезозойской, коры выветривания. Поднятие Палеоурала вызывает усиленную эрозионную деятельность, и в морские бассейны, глав-

ным образом в Западно-Сибирское море, сносится значительное количество терригенного материала.

Во второй половине готеривского века в разрезах Северного Зауралья появляются признаки обмеления и опреснения морского бассейна. В обнажениях приоттоков р. Северной Сосьвы алевриты сменяются песчаниками, фауна стеногалиновых организмов (аммониты и белемниты) становится все более редкой, а затем исчезает, на смену ей появляются остракоды вельдского облика, характерные для водоемов с солевым режимом, отличающимся от нормального. Наконец, в песчаниках начинают встречаться куски фоссилизированной древесины и прослой угля. Постепенно осадки опресненного водного бассейна сменяются континентальными отложениями северососьвинской свиты.

Тот же процесс исчезновения вверх по разрезу признаков генезиса осадков открытого морского бассейна наблюдается и в отложениях Среднего Зауралья, в леушинской и ахской свитах. Если в верхах алясовской свиты довольно многочисленны находки раковин *Speetoniceras* и присутствует комплекс фораминифер с *Trochammina gyroidiniformis*, то в леушинской свите встречаются только редкие раковины агглютинирующих фораминифер, споры и пыльца. В более южных частях Зауралья, в Тюменском районе, в верхнеготеривских отложениях появляются цитрены, обитатели солоноватоводных бассейнов.

Все эти признаки отложений солоновато-водного бассейна (или серии сообществ) еще более отчетливо выступают в образованиях, отнесенных к барремскому ярусу — верхней части леушинской свиты, почти всей карбанской свите (прилож. 22). В этой части разреза органические остатки представлены почти исключительно растительным лигнитизированным детритом и спектрами спор и пыльцы. Справедливым является замечание В.Н. Сакса, что "к началу барремского века нормальный морской режим на территории низменности исчезает. По-видимому, здесь образуется обширный мелководный бассейн с сильно отклоняющейся от нормальной, судя по отсутствию морской фауны, соленостью" (Сакс, 1961а, стр. 15).

С толщами, лишенными морской фауны, исследователь встречается в разрезе меловых отложений Зауралья неоднократно, и нет основания в подавляющем большинстве случаев считать эти толщи все же образованиями морскими или "прибрежно-морскими", как это делает ряд геологов, изучавших мезозой Западной Сибири. Полное отсутствие в толще пород морского генезиса остатков морской фауны, по убеждению автора, не находит объяснения. В формациях, характеризующих морские осадки, всегда присутствуют те или иные следы фауны, населявшей бассейн, где образовалась данная формация. И в случае отсутствия таких следов, нет основания предполагать, что эти осадки образовались в морской среде. Автор считает совершенно справедливым замечание Д.В. Наливкина (1960), что не может быть морских отложений без морской фауны.

Барремская часть леушинской свиты сложена преимущественно слюдистыми алевритами, содержащими значительное количество полевых шпатов, что указывает на размыв свежих, не затронутых длительным выветриванием пород области денудации, какой являлся Урал. В отличие от северной половины Зауралья в южной его части отложения барремского яруса представлены существенно красноцветными породами: глиной сургучно-красной или буровато-красной карбонатной (известковистой или магнезиальной), реже песчаником с плохо сортированными, кремнистыми зернами. Глинистый минерал — каолинит. Встречаются прослой конгломератов и гравелитов. Наиболее полно эти отложения представлены в Туринской скважине и Тюменском районе, где толща получила название карбанской свиты.

В районах восточного склона Южного Урала они выполняют узкие грабеновидные депрессии. Как в Туринской скважине, так и в Южно-Уральских депрессиях красноцветные отложения не подстилаются датированными образованиями готерива и валанжина и, возможно, что их накопление началось в готериве или даже в самом начале мелового периода, так как возраст подстилающих пород определяется поздней юрой. Для пород этой толщи предложено название терригенно-мезомиктовой пестроцветной формации, которая могла образоваться в условиях

довольно быстрого погружения плиты и энергичных колебательных движений, обусловивших размыв и переотложение красноземных кор выветривания, продуктами которых эти отложения в значительной мере и являются (Гольберт и др., 1968).

Если считать, что присутствие красноцветных пород в разрезах Зауралья является признаком черт аридности в климате области сноса (в данном случае Урала), то следует признать, что северная граница этой зоны практически осталась неизменной со времени поздней юры. Как и для верхнеюрских отложений, наиболее северные разрезы с признаками красноцветности в отложениях неокомского возраста располагаются вблизи 59° с.ш. (скважины Кузнецовская 1-Р, Нихвор-2).

Континентальные отложения готерива или баррема, датируемые палеонтологически (комплексами спор и пыльцы), известны главным образом в северной половине Урала. Это сероцветные песчано-глинистые образования тыньинской свиты, относимые к угленосной формации. На Приполярном Урале, в бассейне р. Северной Сосьвы, с этими готерив-барремскими сероцветными континентальными образованиями может быть сопоставлена нижняя часть отложений северососьвинской свиты.

Спорово-пыльцевые комплексы готерив-барремских отложений тыньинской свиты характеризуются дальнейшим расцветом семейства глейхениевых, представленного здесь большим количеством видов и появившегося в северных районах Урала еще в поздней юре. Весьма характерным именно для образований этого возраста является присутствие значительного количества спор семейства схизейных с разнообразием видов рода *Lygodium*. При общем преобладании спор папоротников (с небольшой примесью спор селягенелл и мхов) значительный процент в комплексах составляет пыльца главным образом хвойных растений, предковых форм сосен и елей и пыльца проблематичного характера — *Eucommiidites minor* Groot et Penni (*Protoquercus agdjakendensis* Bolch.).

Отложения тыньинской свиты распространены только в депрессиях, имеющих или карстовое происхождение, или приуроченных к понижениям в рельефе, по-видимому, к древним речным долинам, расположение которых контролировалось в свою очередь структурно-тектоническими факторами. Северный аналог верхов тыньинской свиты — северососьвинская свита — имеет площадное распространение, и формирование ее происходило в условиях аллювиальных равнин.

Реконструкция фитоценозов времени образования тыньинской свиты на северной половине Урала позволяет предполагать развитие здесь теплого (субтропического) влажного климата, благоприятствовавшего расцвету споровых растений. Постоянная примесь в комплексах тыньинской свиты пыльцы хвойных, а также значительный процент этой пыльцы в комплексах субэвальных отложений готерива и баррема Зауралья позволяют допускать предположение об аллохтонном характере этой пыльцы. Действительно, пыльца семейства сосновых, преобладающая в комплексах, благодаря наличию воздушных мешков разносится далеко от места произрастания продуцентов. Весьма вероятно, что споровые растения — глейхении, схизейные и пр. — росли в увлажненной прибрежной зоне или в долинах рек. В более отдаленных от водоемов районах центральной зоны Урала ощущалось влияние более засушливого пояса Южного Урала. Здесь на водораздельных поднятиях росли менее требовательные к увлажнению хвойные леса.

Граница между двумя палеоклиматическими зонами субтропического климата — гумидной на севере и семигумидной на юге, не могла быть резкой и находилась во все время образования отложений тыньинской, карбанской и киялинской свит на одной широте. Зона аридизации в отдельные отрезки времени то продвигалась к северу, то отступала в южном направлении. Следы такого продвижения зоны аридизации к северу являются прослой красноцветных пород в разрезах Кузнецовской и Нихворской скважин. Прослой углистой глины в скважинах района Каменск-Уральского и водораздела рек Миасса и Уя отмечают моменты продвижения гумидной зоны к югу или оазисы влаголюбивой растительности в более ксерофитной зоне и обязаны близости какого-то местного водоема.

Континентальный режим устанавливается в барремском веке и в районе Печорской синеклизы, где море сменяется низменной равниной, лишь иногда заливаемой морем.

Несмотря на то что в барремский век море покинуло районы Зауралья, этот район по-прежнему остается базисом эрозии для возвышенной суши Урала. Если даже прогибание западной части Западно-Сибирской плиты в барреме было не столь значительным, как в готеривское время, относительное превышение района, поставившего терригенный материал, каким являлся Урал, над зоной его аккумуляции — западной частью Западно-Сибирской плиты — стало больше, чем в предыдущие века, что может объясняться новым подъемом Уральской складчатой области. Увеличение энергии рельефа вызывает появление в основании разрезов западной зоны Зауралья прослоев конгломератов и гравелитов. Указанием на возобновление в некоем подвижек верхней части земной коры по разломам, заложившимся еще в средне-позднеюрское время, является появление грубообломочных пород в грабенах Южного Зауралья.

В течение баррема Палеоурал подвергается усиленному размыву и параллельно с процессом уменьшения размера площади, покрытой морем, идет процесс нивелировки рельефа. На суше продолжает образовываться, одновременно разрушаясь, позднемезозойская кора выветривания. Господствующее направление сноса материала, так же как и в предыдущем веке, остается северо-восточным, обломочный материал с Урала поступает в основном в районы Западно-Сибирской плиты. Однако какое-то количество его поступает в море южной части Русской платформы, а также аккумулируется на низменных равнинах Печорской синеклизы.

За счет местного сноса образуются отложения в Магнитогорском синклиории и в грабенах Южного Зауралья.

Аптский и альбский века

Аптский век начался в северной половине Зауралья образованием кошайской свиты, обусловленным кратковременным проникновением в Зауральскую депрессионную зону вод бореального моря (прилож. 23). Морской характер осадков подтверждается выдержанным глинистым составом свиты на большом протяжении при сравнительно малой мощности, а также нахождением комплекса фораминифер в керне Березовской скважины. Важным является нахождение фораминифер с известковистой раковинной и особенно планктонных форм. Сходство комплекса с описанным Е. Таппан из аптских отложений Аляски является дополнительной аргументацией в пользу предположения о возникновении свободного сообщения Западно-Сибирского бассейна с Арктическим океаном.

Этот раннеаптский залив Арктического океана распространялся только на северную половину Зауралья. Кошайская свита, наиболее хорошо выделяющаяся в скважинах Березовского, Леушинского, Тавдинского и Шаймского районов Зауралья, отсутствует в скважинах Тобольского и Тюменского районов. Не выделяется она и в более восточных разрезах среднего течения Иртыша (Уватские скважины) и Широкого Приобья (Сургут, Александровск и др.).

На основную часть аптского времени приходится образование на территории Зауралья существенно песчанистой и алевитистой викуловской свиты, а на территории восточного склона Урала — синарской свиты — каолиновых и углистых глин и глин бокситоносной формации в верхней части. Отложения викуловской свиты по практически полному отсутствию морской фауны, песчанистому составу, насыщенности растительными остатками вплоть до образования тонких прослоек угля указывают на континентальный ее характер. Можно согласиться с характеристикой ландшафта Западно-Сибирской низменности в аптское время, имеющейся в монографии группы сибирских геологов: "В апт-альбское время существовал ландшафт низменной денудационной равнины, покрытой хвойным лесом с очень небольшой примесью реликтов юрской флоры — гинкговых. В пониженных участках — в долинах рек и по берегам водоемов — состав растительности был, видимо, более разнообразным" (Гольберт и др., 1968, стр. 121).

Находки единичных фораминифер в некоторых разрезах Зауралья дают основания предполагать, что в наиболее глубоких частях прогиба ко времени накопления викуловской свиты сохранились остаточные водоемы после окончания кошай-

ской трансгрессии, вряд ли, однако, даже кратковременно сообщавшиеся с открытым морем.

Начало морской трансгрессии бореального моря — время накопления ханты-мансийской свиты — достаточно точно датируется концом раннего или началом среднего альба. Образования свиты, представленные гидрослюдистыми глинами с тонкими прослоями известняка и алевролита кварцевого, с примесью зерен полевого шпата и глауконита, заключают фауну, свидетельствующую о морском генезисе свиты. Альбская трансгрессия на территории Зауралья отчетливо подразделяется на два этапа.

Первый этап, приблизительно совпадающий со среднеальбским временем, характеризуется господством обстановки открытого моря с фауной, включающей такие стеногалиновые формы, как головоногие и планктонные фораминиферы. Этот морской бассейн имел открытое сообщение с Арктическим океаном. К отложениям этого бассейна (зона *Ammobaculites fragmentarius*) относятся находки в ханты-мансийской свите аммонитов, почти всех раковин иноцерамов и, наконец, комплекса фораминифер с разнообразными представителями агглютинирующих корненожек и представителей планктона, таких, как *Globulina*, *Rectoglandulina*. Характерной особенностью комплекса является общность не только родовых, но и многих видовых форм с комплексами альба Аляски.

Этот бассейн занимал северную часть центральной зоны Западно-Сибирской плиты. Он распространялся южнее г. Тюмени, на западе доходил до меридиана г. Туринска, а в верховьях р. Северной Сосьвы — до меридиана с. Няксимволя (прилож. 24). В восточной части плиты морские осадки ханты-мансийской свиты сменяются континентальными отложениями покурской; покурская свита развита уже в районе Широкого Приобья.

Второй этап существования ханты-мансийского бассейна, наступивший в конце среднего — начале позднего альба, закончился или в самом конце альба, или в начале сеномана. В Зауралье в это время продолжает располагаться морской бассейн, но он несет ряд своеобразных черт по сравнению с предыдущим периодом своего существования. Отложения верхней части ханты-мансийской свиты (зона *Verneulinoides borealis asanoviensis*) более алевролитисты, в них нет прослоев известняка, в значительных количествах присутствует растительный детрит, остатки головоногих неизвестны, раковины иноцерамов встречаются редко, комплекс фораминифер хотя и обилен, но характеризуется резким преобладанием небольшого количества специализированных видов агглюнированных раковин. Все эти признаки указывают на утерю бассейном постоянного и открытого сообщения с Арктическим океаном и господство в нем условий ненормальной солености.

Море второй половины ханты-мансийского времени несколько расширило свои границы в южном и западном направлениях. Его отложения известны южнее широты г. Кургана и несколько западнее линии Ивдель — Ирбит — Шадринск — Шумиха. На востоке отложения с характерным комплексом фораминифер обнаружены в Болшереченской скважине (район г. Тары) Уватской и Ханты-Мансийской скважин (в нижнем течении р. Иртыш). Далее к востоку, в районах распространения покурской свиты, весь разрез верхов нижнего мела и низов верхнего представлен угленосными континентальными отложениями. Угленосные континентальные отложения так называемой долганской свиты установлены и в северо-восточной части Западно-Сибирской низменности.

Я не располагаю сведениями о непосредственных измерениях палеотемпературы альбского моря, однако есть основание полагать, что оно было более холодноводным, чем валанжинское и готеривское. В альбских отложениях отсутствуют белемниты и весьма редки находки раковин аммоноидей. Если во вторую половину века расселению головоногих могла препятствовать ненормальная (пониженная) соленость бассейна, то относительно зоны *Ammobaculites fragmentarius* этого сказать нельзя. Среди пластинчатожаберных неизвестны теплолюбивые остреи, но распространены иноцерамы, характерные для бассейнов сравнительно холодноводного пояса.

По-видимому, мы не знаем прибрежных осадков альбского моря, размытых в последующее время, характер осадков и распределения фауны позволяет думать,

что глубины его не отличались существенно на всей акватории; на это указывают одинаковый состав фауны и минералогический состав. Равномерное распределение глауконита определяет максимально возможную глубину бассейна порядка 200 м, однако в действительности она вряд ли превышала цифру в 100 м.

Если для морского бассейна конца раннего мела есть основание предполагать его несколько пониженную температуру по сравнению с предыдущими веками, то для континентальных отложений апт-альбского времени существуют показатели господства субтропического, гумидного климата. Л.Г. Маркова, сравнивая многочисленные спорово-пыльцевые комплексы апт-альба, описанные из различных частей Западно-Сибирской низменности и ее обрамления, отмечает их значительное сходство. Она связывает это с почти полным исчезновением пояса аридизации и установлением на всей территории низменности континентального режима (в апте и начале альба), что устраняло препятствия непосредственному обмену и нивелированию флор (Маркова, 1966).

Пониженная температура вод морского бассейна, омывавшего континент, с признаками субтропического климата объясняется наличием северного холодного течения, которое, по-видимому, существовало здесь в среднеальбском веке.

На территории Урала по времени образования кошайской, викуловской и ханты-мансийской свитам соответствуют синарская свита и, возможно, самая нижняя часть мысовской, а также алапаевская толща. Достаточно надежных оснований для разделения отложений аптского и альбского возраста нет, хотя отдельные попытки в этом направлении делаются.

Все породы синарской свиты и алапаевской толщи не имеют площадного распространения, а выполняют отдельные депрессии. Породы алапаевской толщи, грубообломочные конгломераты ("белики"), нигде в известных разрезах не залегают стратиграфически выше пород синарской свиты, но в ряде разрезов подстилают последние.

Приуроченность беликовых отложений почти исключительно к полосам развития карстующихся пород (известняков каменноугольного возраста) заставляет предполагать наличие связи между условиями образования толщи и ее пространственным распространением. По-видимому, конгломераты беликовой толщи заполнили карстовые впадины, образовавшиеся в нижнекаменноугольных известняках. Поверхность известняков, вскрытая в железорудных карьерах Алапаевского района (Поскотинские, 2-й Чехомовский, Зыряновский рудники), несет следы растворения, типичные для карстовых полостей. Однообразный состав галек конгломератов (окремненные известняки), их плохая сортировка и наличие крупных глыб позволяют предполагать, что материал поступал из близлежащих районов Урала, не подвергаясь длительной транспортировке. По-видимому, после поднятия сивелированного в предшествующие периоды герцинского сооружения развились карстовые процессы в приподнятых массивах нижнекаменноугольных известняков. Образовавшиеся при этом карстовые впадины заполнялись обломочным материалом, поступающим с разрушавшихся бортов депрессий. С повышением базиса эрозии в апте карстовый процесс затих и известняковые конгломераты были погребены под апт-альбским и верхнемеловыми континентальными и, позже, морскими осадками. Замещение в гальках конгломератов карбоната кремнием произошло позднее, путем воздействия подземных вод.

В понятие "синарская свита" после второго стратиграфического уральского совещания стали объединять все континентальные отложения верхов нижнего мела (апт-альбские) восточного склона Урала, включая сюда существенно каолиновые, огнеупорные глины белого, кремового и коричневого цвета, с прослоями черных сажистых глин (типа Троицко-Байновского месторождения); темно-серые глины в разной степени песчанистые, с большим количеством растительных остатков, часто углистые; пестроцветные и серые глины, бокситовые породы (аллиты), кварцевые пески и галечники.

Нет оснований придавать этим разновидностям отложений стратиграфическое значение, хотя, по-видимому, бокситы занимают более высокую часть разреза.

Характер распространения отложений синарской свиты, их петрографический состав и содержащиеся в свите палеонтологические остатки позволяют считать

отложения свиты осадками озер или пойменных и старичных участков речных террас, располагавшихся в восточной части Урала и приурочивавшихся к Восточно-Уральскому и Тагило-Магнитогорскому синклинориям. Западнее располагалась холмистая равнина, а центральная часть Палеоуральской суши в апте, по-видимому, имела еще большее превышение над базисом эрозии.

Значительное количество материала, снесенного с континента и аккумуляировавшегося в апт-альбское время в западной части Западно-Сибирской плиты, с одной стороны, и уменьшение размерности терригенного материала вверх по разрезу — с другой, позволяют предположить относительное усиление эрозионной деятельности, приведшее к концу альбского века к значительной нивелировке рельефа и образованию сравнительно выровненной поверхности континента. Реки имели направление субмеридиональное или диагональное по отношению к основному Уральскому простиранию. Накопление грубообломочного материала (типа "беликов") происходило в карстовых депрессиях.

Большая часть исследователей считает баррем-аптское время важным этапом корообразования, когда на всей территории Палеоурала образовывалась каолиновая (по данным А.П. Сигова — латеритная) кора выветривания. Уже в аптском веке началось разрушение этой молодой коры; особенно интенсивному размытию кора выветривания подверглась в альбе, когда значительная часть ее была снесена и послужила исходным материалом для формирования отложений синарской свиты и мощной глинисто-алевроитовой толщи ханты-мансийской свиты.

Сравнительно крупные депрессионные зоны, выполненные озерно-речными отложениями, известны во многих местах вдоль восточного склона современного Урала: Замарайская депрессия' расположена севернее г. Серова; впадина, выполненная озерными отложениями, располагается в нижнем течении р. Сосьвы, прослеживаясь к югу почти до нижнего течения р. Тагила; к востоку от г. Верхотурья намечается русловая субфация аптской реки, представленная кварцевыми разнотерристыми песками с гравием и редкими прослоями глины; депрессия, выполненная отложениями синарской свиты, включающими боксит, вскрыта большим количеством скважин в нижнем течении р. Мугай; депрессии, к которым приурочены известные месторождения огнеупорных глин, — Курьинское и Троицко-Байновское, расположены в бассейне р. Пышмы у курорта Курьи, и к югу, в окрестностях г. Богдановича.

На широте г. Каменска, на водоразделе рек Пышмы и Исети прослеживается субмеридиональная депрессия, известная под названием Черноскутовской; здесь, по данным П.И. Коротяевой, на светло-серых и серых глинах с растительными остатками и с гравием в основании залегает толща пестроцветных каолиновых глин, переходящих кверху в аллитовые глины с линзами и пластами боксита в своей верхней части. Главнейшие залежи бокситов приурочены к широтным долинам палеорек, впадавших в "Черноскутовское озеро", в центральной части которого отложения представлены только серыми глинами (Умова и др., 1968). Ряд эрозионных депрессий, выполненных отложениями синарской свиты, прослеживается южнее р. Миасс. Верховья их расположены на площади Зауральского поднятия, с которого снос материала происходил к северу и северо-востоку. Отложения представлены пестроцветными глинами с прослоями серых глин, часто с лигнитизированными растительными остатками. Среди пестроцветных глин наблюдаются маломощные прослои боксита.

Создается впечатление чрезвычайного однообразия в образованиях синарской свиты и, следовательно, палеоклимата Урала в конце раннего мела. Обращаясь к анализу палинологических определений из отложений синарской свиты, можно отметить, что здесь встречаются споро-пыльцевые комплексы двух типов: существенно-споровый (в основном состоящий из спор глейхениевых) и хвойно-споровый. Распределение этих двух типов комплексов в отложениях синарской свиты можно рассматривать или как проявление климатической зональности — споровый комплекс тяготеет к северной части региона, хвойно-споровый — к южной, или же они указывают на два различных стратиграфических горизонта — споровый комплекс, более древний (существенно аптский), и хвойно-споровый, более молодой (существенно альбский). Однако ни то, ни другое предположения не выдержали

строгой проверки. Оказалось, что споровые комплексы характерны для углистых темно-серых глин, спорово-хвойные, а иногда почти чисто хвойные комплексы получаются при анализе светло-окрашенных разностей глин и песков, бедных растительным детритом.

Это положение находит объяснение в анализе условий накопления обеих разностей пород в сравнительно небольших депрессиях. По заболоченным окраинам депрессий создавались благоприятные условия для развития обильной растительности влаголюбивых споровых растений (в первую очередь папоротников). В центральные части депрессии, в мелководные водоемы споры и пыльца попадали за счет приноса впадавшими речками, а в основном ветром. В этих условиях больше шансов попасть в осадок имела пыльца хвойных растений, снабженная воздушными мешками. Конечно, пыльца хвойных в равном количестве заносилась и в участки преобладания папоротников, но там она терялась среди отложившихся *in situ* спор. Этим объясняется количественная бедность хвойных комплексов синарской свиты. Комплексы же с преобладанием пыльцы хвойных растений из центральных частей водоемов, содержащие лишь несколько десятков зерен в пробе, обычно сбрасываются со счета и не принимаются во внимание при палинологической характеристике разреза. Это в свою очередь приводит к выводу о преобладании в районе "аптских" отложений и отсутствии или слабом развитии "альбских".

Однако некоторые указания на наличие климатической зональности по распределению типов пород синарской свиты и спорово-пыльцевых комплексов можно получить.

Бокситоносные пестроцветные глины, широко развитые в южной части Урала, севернее г. Каменска известны в ограниченном количестве пунктов: в районе Режа (лишь условно относящиеся к этой свите) и в Мугайском месторождении бокситов. Севернее образования синарской свиты представлены сероцветными песчано-глинистыми отложениями.

Следующим показателем наличия зональности является появление в апт-альбских комплексах пыльцы покрытосемянных растений. Уже давно было замечено, что пыльца покрытосемянных растений появляется в апт-альбских отложениях северного полушария раньше в низких широтах (Бойцова и др., 1960). В северных районах Сибири даже комплексы сеноманского возраста почти лишены представителей этой части спектров (Самылина, 1967).

По-видимому, несколько большая сухость климата, способствовавшая в начале расселения покрытосемянных их борьбе за существование с мезофитной растительностью, унаследованной с раннего мела, ощущалась в южных районах региона, примыкавших к семиаридной зоне Средней Азии. Наличие в комплексе "омоложающих" его зерен покрытосемянных растений невольно приводит палеофлористов (включая и палинологов) к заключению об альбском (среднеальбском) возрасте бокситов южной половины Урала и Тургайского прогиба (Вахрамеев, 1952) и аптском возрасте месторождений северной его половины (Сигов, 1969а; Ситникова, 1970; Ситникова, Эдигер, 1971).

Сеноманский век

Отложения сеноманского возраста представлены в рассматриваемом регионе двумя свитами: уватской — в Зауралье и мысовской — на восточном склоне Урала; последней соответствует в районе Тургайского прогиба шетиргизская свита.

Если условия образования мысовской (и шетиргизской) свиты не вызывают сомнений, то обстановка накопления толщи пород уватской свиты до сих пор не является достаточно ясной. Уватская свита распространена на территории Западно-Сибирской плиты в пределах, несколько меньших, чем площадь, занятая верхней подсвитой ханты-мансийской свиты. Широкое распространение свиты, выдержанность литологического состава пород, значительная ее мощность (в среднем свыше 100 м) позволяют некоторым исследователям мезозоя Западной Сибири предполагать морской генезис свиты (Ли, Равдоникас, 1960а,б; Ли и др.,

1960а,б). В качестве осадков моря трактуются отложения сеноманского возраста Западно-Сибирской плиты (уватская свита) и в Атласе литолого-палеогеографических карт (Атлас..., 1968). На карте сеноманского века этого атласа показано распространение мелководного моря ("мелкая часть шельфа"), открытого к северу, к Арктическому океану, на юге доходящего почти до широты г. Тобольска; с востока оно ограничено (в средней части) 72° в.д.; на запад наиболее широкое распространение моря показано в районе р. Северной Сосьвы, где граница его пересекает реку в среднем течении; к югу от этой точки изображено плавное выклинивание контура акватории.

Этот морской бассейн показан со всех сторон окруженным низменной прибрежной равниной, временами заливавшейся морем, суженной в части, примыкающей к Приполярному Уралу, расширяющейся к югу (приблизительно в контурах распространения уватской свиты) и имеющей наибольшую ширину в восточной части, в районе Широного Приобья.

Не вдаваясь в полный анализ всех образований Западно-Сибирской низменности, включенных в морские и прибрежно-морские отложения сеноманского возраста, отмечу, что разрезы уватской свиты, вскрытые опорными скважинами — Ханты-Мансийской и Уватской, расположенными в районе, где показано распространение мелкого моря, и Леушинской и Тюменской, помещенными в зоне развития прибрежно-морских отложений, ничем существенным не отличаются. В обоих случаях это пелитолиты (описываемые также как мелкозернистые алевролиты), тонко переслаивающиеся с аргиллитоподобной глиной. Породы содержат богатые спорово-пыльцевые комплексы и лишь единичные раковины фораминифер и скелеты радиолярий. Эти единичные раковины, как правило, имеют плохую сохранность и определяются только до рода.

Отнесение отложений, имеющих одинаковый литологический состав и палеонтологическую характеристику, в различные фациальные зоны лишено всякого основания. Следует отметить, что все указанные скважины изучались одним лицом и поэтому субъективизм при описании пород исключается (Ли, Равдоникас, 1960а,б; Ли и др., 1960а,б).

Отсутствие морских ископаемых в разрезе пород ставит под сомнение морской генезис толщи. Находки единичных раковин фораминифер можно объяснить переотложением; выживание наименее требовательных к постоянству солевого режима форм в остаточных опресненных водоемах возможно, но менее вероятно. В этом случае мы встречали бы не единичные раковины разных родов, а обильные танатоценозы, представленные ограниченным видовым составом. На переотложенный характер раковин фораминифер указывает находка в керне Тюменской скв. 1-Р в интервале 836,6—839,5 м раковины, определенной как *Globulina lacrima*, а в интервале 848,42—850,2 м — *Globigerina* sp. (Ли, Равдоникас, 1960а, стр. 200). Обе эти раковины принадлежат планктонным формам, характерным для открытого моря, причем первая из них является руководящей для неокома Западной Сибири.

Переотложение остатков фораминифер и радиолярий вполне можно представить, если учесть, что сеноманский век — время подъема Урала и усиления размыва его верхнего осадочного плаща. Отложения нижнего мела, представители фауны которого и находятся в породах уватской свиты, при подъеме окраинной части восточного склона Урала размывались стекавшими с него реками, и снесенный материал аккумуляровался в районе накопления уватской свиты на опускавшейся Западно-Сибирской плите.

Лишь кратковременное проникновение моря, возможно, происходило в сеноманском веке в северной части Зауралья, на что может указывать нахождение в керне Березовской скв. 1-Р слоя аргиллита с неопределимыми остатками раковин пелелипод и тонких прослоев алевролита с известковистым цементом. Следует помнить, что морские сеноманские осадки практически вообще неизвестны в Советском секторе Арктики, за исключением Земли Франца-Иосифа.

Хотя Западно-Сибирская плита в сеноманском веке находилась выше уровня моря, прогибание ее продолжалось и компенсировалось усиливающимся сносом материала с Урала, испытывавшего в сеномане новый этап поднятия. Прогибание Западно-Сибирской плиты при одновременном поднятии соседней Уральской плат-

форменной области привело к накоплению в Зауралье отложений уватской свиты мощностью до 250 м в условиях низменной аккумулятивной равнины.

Широкое распространение имеют и отложения континентальных пород мысовской свиты на восточном склоне Урала (прилож. 25). Они известны практически во всех депрессиях, где развиты и более древние апт-альбские образования синарской свиты, но кроме того, и во многих более мелких депрессиях, где они ложатся непосредственно на палеозойское ложе. Весьма вероятно, что более широкое распространение сеноманских отложений в депрессиях восточного склона Урала по сравнению с апт-альбскими объясняется сохранением последних лишь в наиболее глубоких понижениях при общей денудации Урала во время подъема его в сеноманском веке. Наблюдаемое на Среднем Урале двучленное деление мысовской свиты с псаммитовыми породами в нижней части и глинами в верхней показывает на увеличение энергии рельефа в начале века и постепенное его уменьшение во второй его половине. Для мысовской свиты характерны значительное количество песчаных пород, разнообразных по гранулометрическому составу, различная сортировка (преимущественно плохая и средняя), а также окатанность обломочного материала.

В отложениях свиты наблюдается повышенная железистость; именно к мысовской свите приурочены месторождения бобово-конгломератовидных железных руд - Ивановское и Серовское. Возможно, к мысовской свите следует относить и железистые бокситы Режевского месторождения, по сути дела являющиеся также бобово-конгломератовыми железными рудами, но с повышенным содержанием алюминия и хрома.

Это обогащение железом, по-видимому, следует связывать с размывом железистых кор выветривания, образовавшихся в предыдущие века раннего мела на основных и ультраосновных породах Урала. Связь с ультраосновными породами для бобово-конгломератовых руд сеномана (альб-сеномана) подчеркивается характерным для них повышенным содержанием никеля, кобальта и хрома (легированные железные руды).

В течение альба и сеномана кора выветривания раннемелового возраста была почти полностью уничтожена и размыву подверглись породы палеозойского фундамента, вследствие чего осадки уватской свиты, особенно в северной части Зауралья, содержат значительное количество неустойчивых минералов. Основное направление сноса материалов, как и в раннем мелу, было северо-восточным - в направлении низменных равнин Зауралья.

Реконструкция климатической обстановки сеноманского времени делается на основании анализа растительных остатков и спорово-пыльцевых комплексов. Авторы книги "Палеоландшафты Западной Сибири" полагают, что в сеноманский век в рассматриваемом регионе устанавливается гумидный, субтропический климат, в Зауралье развивался ландшафт низменной денудационной равнины "с влажным листовенно-хвойным лесом, с подлеском из папоротников" (Гольберг и др., 1963, стр. 122).

В.А. Вахрамеев считает, что в сеномане и туроне Уральская провинция (Сибирской палеофлористической области), куда входили Северный Казахстан, Южный и Средний Урал, располагалась в зоне умеренно-теплого, влажного климата. Пользовавшиеся распространением в это время платановые леса занимали, по данным этого автора, "широкие аллювиальные долины". Сравнительно высокий процент пыльцы хвойных растений и спор папоротников, по мнению В.А. Вахрамеева, не соответствует роли этих групп растений среди отпечатков в местонахождениях флористических остатков сеноманского возраста Уральской провинции. Это несоответствие он объясняет тем, что в известных местонахождениях исследователь имеет дело с флорой долинных лесов, представленных остатками лиственные покрытосемянных растений, преимущественно платанов, а в спорово-пыльцевых спектрах отражается усредненный состав различных местообитаний (Вахрамеев и др., 1970). Хвойные и папоротники, возможно, принимали значительное участие в лесах, покрывавших склоны возвышенностей Урала, расположенных западнее районов Зауралья, где производились сборы растительных остатков. В.А. Вахрамеев обращает внимание на плотное наложение друг на друга остатков листьев платанов.

нов в местонахождениях Уральской провинции, считая, что это своеобразный "ископаемый листопад", т.е. листья, сброшенные в конце вегетационного периода.

Значительное преобладание в сеноманской флоре листопадных форм, наличие годичных колец на остатках древесин делает более вероятным вывод В.А. Вахрамеева относительно умеренно теплого климата Уральской провинции в сеноманское время. Здесь, по-видимому, была достаточно ощутимая сезонная разница температур, что мало характерно для субтропических областей. Существенное распространение на восточном склоне Среднего Урала хвойных деревьев (семейство Pinaceae с характерным для провинции развитием рода *Cedrus*), отмечаемое по результатам спорово-пыльцевых анализов и в некоторой мере карпологическим методом, возможно, указывает на умеренно-влажный климат, во всяком случае для возвышенных районов Уральского хребта.

Туронский век

Туронский век — время широкого распространения морских формаций на территории Западно-Сибирской плиты (прилож. 26). Континентальные образования, надежно датированные туроном, неизвестны на Урале, в сопредельных же регионах устанавливаются по восточной окраине Западно-Сибирской плиты (верхи симоновской свиты) и в Северном Приаралье (жиркиндекская свита).

В Зауралье трансгрессия бореального моря практически совпадает с началом туронского века. Все исследователи мезозоя Западной Сибири отмечают незначительность мощностей туронских осадков, представленных глинами и кварцево-глауконитовым алевролитом; эти мощности изменяются в пределах от 10–12 до 40 м. Маломощность туронских отложений позволяет заключить, что проникновение бореального моря на просторы Западно-Сибирской плиты кроме погружения последней обязано и уменьшению сноса с запада, со стороны Урала, обусловившему некомпенсированный характер погружения. Существенно бореальный характер трансгрессии принимается всеми исследователями Западной Сибири. В составе фаун зауральского и западносибирского турона практически отсутствуют характерные для турона южных областей (включая Русскую платформу) белемниты (актинокамаксы) и аммониты, редкие находки раковин моллюсков ограничиваются иноцеррами. Показательным является и состав комплекса фораминифер, представленных, как правило, агглютинирующими формами. Наиболее характерными для комплекса являются фораминиферы, относящиеся к родам *Proteonina*, *Reophax*, *Haplophragmoides*, *Ammobaculites*, *Textularia*, *Clavulina*, *Pseudoclavulina*, *Gaudryina*, *Trochammina*. Радиолярии представлены родами *Cenosphaera*, *Xiphodictys*, *Spongodiscus*, *Dictyonitira*. Этот комплекс, широко распространенный в туронских отложениях Западно-Сибирской низменности (в отложениях кузнецовской свиты), в то же время настолько необычен для осадков этого возраста южных и западных районов Советского Союза (включая Русскую платформу), что микропалеонтологи много лет отказывались относить его к турону (напр., Рабинович, Еремеева, 1956, и др.). Лишь после опубликования работ Е. Таппан по Северной Аляске выяснилось, что этот комплекс, по-видимому, широко распространен и характерен для бореального турона вообще (серия тологорук Аляски), что, кстати, еще раз подчеркивает связь Западно-Сибирского бассейна этого времени с Арктическим океаном.

Как уже отмечалось выше, морские туронские осадки недавно открыты на западном склоне Приполярного Урала, в бассейне р. Усы; они содержат фораминиферы, сопоставимые с туронским комплексом Западной Сибири и особенно Зауралья. Учитывая отсутствие комплекса подобного состава в туроне Европейской части СССР, нет никаких оснований считать, что туронское море, оставившее осадки в бассейне р. Усы, являлось частью бассейна Русской платформы, как это устанавливается для раннемеловых морей (берриасский, валанжинский, частично готеривский века). Наиболее вероятным будет предположение, что в рассматриваемом районе в туронском веке располагался залив Западно-Сибирского моря. Современный Урал здесь в то время представлял сушу, не возвышавшуюся в значительной мере над уровнем моря, изрезанную морскими заливами, частично про-

ливами, соединявшими бассейн Полярного Предуралья с морем Западно-Сибирской плиты. Снос с уральской суши был весьма незначительным; только в этих условиях возможны накопление существенно кремнистых осадков и образование глауконита.

Известные нам на сегодня участки развития осадков в бассейне р. Усы позволяют говорить о мелководных условиях, существовавших в этих заливах туронского моря Западно-Сибирской плиты (переслаивание с галечниками, копролитовая структура осадков)*.

Что касается глубины Западно-Сибирского бассейна, то она, по-видимому, не превышала глубину эпиконтинентальных бассейнов альбского времени.

При общем безусловном преобладании бореальных связей туронского бассейна имеются факты, позволяющие предполагать, что в отдельные моменты существования туронского моря Западно-Сибирской плиты оно сообщалось с морскими бассейнами Туранской плиты, которые в свою очередь через районы Прикаспийской синеклизы имели соединение с морем Русской платформы. В туронских отложениях, вскрытых Уватской опорной скважиной, В.И. Бодылевским был определен *Baculites romanovskii* Arkh., известный из турона Средней Азии и Мангышлака. В некоторых скважинах Зауралья (Туринская, Шадринская скв. 3) в верхней части кузнецовской свиты туронского возраста наряду с комплексами агглютированных раковин фораминифер (зона *Gaudryina filiformis*) встречен комплекс раковин фораминифер с известковой стенкой.

И находку бакулита, характерного для среднеазиатских морей, и аномальный комплекс известковых фораминифер можно объяснить кратковременным соединением Западно-Сибирского моря с морем южных районов Евразии, что могло происходить в районе Тургайского прогиба.

В южной части Тургайского прогиба морской бассейн установился еще с сеномана, однако в северной его части в раннем туроне отлагались континентальные осадки, лишь в позднем туроне здесь, в мелководных лагунах, образовывались оолитовые железняки аятской свиты. В отдельные, кратковременные периоды максимального погружения северной части Тургайского прогиба и происходило соединение южных и северных морей. Эти периоды в разрезе северной части Тургайского прогиба отмечаются сменой оолитовых железняков кварцево-глауконитовыми песчаниками, в разрезе Зауралья эти периоды отмечаются появлением среди глинистых пород кузнецовской свиты прослоев кварцево-глауконитовых алевролитов с фауной фораминифер, с известковистой раковиной. Весьма вероятно, что эта теплолюбивая фауна наиболее благоприятные условия для расселения имела не в относительно холодном открытом море, являвшимся частью бореального бассейна, а в прибрежном мелководье, хорошо прогревавшемся солнцем. Этим расселением вдоль мелководной зоны уральской суши, вероятно, следует объяснить единичные находки раковин фораминифер с известковистой стенкой, определенных В.П. Василенко из туронских отложений Микитью-Кечпельской впадины (*Lenticulina* ex gr. *secana*, *Eponides* ex gr. *concinus*, *Gyroïdina* ex gr. *nitida*).

Сообщение Западно-Сибирского моря через Тургайский прогиб с туронским бассейном Приаралья подтверждается также находкой здесь комплекса фораминифер, содержащего такие характерные для турона Западной Сибири формы, как *Narphragmoides sibiricus*, *N. darvini*, *Gaudryina filiformis*, *Trochammina subbotinae*, *Ammobaculites tuaevi* и др. (Кирюхин и др., 1968).

Осадки туронского моря, известные в ограниченном числе пунктов на западном склоне Южного Урала, в Башкирии и в Оренбургской области, являются северной окраиной отложений бассейна Прикаспийской впадины, не имевшего в это время непосредственного соединения с морем Западной Сибири.

С первой фазой трансгрессии туронского моря связывается образование железных руд мугайской толщи, по возрасту могущей быть позднесеноманской или раннетуронской. Железные руды этой толщи, выделенные (совместно с рудами

*Положение береговой линии поздне меловых морей в этом районе на палеогеографических картах изображено по данным В.И. Белкина.

аятской свиты) автором в самостоятельной формационный подтип железорудных месторождений молодых платформ (Папулов, Умова, 1972), образовывались в заливах и лагунах, в различной степени изолированных от моря, в условиях многократно меняющейся геохимической среды и гидрохимического режима. Это обусловило пестрый фациальный состав толщ и отсутствие в ней других палеонтологических остатков, кроме палинологических.

Железные руды аятской свиты, по фациальной принадлежности аналогичные мугайским, отличаются от последних геологическим возрастом. Если мугайские руды образовались на границе сеномана и турона, то аятские должны быть отнесены к самому концу туронского времени и, возможно, частично уже к раннему сенону.

Уральская суша была сравнительно невысокой и, как отмечалось ранее, интенсивность эрозионных процессов в это время была незначительной. Исследователи кор выветривания Урала отмечают процессы консервации кор выветривания, протекавшие в поздне меловое время начиная с туронского века (Ли, Певзнер, 1968; Сигов, 1969а).

Можно предполагать, что растительность этого времени в прибрежной зоне состояла преимущественно из папоротников, а в удаленных от моря и более сухих районах континента преобладали хвойные леса, в которых все большее значение приобретали представители покрытосемянных растений. Преимущественно лиственные леса занимали речные долины.

В.А. Вахрамеев указывает, что климат Уральской палеофитологической провинции был в туроне более теплым и влажным по сравнению с сеноманским веком, приближаясь к субтропическому (Вахрамеев, 1970). Этот вывод, вытекающий из анализа флоры Южного Приаралья, распространяется на районы Урала априорно, поскольку твердо установленных континентальных отложений туронского возраста здесь не обнаружено. По-видимому, правильность распространения этого вывода на всю провинцию подтверждается в какой-то степени значительным увеличением представителей вечнозеленых растений во флоре сенона по сравнению с сеноманской.

Сенонский век

Начало сенонского века для рассматриваемого региона характеризуется распространением морских ландшафтов на площади Западно-Сибирской плиты, на восточном склоне Урала и в районах южной и северной оконечностей западного его склона. Распространение среди морских отложений кремнистых пород в основном биогенного происхождения, глауконита при малых мощностях осадков свидетельствует о незначительности прогибания плиты и соответственно незначительном сносе с Уральской суши. Неполнота разреза в отдельных районах региона — отсутствие отложения осадков и местные размывы в некоторых частях акватории бассейна — указывает на непостоянство гидродинамического режима (прилож.27).

Нет основания предполагать, что в начале сенона отсутствовала связь Западно-Сибирского морского бассейна с Арктическим океаном, однако общность коньякских комплексов микрофауны Туранской плиты и Прикаспийской синеклизы с комплексами Урала показывает, что наметившиеся в позднем туроне пути проникновения морских организмов в районы Зауралья с юга продолжали существовать и в раннем сеноне. Этот комплекс фораминифер с известковой стенкой раковины распространен в коньякских осадках прибрежной части Западно-Сибирского моря, вдоль восточного склона Урала. Такое избирательное распространение фораминифер комплекса, возможно, обязано существованию течения, проходившего с юга на север вблизи западного берега Западно-Сибирского морского бассейна.

Причиной распространения фауны фораминифер с известковой раковиной (комплекс дискорбисовой зоны) на сравнительно узкой полосе прибрежных отложений Зауралья (камышловская пачка), по-видимому, являлась более благоприятная обстановка для обитания этих теплолюбивых мигрантов южных морей, существовавшая в прибрежной мелководной, хорошо прогревавшейся полосе моря, представлявшего по существу крупный залив Арктического океана. В более глубоководной части акватории комплекс микрофауны *Discorbis sibiricus*, состоящий в основ-

ном из представителей бентоса (фораминиферы и остракоды); отсутствует. Раковины планктонных фораминифер с известковой стенкой, находившиеся в каком-то количестве в поверхностном, прогретом слое воды центральной части бассейна, после гибели организмов не достигали дна, растворяясь в ненасыщенных извещью глубинных водах бассейна.

Коньякский комплекс фораминифер, весьма сходных с фауной дискорбисовой зоны восточного склона Урала, обнаруженный на западном склоне Приполярного Урала, показывает, что сообщение морских бассейнов, располагавшихся по обе стороны северной оконечности Урала, происходившее еще в туроне, продолжало существовать в коньякском веке.

На границе позднего сантона и раннего кампана (время *Oxutoma tenuicostata*)* море оставило осадки на широкой площади по обе стороны Уральского хребта (прилож. 28). Глинисто-кремнистые отложения, содержащие фауну зоны *Oxutoma tenuicostata*, включающую характерные виды иноцерамов и скафитов, известны в районе р. Усы, по р. Сыне и в нескольких скважинах в низовьях р. Оби. На восточном склоне Среднего Урала и в Зауралье фауна этой зоны найдена в керне ряда скважин, сравнительно богатая коллекция моллюсков была определена В.И. Бодылевским из керна Туринской опорной скважины, наконец, находки *Oxutoma tenuicostata* известны из обнажений и горных выработок западного склона Урала, от бассейна р. Белой на юге до г. Красноуфимска на севере.

Таким образом, имеется достаточно данных, чтобы заключить, что в позднесантонское время морские отложения были широко распространены по обе стороны Уральского хребта. Недостаточная фаунистическая охарактеризованность не позволяет с такой же уверенностью решать вопрос о распространении осадков нижнего сантона. Весьма вероятно, что в ряде мест нижнесантонские осадки были размыты позднесантонской трансгрессией, как, например, в разрезе Туринской скважины; в других случаях мы не можем отделить их от образований коньяка, и, наконец, в ряде разрезов отложения нижнего сантона включаются в пачку кремнистых пород (опок), лишенных органических остатков. По-видимому, при сегодняшнем состоянии изучения верхнемеловых отложений наиболее правильным будет считать, что палеогеографическая обстановка в раннем сантоне была близка к обстановке коньякского времени и претерпела изменения на пороге позднего сантона.

Несмотря на широкое распространение сенонских морей, в районе современного Урала устойчиво существовала суша, что устанавливается по наличию континентальных сенонских образований, пыльцевые спектры которых показывают преемственность флоры с начала позднемеловой эпохи (Штеренберг, Заклинская, 1964; Папулов, Бронникова, 1965; Паур, Цыганова, 1968; и др.), однако конфигурация этой суши и взаимоотношение с морями, омывавшими ее с юго-запада, могут трактоваться по-разному.

На современных палеогеографических картах (Атлас..., 1968) для гуронского и коньякского веков показано распространение моря, покрывавшего Западно-Сибирскую плиту, открытого к северу в сторону бореального бассейна и имевшего временами ограниченное сообщение с южным (на месте современных Арала и Каспия) морем через Тургайский пролив. Современный Урал причленен к Русской платформе, представлявшей к северу от широтного течения Волги сушу. Мугоджары, являясь южным продолжением Уральской суши, вдаются широким мысом в акваторию южного моря. В северной части западного склона Урала, к западу от современного Полярного и Приполярного Урала, на палеогеографической карте турона показана низменная аккумулятивная равнина, открытая к северо-западу, в сторону современного Баренцева моря, и отгороженная от Западно-Сибирского моря полосой суши. На карте коньякского века на месте низменной аккумулятивной равнины в Приполярном Предуралье показан залив бореального моря, также отделенный полосой суши от Западно-Сибирского морского бассейна.

*Далее это время условно называется "поздний сантон".

Приведенный выше материал по составу комплексов фауны Приполярного Предуралья (бассейн р. Усы) показывает, что уже с турона располагавшийся здесь бассейн являлся заливом не бореального моря, а моря, покрывавшего Западно-Сибирскую плиту. Современный Уральский хребет не представлял в то время препятствия для сообщения вод этих бассейнов. С проникновением в коньякском веке в прибрежную часть Западно-Сибирского моря фауны теплолюбивых иммигрантов она заселила и бассейн, находившийся в районе Приполярного Предуралья. Если проникновению этих теплолюбивых пришельцев в центральную часть Западно-Сибирского моря мешали холодные бореальные воды, поступавшие с севера, то отсутствие такой помехи в районе Приполярного Предуралья скорее всего указывает, что непосредственного соединения здесь с Арктическим океаном не существовало.

Палеогеографическая карта сантонского века для Уральского региона в "Атласе литолого-палеогеографических карт СССР" значительно отличается от двух рассмотренных выше. Севернее 64-й параллели на месте современного Полярного Урала показан широкий пролив (около 300 км шириной), соединяющий Западно-Сибирское море с морским бассейном, располагающимся на месте современного района р. Усы, и хр. Чернышева и в свою очередь открытым в направлении Баренцева моря*. Вдоль всего западного склона Урала показан пролив, соединяющий море Прикаспийской впадины на юге (через выходы верхнего сантона по р. Белой) с районом бассейна р. Усы и соответственно с бореальным морским бассейном. Несколько севернее широты г. Нижнего Тагила этот пролив соединяется с Западно-Сибирским морем неширокой протокой, перерезающей здесь сушу Уральской платформы. Сообщения Западно-Сибирского моря с южным бассейном не существует; на месте Тургайского прогиба располагается низменная аккумулятивная равнина (Атлас., 1968).

Если наличие свободного соединения бассейна, располагавшегося в районе Приполярного Предуралья, с Западно-Сибирским морем в сантонский век не вызывает возражений и подтверждается общностью фауны и литологического состава осадков, то изображение меридионального пролива, протяженностью свыше 1500 км вдоль западного склона Урала не обосновано фактическими данными.

Этот гипотетичный пролив вдоль западного склона Урала стал изображаться на схемах палеогеографии позднесантонского века после открытия морских отложений с фауной *Oxytoma tenuicostata* в районе г. Красноуфимска и в бассейне р. Усы. В конце 30-х годов при слабой изученности геологии северной половины Урала казалось, что после находки морского верхнего мела в районе г. Красноуфимска последуют новые открытия, севернее этого пункта. Предполагалось также, что по этому гипотетическому проливу могла проникать бореальная фауна с *Oxytoma tenuicostata* в моря южной части Русской платформы.

Общность фауны сенона Усы, Зауралья и юга Русской платформы проще объяснить проникновением не через узкий пролив вдоль западного склона Урала, а из Западно-Сибирского моря через Тургайский прогиб в период максимального распространения бореальной трансгрессии (окситомовое время). Подтверждением этому является распространение фауны *Oxytoma tenuicostata* в Северном Приаралье (Гарешкий, Кирюхин и др., 1970). Проникновение бореальной фауны в южные районы Русской платформы было возможно и другим путем, во круг Скандинавии, через территорию Северной Польши. Здесь *Oxytoma tenuicostata* присутствует в глауконитовых мергелях в основании зоны *Goniotethis quadrata* (Warczyk, 1956). Наконец, если настаивать на существовании миграции фауны в районы Южного Предуралья с севера, то проще допускать путь из Западно-Сибирского бассейна через широтный пролив, показанный на позднесантонской карте палеогеографического атласа издания 1968 г. Наличие такого пролива на территории Среднего Урала, соединявшего бассейны Русской платформы и Западно-Сибирской плиты, хотя и гипотетично, однако не противоречит известным фак-

*Подобная схема палеогеографии сенонского века для приполярной части Урала была предложена С.Г. Галеркиной (1964).

там в распространении верхнесантонских отложений. Именно в районе г. Н. Тагила известны наиболее восточные выходы осадков сантонского моря Западной Сибири и они расположены всего в 200 км от крайнего северного выхода отложений залива Русской платформы, у г. Красноуфимска.

Палеогеографическая схема позднесантонского времени для Уральского региона без пролива с запада и с изображением залива Западно-Сибирского моря в районе р. Усы на является новостью; подобная схема была предложена Д. В. Наливкиным еще в 1943 г. (Наливкин, 1943). К настоящему времени в результате проведения значительного объема различных геологических работ в северной части Предуралья, сопровождавшихся глубоким бурением, останцы морских верхнемеловых отложений вдоль гипотетического пролива, если они существуют, были бы найдены.

Кстати, можно заметить, что пролив длиной 1500 км и шириной 50–100 км, каким он изображается на палеогеографических картах, вряд ли мог на всем своем протяжении сохранять солевой режим открытого моря, необходимый для преодоления его расселяющейся морской бореальной фауной.

Предположение о меридиональном проливе не помогает и в объяснении наличия в позднесантонских отложениях бассейна р. Усы комплекса теплолюбивых фораминифер с известковой раковиной, найденных В. П. Василенко. Подобный комплекс фораминифер не был обнаружен в выходах сантонских пород Башкирии, помещенных на южном конце этого гипотетического пролива. Фораминиферы теплолюбивого комплекса могли и при отсутствии пролива расселяться в прибрежной зоне Западно-Сибирского моря, вдоль восточного склона современного Урала, как это установлено для комплексов известковистых фораминифер коньяка. Следует обратить внимание, что комплекс раковин известковых фораминифер бассейна р. Усы, что было отмечено В. П. Василенко, имеет совсем не позднесантонский облик; группа видов, составляющая его, характерна для турона и коньяка юга Русской платформы, и проникновение его в акваторию Западно-Сибирского моря могло произойти и ранее позднего сантона.

Общая палеогеографическая обстановка в начале кампанского века остается той же, что и в позднем сантоне. В Зауралье продолжают отлагаться кремнистые глины и алевролиты с комплексом агглютинирующих фораминифер со *Spiroplectamina lata* Zasp., *S. senonana* Lalick. var. *porcurica* Balakh. В прибрежных участках кампанского моря, на восточном склоне Урала, глины сменяются песчаниками кварцево-глауконитовыми с опоковым цементом. Соединение с морями юга через Тургайский пролив происходит во вторую половину кампанского века, когда наряду с комплексами агглютинирующих фораминифер зоны *Spiroplectamina optata* в южных районах Зауралья появляются фораминиферы с известковыми раковинами (*Neoflabellina reticulata* Reuss, *Bolivina decurrens* (Ehren.), *B. incrassata* Reuss и др.). В северной части Зауралья кампанские отложения характеризуются повышенной кремнистостью. Здесь развиты окремненные опоки и в различной степени глинистые диатомиты.

В маастрихтском веке соединение Западно-Сибирского бассейна с морями Туранской плиты через Тургайский пролив значительно расширяется и становится стабильным (прилож. 29). В районах Тургайского пролива и в южной части Зауралья отлагаются мергели с богатой фауной известковых фораминифер и наннопланктона. Исчезает эндемичность состава комплексов фораминифер. В прибрежной зоне моря вдоль восточного склона Урала обитала богатая фауна остракод. В маастрихтских отложениях находится фауна белемнелл, сопровождающихся характерными пелелиподами, брахиоподами, реже наutilusами, а также обильными ассоциациями фораминифер, хорошо сопоставляющихся с комплексами корненжек Русской платформы, Эмбы, Мангышлака.

В северном направлении мергели маастрихта постепенно сменяются аргиллитоподобными глинами, а в приполярных частях Зауралья — глинами с повышенным содержанием кремния вплоть до глинистых диатомитов. В этих районах маастрихтские отложения с трудом отчленяются от верхнекампанских. Большее продвижение к югу фации глинисто-кремнистых пород вблизи берега маастрихтского моря по

сравнению с ее распространением в восточной подзоне Зауралья может быть объяснено наличием северного прибрежного течения.

Осадки датского яруса выделяются в некоторых участках Южного Зауралья исключительно по характерным комплексам планктонных фораминифер. Мощность их невелика, всего 8–10 м, литологически они не отличаются от пород маастрихта и в большинстве разрезов условно объединяются с последними в составе единой (ганькинской) свиты. В датском веке происходит регрессия Западно-Сибирского моря, приведшая к исчезновению Тургайского пролива и затруднению связи с бореальным бассейном, восстановившейся снова в начале палеогена.

Известны определения палеотемператур по рострам белемнителл из окситомовой зоны (верхний сантон – кампан) для р. Сыни – от 10 до 12,1° (среднее из 4 анализов) и для маастрихта р. Аят: зона *Belemnella lanceolata* – 11,4°, *Varangkhangelskii* – 13,9° (среднее из 3 анализов) (Найдин, 1965 б). Эти цифры, по-видимому, указывают только на среднюю годовую температуру того слоя воды, где жили белемнителлы, так как вряд ли температура бассейна Северного Урала с преобладанием биогенного осаждения кремния была равна или даже выше температуры маастрихтского бассейна Южного Зауралья, где происходило образование карбонатов журавлевской свиты с теплолюбивыми породообразующими кокколитофорами.

Обстановка в полярной части Урала в позднем сеноне продолжала оставаться аналогичной предыдущему, сантонскому, веку. Возможно, трансгрессия Западно-Сибирского моря даже увеличилась, на что указывает находка Б.Я. Дембовским конгломерата с обломками фауны белемнитид в районе гипербазитового массива Рай-Из (Белкин, 1970). В бассейне р. Усы над породами сантона залегает толща, представленная преимущественно песчаниками с опоковым цементом, часто с глауконитом, реже глинистыми опоками. Немногочисленные находки фауны позволяют со значительной долей вероятности предполагать здесь наличие верхне-сенонских, скорее всего маастрихтских, отложений, представленных фациями, близкими к верхне-сенонским осадкам Приполярного Зауралья.

Толща континентальных или прибрежно-континентальных образований ватъярской свиты, по-видимому, замещает осадки позднемелового моря. Породы ватъярской свиты не содержат остатков фауны, кроме спикул губок. Сенонский ее возраст принимается условно по данным геологических исследований, выполненных В.И. Белкиным (Белкин, 1970). Текстуры и вещественный состав образований ватъярской свиты нехарактерны для морских отложений; против морского генезиса свидетельствует практически полное отсутствие остатков морских организмов. Однако обилие в некоторых слоях свиты спикул губок и гистрихосферидий указывает на накопление части этих отложений в водной среде. По-видимому, образование осадков ватъярской свиты происходило в обстановке прибрежной озерно-аллювиальной равнины и речной дельты, частично в приливно-отливной зоне.

Сенонские моря Западной Сибири трансгрессировали довольно далеко на восточный склон Урала; так, отложения сантон-кампанского возраста прослеживаются на Северном Урале вдоль палеозойского уступа, располагавшегося несколько восточнее г. Ивделя; на Среднем Урале эта береговая линия совпадает с восточной границей Зауральского поднятия, проникая в бассейны современных долин рек Туры и Тагила, далеко на запад в зону Тагильского погружения. Большая часть депрессий восточного склона, где накапливались континентальные отложения апта, альба и сеномана, перекрывается морскими осадками сенона. О характере Уральской суши можно лишь догадываться по косвенным признакам. По-видимому, она представляла собой континент со значительно выровненным рельефом, покрытый маломощной корой выветривания.

Область прибрежной аллювиальной равнины, где могло происходить накопление прибрежно-континентальных образований, в основном находилась в районе современной водораздельной части Уральского хребта, испытавшей значительный подъем в последующие эпохи, главным образом в конце палеогена и в неоген-антропогенное время. Это обстоятельство объясняет крайнюю редкость местонахож-

дений континентальных образований сенонского возраста в рассматриваемом регионе. В то время как известны десятки точек распространения континентальных отложений аптского и предположительно альбского возраста, а сенонские образования картируются в виде пятен, занимающих достаточно большое пространство, даже при показе их на картах мелкого масштаба, континентальных отложений сенонского возраста до недавнего времени по сути известно не было. Два местонахождения сенонской флоры: с р. Лозьвы и с р. Лемвы известны из прибрежно-морских отложений. К настоящему времени известны два местонахождения континентальных отложений сенонского возраста — в районе г. Н. Тагила и г. Пласта. Оба представлены песками и углистыми глинами озерно-речного генезиса и сохранились от последующей денудации благодаря захоронению в карстовых депрессиях.

Верхнесенонские (возможно, сопоставимые с маастрихтскими осадками) прибрежно-морские отложения на восточном склоне Северного Урала известны по определениям спорово-пыльцевых спектров из обнажений на реках Лозьве и Ляле и из кернов буровых скважин Ивдельского района.

Пыльца, определяемая по искусственной классификации, ничего не дает для суждения о климатической принадлежности региона. Е.Д. Заклинская показала, что пыльца стеммы *Normapolles* встречена в отложениях, образовавшихся в различных климатических условиях (Заклинская, 1970). Немногочисленные определения пыльцы, произведенные по естественной классификации, не противоречат возможности оценивать климат сенона как близкий к субтропическому (представители *Myrtales*, *Mugicaceae*). На это же указывает присутствие представителей вечнозеленых растений в флоре с р. Лозьвы (фикус, магнолия), однако здесь же присутствует отпечатки листьев растений более умеренного климата (*Corylus*, *Ilex*).

В.А. Вахрамеев относит Средний и Северный Урал с лозьвинским и лемвинским месторождениями флоры к сибирской флористической области, предполагая наличие и в сенонском веке широтной климатической зональности и помещая Средний и Северный Урал в несколько более умеренную зону по сравнению с Европейско-Туранской, субтропической, к которой принадлежали районы Казахстана и Южного Урала (Вахрамеев, 1970). Е.Д. Заклинская на основании анализа спорово-пыльцевых комплексов предполагает для сенонского времени наличие меридиональной зональности с выделением двух крупных палеофлористических областей: Европско-Туранской, с господством пыльцы стеммы *Normapolles*, и Сибирско-Канадской, охарактеризованной пыльцой стеммы *Aquilapollenites*. Граница между этими областями проходит в строго меридиональном направлении по Западной Сибири, между реками Обью и Енисеем. В районах Средней Азии и Дальнего Востока граница между палеофлористическими областями проходит в субширотном направлении (Заклинская, 1970). Пыльца этих двух крупных групп принадлежит, по предположению Е.Д. Заклинской, представителям вымерших в палеогене травянистых растений, от которых не сохранилось других ископаемых остатков.

Несовпадение направления границы между палеофлористическими областями по крупномерным растительным остаткам (широтное) и палинологическим комплексам (меридиональное в районе Сибири), по-видимому, объясняется наличием в период зарождения и быстрого развития двух групп растений ("Norma" и "Aquila") постоянной водной преграды между центрами возникновения этих групп в Европе и на востоке Азии, которую представляли моря, постоянно начиная с турона покрывавшие Западно-Сибирскую плиту. Эти моря и искажали естественную широтную палеофлористическую зональность, которая выявляется по крупномерным флористическим остаткам, а также проявляется и по спорово-пыльцевым комплексам в континентальных условиях развития сенонской растительности в районах Средней Азии и Дальнего Востока.

Глава V*

КОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА

АНАЛИЗ МОЩНОСТЕЙ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАУРАЛЬЯ

В меловом периоде Урал представлял собой эпигерцинское сооружение, испытывавшее в это время воздымание. Материал, полученный при его разрушении, сносился в окраинные зоны Западно-Сибирской плиты и накапливался здесь, образуя толщи пород общей мощностью до 1,5 км. Расчленение этих толщ и анализ их мощностей дают материал для освещения вопросов истории Урала в платформенную стадию его развития, изменения характера и интенсивности колебательных движений земной коры, эволюции литологических формаций во времени, их распределения по площади, связь с тектоническими движениями и климатом.

Следует заметить, что после прекращения существования в триасе Уральского предгорного прогиба накопления отложений к западу от Уральского сооружения практически не происходит (за исключением Печорской синеклизы). Если к востоку от Урала в результате прогибания западной части Западно-Сибирской плиты в продолжение юры, мела и палеогена произошло образование мощной толщи терригенных осадков, то западнее Урала прогибание Русской платформы происходит в значительно меньших масштабах и в удалении от ее восточной границы — Уральской эпигерцинской складчатой области. При этом терригенный материал в прогибающиеся части Русской платформы поступает не за счет сноса с Уральского горного сооружения, а в результате разрушения воздымавшихся в восточной части платформы Татарского и Камского сводовых поднятий (Сазонова, Сазонов, 1967).

Для воссоздания истории тектонических движений А.Б. Роновым был успешно применен разработанный им объемный метод — вначале для Европейской части СССР, а затем для всех континентов мира. При наличии соответствующих исходных материалов объемный метод может быть эффективно использован при изучении колебательных движений земной коры в геологическом прошлом для отдельных регионов. Автор совместно с Л.А. Умовой сделал попытку подсчета объема терригенного материала, снесенного с Уральской горной страны в восточном направлении и отложившегося в западной части прогибавшейся Западно-Сибирской плиты (Папулов, Умова, 1970).

Основными вопросами, которые пришлось решать для выполнения всего объема этой работы, не считая стратиграфического расчленения толщи терригенных образований Западно-Сибирской плиты, явились проблемы установления границ областей размыва и разноса материала и определения продолжительности в абсолютном летоисчислении отдельных подразделений геохронологической шкалы. Решение этих вопросов носит в известной степени условный характер, хотя от достоверности исходных данных зависят конечные результаты. В качестве примера зависимости полученных результатов от исходных материалов можно привести интересную, в принципе, статью А.И. Александрова и А.П. Сигова относительно определения величины денудационного среза Урала по объему снесенного материала (Александров, Сигов, 1966). Авторами этой статьи в зону аккумуляции снесенного

*Глава V составлена при участии Л.А. Умовой.

материала была включена лишь прибрежная часть мезозойских и палеогеновых морей, и поэтому объем снесенного материала был получен явно заниженным.

В процессе работы был применен ряд методов: анализ мощностей, фаций и объемный метод, разработанный А.Б. Роновым. Работа проводилась на основе палеогеографических карт в масштабе 1:2 500 000, составленных по различным источникам, приложенных в уменьшенном масштабе к настоящей работе. Анализ мощностей и подсчеты по объемному методу, с учетом фациального анализа, производились для следующих отрезков времени: берриас — валанжин, готерив, баррем, апт, альб, сеноман, турон, коньяк — ранний сантон, поздний сантон — кампан, маастрихт — даний.

Измерение площадей, занимаемых различными формациями, производилось методом взвешивания. В качестве контроля некоторые измерения были проверены подсчетом площади на миллиметровой бумаге. Подсчеты объемов производились по картам равных мощностей. В результате в качестве исходных данных были получены: 1) площадь области размыва; 2) общая площадь накопления, состоящая из площади накопления в области прогибания и площади эрозионно-структурных депрессий (речных долин и озерных котловин), располагавшихся в области размыва; 3) объемы осадков: а — общий объем осадков, состоящий из объема осадков, накопившихся в области прогибания и объема осадков, образовавшихся в эрозионно-структурных депрессиях в области размыва; б — объем терригенного материала.

Дальнейшие подсчеты проводились также согласно разработанному А.Б. Роновым методу (Ронов, 1944, 1945, 1961 и др.; Ронов, Хаин, 1960). Были определены средние мощности и средняя скорость накопления осадков, средняя температура и средняя скорость погружения области накопления, средняя амплитуда и средняя скорость поднятия области размыва*. В указанных выше работах А.Б. Ронина приводятся формулы и методика для вычисления всех этих величин.

В силу своеобразия литологии меловых отложений, состоящих почти исключительно из терригенных, преимущественно глинистых толщ, вычисление некоторых величин приобретает специфический характер. Так, например, для вычисления среднего размера поднятия области размыва в раннем мелу приходится оперировать общим объемом осадков, так как он практически равен объему терригенных отложений, а в позднем мелу объем терригенных осадков равен общему объему за вычетом объема кремнистых и карбонатных образований, которые, по-видимому, являются осадками биохимического генезиса и накопились в значительной степени за счет растворов, поступающих из Мирового океана.

Для определения скоростей принималась абсолютная геохронологическая шкала, в которой были учтены данные, опубликованные в последние годы различными авторами: Н.И. Полевой (1961, 1963), Г.Д. Афанасьевым и др. (1965), М.А. Пергаментом (1967), И.Г. и Н.Т. Сазоновыми (1967), а также шкала, принятая симпозиумом в г. Глазго (A comparative table..., 1967; и др.). Длительность тех отрезков времени, для которых не было данных, как, например, сеноман, турон, коньяк, сантон, определялась путем деления общей длительности этих отрезков времени на равные части. В результате были приняты значения абсолютного возраста для ярусов мела, приведенные в табл. 5.

Как уже отмечалось ранее, ряд исходных данных, принятых в настоящей работе, носит условный характер. В значительной степени условно местоположение восточной границы области накопления и западной границы области размыва. В восточной части области накопления кроме уральского материала, по-видимому, присутствует какое-то, хотя и небольшое, количество материала, поступившего из других областей размыва, но, поскольку процентное соотношение их определить

*Для вычисления поднятия области размыва учитывался весь объем снесенного материала. Для вычисления погружения области накопления из общей массы снесенного материала вычитался объем отложений, накопившихся в речных долинах и озерных котловинах, располагавшихся в области размыва.

невозможно, при вычислении объема осадков этот материал не учитывался. С другой стороны, какая-то небольшая часть уральского материала, возможно, поступала и в еще более восточные районы Западно-Сибирского бассейна, за пределы принятой границы области накопления. Мы условно считаем, что эти два фактора компенсируют друг друга. При подсчете объема терригенного материала были приняты ориентировочные количественные соотношения различных компонентов осадка. Все эти допущения, естественно, снижают точность подсчетов, но ошибки в значительной степени нивелируются при однотипности подсчетов, и при оперировании не абсолютными цифрами, а их отношениями друг к другу.

Несмотря на неоднородность материала и условность некоторых факторов, в результате проведенной работы получены количественные данные, освещающие основные моменты тектонической истории Урала и Зауралья в меловое время. Некоторые вопросы тектоники и палеогеографии региона получили не только относительную, но и количественную, хотя пока и предварительную оценку. На приведенных ниже кривых четко выражена общая тенденция опускания Зауралья и поднятия Урала, на фоне которых выделяются периоды, тектонически более активные, и периоды относительно тектонического покоя.

В меловом периоде на Западно-Сибирскую плиту материал поступал с Уральского хребта, Казахского нагорья, Сибирской платформы и с остаточных возвышенностей горного сооружения, располагавшегося в более раннее время на севере низменности и в районе Карского моря (Сакс, 1960). Многими исследователями отмечается наличие в центральной части низменности неуральского материала. Доказательством этому, по мнению И.А. Юркевича (1964), является кварцевый и полевошпатово-кварцевый состав отложений низов нижнего мела в Зауралье, аркозовый и полимиктовый (характерный для Чулымо-Енисейской равнины) — в районах Увата и Ханты-Мансийска. П.Ф. Ли, О.В. Равдоникас и В.С. Певзнер (Ли и др., 1960) считают, что в эти районы в готерив-барремское время материал поступал с востока, так как здесь наблюдаются породы с песчаной размерностью зерен, а западнее наиболее крупнозернистый материал имеет лишь размер алевритовых частиц. Е.В. Шумилова (1963) на основании анализа размещения терригенно-минералогических провинций приходит к заключению, что в валанжине возвышенности Северо-Западного Казахстана питали районы Тары, Завьялова, Большеречья и др.; материал с юго-восточной части Уральского хребта достигал районов Тюмени, Викулова, Березово-Салехардский участок морского бассейна отличался развитием аутигенного сульфидного минералообразования. Питающей провинцией здесь являлись, по-видимому, ближайшие районы обрамления, где эрозионные процессы были слабо развиты. О размещении источников сноса в более позднее время, по мнению Е.В. Шумиловой, можно делать лишь предположения. Е.Н. Иванова (1959) на основании изучения глинистых пород мезозоя и кайнозоя выделяет в западной части Западно-Сибирской низменности три зоны: монтмориллонит-бейделлитовую, тяготеющую к Уралу (в том числе район Тюмени); гидрослюдистую, располагающуюся к востоку от нее (Челноково, Раkitино, Тобольск, Абалак), материал в которую поступал с Казахстанского массива; и монтмориллонит-каолиновую — в районе Березово, наличие каолинита в которой по всему разрезу указывает на близость размываемой суши. С.Г. Саркисян и Т.Н. Процветалова указывают на преобладание в раннем мелу уральского материала в Приуральском прогибе Западно-Сибирской плиты — в противовес сносу с севера на юг, с Пуровского поднятия в районы Широкого Приобья.

Исходя из вышеизложенного восточная граница зоны распространения терригенных компонентов уральского генезиса, т.е. области накопления осадков, проводится для всех горизонтов одинаково в виде вертикальной плоскости, проекция которой на земную поверхность представляет ломаную линию, простирающуюся с севера на юг от устья Тазовской губы до устья р. Аят (левый приток р. Тобола) через следующие пункты: устье Тазовской губы — пос. Надым — пос. Юильск на р. Казым — р. Обь между пос. Малый Атлым и г. Ханты-Мансийск — р. Тура, несколько восточнее г. Тюмени — устье р. Уй — г. Кустанай (рис. 1 и 2).

В южной части региона эта граница разделяет приблизительно пополам район накопления раннемеловых осадков на территории Тургайского прогиба; севернее,

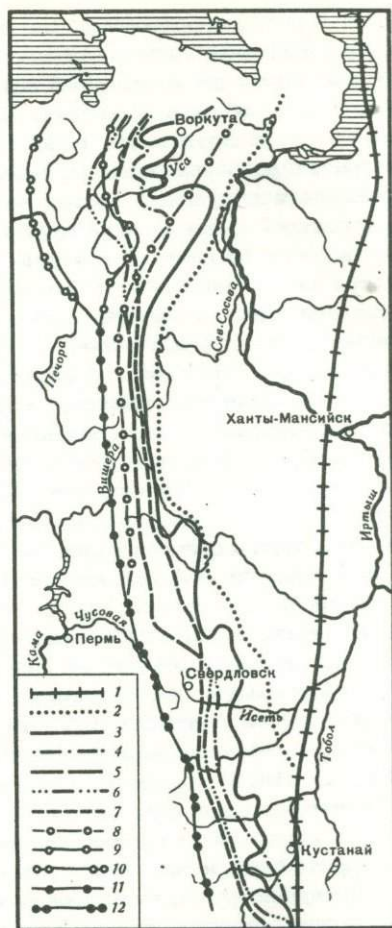
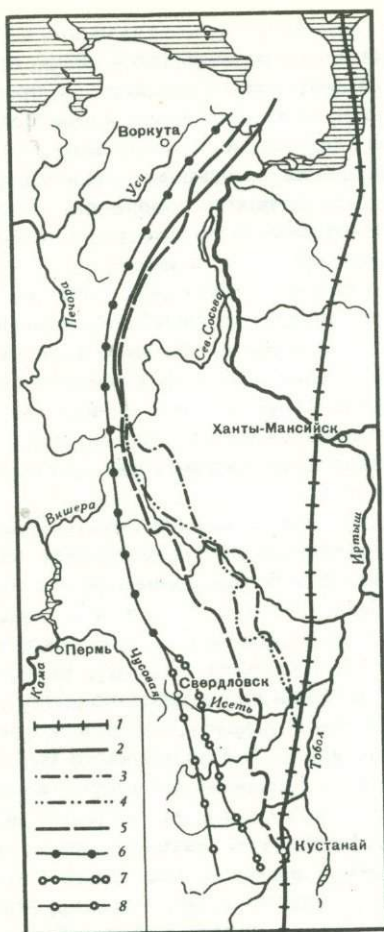


Рис.1. Схема расположения границ областей накопления и размыва в раннемеловую эпоху

1 - восточная граница области накопления; западные границы области накопления: 2 - в неокоме; 3 - в берриас-валажкине; 4 - в готериве и барреме; 5 - в апте и альбе; западные границы области размыва: 6 - в раннемеловую эпоху; 7 - в неокоме; 8 - в апте и альбе

Рис.2. Схема расположения границ областей накопления и размыва в поздне-меловую эпоху

1 - восточная граница области накопления; западные границы области накопления: 2 - в сеномане; 3 - в туроне; 4 - в коньяк-раннем сантоне; 5 - в коньяк-сантон-кампане; 6 - в позднем сантон-кампане; 7 - в маастрихте; западные границы области размыва: 8 - в сеномане; 9 - в туроне и коньяк-раннем сантоне; 10 - в позднем сантоне и кампане; 11 - в туроне и сеномане; 12 - в поздне-меловую эпоху

Таблица 5

Абсолютный возраст и продолжительность (в млн. лет)
веков мелового периода

| Век | Рубежи | Продолжи- тельность | Век | Рубежи | Продолжи- тельность |
|-----------|--------|------------------------|----------------------|--------|------------------------|
| | 67,0 | | | | |
| Даний | | 3,0 | Сеноман | | 5,00 |
| Маастрихт | 70,0 | 3,0 | Альб | 105,0 | 7,0 |
| Кампан | 73,0 | 12,0 | Апт | 112,0 | 7,0 |
| Сантон | 85,0 | 5,0 | Баррем | 119,0 | 5,0 |
| Коньяк | 90,0 | 5,0 | Готерив | 124,0 | 5,0 |
| Турон | 95,0 | 5,0 | Валанжин | 129,0 | 5,0 |
| | 100,0 | | (включая берриас) | 134,0 | |

до р. Туры граница располагается в районе, где изопакиты меняют свое направление с субмеридионального или близкого к нему на почти широтное. В еще более северной части района граница проведена в значительной степени условно.

Определение западной границы области сноса производилось на основе анализа состава осадков и геологического строения размываемой суши. В течение изучаемого времени положение этой границы изменялось. Выделены четыре периода, на протяжении каждого из которых граница области размыва условно принимается постоянной: берриас — баррем, апт — альб, сеноман и турон — даний. В последний, наиболее длительный период, граница области сноса, вероятно, несколько меняла свое положение, но для восстановления ее в разные промежутки времени в настоящее время данных недостаточно.

Для отложений раннемелового возраста (берриас — альб) Полярного, Приполярного и частично Северного Зауралья характерно наличие в тяжелой фракции большого количества эпидота, составляющего иногда больше 50% фракции, присутствие амфибола и пироксена, а также устойчивых минералов — циркона, граната, рутила. По-видимому, осадки образовались в значительной степени за счет размыва основных изверженных и метаморфических пород, богатых амфиболами и эпидотом, тела которых протягиваются цепью вдоль границы Тагильского синклинория и Уралтауского поднятия, а также за счет эффузивных и осадочных пород Тагильского синклинория. В бассейне р. Хулги и южнее в осадках наблюдается значительное количество слюды. Питающая провинция здесь была сложена метаморфическими породами типа слюдястых сланцев.

Южнее эпидот встречается в осадках раннего мела лишь спорадически и в значительно меньших количествах. Основную массу тяжелой фракции составляют рудные минералы и циркон, местами гранат. По-видимому, размыву подвергались вулканогенно-осадочные толщи среднего палеозоя, а местами более древние метаморфические породы и гранитоиды. Характерен очень пестрый невыдержанный минеральный состав тяжелой фракции в отложениях неокома Южного Зауралья, где последние залегают в эрозионно-тектонических депрессиях и образовались за счет размыва преимущественно их прибортовых частей, сложенных корой выветривания вулканогенно-осадочной толщи среднего палеозоя (обилие и широкое развитие на площади гематита, наличие часто в больших количествах и в различных сочетаниях турмалина, хромита, циркона, граната). В апт-альбе область сноса в этом районе несколько передвинулась к западу и материал, по-видимому, поступал преимущественно с Денисовской антиклинальной зоны Кустанайского синклинория, сложенной эффузивно-осадочной толщей среднего палеозоя, вследствие чего в

осадках отмечается повышенное содержание хлорита, а в тяжелой фракции — эпидота.

Для отложений позднего мела, особенно начиная с сенона, для всего Зауралья характерно наличие таких минералов, как ставролит, дистен, реже силлиманит и андалузит, развитых в породах протерозойского возраста, а также отсутствие неустойчивых минералов. Основной питающей провинцией в это время являлось открытое корой выветривания Уралтауское поднятие, а в южной части Зауралья — площадь Восточно-Уральского поднятия. Здесь материал, снесенный с Уралтау, отлагался в Магнитогорском синклинории и не поступал в более восточные районы. Тяжелые фракции из осадков сеномана непостоянны. В общей массе их минеральный состав в южной части района ближе к тяжелой фракции вышележащих отложений, а в северной приближается к осадкам нижнего мела.

На основании изложенного выше граница области размыва проводится следующим образом. Для раннемелового времени в северной части описываемого района она проходит по границе Тагильского синклинория и Уралтауского поднятия, приблизительно до широты г. Серова. Южнее она пересекает синклинорий в направлении на юго-восток и достигает его восточного крыла в верховьях р. Нейвы. Южнее р. Нейвы для неокома и апт-альба граница имеет различное положение. В неокоме она располагается вдоль восточного крыла Восточно-Уральского поднятия, а к югу от р. Исети пересекает Восточно-Уральский синклинорий и Зауральский антиклинорий. В пределах Кустанайского синклинория граница простирается вдоль восточного крыла Денисовской антиклинальной зоны, постепенно отклоняясь к востоку от пересечения с р. Тобол. В апт-альбское время граница области размыва южнее р. Нейвы располагается в субмеридиональном направлении до района станции Карталы.

Для послесенноманского времени граница проводится по осевой линии Уралтауского поднятия (приблизительно от широты пос. Саранпауль до широты Свердловска), а затем по его восточному крылу. Южнее широты г. Кыштыма она пересекает сузившийся здесь Тагильский синклинорий и простирается почти в меридиональном направлении по Восточно-Уральскому антиклинорию. Определение границы области размыва в районе Полярного Предуралья, где начиная с турона образовался довольно обширный залив Западно-Сибирского моря, произведено в значительной мере условно. Для туронского и коньяк-раннесантонского времени она проводится приблизительно вдоль р. Адзвы, правого притока р. Усы. Для позднесантон-кампанского и маастрихтско-датского времени, когда происходит расширение залива, граница показана несколько западнее р. Колвы (см. рис. 1, 2).

В сеноманское время граница занимает промежуточное положение: в северной части площади, до широты г. Серова, она располагается аналогично границе раннемелового времени, южнее — отклоняется к западу и приблизительно от широты г. Кыштыма совпадает с границей интервала турон — даний.

Приводимые в настоящей работе данные подсчета объемов осадков для отдельных ярусов меловой системы разнятся от цифр, опубликованных в предварительном сообщении (Папулов, Умова, 1970) в связи с пересмотром стратиграфической принадлежности отдельных пачек нижнемеловых отложений Зауралья. Это касается главным образом уменьшения мощности образований, относимых к берриас-валанжинскому времени, и перевода из аптского яруса в альбский верхней части викуловской свиты. На результаты вычисления размера поднятия области размыва и погружения области накопления в поздне меловую эпоху некоторое влияние оказало соотношение областей сноса и осадконакопления, показанных на прилагаемых к работе палеогеографических картах по сравнению с предыдущим вариантом карт. Эти изменения вытекают из представлений о трансгрессии Западно-Сибирского моря в сеноманском веке в районы Полярного Урала, основанных на новых материалах геологического картирования Воркутинского района.

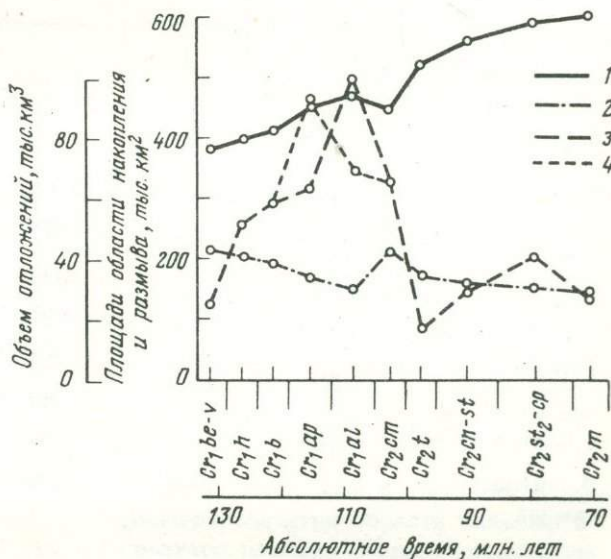
В течение мелового времени четко прослеживается тенденция к увеличению площади накопления с 381 тыс. км² в берриасе до 601 тыс. км² в маастрихте (табл. 6, рис. 3), при этом наблюдается некоторое уменьшение площади накопления в сеномане. Наряду с увеличением площади накопления осадков изменяется их объем. Изменение его происходит периодически (табл. 6, рис. 3). Начиная

Таблица 6
Площадь накопления, размыва (в тыс. кв.км) и объемы осадков (в тыс.куб. км)

| Возраст | Площадь | | | Объем осадков | | | | |
|-----------------------|--------------|---------------------------|--|---------------|-----------------------------------|---|--|-------------------------|
| | размы- ва | накоп- ления (общ.) | накопле- ния (в об- ласти про- гибания) | об- щий | в об- ласти проги- бания | в т.ч. герри- генного матери- ала | поправка на измене- ние глуби- ны бассей- на | теоре- тичес- кий |
| Берриас+ | | | | | | | | |
| Валанжин | 216 | 381 | 381 | 24,8 | 24,8 | 24,8 | -6,2 | 18,6 |
| Готерив | 203 | 418 | 394 | 51,6 | 51,3 | 51,6 | -5,2 | 46,1 |
| Баррем | 189 | 427 | 408 | 58,1 | 57,8 | 58,1 | - | - |
| Апт | 168 | 472 | 450 | 63,5 | 63,3 | 63,5 | - | - |
| Альб | 149 | 484 | 469 | 99,0 | 98,9 | 99,0 | - | - |
| Сеноман | 212 | 472 | 449 | 65,9 | 65,6 | 65,9 | - | - |
| Турон | 169 | 520 | 520 | 17,3 | 17,3 | 16,0 | +6,3 | 23,6 |
| Коньяк + н. сантон | 158 | 562 | 562 | 29,6 | 29,6 | 19,5 | +7,1 | 36,7 |
| В. сантон + кампан | 149 | 591 | 591 | 40,6 | 40,6 | 27,8 | - | - |
| Маастрихт | 139 | 601 | 601 | 27,5 | 27,5 | 20,6 | - | - |

Рис.3. Изменения во времени площади накопления, площади размыва и общего объема отложений

1 - площадь накопления; 2 - площадь размыва; 3 - объем осадков; 4 - вариант изменения объема осадков при отнесении к аптскому ярусу верхней подсвиты викуловской свиты



с берриаса -валанжина (24,8 тыс. км³) объем осадков увеличивается постепенно до апта (63,3 тыс. км³). В альбе достигает максимума (98,9 тыс. км³) объема, а в туроне резкое сокращение объема приводит к его минимальному значению (17,3 тыс. км³). С коньяка до кампана включительно наблюдается некоторое увеличение объема (40,6 тыс. км³), а затем вновь начинается его сокращение.

Распределение мощностей меловых и палеогеновых осадков на территории Зауралья представляет собой картину, характерную для морей шельфового типа: постепенное увеличение мощности в сторону центральной части бассейна (Хаин, 1964). Мощность отложений увеличивается по направлению на северо-восток, при этом в отложениях всех ярусов нижнего мела и сеномана мощность увеличивается довольно быстро, а увеличение мощности отложений верхнего мела (кроме сеномана) происходит очень постепенно и в значительно меньшей степени. На этом общем фоне увеличения мощности к северо-востоку наблюдаются участки то пониженных, то повышенных мощностей, простирающиеся часто в субмеридиональном направлении.

Средняя мощность отложений ярусов нижнего мела и сеномана значительно превосходит мощность более поздних осадков (табл. 7.) С валанжина до альба мощность увеличивается с 65 до 204 м, а с сеномана начинается ее уменьшение. Минимальная средняя мощность (33 м) отмечается до осадков турона.

Наиболее характерными в процессе образования осадков являются большие скорости накопления толщ значительной мощности в раннем меле и сеномане и накопление маломощных слоев в поздне меловую эпоху. Учитывая, что меловые платформенные отложения Зауралья имеют сравнительно небольшие мощности и соответственно небольшие объемы осадков, образовавшихся в течение отдельных веков мела, возникает необходимость при подсчете тектонического погружения внести поправки на изменение уровня осадков накопления в связи с изменением глубины бассейна.

Таблица 7

Средние мощности отложений, величина и скорость погружения области накопления и поднятия области размыва

| Возраст | Рубежи (в млн.лет) | Длительность (в млн.лет) | Средняя мощность отложений (в м) | Величина (в м) | | Скорость (в м за 1 млн. лет) | |
|-----------------------|-----------------------|-----------------------------|---|----------------|----------|---------------------------------|----------|
| | | | | погружения | поднятия | погружения | поднятия |
| Берриас + Валанжин | 134 | | | | | | |
| Готерив | 129 | 5 | 65 | 48 | 115 | 9,6 | 23,0 |
| Баррем | 124 | 5 | 123 | 117 | 249 | 23,4 | 49,8 |
| Апг | 119 | 5 | 138 | 142 | 307 | 28,0 | 61,0 |
| Альб | 112 | 7 | 135 | 150 | 378 | 21,4 | 54,0 |
| Сеноман | 105 | 7 | 204 | 209 | 664 | 29,8 | 94,8 |
| Турон | 100 | 5 | 139 | 146 | 311 | 29,2 | 62,2 |
| Коньяк + н. сантон | 95 | 5 | 33 | 45 | 94 | 9,1 | 16,2 |
| В.сантон + кампан | 95 | 10 | 53 | 65 | 123 | 6,5 | 12,3 |
| Маастрихт- даний | 85 | 12 | 69 | 69 | 186 | 5,7 | 15,6 |
| | 73 | | | | | | |
| | | 6 | 46 | 46 | 149 | 7,7 | 25,0 |
| | 67 | | | | | | |

Наиболее глубоководным море было в берриасе-валанжине; в это время глубина его равнялась 200 м, достигая в центральной части бассейна 400 м. На основании анализа фауны, а также общегеологических данных, аутигенного минералообразования и др. приняты следующие максимальные глубины бассейна: в готериве - 100 м, в раннем альбе - 100 м, в позднем альбе - 50 м, в туроне - 50 м, в коньяк-сантоне - 100 м. В более позднее время если и происходили изменения глубин бассейнов, то они были сравнительно небольшими, не поддающимися определению, и колебания земной коры разного знака в значительной степени компенсировали друг друга, вследствие чего при определении тектонического погружения поправки на изменения глубин бассейна начиная с кампана не принимались во внимание. Для альба и апта поправки не вносились, так как погружение региона с образованием морского бассейна в среднем альбе и раннем апте (кошайская свита) компенсировалось обмелением в позднеальбское время и сменой морских условий осадконакопления на континентальные в середине аптского века и в конце альба.

Величина тектонического погружения, полученная после внесения поправок на изменение глубины, помещена в табл. 7, а графически изображена на рис. 4 и 5. За время с берриаса - валанжина по данным средний размер прогибания Зауралья составил около 1000 м. В разное время интенсивность погружения была различной. Более наглядно это видно из рис. 4, где размер погружения откладывается для каждого века от оси абсцисс, а не нарастает, как на рис. 5. При этом с берриас-валанжина до альба наблюдается нарастание величины погружения (с 48 до 209 м), а с сеномана интенсивность убывает. Турон можно отнести ко времени сравнительного покоя; в это время размер тектонического погружения составляет всего 45 м. В позднем сантоне - кампане отмечается некоторое увеличение интенсивности погружения (до 69 м), а в маастрихте - дании интенсивность падает до минимальной величины - 46 м.

Одновременно с прогибанием области накопления Урал, точнее, его восточный

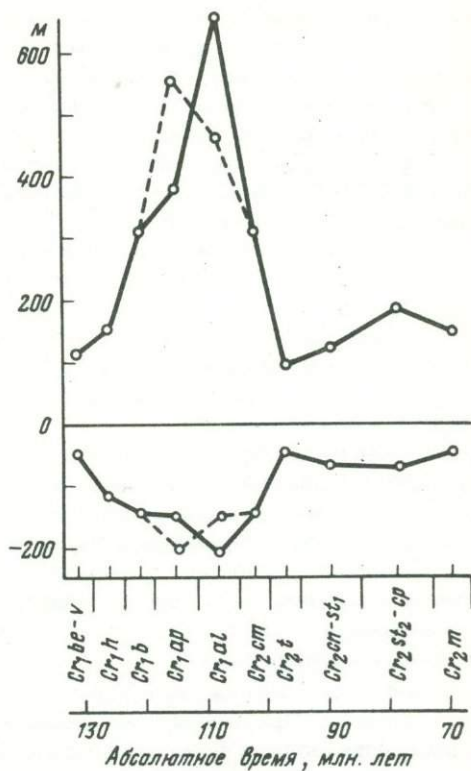


Рис. 4. Изменения во времени среднего размера поднятия области размыва и среднего размера погружения области накопления (размеры погружения и поднятия откладываются для каждого века от оси абсцисс). Пунктирная линия - те же изменения, при отнесении к аптскому ярусу верхней подсвиты викуловской свиты

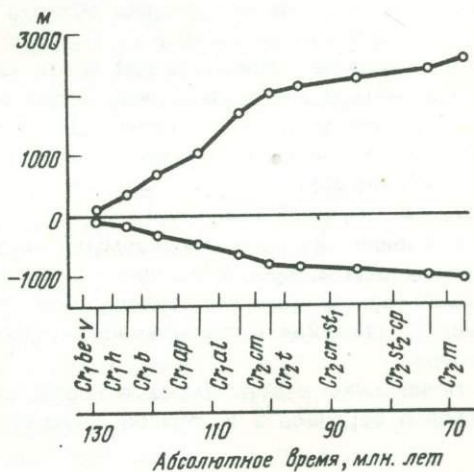


Рис. 5. Изменения во времени среднего размера поднятия области размыва и среднего размера погружения области накопления (размеры погружения и поднятия суммируются от века к веку)

склон, а на юге и западная часть Зауралья, являющиеся областью размыва, испытывали поднятие, и процесс этот происходил в общих чертах синхронно процессу прогибания Зауралья; времени наибольшего прогибания области накопления соответствует время наибольшего поднятия области размыва и наоборот (см. рис. 4 и 5). Интенсивность поднятия области размыва возрастала с берриаса - валанжина до альба - времени максимального поднятия области - с 115 до 664 м (см. табл. 7). С сеномана интенсивность уменьшается; еще более резкое уменьшение интенсивности поднятия происходит в туроне (до 94 м), затем наступает некоторое нарастание (136 м в кампане). Общая величина поднятия области размыва составляет около 2600 м*. Изменение интенсивности поднятия области размыва и погружения области накопления происходит периодически. Четко выполняются два периода более интенсивного поднятия - в альбе и кампане. Изменения интенсивности прогибания области накопления менее резки, и кривая этого процесса сглажена, но и на ней намечаются те же периоды более интенсивного прогибания.

Изменение во времени площади размыва (см. табл. 6) и соотношение ее с изменением площади накопления изображены на рис. 3. Эти кривые являются почти зеркальным отражением друг друга. В течение раннего мела происходит увеличение площади накопления и уменьшение площади размыва. В сеномане некоторому увеличению площади осадконакопления отвечает довольно резкое увеличение площади размыва. С турона по маастрихт - данных наблюдается увеличение площади накопления и уменьшение области размыва. Таким образом, и эти процессы протекают периодически.

Область накопления составляет 63-81% от суммы площади накопления и площади размыва. При таком преобладании области накопления над областью размыва последняя должна была обладать довольно большой высотой, особенно в раннем мелу, когда с нее было снесено значительное количество материала. Исследователи палеоландшафтов считают наиболее вероятной среднюю высоту Уральской суши в готерив-барреме и сеномане от 200 до 500 м (Полякова, 1966).

Поднятие области размыва и погружение области накопления происходили с непостоянной скоростью (см. табл. 7). Оба эти процесса протекали с большей скоростью в течение раннего мела и сеномана, при этом скорость поднятия была значительно больше скорости погружения. Кривые изменения скоростей во времени в общих чертах по отношению друг к другу почти симметричны (рис. 6). С берриаса - валанжина до альба происходит увеличение (за исключением апта) скорости поднятия области размыва (до 94,8 м за миллион лет в альбе) и скорости погружения области накопления (до 29,8 м за миллион лет). Сходные данные сообщает К.Б. Боголепов (1967), который считает, что скорость прогибания Приуральской части низменности в раннемеловое время составляет 25-30 м за миллион лет. Затем наблюдается уменьшение скоростей. Особенно резкое уменьшение происходит в туроне. На протяжении позднего мела скорости погружения области накопления были небольшими и почти не отличались по величине друг от друга, а скорости поднятия области увеличиваются к маастрихту (25 м за 1 млн. лет).

Как видно из рассматриваемых рисунков (см. рис. 1-6), графически отображающих процессы, происходившие в этом регионе, геологическая история его платформенной фазы в меловом периоде была довольно разнообразна и далеко не так монотонна и спокойна в тектоническом отношении, как это может показаться с первого взгляда.

Начавшаяся в верхнеюрское время морская трансгрессия продолжала развиваться в берриасе и валанжине, захватывая все большую площадь. Начиная с го-

*Возможно, эту цифру следует несколько уменьшить ввиду более высокого объема веса палеозойских пород Урала по сравнению со слабо литифицированными осадками мела и палеогена Зауралья.

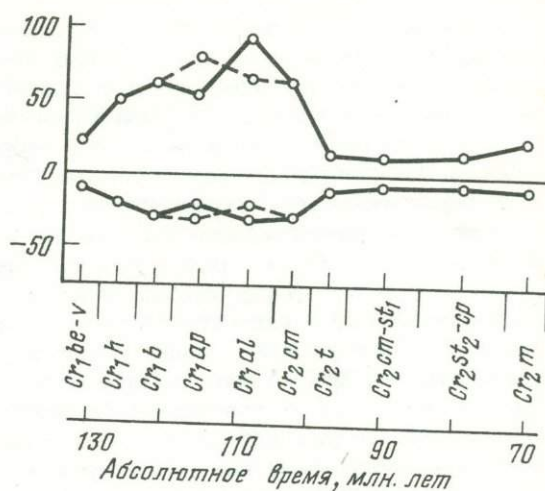


Рис.6. Изменения во времени средней скорости погружения области накопления и средней скорости поднятия области размыва

Пунктирная линия — те же изменения при отнесении к аптскому ярусу верхней подсвиты викуловской свиты

терива в бассейн поступало значительное количество терригенного материала, сносимого с Урала.

В готеривское время область сноса продолжала интенсивно подниматься (см. рис. 4) и приток терригенного материала превосходил объем возможного осадконакопления, в результате чего происходит сокращение акватории бассейна и все возрастающее его обмеление. Этот процесс привел к образованию в позднем готериве на большей части Зауралья равнинной суши с остаточными водоемами внутриконтинентального типа. Лишь севернее широты г. Тобольска продолжали существовать морские условия, сменившиеся континентальными в барреме. Для более восточной части Западно-Сибирской плиты главным поставщиком терригенного материала является Пуровское поднятие, как это показано С.Г. Саркисяном и Т.Н. Процветаловой (1968).

В барреме и начале апта продолжается увеличение объема снесенного терригенного материала, указывающее на еще большую интенсивность поднятия области сноса. В то же время происходит прогибание области накопления, где образуются мощные терригенные толщи. Зауралье в это время превращается в низменную заболоченную и залесенную равнину с системой речных долин и широким развитием опресненных водоемов. На севере эта низменная равнина являлась прибрежной и иногда, возможно, заливалась морем, судя по органическим остаткам, имевшим пониженную соленость. Наибольшая скорость поднятия области сноса и погружения области накопления в первой половине раннего мела приходится на баррем. В апте, хотя скорость этих движений несколько уменьшается, область сноса испытывает еще большее воздымание и интенсивный размыв и является источником большого количества обломочного материала.

Кратковременная морская трансгрессия в начале апта (кошайская свита), по-видимому, свидетельствует о сравнительно кратковременном, более интенсивном прогибании Западно-Сибирской плиты в первой половине апта. В осадках как баррема, так и апта значительно большую роль по сравнению с ранними ярусами мела играет более крупнозернистый материал. Большой объем снесенного материала и его относительно более крупная размерность являются показателями значительной высоты и расчлененности области сноса в апте.

В альбское время площадь накопления продолжает увеличиваться, а ее погружение происходит с большей скоростью и интенсивностью, чем в апте. В среднем альбе начинается трансгрессия моря и оно распространяется на значительную часть Зауралья, а в позднеальбское время наблюдаются его опреснение и обмеление. Первое происходит, по-видимому, в результате сужения пролива, соединявшего Западно-Сибирское море с бореальными морями, а второе — в значительной степени за счет нагромождения материала, сносимого с поднимающегося Урала в Приуральской части Западно-Сибирской плиты, из района Таймыра и Новой Земли, в северной ее части, и с Сибирской платформы в районах Широкого Приобья.

Объем осадков альба значительно больше объема осадков, снесенных в апте, и является максимальным для Зауралья. Вместе с тем среди них большое распространение имеют тонкозернистые, глинистые, отложения. Судя по преобладанию глинистых осадков, суша была менее высокой и менее расчлененной, чем в апте, и, по-видимому, покрыта мощной корой выветривания, которая и послужила исходным материалом для глинистых осадков альба. К этому времени относится образование месторождений бокситов Зауралья.

Увеличение интенсивности погружения Зауралья в конце раннего мела не вызывает сомнения. Однако распределение количества накопившегося здесь терригенного материала между аптским и альбским ярусами и соответственно вычисляемые величины скорости погружения Зауралья и скорости поднятия Урала зависят от принимаемой границы между ярусами. Как отмечалось при описании стратиграфии нижнего мела, граница между аптским и альбским ярусами в рассматриваемом регионе проводится без достаточного палеонтологического обоснования внутри викуловской свиты. Нет также полной уверенности относительно отсутствия в основании ханты-мансийской свиты предсреднеальбского перерыва.

Учитывая недостаточную определенность в вопросе отнесения к альбскому ярусу отложений верхней подсвиты викуловской свиты, возможны и вариации получаемых при подсчете величин объема осадков, скорости и размеров среднего поднятия и погружения для аптского и альбского веков.

На графиках этих параметров пунктиром показаны кривые, отображающие второй вариант, когда граница между аптским и альбским ярусами принимается совмещенной с границей викуловской и ханты-мансийской свит, т.е. первая из них полностью включается в аптский ярус (см. рис. 3, 4, 6).

В этом случае накопление максимального объема осадков приходится на аптский век и величина его равна $93,0 \text{ км}^3$. Для альбского века этот параметр будет равен $69,2 \text{ тыс. км}^3$ (см. рис. 3). Максимальные погружения области накопления и поднятия области размыва в апте будут тогда равны 206 и 555 м, для альбского века они составят 147 и 465 м (см. рис. 4). Соответственно изменятся значения скоростей погружения (для апта — $29,4 \text{ м}$ в 1 млн. лет, для альба — $21,0 \text{ м}$ в 1 млн. лет) и поднятия (для апта — $79,2 \text{ м}$ в 1 млн. лет и для альба — $66,4 \text{ м}$ в 1 млн. лет).

В сеномане происходит уменьшение площади осадконакопления и менее интенсивное ее погружение, площадь же размыва увеличивается и поднимается, хотя и с значительно меньшей, но все еще достаточной интенсивностью. В результате этого с Урала сносится значительное количество терригенного материала, среди которого вновь заметная роль принадлежит сравнительно более крупнозернистым алевритовым осадкам. На большей части Зауралья в это время устанавливается режим низменной аллювиальной равнины, вероятно, с большим количеством болот и водоемов эпиконтинентального типа.

С турона погружение Зауралья происходит медленнее, и начавшаяся в туроне трансгрессия постепенно расширяется, охватывая все новые и новые площади. Показателем компенсации тектонического погружения накоплением осадков является сравнительно выдержанный состав морских осадков позднего мела, среди которых в большинстве случаев на значительной площади преобладают глинистые осадки. Лишь иногда на фоне общего погружения отмечаются, преимущественно в южной части Зауралья, движения обратного знака, кратковременные и имеющие небольшую амплитуду.

Турон является временем относительного тектонического покоя. В это время погружение области накопления и поднятие области размыва происходят с значительно меньшей скоростью и на небольшую величину. Наряду с увеличением размера области накопления объем отложившихся осадков резко уменьшается. Отложения туронского моря представлены преимущественно глинистыми осадками, а в заливах, образовавшихся при трансгрессии моря на расчлененный континент, происходило образование железных оолитовых руд. Последние, по мнению Н.М. Страхова (1960), образуются обычно при сравнительном тектоническом покое.

В коньяк-сантонское время трансгрессия расширяется, область накопления испытывает несколько более интенсивное погружение, а область сноса — относительно более интенсивное поднятие, чем в туроне, но процессы эти имеют очень небольшую скорость и в морской бассейн поступает сравнительно мало терригенного материала. Увеличение объема отложений в значительной степени происходит за счет образования аутигенных — кремнистых осадков. О некотором оживлении эрозии можно судить по увеличению по сравнению с туроном роли песчано-алевритового материала. Последний располагается в прибрежной части бассейна. Большое количество кремнистых осадков, которые имеют, как отмечалось ранее, биогенное происхождение, является показателем существования условий, благоприятных для расцвета организмов с кремневыми панцирями и скелетами, в первую очередь диатомовых водорослей, незначительного притока терригенного материала и наличия широкой связи коньяк-сантонского моря с бореальными морями. Суша в это время, по-видимому, обладала невысоким и малорасчлененным рельефом.

Кампанское время в тектоническом отношении в значительной степени аналогично коньяк-сантону. В это время продолжается расширение трансгрессии и наращивание площади осадконакопления; погружение ее происходит с небольшой скоростью и на небольшую величину. Площадь же размыва, продолжая сокращаться, испытывает более интенсивное поднятие, протекающее с несколько большей скоростью. В результате в бассейн поступает большее количество терригенного материала. В то же время продолжается накопление аутигенно-кремнистых осадков, но осаднение их происходит одновременно с терригенным материалом.

За кратковременной регрессией моря в начале маастрихта наступает его трансгрессия, наибольшая по площади своего распространения за весь меловой период. Параллельно с увеличением площади накопления уменьшается площадь размыва. Погружение первой и поднятие второй происходят в маастрихте на меньшую величину, чем в кампане, но с несколько большей скоростью. Уменьшается и объем отложений, среди которых преобладает терригенный материал. Маастрихтское море Западной Сибири через широкий пролив соединялось с южными бассейнами и было относительно теплым; что нашло свое отражение в накоплении известковых осадков — мергелей на юге Зауралья, тогда как на большей части площади бассейна образуются глинистые породы, а на крайнем севере продолжается осаднение в небольшом объеме кремнистых осадков. Среди отложений этого возраста наибольшую скорость образования имеют мергели.

В конце мелового периода наступает регрессия моря, продолжавшаяся развиваться в раннем палеоцене. Сокращается область накопления и соответственно увеличивается область размыва. Как прогибание первой, так и поднятие второй происходят с еще меньшей скоростью и на меньшую величину, чем в маастрихте. Уменьшается и объем накопленных осадков, среди которых преобладает терригенный глинистый материал. В прибрежной части бассейна кое-где происходит образование марганцевых руд. По интенсивности вертикальных движений это время, как и туронское, можно считать временем относительного тектонического покоя. В позднем палеоцене начинаются трансгрессия палеогенового моря и увеличение площади области осадконакопления.

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ ИЗ АНАЛИЗА РАЗВИТИЯ СТРУКТУРЫ РЕГИОНА В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ

При геотектоническом районировании восточной части Евразии за период ее существования после замыкания герцинских геосинклиналей принято выделять две ее главные составляющие части: древнюю — Восточно-Европейскую (Русскую) платформу — и послегерцинскую Урало-Сибирскую платформу. Установлено, что древние платформы сочленяются с молодыми по системе глубинных разломов. В зоне сочленения Русской платформы с Уральским горным сооружением оно проявилось заложением Предуральского краевого прогиба (Яншин, 1966).

Накопление больших мощностей терригенных отложений в ваннах краевого прогиба указывает на активный характер краевых швов сочленения платформы и Уральской геосинклинальной системы. Однако начиная со среднего триаса краевой прогиб прекращает свое существование и наличие тектонических швов восточного отграничения Русской платформы не проявляется в распределении терригенных отложений. С этого времени осадконакопление локализуется в пределах синеклиз северо-восточной и юго-восточной ее окраин. Оживление краевых швов неминуемо должно сказаться в образовании по линии сочленения Русской платформы и Уральского горного сооружения зоны аккумуляции осадков, однако нет оснований считать, что здесь происходило накопление осадков в сколько-нибудь значительном масштабе, во всяком случае на протяжении юрского, мелового и большей части палеогенового периодов.

Осадки позднемелового моря известны вдоль южной части сочленения Урала и Русской платформы, в пределах так называемой Бельской зоны, однако вряд ли их можно отнести за счет оживления в меловом веке краевых швов платформы. Мощности находящихся здесь отложений, измеряемые единицами метров для каждого яруса верхнего мела, не идут в сравнение с мощностями, накапливающимися в пределах активизирующихся унаследованных тектонических зон. Эти осадки обязаны трансгрессии верхнемелового моря, вызванной, по-видимому, незначительным общим погружением в начале позднего мела южной части Западно-Европейской и Урало-Сибирской молодых платформ. Это погружение по восточную сторону Уральского хребта вызвало проникновение бореальной трансгрессии в более южные части Западно-Сибирской плиты и в отдельные века позднего мела соединение ее с морями, покрывавшими Туранскую плиту.

Присутствие в Бельской зоне Предуралья меловых осадков только подчеркивает то положение, что если бы даже маломощные отложения аккумуляровались в позднем мезозое на протяжении шовного сочленения Русской платформы и Уральского эпипалеозойского сооружения, они не могли бы быть бесследно уничтожены последующей эрозией.

Сочленение Уральского эпипалеозойского сооружения с примыкающей к нему с востока Западно-Сибирской плитой предположительно имеет флексуобразный характер, проявляющийся в ступенчатом погружении фундамента платформенного чехла Западно-Сибирской плиты в восточном направлении. Характерным элементом структуры восточного отграничения Уральского сооружения является система меридионально-ориентированных грабенов, заложившихся в ранний этап формирования осадочного чехла плиты. Это широко известные Челябинский, Анохинский, Буланаш-Елкинский грабены. Они ограничены глубокими разломами земной коры, с которыми связаны излияния основных эффузивов, образующих Зауральскую трапповую формацию.

Опускания, надвиги, сопровождающиеся смятием пород чехла в зоне грабенов, проявляются с начала триаса до средней юры. В рассматриваемый автором меловой период флексуобразный характер сочленения Урала и Западно-Сибирской плиты выявляется в ступенчатом увеличении мощности отложений мелового возраста в зоне перехода от Уральского хребта к Западно-Сибирской плите. Неравномерность возрастания мощности меловых отложений по направлению к востоку отражается на палеогеографических картах всех веков.

Меловые отложения, как правило, лежат практически горизонтально, как это свойственно образованиям платформенного чехла. Однако в зоне сочленения Уральского сооружения с Западно-Сибирской платформой известен ряд локальных нарушений горизонтального залегания слоев пород мелового (и палеогенового) возраста, а также случаев проявления дизъюнктивной тектоники. Меловые породы в районах Зауралья обычно скрыты довольно мощным плащом более молодых (в частности, антропогеновых) осадков и дакт очень мало обнажений, поэтому весьма трудно установить истинный размер проявлений в них тектонических подвижек. Наиболее яркие примеры проявления послемеловой тектоники известны в Северном Зауралье. Здесь можно напомнить обнажение на р. Лозье, у пос. Лозьвинская Пристань, где меловые и палеогеновые породы смяты в складки с наклонном крыльях до 45-50°, и взброс, выявленный бурением с целью водоснаб-

жения г. Серова, где на опоки и диатомиты палеогена надвинуты породы среднего палеозоя. Эти и другие факты проявления послемеловой тектоники в районах Зауралья рассмотрены Н.И. Архангельским (1955, 1959).

Зона сочленения Уральского сооружения с Западно-Сибирской плитой испытывала почти непрерывное погружение начиная с ранней юры, в продолжение всего позднего мезозоя и кайнозоя. В восточной части этой зоны, на меридиане г. Тюмень — с. Леуши, общая мощность этого платформенного чехла составляет в среднем 2000 м. Этот процесс погружения в зоне переходов Урала в Западно-Сибирскую низменность продолжается и в настоящее время. В этом нас убеждает значительная мощность аккумуляровавшихся здесь образований антропогена. По данным В.А. Лидера (1972), мощность послеплиоценовых отложений в некоторых районах Северного Зауралья достигает 60 м.

Таким образом, в продолжение всего мелового периода западный контакт Уральской эпигерцинской молодой платформы, находящийся в зоне шовного сочленения с древней Русской платформой, не проявлял тектонической активности; в противоположность ему восточное сочленение с Западно-Сибирской плитой отличается повышенной тектонической мобильностью, не потеряв этих черт до антропогенного времени включительно. По-видимому, это изменение расположения тектонически активного контакта Уральской складчатой области с западного на восточный произошло с утратой ею черт геосинклинали приблизительно в конце раннего триаса, когда окончательно прекратил свое существование Предуральский краевой прогиб, а на границе Уральского сооружения и Западно-Сибирской плиты возникли глубинные разломы, сопровождавшиеся излияниями эффузивов трапповой формации.

Прослеженная автором в настоящей работе история осадконакопления в зоне сочленения Уральского эпигерцинского сооружения и Западно-Сибирской плиты в течение мелового периода (а также в последующую кайнозойскую эру) показывает, что эти две крупные структурные области проявляют себя по-разному. Если Западно-Сибирская плита все это время испытывает почти непрерывное погружение, сопровождаемое образованием сравнительно мощных толщ терригенных осадков, то Урал представляет область денудации, являясь зоной воздымания по отношению к Западно-Сибирской плите. Отсутствие сноса в западном направлении показывает, что Уральское эпигерцинское сооружение, возвышаясь над низменностью Западно-Сибирской плиты, в то же время не слишком гипсометрически выделялось от районов примыкавшей к нему восточной части Русской платформы.

Таким образом, можно предполагать, что в новейший период своего развития Уральское эпигерцинское сооружение имело прочное сочленение с Русской платформой, не нарушаемое подвижками в зоне зарубцевавшихся краевых швов, заложившихся в геосинклинальный период существования Урала. В то же время возникшее в начале консолидации Уральской эпигерцинской платформы вдоль ее восточного края флексуорообразное сочленение, осложненное глубокими разрывами, продолжало активно сказываться на всем протяжении мелового периода и, по-видимому, продолжало влиять на характер осадконакопления в последующие эпохи кайнозоя. Создается впечатление, что в позднемезозойское и кайнозойское время Урал, во всяком случае в средней части региона, имел прочное сочленение с Русской платформой. В то же время на востоке сочленение с Западно-Сибирской плитой не было столь жестким и тектонические движения в этом участке земной коры имели разный знаки.

Преждевременно отказываться от понятия Урало-Сибирская платформа, предложенного в свое время А.Д. Архангельским, но, употребляя его, следует иметь в виду, что со времени возникновения этой молодой платформы в ее западной части произошли необратимые изменения и Уральская эпигерцинская платформа после возникновения развивалась по иному плану по сравнению с соседней, также послегерцинской по времени консолидации, Западно-Сибирской плитой. Совершенно особое по отношению к Уралу структурное положение Западно-Сибирской плиты отмечалось в ряде работ по региональной геотектонике, что проявляется в оценке ее места в структуре земной коры как "несостоявшийся океан", по

Р.М. Деменицкой и А.М. Карасику (1971), или "неудавшийся океан", по В.В. Белоусову и В.Е. Хаину (Хаин, 1971).

Кроме разницы в степени стабильности сочленения молодой Уральской платформой с соседними — Западно-Сибирской плитой и Русской платформой — имеется еще одна закономерность в развитии тектонического плана этой части земной коры, влиявшая на географию региона в меловом периоде. В первую половину мелового периода погружение испытывают северная часть Западно-Сибирской плиты и северо-восточная часть Русской платформы, что приводит к постоянному присутствию морского бассейна по обе стороны от современной Приполярной и Полярной частей Урала. Море по западную сторону Урала занимало район Печорской синеклизы. Прогиб, пересекавший с юго-запада на северо-восток Русскую платформу, соединял морской бассейн Печорской синеклизы с морями юга платформы.

Частичная перестройка тектонического плана региона произошла в начале позднего мела, когда перестал существовать субдиагональный прогиб Русской платформы и прекратилось сообщение моря Печорской синеклизы с южными морями. Взамен этого вследствие ингрессии Западно-Сибирского моря через Полярный Урал произошло образование залива этого моря в Полярном Предуралье. Прогиб в западной части Западно-Сибирской плиты распространился на более южные районы вдоль восточного склона Урала, что вызвало соединение бореального океанического бассейна с морями Турано-Скифской плиты. Прогиб этот продолжал существовать в течение всего позднего мела, но пролив, соединявший бореальный бассейн с морем Туранской плиты, то замыкался, то возникал вновь, что, естественно, отражалось на характере Западно-Сибирского моря и населявших его организмов.

В позднем мелу в южной части Предуралья достаточно стабильно существовал залив моря Русской платформы. Непосредственное соединение этого моря с Зауральским бассейном, возможно, намечается через мелководные проливы в средней части Урала только в позднем сантоне.

ЛИТЕРАТУРА

- Аграновская И.А., Бочарникова А.Д., Мартынова З.И., Полухина В.А. Стратиграфическое расчленение верхнепалеозойских, мезозойских и третичных отложений восточного склона Урала и Зауралья на основании палинологического анализа. — В кн. "Труды Межвед. совещ. по стратигр. Сибири". Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Аграновская И.А., Еремеева А.И., Киприянова Ф.В. и др. Стратиграфия мезозойских и третичных отложений восточного склона Урала и Зауралья. — В кн. "Труды Межвед. совещ. по стратигр. Сибири". Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Акимушкин И.И. Приматы моря. М., Географиз., 1963.
- Александров А.И., Сигов А.П. О способах определения величин денудационного среза. — Информационное сообщение, серия Геол. месторожд. полезн. ископ., 1966, вып. 7.
- Алескерова З.Т., Крицук Г.С., Ли П.Ф. и др. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. Под ред. Н.Н. Ростовцева. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Алескерова З.Т., Ли П.Ф., Осыко Т.И., Ростовцев Н.Н., Толстихина М.А. Стратиграфия мезозойских и третичных отложений Западно-Сибирской низменности. — Сов. геол., 1957, сб. 55.
- Ансимов В.В., Васильев В.Г., Ровнин Л.И. и др. Березово-Шаимский нефтегазоносный район. М., Госгеолтехиздат, 1962.
- Аргентовский Л.Ю., Бочкарев В.С., Брадучан Ю.В. и др. Стратиграфия мезозойских отложений платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. — В сб. "Проблемы геологии Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции". Труды ЗапСибНИГНИ, 1968, вып. 11.
- Архангельский А.Д. Верхнемеловые отложения востока Европейской России. Избранные труды, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Архангельский Н.И. Мезозойские отложения восточного склона Среднего Урала. К вопросу об их стратиграфии, тектонике и петрографии. — Труды УГУ, Свердловск, 1941.
- Архангельский Н.И. Маастрихтский ярус на восточном склоне Урала. — Зап. УГУ, 1948, вып. 2. Свердловск.
- Архангельский Н.И. Стратиграфия и тектоника мезозойских и нижнекайнозойских отложений восточной окраины Урала в Серовско-Ивдельском районе. — Труды Горно-геол. ин-та УФАН СССР, 1953, вып. 22 (сборн. работ по вопр. стратигр., № 2).
- Архангельский Н.И. О послепалеозойской тектонике восточного склона Урала и Зауралья. — Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 3.
- Архангельский Н.И. Верхнемезозойско-нижнекайнозойская тектоника восточного склона Урала и Зауралья. — Труды ГПИ УФАН СССР, 1959, вып. 32.
- Архангельский Н.И. Стратиграфия мезозойских отложений восточного склона Урала. — Труды ГПИ УФАН СССР, 1960, вып. 51.
- Архангельский Н.И., Вялухин Г.И., Умова Л.А., Шатров В.П. Тектоника мезозоя восточного склона Южного Урала и Южного Зауралья. М., изд-во "Наука", 1968.
- Архангельский С.Д. Геологическое исследование третичных и послетретичных образований на восточном склоне Среднего Урала в бассейне рек Пышмы, Исети и Ирбита. — Труды ВГРО, 1932, вып. 227.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, Том III. Триасовый, юрский и меловой периоды. Гл. ред. А.П. Виноградов. М., Изд. ВАГТ, 1968.
- Афанасьев Г.Д., Багдасарян Г.П., Боровиков Л.И. и др. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. — В сб. "Абсолютный возраст геол. форм". М., изд-во "Наука", 1964.
- Байковская Т.Н. Верхнемеловые флоры Северной Азии. — Труды Бот. ин-та АН СССР, серия VIII, 1956, вып. 2.

- Балахматова В.Т., Липман Р.Х., Романова В.И. Характерные фораминиферы мела и палеогена Западно-Сибирской низменности. - Матер. ВСЕГЕИ, 1955, № 2.
- Безруков П.Л. Верхнемеловые и палеогеновые отложения бассейна верховьев р.Тобола. - Бюлл. МОИП, Отд. геол., 1934, т. XII, вып. 2.
- Безруков П.Л. Датский ярус Восточно-Европейской платформы. - Изв. АН СССР, серия геол., 1936, № 5.
- Безруков П.Л. К открытию мезозойских отложений на Уфимском плато. - Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 5-6.
- Безруков П.Л., Яншин А.Л. Юрские отложения и месторождения бокситов на Южном Урале. - Труды Ин-та геол. и минер., 1934, вып. 7. М.-Л., ОНТИ.
- Безруков П.Л., Яншин А.Л. Юрские отложения и месторождения алюминиевых руд в При-мугоджарских степях. - Труды ВИМС, 1937, вып. 110, т. I, ч. 1.
- Белкин В.И. Юра, мел и палеоген Печорского угольного бассейна и прилегающих районов. Автореф. канд. дисс. Пермь, 1970.
- Белкин В.И., Папулов Г.Н. Вопросы палеогеографии Урала в поздне меловую эпоху. Платформенные образования Урала. - Труды Ин-та геол. и геох. УНЦ СССР, 1972, Сб. по стратигр., № 17.
- Белоусова Н.А., Боярских Г.К., Раевская Е.Б. Стратиграфия неокома западной части Тюменской области (по новым данным). В сб. "Материалы по стратиграфии мезозоя и кайнозоя Западной Сибири". - Труды ЗапСибНИГНИ и ТГУ, 1968, вып. 7.
- Бер А.Г. Представители сеноманской флоры на восточном склоне Урала. - Изв. ВГРО, 1932, т. 51, вып. 8.
- Бер А.Г. Новые данные о меловых отложениях северной части Тургайского прогиба. - Сов. геол., 1957, сб. 62.
- Берлин Т.С., Найдин Д.П., Сакс В.Н., Тейс Р.В., Хабаков А.В. Климаты в юрском и меловом периодах на севере СССР по палеотемпературным определениям. - Геол. и геофиз., 1966, № 10.
- Берлин Т.С., Хабаков А.В. О магнезиальности кальцитовых ростов белемнителид как показателе температуры среды обитания в морях мелового периода СССР - Труды ВСЕГЕИ, 1968а, № 143.
- Берлин Т.С., Хабаков А.В. Результаты определений палеотемператур по белемнитам кальций-магниевым методом. - Бюлл. МОИП, Отд. геол., 1968б., т.77, вып. 1.
- Боголепов К.В. Мезозойская тектоника Сибири. М., изд-во "Наука", 1967.
- Боголюбов Н.Н. Об остатках мезозавров из Оренбургской губернии. "Ежегодник по геол. и минер. России". Под ред. Н.Криштофовича, 1910, т. XII, Ново-Александрия.
- Боголюбов Н.Н. О предполагаемом позвонке динозавра из Оренбургской губернии. "Ежегодник по геол. и минер. России", 1912, т. XIV, Ново-Александрия.
- Бодылевский В.И. Морской мел Урала. Геология СССР, т. 12, ч. 1. Геологическое описание. Л.-М., Госгеолгиздат, 1944.
- Бодылевский В.И. Меловая система. - В кн. "Геология СССР", т. II, ч. 1. Геологическое описание". М., Госгеолгиздат, 1963.
- Бойцова Е.П. Меловые отложения. - В кн. "Геологическое строение Тургайского прогиба". - Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1961, т. 53.
- Бойцова Е.П. Нижнемеловые спорово-пыльцевые комплексы восточного склона Северного, Среднего Урала и Зауралья. - Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1964, т. 124.
- Бойцова Е.П., Болховитина Н.А., Кара-Мурза Э.Н., Покровская И.М. и др. Спорово-пыльцевые комплексы мезозойских отложений СССР. - В кн. "МГК, XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 6". М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Бойцова Е.П., Васильев И.В. Растительные остатки из поздне меловых отложений Западного Казахстана и их стратиграфическое значение. - В кн. "МГК, XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 6". М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Бойцова Е.П., Мазина Е.А., Михайлов Б.М., Овечкин Н.К. Геология юго-западной части Тургайского прогиба. М., Госгеолгиздат, 1955.
- Бойцова Е.П., Овечкин Н.К. Краткое обоснование стратиграфического расчленения меловых и третичных отложений Тургайского прогиба. - Труды Межд. совещ. по разработ. унифицир. стратигр. схем Сибири 1956 г. Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Болховитина Н.А., Бархатная И.Н., Виноградова К.В., Котова И.З. и др. Палинологическая характеристика юрских и меловых отложений Закаспия и сопредельных территорий Средней Азии. - В сб. "Биостратиграфия и палеонтология мезозоя обрамления Каспийского моря и сопредельных районов". М., изд-во "Наука", 1965.
- Болховитина Н.А., Котова И.З. Спорово-пыльцевые комплексы угленосной толщи Суйфунского бассейна на Дальнем Востоке. - Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 1.
- Бондаренко Н.М. Палинологическая характеристика отложений кампанского яруса Усть-Енисейской впадины. - Уч. зап. НИИГА, палеонтология и биостратиграфия, 1969, вып.25.

- Боярских Г.К. Структурно-фациальное районирование мезозоя северо-западной части Западно-Сибирской низменности. — В сб. "Матер. по геол. и нефтегазоносн. Зап-Сиб, низмен.". — Труды ЗапСибНИГНИ и Главтюменьгеологии, 1967, вып. 5.
- Боярских Г.К. Стратиграфическая схема мезозойских отложений Тюменской области. — Труды ЗапСибНИГНИ, 1968, вып. 7.
- Боярских Г.К., Никонов В.Ф., Прокопенко В.И. и др. Березовская опорная скважина (Тюменская область). — Труды ВНИГРИ, 1962, вып. 195.
- Брадучан Ю.В., Нестеров И.И., Соколовский А.П. Стратиграфия мезо-кайнозойских отложений Средне-Обской нефтегазоносной области. — В сб. "Матер. по стратигр. мезозойск. и кайнозойск. отлож. Зап. Сибири". — Труды ЗапСибНИГНИ и ТТГУ, 1968, вып. 7.
- Булатова З.И. Стратиграфия мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской низменности. Альб. Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Булатова З.И. О находках фораминифер в сенонских отложениях р. Северной Сосьвы. — Геол. и геофиз., 1967, № 2.
- Булатова З.И. О расчленении сеноман-туронских отложений по фораминиферам. — В кн. "Решения и труды Межвед. совещ. по доработ. и уточн. унифицир. и коррел. стратигр. схем Зап-Сиб, низм." Тюмень, 1969а.
- Булатова З.И. Фораминиферы кошайской и викуловский свит Березовского опорного разреза Западно-Сибирской низменности. — Труды СНИИГГИМС, матер по стратигр. и палеонтол. Сибири, 1969б, вып. 84.
- Булатова З.И. Некоторые замечания в отношении расчленения сеноман-кампанских отложений Западно-Сибирской низменности. — В кн. "Решения и труды Межвед. совещ. по доработ. и уточн. унифицир. и коррел. стратигр. схем Зап-Сиб, низм.", ч. II. Тюмень, 1970.
- Булатова З.И., Горбовец А.Н., Кисельман Э.Н., Ушакова М.В. К палеоэкологии позднемеловых и палеогеновых фораминифер и радиолярий Западно-Сибирской низменности. — Матер. по стратигр. и палеонтол. Сибири, 1967, вып. 55.
- Василенко В.П., Миклухо-Маклай А.Д. Новые данные о верхнемеловых отложениях Усинско-Роговского междуречья. Геология нефти и газа северо-востока Европейской части СССР, М., изд-во "Недра", 1964.
- Васильев И.В., Теплова Л.С. Сопоставление континентальных нижнемеловых отложений Тургайского прогиба и Северного Приаралья. — Совет. геол., 1969, № 3.
- Вахрамеев В.А. Континентальные меловые отложения восточного склона Среднего Урала (Каменский и Сухоложский районы). — Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 3.
- Вахрамеев В.А. О возрасте мезозойских бокситов Урала, Казахстана и Енисейского кряжа. — Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 2.
- Вахрамеев В.А. Стратиграфия и ископаемая флора меловых отложений Западного Казахстана. Региональная стратиграфия СССР, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Вахрамеев В.А. Ботанико-географическая и климатическая зональность на территории Евразии в юрское и меловое время. — В кн. "Вопросы палеогеографии и биостратиграфии". (Труды I сессии Всес. палеонтол. об-ва). М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Вахрамеев В.А. Позднемеловые флоры Тихоокеанского побережья СССР. Особенности их состава и стратиграфическое положение. — Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 3.
- Вахрамеев В.А. Позднемеловые флоры. — В кн. "Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени". М., изд-во "Наука", 1970.
- Вахрамеев В.А., Добрускина И.А., Заклинская Е.Д., Мейен С.В. Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени. — Труды ГИН АН СССР, 1970, вып. 208.
- Вахрушев Г.В. Предварительный отчет о геологических исследованиях месторождений стекольных песков и огнеупорных глин в районе Зиновьевского завода Башкирской республики. Сызрань, 1932а.
- Вахрушев Г.В. Геологический очерк месторождений стекольных песков и огнеупорных глин Красноусольского завода БашАССР. — Труды СОПС, серия Башкирская, 1932б, вып. 1.
- Вахрушев Г.В. Мезозойские и третичные отложения западного склона Башкирского Урала. — Уч. зап. Саратовск. гос. ун-та, 1940, т. XV, вып. 2.
- Вахрушев Г.В. Меловые отложения Оренбургского Предуралья. — В кн. "Геология СССР", т. XIII, ч. 1. М., изд-во "Недра", 1964а.
- Вахрушев Г.В. Меловые отложения Башкирского Предуралья. — В кн. "Геология СССР", т. XIII, ч. 1. М., изд-во "Недра", 1964б.
- Войцель З.А., Иванова Е.А., Климок С.А. и др. Меловые спорово-пыльцевые комплексы Западно-Сибирской низменности. — Труды Межвед. совещ. по разработ. унифицир. стратигр. схем Сибири 1956 г. Л., Гостоптехиздат, 1957.

- Вторушин А.В., Егорова Н.А. О генезисе мезозойских осадочных железных руд на Северном Урале. Геология и полезные ископаемые Урала. — Труды Свердловского горного института, 1963, вып. 42.
- Габуния Л.К. Вымирание древних рептилий и млекопитающих. Тбилиси. Изд-во "Мецниереба", 1969.
- Габуния Л.К., Рубинштейн М.М. Биостратиграфическая параллелизация кайнозойских отложений Евразии и Северной Америки в свете данных абсолютной геохронологии. — Изв. геол. общ-ва Грузии, 1965, т. 4, № 1.
- Галеркина С.Г. Меловые отложения северо-западной части Западно-Сибирской газоносной провинции. — Труды ВНИГРИ, 1963, вып. 225.
- Галеркина С.Г. Стратиграфия и фаши меловых отложений северо-западной части Западно-Сибирской низменности. Автореф. канд. дисс. Л., ВНИГРИ, 1964.
- Гарецкий Р.Г., Железко В.И., Киселев Л.И., Сегедин Р.А. Меловая система, Западное Примуржье. — В кн. "Геология СССР", т. XXI, ч. 1, кн. 1. М., изд-во "Недра", 1970.
- Гарецкий Р.Г., Кирюхин Л.Г., Самодуров В.И. Меловая система, Южное Примуржье и Северное Приаралье. — В кн. "Геология СССР", т. XXI, ч. 1, кн. 1. М., изд-во "Недра", 1970.
- Гарецкий Р.Г., Шлезингер А.Е., Яншин А.Л. Типы структур молодых платформ Евразии. — Геотектоника, 1965, № 1.
- Геологическое развитие Японских островов. М., изд-во "Мир", 1968.
- Геология СССР, т. XII, ч. 1. Л.—М., Госгеоллиздат, 1944.
- Геология СССР, т. XII, ч. 1. М., изд-во "Недра", 1969.
- Геология СССР, т. XIII, ч. 1. М., изд-во "Недра", 1964.
- Геология СССР, т. II, ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1963.
- Геология СССР, т. 44, ч. 1. М., изд-во "Недра", 1964.
- Геология и минеральные ресурсы Японии. Перевод с англ. М., ИЛ, 1961.
- Герасимов П.А. Палеоцен восточного склона Среднего Урала. — Сов. геол., 1944, № 2.
- Герасимов П.А., Мигачева Е.Е., Найдин Д.П., Стерлин Б.П. Юрские и меловые отложения Русской платформы. Очерки региональной геологии СССР, вып. 5. Изд-во МГУ, 1962.
- Глазунова А.Е. Палеонтологическое обоснование стратиграфии меловых отложений Западно-Сибирской низменности. — Труды Межд. совещ. по разработ. унифицир. стратигр. схем Сибири 1956 г. Л., Госгеолтехиздат, 1957.
- Глазунова А.Е., Балахматова В.Д., Липман Р.Х., Романова В.Т., Хохлова И.А. Стратиграфия и фауна меловых отложений Западно-Сибирской низменности. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1960, т. 29.
- Гликман Л.С. Акулы палеогена и их стратиграфическое значение. М.—Л., изд-во "Наука", 1964.
- Гликман Л.С., Железко В.И., Лазур О.Г., Сегедин Р.А. Новые данные о возрасте верхнемеловых фосфоритоносных отложений района верховьев рек Илек и Темир в Западном Казахстане. — Бюлл. МОИП, Отд. геол., 1970, т. 45, вып. 6.
- Глушко Н.К. Палинологическая характеристика меловых отложений района Саранпауля. — Труды ЗапСибНИГНИ, 1963, вып. 7.
- Гольберт А.В. Тектоно-седиментационные комплексы и формации платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. — Литол. и полезн. ископ., 1968, № 5.
- Гольберт А.В., Климова И.Г. Новые данные об отложениях берриаса и валанжина Западной Сибири. — Геол. и геофиз., 1969, № 12.
- Гольберт А.В., Климова И.Г., Сакс В.Н. Опорный разрез неокома Западной Сибири в Приполярном Зауралье, Новосибирск, изд-во "Наука", 1972.
- Гольберт А.В., Маркова Л.Г., Полякова И.Д., Сакс В.Н., Тесленко Ю.В. Палеоландшафты Западной Сибири в юре, мелу и палеогене. М., изд-во "Наука", 1968.
- Горбовец А.Н. Комплексы радиолярий верхнемеловых отложений Западно-Сибирской низменности. — Матер. по стратигр. и палеонтол. Сибири, 1964, вып. 55.
- Горский В.П. Общие закономерности развития Предуральского краевого прогиба. Совещ. по проблеме "Прогибы". — Тезисы докл. 20-23 апреля 1966 г. Л., ВСЕГЕИ, 1966.
- Григорьева К.Н. Споры и пыльца из сенонских отложений Западно-Сибирской низменности. — Труды СНИИГТИМС, 1969, вып. 84.
- Грязева А.С. Палинологические данные о раннемеловых флорах Печорского бассейна. Палинологический метод в стратиграфии. — Матер. ко 2-й Междунар. палинолог. конф. (Голландия, 1966). Л., Изд. ВСЕГЕИ, 1968.

- Грязева А.С., Мчедlishvili Н.Д. Растительность севера Сибири и северо-востока Европейской части СССР в валанжине. К III Междунар. палинолог. конф. (Новосибирск, 1971). — Труды ВНИГРИ, 1971, вып. 296.
- Гузовский Л.А. Методика и результаты работ по картированию кор выветривания Урала. — Кора выветривания, 1964, вып. 6.
- Густомесов В.А. К экологии верхнеюрских белемнитов (климатическая зональность в распределении, образ жизни, массовые прижизненные повреждения). — Труды МГРИ, 1961, вып. 37.
- Давиташвили Л.Ш. Причины вымирания организмов. М., изд-во "Наука", 1969.
- Дегтева М.Н. Распространение и возраст мезозойских кор выветривания в Южном и Среднем Зауралье. — В сб. "Коры выветривания Урала". Изд-во Саратов. гос. ун-та, 1969.
- Деменецкая Р.М., Карасик А.М. Проблемы генезиса Северного Ледовитого океана. — В кн. "История Мирового океана". М., изд-во "Наука", 1971.
- Дорофеев П.И., Свешникова И.Н. О находке остатков рода *Sciadopitys* S. et Z. в верхнемеловых отложениях Урала. — Докл. АН СССР, 1959, т. 128, № 6.
- Дорф И. Растения и шкала геологического времени. — В сб. "Земная кора". Под ред. В.Е. Хаина. М., ИЛ, 1957.
- Дубровская Н.Ф. О зоне *Trochammina polymera* в отложениях валанжина на северо-западе Тюменского Приуралья. Матер. по палеонтол. и стратигр. Западной Сибири. — Труды СНИИГГИМС, нефт. серия, 1962, вып. 23.
- Еремеева А.И., Белоусова Н.А. Стратиграфия и фауна фораминифер меловых и палеогеновых отложений восточного склона Урала, Зауралья и Северного Казахстана. — Матер. по геол. и полезн. ископ. Урала, 1961, вып. 9.
- Жаркова Г.А. Новый пункт распространения верхнеюрских и нижнемеловых континентальных отложений в Среднем Зауралье. — Труды ГИ УФАН СССР, 1961, вып. 61 (Сб. по вопросам стратиграфии, № 6).
- Жинъю М. Стратиграфическая геология. М.—Л., ИЛ, 1952.
- Заклинская Е.Д. Пыльца покрытосемянных и ее значение для обоснования стратиграфии верхнего мела и палеогена. — Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 74.
- Заклинская Е.Д. Позднемеловые и раннепалеогеновые флоры (по палинологическим данным). — В кн. "Палеозойские и мезозойские флоры Евразии и фитогеография этого времени". М., изд-во "Наука", 1970.
- Заспедова В.С. Фораминиферы верхнеюрских и меловых отложений Западно-Сибирской низменности. — В кн. "Микрофауна СССР", сб. 1. Труды ВНИГРИ, новая серия, 1948, вып. 31.
- Зауер В.В., Мчедlishvili Н.Д. Спорово-пыльцевые комплексы мезозойских и кайнозойских отложений района г. Тюмени. — Труды ВСЕГЕИ, Матер. по палинол. и стратигр. Л., Гостеоліздат, 1954.
- Иванова Е.Н. Глинистые породы мезо-кайнозоя юго-западной части Западно-Сибирской низменности. — В кн. "Геология и нефтеносность запада Зап.-Сиб. низм.". — Труды ВНИГРИ, 1959, вып. 140.
- Иванова Е.А., Маркова Л.Г. Палинологическая характеристика меловых отложений, Готерив — баррем, апт — альб. — В кн. "Пыльца и споры Западной Сибири. Юра — палеоцен". Труды ВНИГРИ, 1961, вып. 177.
- Ивашов П.В. Среднеюрские континентальные отложения Глазовской синеклизы Русской платформы. — Сообщения Д.-В. фил. АН СССР, серия геол., 1965, вып. 24.
- Казаринов В.П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Кара-Мурза Э.Н. Палинологическое обоснование стратиграфического расчленения мезозойских отложений Усть-Енисейской впадины. Автореф. докт. дисс. Л., 1958.
- Карпинский А.П. Третичные осадки восточного склона Урала. — Зап. Уральск. об-ва любит. естеств., 1883, т. VIII, вып. 3.
- Киприянова Ф.В. Стратиграфия морских меловых отложений восточного склона Среднего Урала в свете изучения фораминифер. — Труды ГИ УФАН СССР, 1961, вып. 61 (Сб. по вопросам стратиграфии, № 6).
- Киприянова Ф.В., Папулов Г.Н. К вопросу о стратиграфическом значении вида *Gaudryina filiformis* Berthelin для меловых отложений восточного склона Урала и Зауралья. — Труды ГИ УФАН СССР, 1960, вып. 46.
- Киричкова А.М., Тесленко Ю.В. Нижнемеловая флора Западно-Сибирской низменности. — В кн. "Биостратиграфия мезозойских и третичных отложений Западной Сибири". — Труды СНИИГГИМС, 1962, вып. 22.
- Кирюхин Л.Г., Никитин В.Г., Теплова Л.С. О соотношении морских и континентальных туронских отложений Северного Приаралья. — Бюлл. МОИП, Отд. геол., 1968, т. 13, № 5.

- Кисельман Э.Н. Расчленение верхнесенонских отложений Западно-Сибирской низменности по фораминиферам (верхняя часть верхнего кампана, маастрихт). Матер. по стратигр. и палеонтол. Сибири. — Труды СНИИГГИМС, 1969, вып. 84.
- Климова И.Г. Аммониты валанжина Западно-Сибирской низменности. — Труды СНИИГГИМС, 1960, вып. 8.
- Климова И.Г., Гольберт А.В. Валанжин Приполярного Зауралья. Матер. по стратигр. и палеонтол. Сибири. — Труды СНИИГГИМС, 1969, вып. 84.
- Климова И.Г., Зайцева Т.Ф. Первые находки аммонитов *Spretoniceras* в Западной Сибири. — Труды СНИИГГИМС, 1962, вып. 23.
- Климова И.Г., Тесленко Ю.В. Следы байосской и келловейской трансгрессии в пределах Западно-Сибирской низменности. — Докл. АН СССР, 1960, т. 132, № 6.
- Климова И.Г., Турбина А.С. Систематический анализ фауны моллюсков мезозоя Западно-Сибирской низменности и некоторые палеогеографические и палеоэкологические выводы. — В кн. "Решения и труды Межвед. совещ. по доработ. и уточн. стратигр. схем Зап.-Сиб. низм.". Л., Гостоптехиздат, 1961.
- Козырева В.Ф. Стратиграфия верхней юры и валанжина Западно-Сибирской низменности по фауне фораминифер. — Труды Межвед. совещ. по разработ. унифицир. стратигр. схем Сибири 1956 г. Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Колгина Л.П. К петрографической характеристике песчаных пород в разрезе мезозоя Приуральской части Западно-Сибирской низменности. — Докл. АН СССР, 1964, т. 44, № 5.
- Колгина Л.П. Условия формирования и закономерности размещения коллекторов в отложениях аптского, альбского и сеноманского ярусов мела западной части Западной Сибири. М., изд-во "Наука", 1969.
- Кольцова Т.Т., Ли П.Ф., Певзнер В.С. О возрасте таборинской свиты и юконской толщи в Махневском районе восточного склона Среднего Урала. — Матер. по геол. Зап. Сибири, 1962, Информ. сб. № 53, ВСЕГЕИ.
- Коренева Е.В. Маринопалинологические исследования в СССР. Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М., изд-во "Наука", 1966.
- Коровин М.К., Кудрявцев Н.А., Степанов Д.Л., Тыжнов А.В., Рябухин Г.Е. Перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. М.—Л., Гостгеоиздат, 1943.
- Котова И.З. Палеофлористические области СССР в юрское и раннемеловое время и данные спорово-пыльцевого анализа. — Палеонтол. ж., 1965, № 1.
- Кришнан М.С. Геология Индии и Бирмы. М., ИЛ, 1954.
- Криштофович А.Н. Ископаемая флора с реки Лозьвы в Северном Урале с остатками макклинтокий, родственная гренландской. — Труды ВГРО НКТП СССР, 1933, вып. 291.
- Криштофович А.Н. О меловой флоре восточного склона Урала и отношении ее к залежам бокситов. — Матер. ЦНИГРИ, общ. серия, 1936, сб. 1.
- Криштофович А.Н. Континентальный мел Урала. Геология СССР, т. XII, ч. 1. Геологическое описание. Л.—М., Гостгеоиздат, 1944.
- Криштофович А.Н. Избранные труды, т. III. М.—Л., изд-во "Наука", 1966.
- Кротов Б.П., Успенский Н.А., Подситник А.А., Рыловникова В.П., Роде Е.Я. Железородные месторождения алапаевского типа на восточном склоне Среднего Урала и их генезис, т. I и II. М., Изд-во АН СССР, 1936.
- Кротов А.И., Шибкова К.Г. Комплексы диатомовых и кремневых жгутиковых водорослей в верхнемеловых, палеогеновых и неогеновых отложениях восточного склона Урала и Зауралья. — Матер. по геол. и полезн. ископ. Урала, 1961, вып. 9.
- Лебедев В.И., Маркова Л.Г. Очерк развития верхнемеловой флоры Западной Сибири. — В кн. "Биостратиграфия мезозойских и третичных отложений Западной Сибири". — Труды СНИИГГИМС, 1962, вып. 22.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Геологические исследования в Губерлинских горах (предварительный отчет). — Зап. минер. об-ва, 1891, серия 2, ч. 28.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. О верхнемеловых отложениях Губерлинских гор. — Труды С.-Петербург. об-ва естествоиспыт., Отд. геол. и минерал., 1893, т. XXIII.
- Ли П.Ф., Певзнер В.С. Геология и металлогения кор выветривания Зауралья. Л., изд-во "Недра", 1968.
- Ли П.Ф., Равдоникас О.В. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Тюменского Зауралья. — Матер. ВСЕГЕИ, новая серия, 1960а, вып. 36.
- Ли П.Ф., Равдоникас О.В. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности бассейна р. Тавды Западно-Сибирской низменности. — Матер. ВСЕГЕИ, новая серия, 1960б, вып. 38.
- Ли П.Ф., Равдоникас О.В., Певзнер В.С. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Усть-Иртышской впадины Западно-Сибирской низменности. — Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1960а, т. 33.

- Ли П.Ф., Равдоникас О.В., Пятницкий В.К. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Березовского газоносного района Западно-Сибирской низменности. - Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1960б., т. 36.
- Лидер В.А. Стратиграфия мезозойских отложений бассейна р.Северной Сосьвы. - В кн. "Труды Межвед. совещ. по стратигр. Сибири". Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Лидер В.А. Геология Северососьвинского бурогоугольного бассейна. - Матер. по геол. и полезн. ископ. Урала, 1964, вып. 11.
- Лидер В.А. Новые данные по геологии антропогенных отложений Урала. - В сб. "Чтения памяти А.Н. Заварицкого", вып. 1. Свердловск, 1972.
- Липман Р.Х. Позднемеловые радиоларии Западно-Сибирской низменности и Тургайского прогиба. - В кн. "Матер. по стратигр. мезо-кайнозоя Тургайского прогиба, Северного Приаралья и Западно-Сибирской низменности". Труды ВСЕГЕИ, новая сер., 1962, т. 77.
- Липман Р.Х., Романова В.И. Стратиграфическое расчленение верхнеюрских, меловых и палеогеновых отложений по Тюменской опорной скважине 1-Р на основании изучения микрофауны. - Матер. ВСЕГЕИ, новая серия, 1955, вып. 9.
- Любимова П.С., Козьмина Т.А., Решетникова М.А. Остракоды мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности. - Труды ВНИГРИ, 1960, вып. 160.
- Малахов А.А. Вопросы стратиграфии рыхлых отложений Уфимского плато и Уфимского амфитеатра. Геология и полезн. ископ. Урала. - Труды Свердловского горного ин-та, 1961, вып. XXXIX.
- Маркевич В.П. История геологического развития и нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. М., изд-во "Наука", 1966.
- Маркевич В.П., Гурари Ф.Г. К проекту стратиграфической схемы мезозойских и третичных отложений Западно-Сибирской низменности. - В кн. "Труды Межвед. совещ. по работ. унифицир. стратигр. схем Сибири 1956 г." Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Маркевич В.П., Гурари Ф.Г. К стратиграфии мезозойских и третичных отложений Западно-Сибирской низменности. - Труды Ин-та нефти АН СССР, 1958, т. IX.
- Маркова Л.Г. Спорово-пыльцевые комплексы мезозоя Западно-Сибирской низменности. - В кн. "К первой международной палинологической конференции (Таксон, США). Докл. сов. палинол". М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Маркова Л.Г. К истории флоры неокома Западной Сибири (по данным палинологии). - Изв. СО АН СССР, серия биол.-мед. наук, 1966, вып. 3, № 12.
- Маркова Л.Г. Спорово-пыльцевые комплексы раннего мела Западной Сибири. - В кн. "Стратиграфия и палеонтология мезозойских, палеоген-неогеновых континентальных отложений Азиатской части СССР". Л., изд-во "Наука", 1967.
- Маркова Л.Г. История развития раннемеловой флоры Западно-Сибирской низменности (по данным палинологии). М., изд-во "Недра", 1971.
- Маркова Л.Г., Скуратенко А.В. Материалы по палеонтологии и стратиграфии Западной Сибири. - Труды СНИИГГИМС, серия неф. геол., 1960, вып. 8.
- Маркова Л.Г., Скуратенко А.В., Тесленко Ю.В. О корреляции континентальных голц-сеномана некоторых южных районов Западно-Сибирской низменности по данным палеоботаники. - Матер. по стратигр. и палеонтол. Сибири, 1967, вып. 55.
- Маркова Л.Г., Тесленко Ю.В. История развития юрской флоры Западной Сибири. - Труды СНИИГГИМС, 1962, вып. 22.
- Меннер В.В. Биостратиграфические основы сопоставления морских лагунных и континентальных свит. - Труды ГИН АН СССР, 1962, вып. 65.
- Меннер В.В., Никифорова К.В., Певзнер М.А. и др. Палеомагнетизм в детальной стратиграфии верхнего кайнозоя. - Изв. АН СССР, серия геол., 1972, № 6.
- Михайлов Н.П. Стратиграфия мезозой восточного склона Северного Урала. - В кн. "Труды Межвед. совещ. по разработ. унифицир. стратигр. схем Сибири 1956 г.". Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Михеев Н.С. Алапаевский железорудный бассейн. Свердловск, Изд-во Уралплана, 1928.
- Москвин М.М. Датский ярус. Danien. Постановления Межвед. стратигр. комитета и решения его постоянн. стратигр. комиссий, 1965, вып. 7. М., ОНТИ-ВИЭМС.
- Мчедlishvili Н.Д. Палинологическая характеристика меловых отложений. Сеноман. - В кн. "Пыльца и споры Западной Сибири. Юра - палеоцен". - Труды ВНИГРИ, 1961, вып. 177.
- Мчедlishvili Н.Д. Нижнемеловая флора северо-западной части Западно-Сибирской низменности. Палинология в нефтяной геологии. К III Междунар. палинол. конф. (Новосибирск, 1971). - Труды ВНИГРИ, 1971, вып. 296.
- Найдин Д.П. Верхнемеловые отложения Русской платформы. - Труды ВНИГРИ, 1961, вып. 29.

- Найдин Д.П. Кампанский ярус, кампан. Campanien. Постановления Межвед. стратигр. комитета и решения его постоянн. стратигр. комиссий, 1965а, вып. 7, М., ОНТИ-ВИЭМС.
- Найдин Д.П. Изотопные палеотемпературные определения по белемнителдам. - Бюлл.МОИП, Отд. геол., 1965б, т. 40, № 6.
- Найдин Д.П. Морфология и палеобиология верхнемеловых белемнитов. Изд-во МГУ, 1969.
- Найдин Д.П., Гейс Р.В., Задорожный И.К. Некоторые новые данные о температурах маастрихтских бассейнов Русской платформы и сопредельных областей по изотопному составу кислорода в ростках белемнитов. - Геохимия, 1964, № 10.
- Наливкин Б.В. Меловая система. - В кн. "Геологическое строение Орско-Халиловского района". М., Госгеолгиздат, 1941.
- Наливкин В.Д. Фашии и геологическая история Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии. - Труды ВНИГРИ, новая серия, 1950, вып. 47.
- Наливкин В.Д. Новые данные по геологии и газонефтеносности Западно-Сибирской низменности. - Труды ВНИГРИ, 1959, вып. 140.
- Наливкин Д.В. Геологическая история Урала. Свердловгиз, 1943.
- Наливкин Д.В. Вопросы стратиграфии СССР. - Зап. ЛГИ, 1960, т. 37, № 2.
- Наливкин Д.В. Геология СССР, М.-Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Никитин В.В. Констатирование присутствия морских мезозойских отложений в Н.-Салдинской даче Н.-Тагильского округа. - Изв. Геолкома, 1922, т. 54, вып. 2-5.
- Никитин В.Г. К стратиграфии меловых и палеогеновых отложений северо-западной части Тургайского прогиба. - В сб. "Геология Тургайского прогиба и Приаралья". - Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1967, т. 23.
- Никитин С.Н. Следы мелового периода в Центральной России. - Труды Геол. ком., 1888, т. 5, № 2.
- Овечкин Н.К., Бойцова Е.П., Мазина Е.А., Михайлов Б.М. Геология юго-западной части Тургайского прогиба. - Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1955, т. 5.
- Павлов А.П. Нижний мел России и его фауна (перевод с француз.). - В кн. "Сравнительная стратиграфия борельного мезозоя Европы". М., изд-во "Наука", 1965.
- Папулов Г.Н. К вопросу о нижнем мезозое в Среднем Зауралье. - Докл. АН СССР, новая серия, 1954, т. ХСVII, № 1.
- Папулов Г.Н. Стратиграфия и некоторые вопросы палеогеографии верхнемезозойских отложений восточного склона Среднего Урала и Среднего Зауралья. - Труды ГТИ УФАН СССР, 1959, вып. 32.
- Папулов Г.Н. Вопросы стратиграфии верхнемезозойских отложений восточного склона Урала. - Решения и труды Межвед. совещ. по доработ. и уточн. унифицир. и коррел. стратигр. схем Зап.-Сиб. низм. Л., Гостоптехиздат, 1961а.
- Папулов Г.Н. К вопросу о комплексах фораминифер с известковистой раковинной из туронниженосенонских отложений Зауралья. - Решения и труды Межвед. совещ. по доработ. и уточн. унифицир. и коррел. стратигр. схем Зап.-Сиб. низм. Л., Гостоптехиздат, 1961б.
- Папулов Г.Н. Верхнеюрские континентальные отложения восточного склона Урала. - Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 9.
- Папулов Г.Н. Схема стратиграфии меловых отложений Урала. - В кн. "Объяснительная записка к унифицированным и корреляционным схемам Урала". Л., ВСЕГЕИ, 1968.
- Папулов Г.Н., Бронникова Н.Ю. Об одном из местонахождений раннемеловой флоры на Среднем Урале. - Труды ГТИ УФАН СССР, 1961, вып. 61 (Сб. по вопр. стратигр., № 6).
- Папулов Г.Н., Бронникова Н.Ю. Верхненосенонские континентальные отложения в районе г. Н. Тагила (Средний Урал). - Бюлл. МОИП, Отд. геол., 1965, т. 40, № 3.
- Папулов Г.Н., Киприянова Ф.В. Датский ярус восточного склона Урала и Зауралья. - В кн. "МГК, XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 5". М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Папулов Г.Н., Мартынова З.И. Биостратиграфические и палеофациальные исследования и их практическое значение. - Труды 10-й и 11-й сессий Всес. палеонтол. об-ва, М., изд-во "Недра", 1970.
- Папулов Г.Н., Ситникова З.И. Мезозойские и палеогеновые отложения района Туринской опорной скважины в Среднем Зауралье. - Труды Ин-та геологии УФАН СССР, 1964, вып. 68.
- Папулов Г.Н., Умова Л.А. Меловые и палеогеновые отложения правобережья р. Исети в пределах Шадринского района. - Труды ГТИ УФАН СССР, 1956, вып. 24 (Сб. по вопр. стратигр., № 3).
- Папулов Г.Н., Умова Л.А. Интенсивность тектонических движений на Урале и в Зауралье в меловое и раннепалеогеновое время по данным объемного метода. - Докл. АН СССР, 1970, т. 190, № 3.

- Папулов Г.Н., Умова Л.А. О двух типах "железных оолитовых руд" мезозоя Зауралья. Платформенные образования Урала. - Труды ИГГ, УНЦ АН СССР, 1972, сб. по стратигр., № 17.
- Папулов Г.Н., Эдигер И.С. К вопросу о верхненеонских прибрежно-морских отложениях восточного склона Северного Урала. Ежегодник, 1970. Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР, Свердловск, 1971.
- Папулов Г.Н., Эдигер И.С. Смена флор на рубеже раннего и позднего мела Урала (по палинологическим данным). Труды III Междунар. палинол. конф. (Новосибирск, 1971). М., изд-во "Наука", 1973.
- Певзнер В.С. Меловые отложения восточного склона Урала. ВСЕГЕИ, Информ. сб., № 39. Л., 1960.
- Певзнер В.С. Возраст и строение мысовской свиты на восточном склоне Среднего Урала. - Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1965, т. 115. (Биостратигр. сборн., вып. 1).
- Пергамент М.А. Стратиграфия верхнемеловых отложений северо-западной Камчатки (Пенжанский район). - Труды ГИН АН СССР, 1961, вып. 39.
- Пергамент М.А. Этапность развития иноцерамов в свете абсолютной геохронологии. - Палеонтол. ж., 1967, № 1.
- Петров В.П. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще. - Труды ИГН АН СССР, 1948, вып. 95, петр. серия (№ 29).
- Покровская И.М. О стратиграфическом положении глин с мак-клинтокиями с р. Лозьвы на Северном Урале. - Труды ИГН АН СССР, 1947, вып. 88, геол. серия (№ 26).
- Покровская И.М. Верхнемеловые спорово-пыльцевые комплексы Западно-Сибирской низменности. - В кн. "Атлас верхнемеловых, палеоценовых и эоценовых спорово-пыльцевых комплексов некоторых районов СССР". - Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1960, т. 30.
- Покровская И.М. Верхнемеловые комплексы. - В кн. "Палеопалинология, т. II". - Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1966, вып. 141.
- Полевая Н.И. Материалы для составления последокембрийской шкалы абсолютной геохронологии. - Труды IX сессии комиссии по определ. абсолют. возраста геол. формаций. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1961.
- Полевая Н.И. Шкала абсолютной геохронологии. Материалы годичной сессии Ученого совета по результатам работ 1960 г. - Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1963, т. 92.
- Полякова И.Д. О геохимической интерпретации и систематизации палеоландшафтов юго-западной части Западно-Сибирской низменности. - В кн. "Геол. нефтеносн. районов Зап.-Сиб. низм." - Труды СНИИГИМС, 1966, вып. 47.
- Полянин В.А. К изучению зырянской группы рудников Алапаевского района на восточном склоне Урала. - Уч. зап. Казанского ун-та. Геология, 1931, вып. 1.
- Пономаренко З.К. Палеоклиматические условия образования бокситов Казахстана. - В кн. "Генезис бокситов". М., изд-во "Наука", 1966.
- Пронин А.А. О происхождении железных руд так называемого "алапаевского типа" на Урале. - Зап. Всес. минер. об-ва, 1954, ч. XXXIII, № 4.
- Пронин А.А. Основные черты истории тектонического развития Урала. М.-Л., изд-во "Наука", 1965.
- Пронин А.А. Основные черты тектонического развития Урала. Каледонский шкл. Л., изд-во "Наука", 1971.
- Рабинович С.Д., Еремеева А.И. Меловые и третичные отложения восточного склона Урала и Зауралья. - Труды ГИ УФА АН СССР, 1956, вып. 24 (Сб. по вопр. стратигр., № 3).
- Радченко Г.П. Ярусы провинциальных стратиграфических шкал для континентальных отложений и корреляции последних с морскими отложениями. - В кн. "Геологическое строение СССР", т. V. М., изд-во "Недра", 1969.
- Региональная стратиграфия Китая. Вып. 2. М., ИЛ, 1963.
- Ренгартен В.П. Стратиграфия меловых и третичных отложений Восточного Приуралья. - Труды ИГН АН СССР, 1951, вып. 133, серия геол. (№ 54).
- Ренгартен В.П. О некоторых представителях верхнемеловой фауны восточного Приуралья. Вопросы петрографии и минералогии, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Ренгартен В.П. Сантонский ярус. Сантон. Santonien. - Постановления Межвед. стратигр. комитета и решения его постоянн. стратигр. комиссий, 1965, вып. 7. М., ОНТИ-ВИЭМС.
- Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Урала. М., Госгеолтехиздат, 1961.

- Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Л., Гостоптехиздат, 1961.
- Решения Всесоюзного совещания по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. Л., Гостоптехиздат, 1962.
- Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированной и корреляционной схем Западно-Сибирской низменности. Тюмень, 1969.
- Ровнин Л.И. Шаимское месторождение нефти в Тюменской области. - Геол. нефти и газа, 1960, № 11.
- Ронов А.Б. Количественный метод исследования колебательных движений земной коры, ч. 1. - Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1944, № 6.
- Ронов А.Б. Количественный метод исследований колебательных движений земной коры, ч. 2. - Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1945, № 2.
- Ронов А.Б. Некоторые общие закономерности развития колебательных движений материков (по данным объемного метода). - В сб. "Проблемы тектоники". М., Госгеолтехиздат, 1961.
- Ронов А.Б., Хаин В.Е. Палеогеография и литологические формации материков в мезозое. - В кн. "МГК, XXI сессия. Докл. сов. геол." М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Ростовцев Н.Н. Западно-Сибирская низменность. Очерки по геологии СССР. Т. 1. Л., Гостоптехиздат, 1956.
- Ростовцев Н.Н., Алексерова З.Т., Еганов Э.А., ЛипФ., Осыко Т.И., Толстихина М.А. Стратиграфия мезозойских и третичных отложений Западно-Сибирской низменности. - Труды Межвед. совещ. по разработ. унифицир. стратигр. схем Сибири 1956 г. Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Рудкевич М.Я. Тектоника Западно-Сибирской плиты и ее районирование по перспективам нефтегазности. - Труды ЗапСибНИГНИ, 1969, вып. 14.
- Рудкевич М.Я., Бочкарев В.С., Максимов Е.М., Тимофеев А.А. Основные этапы истории геологического развития Западно-Сибирской плиты. - Труды ЗапСибНИГНИ, 1970, вып. 38.
- Сазонова И.Г. Берриасские и нижневаланжинские аммониты Русской платформы. - В кн. "Берриас Русской платформы (стратиграфия, фауна аммонитов и ауселл)". - Труды ВНИГНИ, 1971, вып. 110.
- Сазонова И.Г., Сазонов Н.Т. Палеогеография Русской платформы в юрское и раннемеловое время. - Труды ВНИГНИ, 1967, вып. 62.
- Сакс В.Н. Геологическая история Северного Ледовитого океана на протяжении мезозойской эры. - В кн. "МГК, XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 12." М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Сакс В.Н. Некоторые вопросы стратиграфии и фашиальной характеристики мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности. - Геол. и геофиз., 1961а, № 3.
- Сакс В.Н. Некоторые проблемы палеогеографии юрского периода в связи с изучением белемнитовых фаун Сибири. - Геол. и геофиз., 1961б, № 10.
- Сакс В.Н., Климова И.Г. О зональном расчленении нижнего мела бассейна р.Северной Сосьвы по головоногим моллюскам. - Геол. и геофиз., 1967, № 7.
- Сакс В.Н., Месежников М.С., Шульгина Н.И. О связях юрских и меловых морских бассейнов на севере и юге Евразии. - В кн. "МГК, XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 16а". М., изд-во "Недра", 1964.
- Сакс В.Н., Нальняева Т.И. Верхнеюрские и нижнемеловые белемниты Севера СССР. Роды *Cylindroteuthis* и *Lagonibelus*. М.-Л., изд-во "Наука", 1964.
- Сакс В.Н., Нальняева Т.И. Верхнеюрские и нижнемеловые белемниты Севера СССР. Роды *Pachyteuthis* и *Acroteuthis*. М.-Л., изд-во "Наука", 1966.
- Сакс В.Н., Ронкина З.З., Шульгина Н.И., Басов В.А., Бондаренко Ц.М. Стратиграфия юрской и меловой систем севера СССР. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1963.
- Сакс В.Н., Шульгина Н.И. О выделении берриасского яруса в меловой системе. - Геол. и геофиз., 1964, № 8.
- Сакс В.Н., Шульгина Н.И. Новые зоны неокома и граница берриасского и валанжинского ярусов в Сибири. - Геол. и геофиз., 1959, № 12.
- Сакс В.Н., Шульгина Н.И., Басов В.А. и др. Граница юры и мела и берриасский ярус в Бореальном поясе. Новосибирск, изд-во "Наука", 1972.
- Самылина В.А. Мезозойская флора р.Колымы (гинкговые, хвойные). - Труды Бот. ин-та АН СССР, серия VIII, 1967, вып. VI.
- Саркисян С.Г., Процветалова Т.Н. Палеогеография Западно-Сибирской низменности в раннемеловую эпоху. М., изд-во "Наука", 1968.
- Свешникова И.И., Буданцев Л.Ю. Ископаемые флоры Арктики. Палеозойские и мезозойские флоры Западного Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа и острова Новая Сибирь. Л., изд-во "Наука", 1969.

- Сигов А.П. Геологическое строение и перспективы Южного Зауралья. — Матер. по геол. и полезн. ископ. Урала, 1958, вып. 6.
- Сигов А.П. Стратиграфическое и корреляционное значение терригенных компонентов осадочных пород. — Сов. геол., 1960, № 3.
- Сигов А.П. Проблематические органические образования из мезозоя и кайнозоя восточного склона Урала. — Труды ГИ УФАН СССР, 1961, вып. 61 (Сб. по вопр. стратигр., № 6).
- Сигов А.П. Основные черты геоморфологии Урала. — Матер. по геоморфол. и новейшей тектонике Урала и Поволжья, сб. 1. Уфа, 1962.
- Сигов А.П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М., изд-во "Недра", 1969а.
- Сигов А.П. Меловая система. — В кн. "Геология СССР". т. XII, ч. 1. Геологическое описание. М., изд-во "Недра", 1969б.
- Ситникова З.И. Разрез верхнемеловых отложений Южного Зауралья. — Труды ГИ УФАН СССР, 1961, вып. 61.
- Ситникова З.И. Мезозойские отложения района Мугайского месторождения бокситов на восточном склоне Среднего Урала. Автореф. канд. дисс. Свердловск, 1970.
- Ситникова З.И., Эдигер И.С. О возрасте бокситов Мугайского месторождения. Геол. и полезн. ископ. Урала. — В кн. "Матер. к II уральск.конфер.молодых геологов и геофизиков, ч. 1". Свердловск, 1969.
- Ситникова З.И., Эдигер И.С. К стратиграфии альб-сеноманских отложений Зауралья. Ежегодник, 1970. Свердловск, 1971.
- Ситникова З.И., Эдигер И.С. К вопросу о возрасте мугайской железорудной толщи на Среднем Урале. Платформенные образования Урала. — Сб. по вопр. стратигр., № 17. Свердловск, 1972.
- Сложеницина Г.П., Волков А.А. Новые данные к стратиграфии нижнемеловых отложений восточного склона Южного Урала по данным изучения спорово-пыльцевых комплексов. — В кн. "Решения и труды Межвед. совещ. по доработ. и уточн. унифицир. и коррел. стратигр. схем Зап.-Сиб. низм.", ч. II. Тюмень, 1970.
- Собольская В.Н. Об этапах тектонического развития огражденных эпипалеозойских плит. — В сб. "Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности". М., изд-во "Наука", 1965.
- Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Тейс Р.В., Найдин Д.П., Задорожный И.К. Изотопный состав кислорода CaCO_3 ростров верхнемеловых белемнитов и вмещающих пород. Геохимия, 1969, № 1.
- Тектоника Евразии. Главный редактор А.Л. Яншин. (Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии м-ба 1:5000000). М., изд-во "Наука", 1966.
- Тесленко Ю.В., Гольберг А.В., Полякова И.Д. Пути расселения древнейших покрытосемянных в Западной Сибири. — Бот. ж., 1966, т. 51, № 6.
- Тесленко Ю.В., Маркова Л.Г. Нижнемеловая флора Западно-Сибирской низменности. — В кн. "Биостратиграфия мезозойских и третичных отложений Западной Сибири". — Труды СНИИГИМС, 1962, вып. 22.
- Топорков Д.Д. Геологические особенности, типы и ресурсы железных руд Тургайского прогиба. — Труды Объедин. Кустанайск. научн. сессии АН КазССР. т. II. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958.
- Топорков Д.Д. О тектонике Тургайского прогиба в мезозое и кайнозое. — Изв. АН КазССР, серия геол., 1964, № 1.
- Труды Межведомственного совещания по стратиграфии Сибири. Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Туаев Н.П. Очерк геологии и нефтеносности Западно-Сибирской низменности. — Труды Нефт. геол.-развед. ин-та, новая серия, 1941, вып. 4.
- Умова Л.А. Меловые и палеогеновые отложения района Аятских железорудных месторождений. — Западно-Уральск. геол. об-ва, 1948, вып. 2. Свердловск.
- Умова Л.А. Литология и фаши маастрихтских отложений восточного склона Среднего Урала. — Труды ГИ УФАН СССР, 1957, вып. 28 (Сб. по вопр. стратигр., № 4).
- Умова Л.А. Петрографическая характеристика железных оолитовых руд бассейна р. Мугай в Среднем Зауралье. — Матер. по геол. и полезн. ископ. Урала, 1958, вып. 6.
- Умова Л.А. Глаукозит-лептохлоритовые породы бассейна р. Северной Сосьвы. — Труды ГИ УФАН СССР, 1959, вып. 42.
- Умова Л.А., Цаур Г.И., Шагров В.П. Палеогеография восточного склона Урала и Зауралья в меловое и палеоценовое время. Под ред. Г.Н. Папулова. Свердловск, 1968.
- Умова Л.А., Шагров В.П. Континентальные юрские и меловые отложения Южного Зауралья. — Сб. по вопр. стратигр., № 11. Свердловск, 1968.
- Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. Л., ВСЕГЕИ, 1968.
- Федоров Б.М. О мезозойских бокситах восточного склона Среднего Урала. — Бюлл. МОИП, новая серия, отд. геол., 1935, т. XIII (1).

- Федоров Б.М. Условия залегания и генезис мезозойских бокситов Среднего Урала. — Труды ВИМС, 1937, вып. 110. "Бокситы", т. I, ч. 1.
- Федоров Е.С. Геологические исследования в Северном Урале в 1884—1886 гг. — Горный журнал, 1890, т. I, вып. 3; т. II, вып. 4, 5, 6.
- Фораминиферы меловых и палеогеновых отложений Западно-Сибирской низменности. Под ред. Н.Н. Субботиной. — Труды ВНИГРИ, 1964, вып. 234.
- Хабаков А.В. Стратиграфический разрез Восточного Зауралья, вскрытый Тюменской опорной скважиной 1-Р. — Матер. по геол., гидрогеол. и нефтегазоносности Западной Сибири, общая серия, вып. 1. М., Госгеолиздат, 1954.
- Хаин В.Е. Общая геотектоника. М., изд-во "Недра", 1964.
- Хаин В.Е. Место процессов осадкообразования в тектонической эволюции Земли. — В кн. "История Мирового океана". М., изд-во "Наука", 1971.
- Цаур Г.И., Цыганова Л.И. Верхнесенонские континентальные отложения в районе г. Плата (Южный Урал). Континент. отлож. позднего мезозоя Урала и Зауралья. — Сб. по вопр. стратигр., № 11, Свердловск, 1968.
- Чернышев Ф.Н. Тиманские работы, произведенные в 1890 г. — Изв. Геол. комитета, 1890, № 4, 10.
- Чернышев Ф.Н. Орографический очерк Тимана. — Труды Геол. комитета, 1915, № 1.
- Чувашов Б.И. Возрастной состав карбонатных галек и валунов из верхнепалеозойских конгломератов западного склона Среднего Урала. — В кн. "Верхнепалеоз. терригенн. отлож. Урала". — Труды Ин-та геод. и геох. УФАИ СССР, 1970, вып. 88.
- Шарфман В.С., Цеглин В.П., Скрипко К.А. О сантонском ярусе на Орском Урале. — Матер. по геол. и полезн. ископ. Южного Урала, 1965, вып. 4.
- Штеренберг Л.Е., Заклинская Е.Д. К вопросу о распространении маастрихтских отложений в северо-западном Зауралье. — Бюлл. МОИП, Отд. геол., 1964, т. 39, вып. 1.
- Шуб В.С. Кобы выветривания Урала и коррелятивные им осадки. — В сб. "Кобы выветривания Урала". Изд-во Саратов. гос. ун-та, 1969.
- Шумилова Е.В. Терригенные компоненты мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Щеглова-Бородина О.Н. О нахождении *Nautilus (Hercoglossa) danicus* Schloth. в Казахстане. Геология и полезные ископаемые Урала. — Труды Свердловск. горн. ин-та, 1960, вып. 35.
- Щеглова-Бородина О.Н., Чернявская А.Г. Некоторые данные о палеогеографии сантона на Урале. Геол. и полезн. ископ. Урала. — Труды Свердловск. горн. ин-та, 1963, вып. 42.
- Шукина Е.Н. Геология и геоморфология коры выветривания Среднего Урала. — Бюлл. МОИП, Отд. геол., 1946, т. 21, № 5.
- Шукина Е.Н. Континентальные третичные отложения Среднего Урала. — Труды ГИН АН СССР, 1959, вып. 17.
- Юркевич И.А. Некоторые закономерности мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности и их геологическое значение. — В кн. "Геол. строение и нефтегазоносн. Зап.-Сиб. низм." М., изд-во "Наука", 1964.
- Яншин А.Л. Фосфориты западного склона Южного Урала. Агрономические руды. — Труды НИУИФ, 1937, вып. 138.
- Яншин А.Л. Континентальные юрские отложения. Геология СССР, т. XII, ч. 1. Геологическое описание. М.—Л., Госгеолиздат, 1944.
- Яншин А.Л. Геология Северного Приаралья. Стратиграфия и история геологического развития. М., МОИП, 1953.
- Яншин А.Л. Меловые отложения Оренбургского Зауралья. Геология СССР, т. XIII, ч. 1. Геологическое описание. М., изд-во "Недра", 1964.
- Яншин А.Л., Безрукова П.Л., Фокин А.Г. Геология и полезные ископаемые мезозойских и третичных отложений Южного Урала. — Труды Научн. ин-та по удобрениям, 1934, вып. 125. Агрономические руды СССР, т. III, ч. II.
- Яскевич Э.Д. Новые виды остракод из прибрежных отложений сантона восточного склона Урала. — Труды ГИИ УФАИ СССР, 1961, вып. 61 (Сб. по вопр. стратигр., № 6).
- A comparative table of recently published geological timescales for the phanerozoic time—explanatory notice. — Geol. en mijnbouw, 1967, v. 45, N 11.
- Barczyk W. O utworach gornokredowych na Bonarce pod Krakowem. — Studia Soc. Scient. Torunensis, 1956, v. III, NR 2.
- Boltenhagen E. Etat des connaissances en paléontologie du Crétacé inférieur. — Mem. Bureau recherches géol. et minières, 1965, N 34, Paris.
- Bramlette M.N. Massive extinctions in Biota at the end of Mesozoic time. — Science, 1965, v. 148, N 3678.

- Clemens W. Stratigraphy of the type Lance formation. — 21-st Internat. Geol. Congr., 1960, part 5. Copenhagen, 1960.
- Jeletzky J.A. Macrofossil zones of the marine Cretaceous of the Western interior of Canada and their correlation with the zones and stages of Europe and the western interior of the United States. — Geol. Survey Canada, 1968, Paper 67-72. Dep. Energy, Mines and Resources.
- Keyserling A. Wissenschaftliche Beobachtungen auf einer Reise in das Petschora-Land im Jahre 1843. Geognostische Beobachtungen. St. Pbg., 1846.
- Kilian-Jaworowska Z. Les résultats des expéditions paléontologiques Polono-Mongoles (1963-1965) dans le désert de Gobi et en Mongolie occidentale. — Colloq. internat. Centre nat. rech. scient. Paris, 1967, N 163.
- Loeblich A., Tappan H. Foraminiferal facts, fallacies and frontiers. — Bull. Geol. Soc. America, v. 75, 1964, N 5.
- Lorch Jacob. Two fossil floras of the Negev Desert. — Natur. History, 1963, v. 72, N 3.
- Lexique stratigraphique international. Vol. 1, Europe. Fasc. 4a. France, Belgique, Pays-Bas., Luxembourg. Fasc. 4a, Vol. VI. Cretacé. (Sous la dir. de I. Sornay). Paris, 1957.
- Lexicon of the geologic names of the United States for 1936-1960. By Grace C. Keroher and others. A compilation of the geologic names of the United States, its possessions, the Trust territory of the Pacific islands, and Panama Canal zone. Part 1-3. Washington, 1966.
- Muller J.E., Jeletzky J.A. Geology of the Upper Cretaceous Nanaimo Group, Vancouver Island and Gulf Islands, British Columbia. — Geol. Survey Canada, 1970, Paper 69-25.
- Newell N.D. Paleontological gaps and geochronology. — J. Paleontol., 1962, v. 36, N 3.
- Papulov G.N. Die Kreidefazies des Urals. — Ber. geol. Ges., 1964, Bd. 9, H. 3.
- Sloan Rl. Van Valen L. Cretaceous mammals from Montana. — Science, 1965, v. 148, N 3667.
- Srivastava S.K. Polosporos from Jurassics of Rajasthan, India. — Nature, 1963, v. 198, N 4887.
- Tappan H. Cretaceous biostratigraphy of Northern Alaska. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1960, v. 44, N 3, Part 1.
- Tappan H. Foraminifera from the Arctic Slope of Alaska. Part 3. Cretaceous Foraminifera. — Geol. Survey Profess. Paper, 236-C. Washington, 1962.
- Venkatram M.S. Upper Gondwanas (Sriperumbudur beds) of partes of Chingleput and Nord Arcot district Madras State. — Rec. Geol. Survey India, 1953 (1954), v. 78, N 2.
- Wanless R.K., Stefens R.D., Lachanci G.R., Rinisaite J.V.H. Age determinations and geological studies K-Ar Isotopic Ages, Report 6. — Geol. Survey Canada, 1966, Paper 65.
- White C.A. Correlation papers, Cretaceous. — Bull. Geol. Survey, 1891, N 82.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение 1. Схема стратиграфии нижнемеловых отложений Урала

Приложение 2. Схема стратиграфии верхнемеловых отложений Урала

Приложение 3. Карта расположения разрезов

1 - скважины, разрезы которых помещены в приложениях (5-15); 2 - в том числе опорные скважины; 3 - прочие скважины; 4 - главнейшие обнажения, разрезы которых помещены в приложениях (16-18); 5 - прочие обнажения; 6 - границы районов; районы: А - Нижнее Приобье (прилож. 5, 6), Б - Тольинско-Бурмантовский (прилож. 7), В - Серовско-Ивдельский (прилож. 7), Г - Пелымско-Тавдинский (прилож. 8), Д - Кондинский (прилож. 9), Е - Сосьвинско-Турунинский (прилож. 10), Ж - Тавдинско-Тюменский (прилож. 11), З - Миасско-Тобольский (прилож. 12), И - Исетский (прилож. 13), К - Миасско-Уйский (прилож. 13), Л - Кустанайский (прилож. 13), М - Верхотурско-Каменский (прилож. 14), Н - Троицко-Аятский (прилож. 14); О - Воркутинский (прилож. 15)

Разрезы по скважинам. Район Нижнего Приобья (прилож. 5, 6): Шурышкарская 12 пр, Войкарская 17 пр, Медведевские 21 пр, 24 пр, Мужинская 7 пр, Куноватская 20 пр, Ляпинская 150, Пашинская 264, Сартыньинская 152, Маяхт-Асская 55 пр, Березовская 1р, Полульская 1р, Ялбыньинская 169, Резимовская 105, Игримская 116, Сумысьинская 284, В.Сысконсьинская 148, Весенняя 320, Родомская 138, Шеркалинская 133, Вандам-Торская 306, М.Атлымская 1р; Тольинско-Бурмантовский район (прилож. 7): Тольинские 151,68, Маурызьинские 128,99,82, Усть-Маньинские 9,11,22, Бурмантовские 151,2; Серовско-Ивдельский район (прилож. 7): Собянино-Шипичная 110, Талишкая 5, Кедровская 268, Лявдинская 280, Масловская 263, Лозьвинские 46,45, Ейвинская 262, Веселоборская 763, Серовская 10к, Ликинская 8; Пелымско-Тавдинский район (прилож. 8): Собянинская 1пр, Вершининская 2пр, Зареченские 2пр, 1пр, Ново-Троицкие 4пр, 3пр, Кузнецовские 1р, 14пр, Ахимкинские 1р, 3р, Леушинская 1р; Кондинский район (прилож. 9): Железнодорожная 6пр, Эсская 1р, В.Кондинская 5р, Окуневская 51р, Мульмынские 13пр, 5пр, Евринские 44, 18, Тетеревская 87, Трехозерная 47, Половинкинская 100; Сосьвинско-Турунинский район (прилож. 10): Сосьвинские 607,613, Серовская 1 к, Усть-Березовская 1642, Чарская 1, Нихворская 2, Юконская 1516, Верхотурская 15, Махневская 10, Норичинские 41,36, Туринские 1р, 13,17, Еловская 1879, Обросковские 3,10, Южная линия 111, 113, Красногвардейская 1, Пышминские 5,28; Тавдинско-Тюменский район (прилож. 11): Чеурская 12пр, Таборинская 3пр, Добринская 2пр, Бочкаревская 1ст, Тавдинская 2р, Владимирская 3р, Миасская 1р, Лучинкинская 3р, Мальцевская 2р, Луговская 1р, Тюменская 1р; Миасско-Тобольский район (прилож. 12): Бродокалмакская 457, Кислянская 1р, Окуневская 502, Мишкинская 1р, Шумихинская 69, Гавриловская 151, Еткульские 305, 303, Усть-Уйская 948, Алешинская 71, Качарская 509; Исетский район (прилож. 13): Вавиловская 2, Далматовская 6, Басмановские 12, 1, Буткинская 1, Першинская 8, Брюховская 1, Шадринская 3, Алабугская 10, Миасская 7, Галкинская 9 кс; Миасско-Уйский район (прилож. 13): Кургановские 2065, 2084, Хохлан-Такмакульская 2128, Назаровская 2153, Южная 2546, Дуванкульская 25, Крутоярская 316, Уйская 98; Кустанайский район (прилож. 13): Федоровская 28, Давыдовская 2, Кустанайская 2; Верхотурско-Каменский район (прилож. 14): Верхотурская 13, Рычковская 6, Бугринские 108, 112, Снячихинская 50, Охорзинские 33, 82, Каменск-Уральские 2185, 1754, 76, Засинарские 411, 412; Троицко-Аятский район (прилож. 14): Бурнинская 110, Султановская 470, Тхатальмская 39, Севастьяновская 206, Назаровские 120, 776, Аятские 8034, 8854, 6263, 7290, Сарбайская 657, Соколовская 602; Воркутинский район (прилож. 15): Хоседа-Хард 67, Подвер-Ю 454, Адзья 431, Ватьяр 1335, 1311, Колва 80.

Разрезы по обнажениям помещены на прилож. 16, 17, 18.

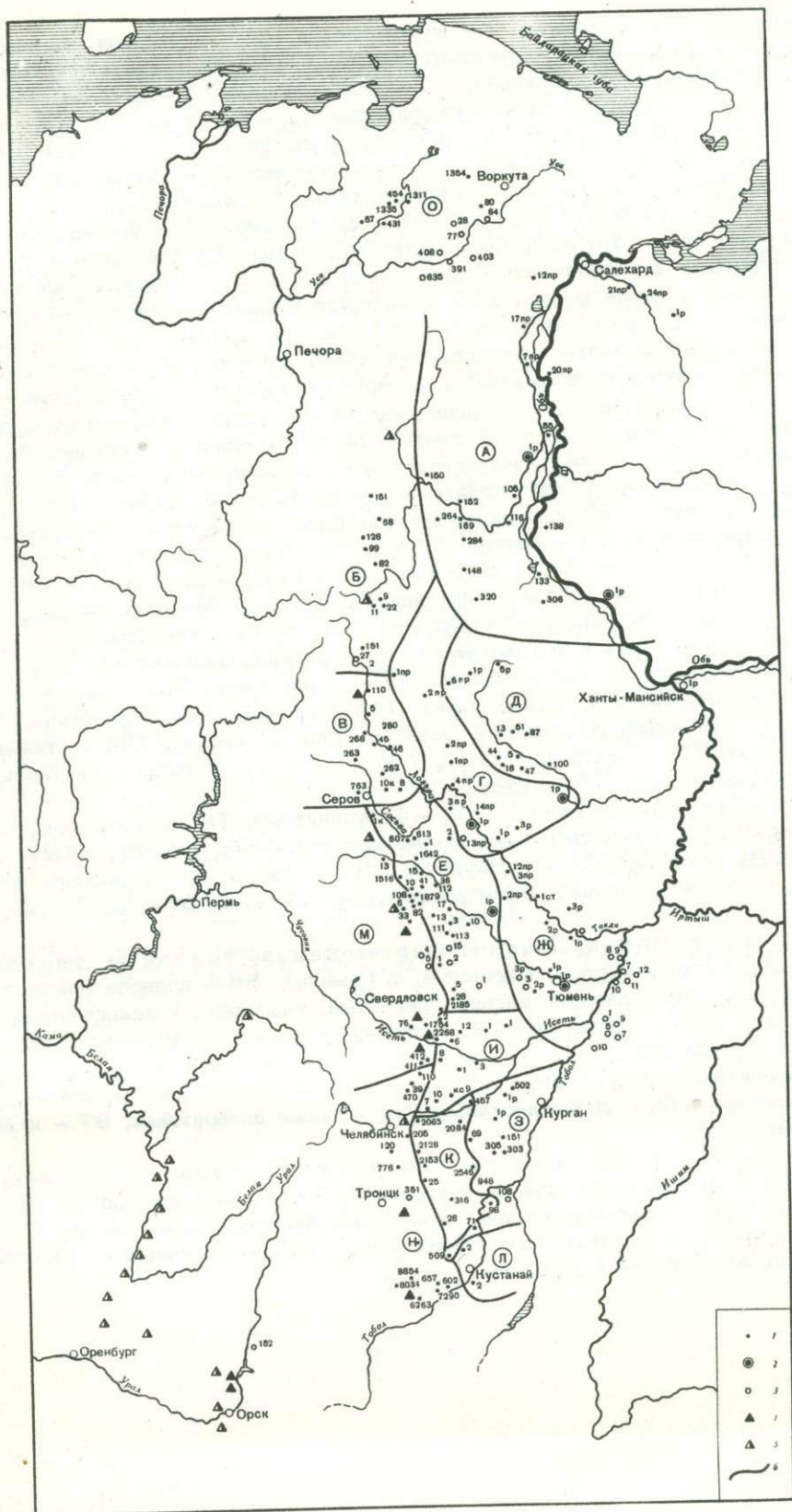
СХЕМА СТРАТИГРАФИИ НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УРАЛА

(Составлена по материалам Межведомственных совещаний по стратиграфии мезозойских отложений Урала и Западной Сибири, с дополнениями автора)

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

| Ярус | МЕСТНАЯ ЗОНА | РУССКАЯ ПЛАТФОРМА | | ПРЕДУРАЛЬСКАЯ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА | | | | ЗА УРАЛЬСКАЯ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА | | | | СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА ЮЖНОГО ОКОНЧАНИЯ УРАЛА | | | | | | | |
|--------------|----------------------------------|--|--|---|--|--------------------|--|---|--|---|--|---|----------------------------|---|-------|---|--|--|--|
| | | ПЕЧОРСКАЯ СИНЕКЛИЗА | | ПОЛЯРНОЕ ПРЕДУРАЛЬЕ | | СРЕДНЕЕ ПРЕДУРАЛЬЕ | | ЮЖНОЕ | | ЗАПАДНАЯ ПОДЗОНА | | | ВОСТОЧНАЯ ПОДЗОНА | | | | | | |
| | | | | | | | | | | Районы: ПРИПОЛЯРНЫЙ | | | Районы: СЕВЕРНЫЙ И СРЕДНИЙ | | ЮЖНЫЙ | | | | |
| Альбский | Cleoniceras bicurvatoides | | | Глины каолиновые с растительным детритом. 18-20 м | | | | | | ХАНТЫ-МАНСКИЙ СВИТА Глины алевролитистые. Комплекс фораминифер с <i>Vemeuilinoides borealis asanoviensis</i> . 30-110 м | | Синарская свита Глины каолиновые пестроцветные и сероцветные, в верхней части с прослоями бокситов и аллитовых глин. Глины каолиновые белые и серые (огнеупорные), участками песчаные. Пески кварцевые разнозернистые. Прослойки лигнитов и сажистых глин. <i>Cladophlebis browniana</i> , <i>Gleichenia rotula</i> . В спорово-пыльцевом комплексе споры папоротников, с преобладанием глейхениевых или пыльца хвойных растений (<i>Picea</i> , <i>Cedrus</i> и др.). до 20-80 м | | ХАНТЫ-МАНСКИЙ СВИТА ВЕРХНЯЯ ПОДСВИТА. Глины и алевролиты с прослоями песчаников, с растительным детритом. Комплекс фораминифер с <i>Vemeuilinoides borealis asanoviensis</i> . 80-120 м НИЖНЯЯ ПОДСВИТА. Глины темно-серые с прослоями алевролитов, известняков и сидеритов. Алевролиты кварцево-глауконитовые. Фораминиферы комплекса с <i>Ammobaculites fragmentarius</i> , <i>Cleoniceras bicurvatoides</i> , <i>Inoceramus anglicus</i> . 0-180 м | | СЕВЕР ТУРИЙСКОГО ПРОГИБА ТАЛДЫКСКАЯ СВИТА Глины пестроцветные с линзами бокситов, серые глины, углистые. <i>Cephalotaxopsis intermedia</i> , <i>Zyzyphus menneri</i> , <i>Z. cyatensis</i> и др. 11 м | | | |
| | | Пески и алевролиты серые с сидеритовыми конкрециями, с растительными остатками. 0-125 м | | | | | | | | АЛАПАЕВСКАЯ ТОЛША Конгломераты с галькой кремнистых пород и окремленного известняка, цемент глинистый, каолинового состава ("белки"). 15-20 и до 60 м | | ХАНТЫ-МАНСКИЙ СВИТА ВЕРХНЯЯ ПОДСВИТА. Пески и песчанники серые и светло-серые с прослоями глин. Характерен углистый детрит. 50-180 м НИЖНЯЯ ПОДСВИТА. Алевролиты и песчанники с прослоями глин и глинистых известняков. Много обугленных растительных остатков. 60-120 м | | 80 м | | | | | |
| Алгский | | | | | | | | | | СЕВЕРОСОСВИНСКАЯ СВИТА Пески, глины, алевролиты. Прослойки бурых углей. Спорово-пыльцевые комплексы с преобладанием <i>Gleicheniaceae</i> , <i>Schizaeaceae</i> . 60-120 м | | СЕВЕРОСОСВИНСКАЯ СВИТА (в Приполярном Зауралье) ПАЧКА 4 (М). Алевролиты серые с прослоями песчаников и глин. 20-40 м ПАЧКА 3. Глины серые с прослоями алевролитов и глинистых известняков. 120-150 м ПАЧКА 2 (Н). Алевролиты серые, чередующиеся с песчаниками и глинами. Характерен углистый детрит. 30-60 м ПАЧКА 1. Глины серые с линзами и маломощными прослоями глинистых известняков и песчаников. 0-120 м | | АЛЫШКАЯ СВИТА ВЕРХНЯЯ ПОДСВИТА. Глины темно-серые с прослоями алевролитов и углистым детритом. 20-25 м НИЖНЯЯ ПОДСВИТА. Песчанники серые, слабо слоистые, с тонкими прослоями глин, с углистым детритом. 50 м | | | | | |
| | | | | | | | | | | ТЫНЬИНСКАЯ СВИТА Глины каолиновые сероцветные, с обуглившимися растительными остатками и лигнитом. Спорово-пыльцевой комплекс с <i>Lygodium</i> , <i>Gleichenia</i> . до 50 м | | КАРБАНСКАЯ СВИТА ВЕРХНЯЯ ПОДСВИТА. Глины пестроцветные (кирпично-красные, зеленые, зеленовато-серые), комковатые, участками известковистые. Прослойки песчаников и алевролитов. 60-90 м НИЖНЯЯ ПОДСВИТА. Песчанники алевролиты с фауной ширен. 80 м | | | | | | | |
| Барремский | | | | | | | | | | УЛАНСЫНСКАЯ СВИТА Глины бейделлитовые, алевролиты и пески с карбонатными конкрециями. Фораминиферы <i>Trochammina gyrodiniformis</i> . Белемниты <i>Homolomites aff. bojarkensis</i> (в основании), <i>Cylindroteuthis subporrecta</i> , <i>Lagonibelus sibiricus</i> . 50-100 м | | КАРБАНСКАЯ СВИТА НИЖНЯЯ ПОДСВИТА. Песчанники алевролиты с фауной ширен. 80 м | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | СИБИРСКИТОВАЯ СВИТА Глина с септариями и с гипсом. <i>Aucella cf. teutoburgensis</i> , <i>Simbirskites sp. indet.</i> 14 м | | КАРБАНСКАЯ СВИТА НИЖНЯЯ ПОДСВИТА. Песчанники алевролиты с фауной ширен. 80 м | | | | | | | |
| Готервский | <i>Simbirskites decheni</i> | | | | | | | | | УСТРЕМСКАЯ ПАЧКА. Аргиллиты серые с прослоями алевролитов и известняков. до 120 м | | Спеедоникерас sp. | | | | | | | |
| | <i>Speetonicerias versicolor</i> | | | | | | | | | ЧУЭЛЬСКАЯ ПАЧКА. Аргиллиты с линзами сидерита. Формы <i>Trochammina gyrodiniformis</i> , <i>Speetonicerias ex gr. versicolor</i> . 40 м | | Комплекс фораминифер с <i>Trochammina gyrodiniformis</i> . | | | | | | | |
| Валанжинский | <i>Dichotomites bidichotomus</i> | Глина черная с конкрециями песчаника известковистого. <i>Camptonectes imperialis</i> , <i>Polyptychites polyptychus</i> . 30-50 м | | | | | | | | ДЕМИНСКАЯ ПАЧКА. Аргиллиты темно-серые. В нижней части комплекс фораминифер с <i>Trochammina polymera</i> и аммониты <i>Surites sp.</i> В верхней половине пачки аммониты <i>Polyptychites ex gr. stubendorffii</i> . до 40 м | | <i>Polyptychites sp.</i> | | | | | | | |
| | <i>Polyptychites michalskii</i> | Пески и песчанники с фосфоритовыми желваками. <i>Polyptychites michalskii</i> . 40 м | | | | | | | | ТУТЛЕЙСКАЯ СВИТА (ВЕРХНЯЯ ПОДСВИТА). Аргиллиты коричневатые-черные, битуминозные, плитчатые. <i>Surites sp.</i> до 50 м | | Subcraspedites sp. | | | | | | | |
| Берриасский | <i>Temnoptychites syzranicus</i> | Пески и песчанники глауконито-кварцевые. <i>Temnoptychites ex gr. hoplitoides</i> . 7-10 м | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | <i>Tollia tolli</i> | Пески и песчанники глауконито-кварцевые. <i>Temnoptychites ex gr. hoplitoides</i> . 7-10 м | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Берриасский | <i>Surites analogus</i> | Песок и песчанник глауконито-кварцевый. <i>Aucella keyserlingi</i> , <i>A. ex gr. inflata</i> , <i>Pachyteuthis lateralis</i> , <i>P. subquad-rata</i> . 5 м | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | <i>Hectoroceras kochi</i> | Глина и пески с желваками фосфорита. В основании конгломерат. <i>Aucella volgensis</i> , <i>Pachyteuthis lateralis</i> . 10 м | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| | <i>Chetaites sibiricus</i> | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

| Ярус | Полуярус | МЕСТНАЯ ЗОНА | РУССКАЯ ПЛАТФОРМА | | | ПРЕДУРАЛЬСКАЯ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА | | | ЗАУРАЛЬСКАЯ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА | | | | СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА ЮЖНОГО ОКОНЧАНИЯ УРАЛА | | | |
|---------------|----------|------------------------------------|---------------------|--|--|--|--|----------------------------|--|--|--|--|---|--|---|--|
| | | | ПЕЧОРСКАЯ СИНЕКЛИЗА | | | ПОЛЯРНОЕ ПРЕДУРАЛЬЕ | | СРЕДНЕЕ И ЮЖНОЕ ПРЕДУРАЛЬЕ | ЗАПАДНАЯ ПОДЗОНА | | ВОСТОЧНАЯ ПОДЗОНА | | СЕВЕР ТУРГАЙСКОГО ПРОГИБА | | СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА ЮЖНОГО ОКОНЧАНИЯ УРАЛА | |
| | | | | | | | | | РАЙОНЫ: ПРИПОЛЯРНЫЙ | | РАЙОНЫ: ПРИПОЛЯРНЫЙ И СЕВЕРНЫЙ СРЕДНИЙ И ЮЖНЫЙ | | | | | |
| Палеоценовый | Верхний | <i>Herzoglossa danica</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| | | <i>Belemnella arkhangeliskii</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| Маастрихтский | Верхний | <i>Belemnella lanceolata</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Кампанский | Верхний | <i>Belemnella langei</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| | | <i>Belemnella mucronata senior</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| Кампанский | Нижний | <i>Discoscaphites binodosus</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| | | <i>Belemnella praecursor media</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| Сантонский | Верхний | <i>Oxytoma tenuicostata</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| | | <i>Inoceramus patootensis</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| Сантонский | Нижний | <i>Inoceramus cardisoides</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Коньякский | Верхний | <i>Inoceramus russiensis</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Коньякский | Нижний | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Туронский | Верхний | <i>Inoceramus lamarki</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Туронский | Нижний | <i>Inoceramus labiatus</i> | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Сеноманский | Верхний | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Сеноманский | Нижний | | | | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | |



Приложение 4. Условные обозначения к приложениям 5-18

Свиты: 1 - ганькинская, 2 - журавлевская, 3 - леплинская, 4 - усть-маньинская, 5 - фадюшинская, 6 - камышловская, 7 - зайковская и березовская, 8 - эгинсайская, 9 - мугайская, 10 - кузнецовская, 11 - аятская, 12 - мысовская, 13 - уватская, 14 - шетиргизская, 15 - синарская, 16 - ханты-мансийская, 17 - северососьвинская, 18 - алапаевская толща, 19 - викуловская, 20 - кошайская, 21 - алымская, 22 - тыньинская, 23 - леушинская, 24 - карбанская, 25 - киялинская, 26 - улансынская, 27 - хорасоимская, 28 - алясовская, 29 - шаимская, 30 - ахская, 31 - фроловская, 32 - тутлеймская.

Литология осадков: 33 - галечник, гравий, 34 - песок крупнозернистый, кварцевый и полевошпатово-кварцевый, 35 - песок крупнозернистый полимиктовый, 36 - песок мелко- и среднезернистый кварцевый и полевошпатово-кварцевый, 37 - песок мелко- и среднезернистый полимиктовый, 38 - песок мелко- и среднезернистый слюдисто-кварцевый, 39 - песок мелко- и среднезернистый глауконито-кварцевый, 40 - алевроит кварцевый и полевошпатово-кварцевый, 41 - алевроит слюдисто-кварцевый, 42 - алевроит глауконито-кварцевый, 43 - пелитолит, 44 - пелитолит слюдистый, 45 - глина и аргиллит, 46 - глина каолиновая, 47 - глина гидрослюдисто-каолиновая, 48 - глина гидрослюдистая, 49 - глина монтмориллонитовая, 50 - глина бейделлитовая, монтмориллонит-бейделлитовая и гидрослюдисто-бейделлитовая, 51 - глина бокситовая, 52 - глина пестроцветная, 53 - белики, 54 - опока, 55 - диатомит и трепел, 56 - суглинок, 57 - мергель, 58 - известняк, 59 - сидеритолит, 60 - оолитовый железняк, 61 - боксит, 62 - лигнитовая глина, 63 - уголь, 64 - кора выветривания палеозойских пород, 65 - эффузив, 66 - сланец глинистый.

Знаки аутигенных минералов, конкреций, включений и пр.: 67 - известковистость, 68 - кремнистость, 69 - глинистость, 70а - красноцветность, 70б - бобовины боксита, 71а - пирит, 71б - сидерит, 72а - фосфорит, 72б - глауконит, 73а - лигнит, углистые остатки, 73б - янтарь, 74а - стяжения, 74б - линзы, 75а - битуминозность, 75б - гипс, 76 - косая слоистость, 77 - почвенный слой, 78 - осьпь.








































































































Органические остатки: 79а - фораминиферы, 79б - остракоды, 80а - моллюски, 80б - следы сверлящих моллюсков, 81а - брахиоподы, 81б - морские ежи, 82 - губки, 83а - радиолярии, 83б - диатомовые водоросли, 84 - икhtiофауна, 85 - древесина, 86 - растительные остатки, 87 - растительный детрит.

Примеры комбинированного применения условных знаков: 88 - песок разнозернистый, глинистый, с гравием, 89 - алевроит глинистый красноцветный, 90 - алевроит сильно глинистый, участками красноцветный, 91 - песчаник кварцевый, глауконитовый, с опоковым цементом, 92 - алевроит кварцевый, со слюдой и известковым цементом, 93а - глина песчаная, 93б - глина алевроитовая, 94а - глина слюдистая, 94б - глина углистая, 95 - глина известковистая, 96а - опока песчаная, 96б - опока алевроитовая, 97 - известняк сидеритизированный.

Примеры количественного соотношения пород в разрезе: 98 - тонкое переслаивание глины и алевроита, 99 - глина преобладает над алевроитом, 100 - количество глины и алевроита приблизительно равно.

Границы: 101 - нормальные достоверные, 102 - нормальные предполагаемые, 103 - залегание с размывом

Приложение 4

| | | | | | | | | | | | | | |
|---|----|---|----|---|----|---|----|---|----|---|--------|---|---------|
|  | 1 |  | 17 |  | 33 |  | 49 |  | 65 |  | a б 79 |  | a б 94 |
|  | 2 |  | 18 |  | 34 |  | 50 |  | 66 |  | a б 80 |  | a б 95 |
|  | 3 |  | 19 |  | 35 |  | 51 | | |  | a б 81 |  | a б 96 |
|  | 4 |  | 20 |  | 36 |  | 52 |  | 67 |  | a б 82 |  | a б 97 |
|  | 5 |  | 21 |  | 37 |  | 53 |  | 68 |  | a б 83 | | |
|  | 6 |  | 22 |  | 38 |  | 54 |  | 69 |  | a б 84 |  | a б 98 |
|  | 7 |  | 23 |  | 39 |  | 55 |  | 70 |  | a б 85 |  | a б 99 |
|  | 8 |  | 24 |  | 40 |  | 56 |  | 71 |  | a б 86 |  | a б 100 |
|  | 9 |  | 25 |  | 41 |  | 57 |  | 72 |  | a б 87 | | |
|  | 10 |  | 26 |  | 42 |  | 58 |  | 73 | | a б 88 |  | a б 101 |
|  | 11 |  | 27 |  | 43 |  | 59 |  | 74 |  | a б 89 |  | a б 102 |
|  | 12 |  | 28 |  | 44 |  | 60 |  | 75 |  | a б 90 |  | a б 103 |
|  | 13 |  | 29 |  | 45 |  | 61 |  | 76 |  | a б 91 | | |
|  | 14 |  | 30 |  | 46 |  | 62 |  | 77 |  | a б 92 | | |
|  | 15 |  | 31 |  | 47 |  | 63 |  | 78 |  | a б 93 | | |
|  | 16 |  | 32 |  | 48 |  | 64 | | |  | | | |

р-он Нижнего Приобья

Шурышкарская

Войкарская

Медведевские

Мужинская Куноватская

Ляпинская Пашьинская

сартыньинская Маяхт-Асская

Березовская

12 пр

17 пр

21 пр

24 пр

7 пр

20 пр

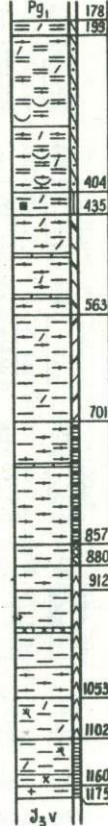
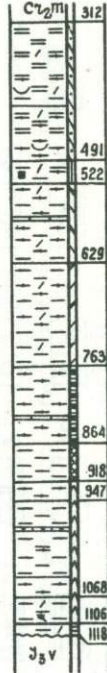
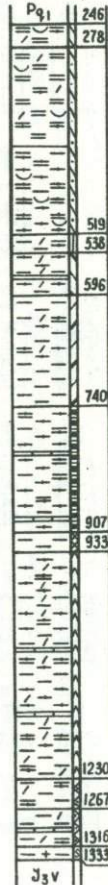
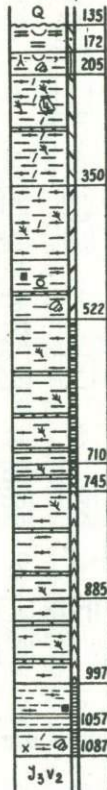
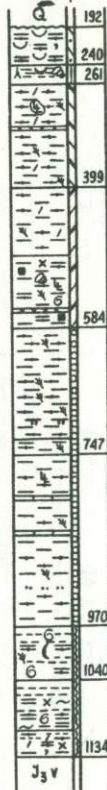
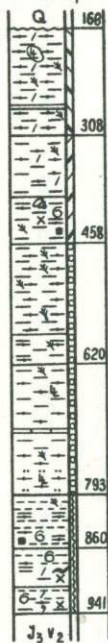
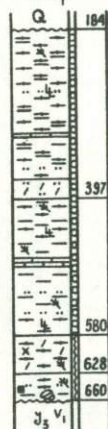
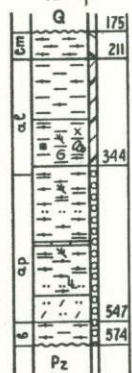
150 пр

264

152

55

1 пр



Разрезы района Нижнего Приобья

Тольинско - Бурмантовский р-он

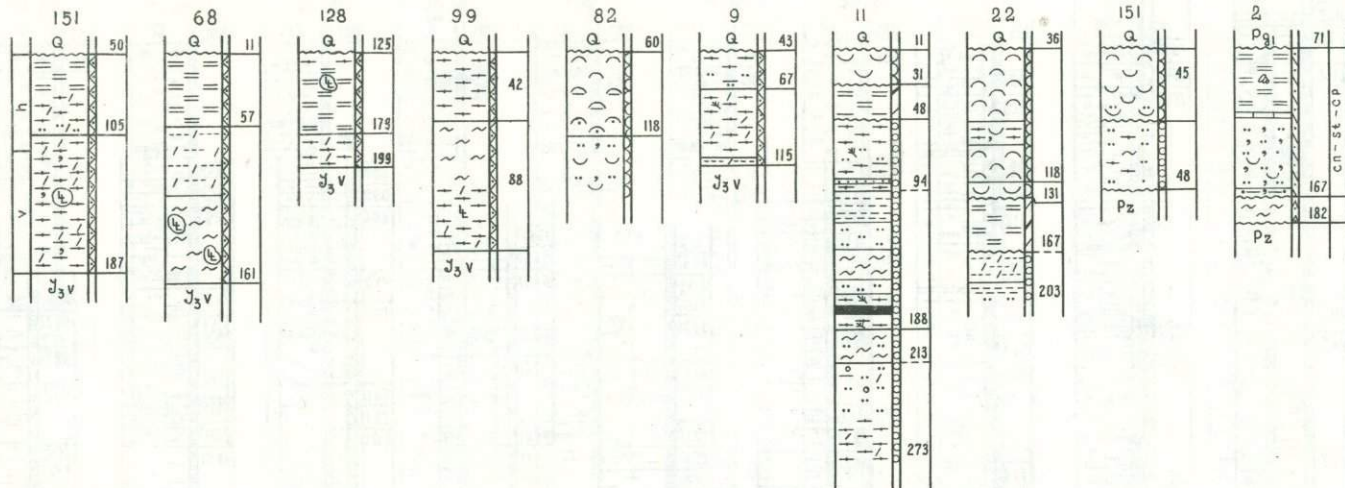
Приложение 7

Тольинские

Маурынские

Усть - Маньинские

Бурмантовские



Серовско - Ивдельский район

Собянино-Шипичная

Талицкая

Кедровская

Лявдинская

Масловская

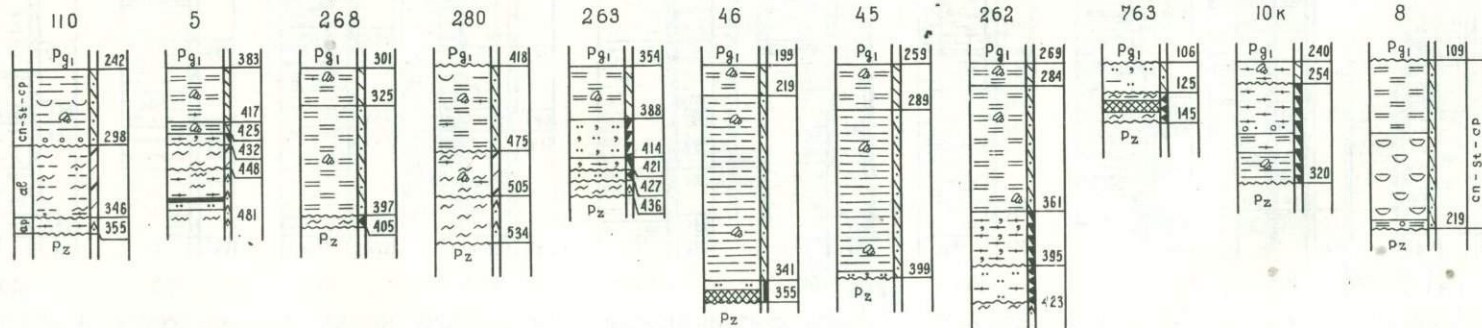
Лозьвинские

Эйвинская

Веселоборская

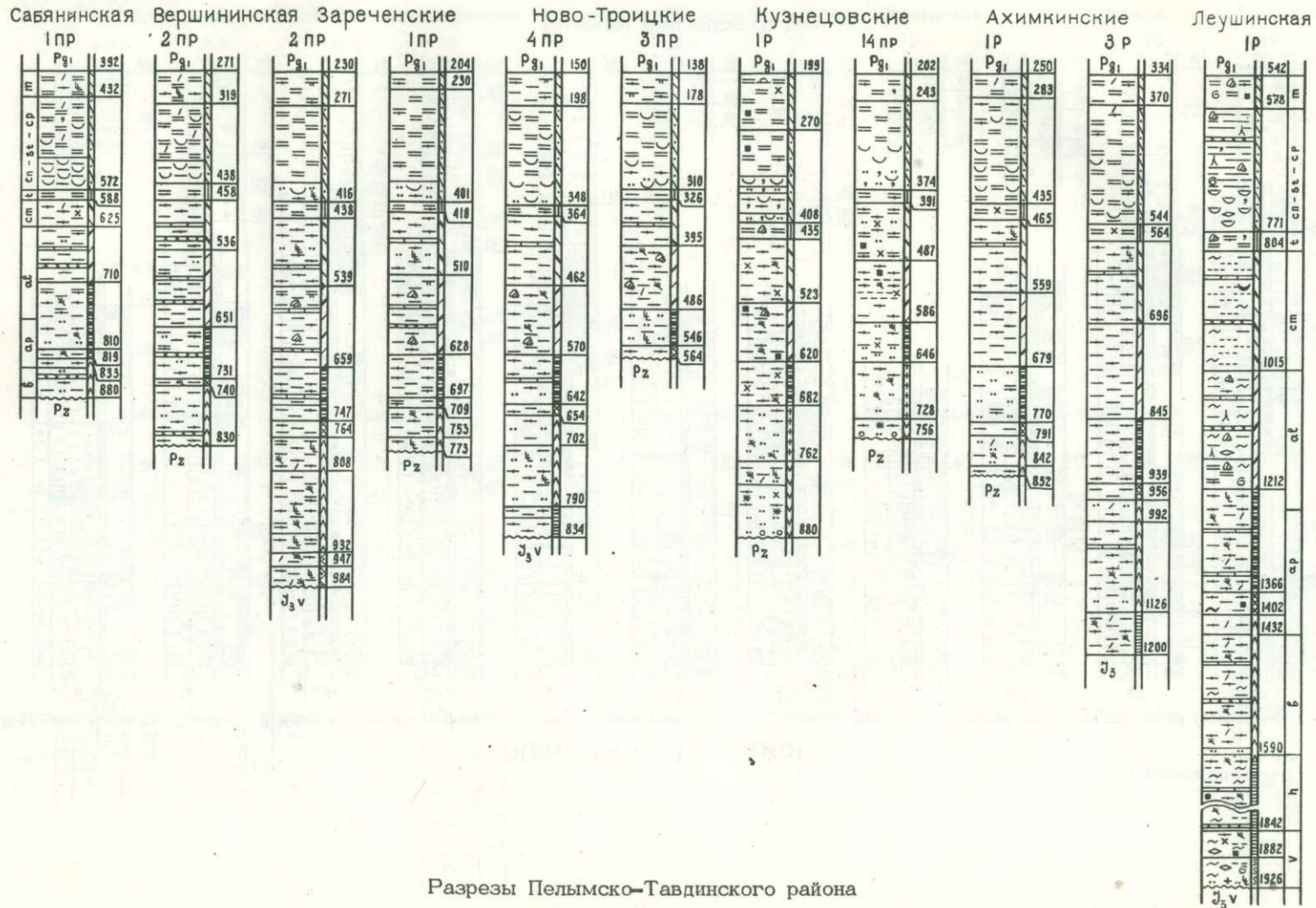
Серовская

Ликинская



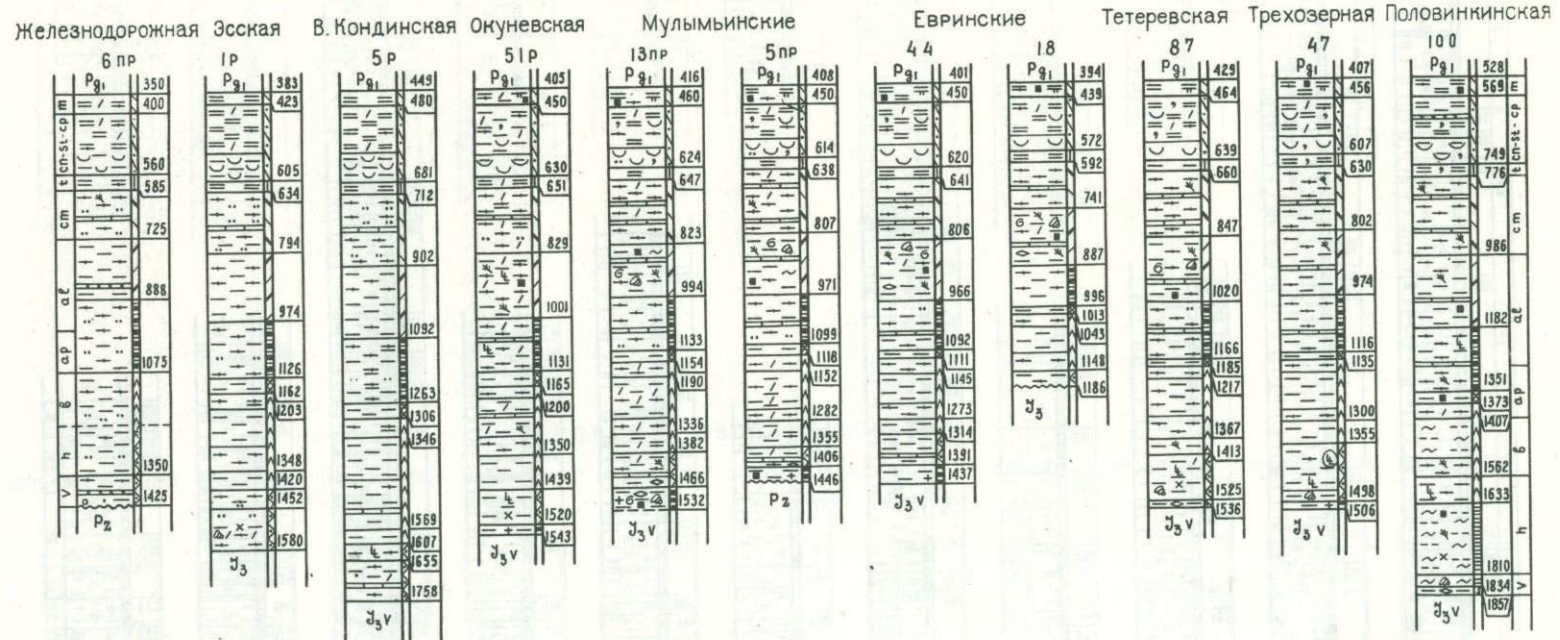
Пелымско-Тавдинский район

Приложение 8

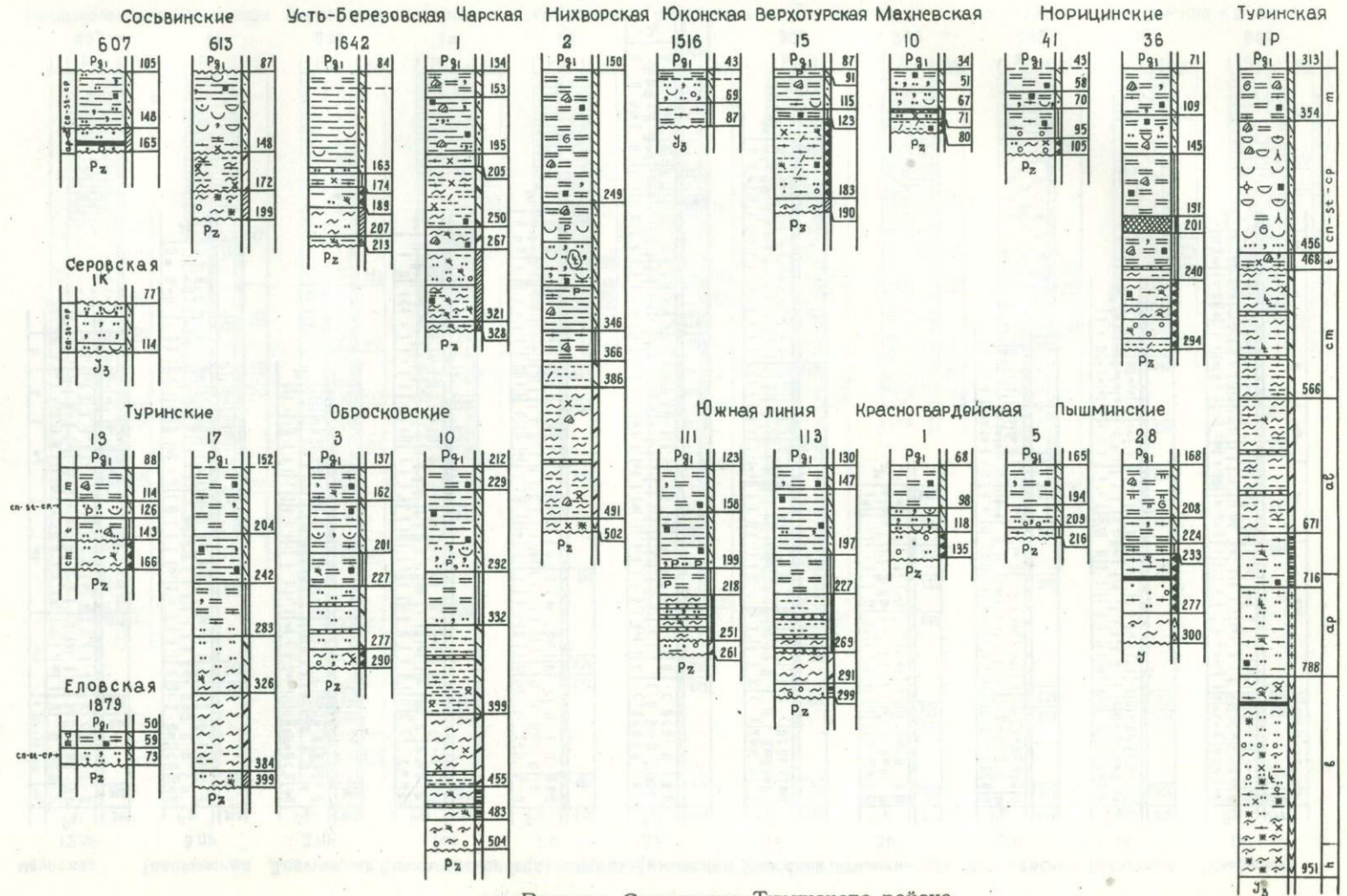


Разрезы Пелымско-Тавдинского района

Кондинский район



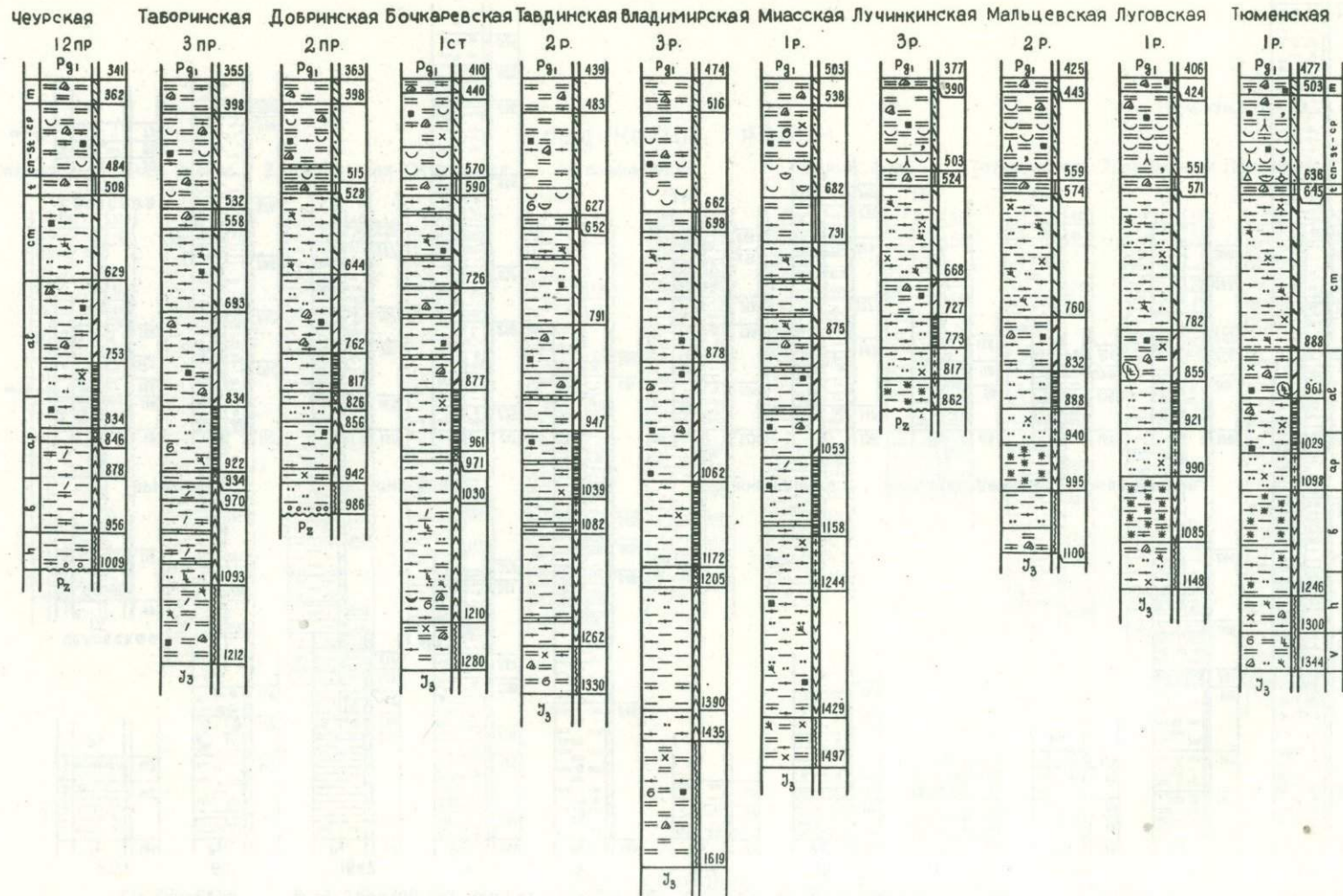
Разрезы Кондинского района



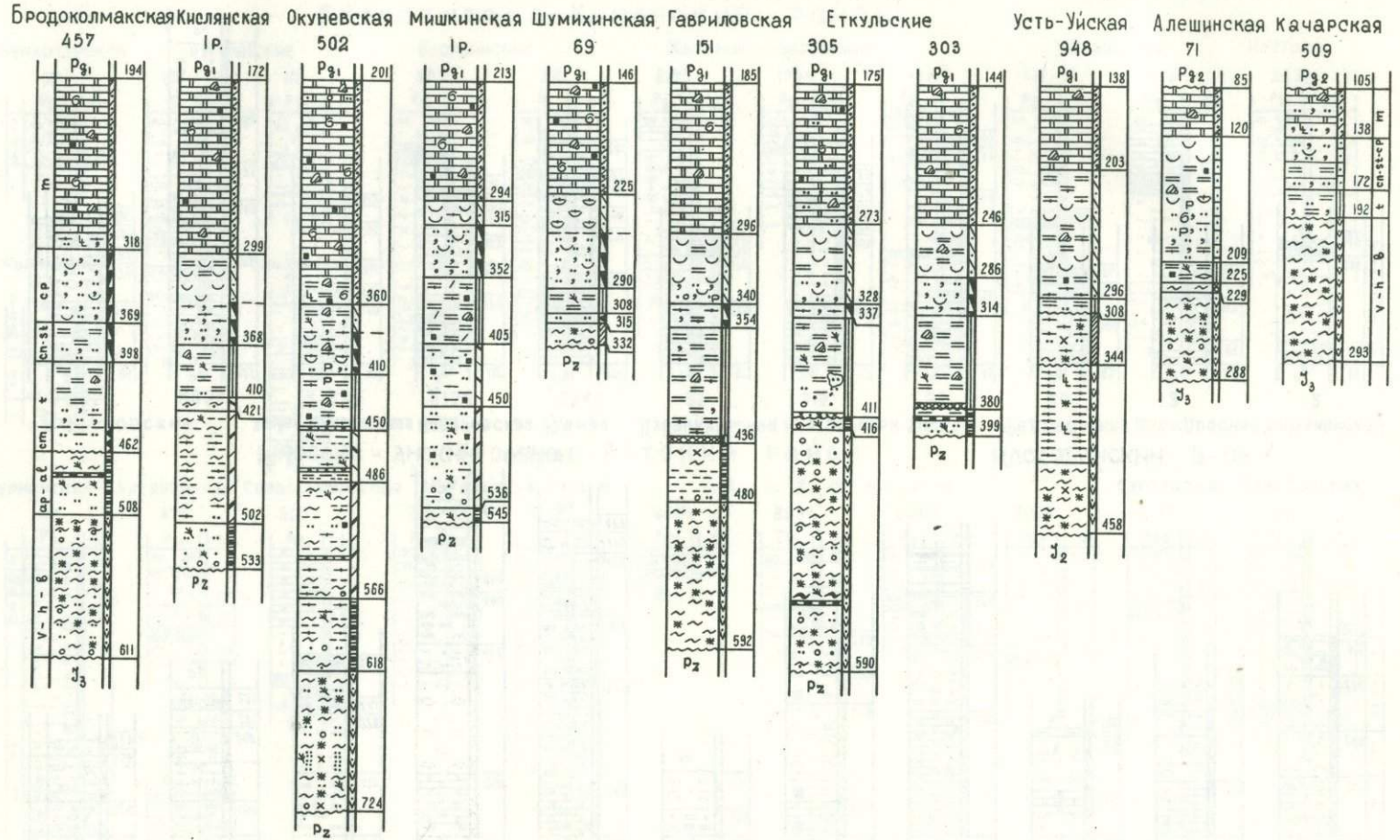
Разрезы Сосьвинско-Туринского района

Тавдинско-Тюменский район

Приложение 11



Разрезы Тавдинско-Тюменского района



Разрезы Миасско-Тобольского района

Исетский район



Миасско - уйский район



Кустанайский Р-он

Разрезы Исетского, Миасско-Уйского и Кустанайского районов

Верхотурско-Каменский район

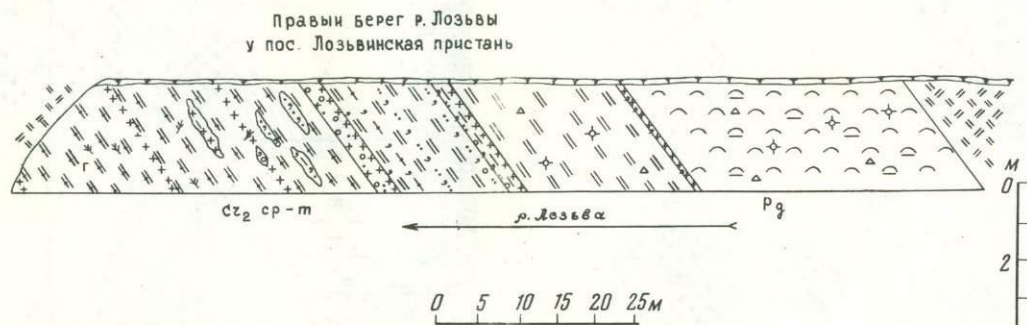


Троицко-Аятский район



Разрезы Верхотурско-Каменского и Троицко-Аятского районов

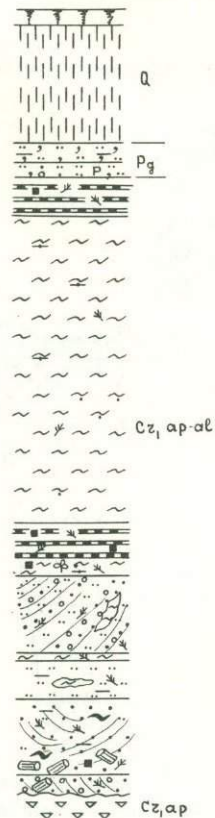
О б н а ж е н и я



Чехомовский рудник
восточный борт

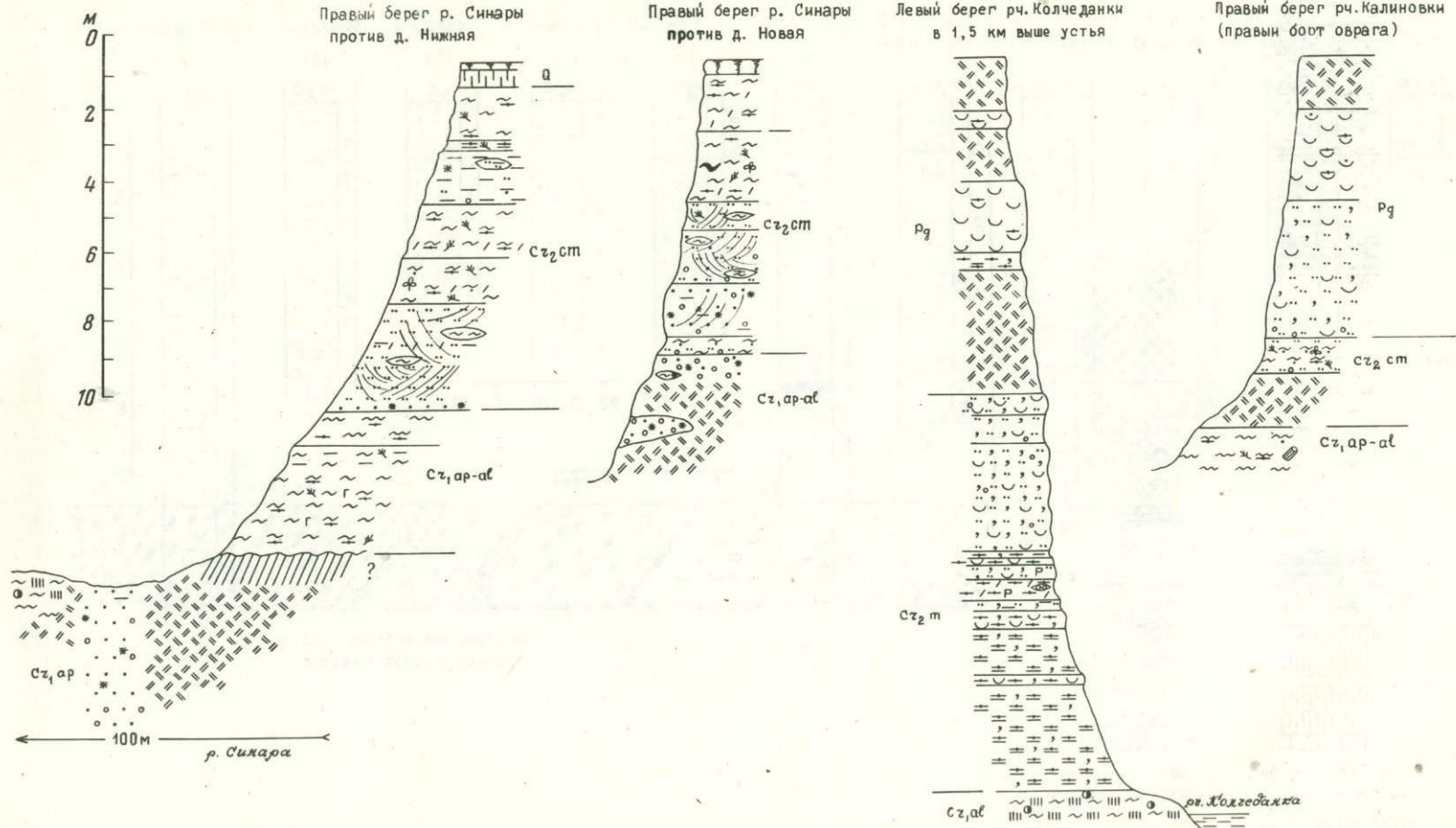


Полдневский рудник
сводный разрез
по западному борту



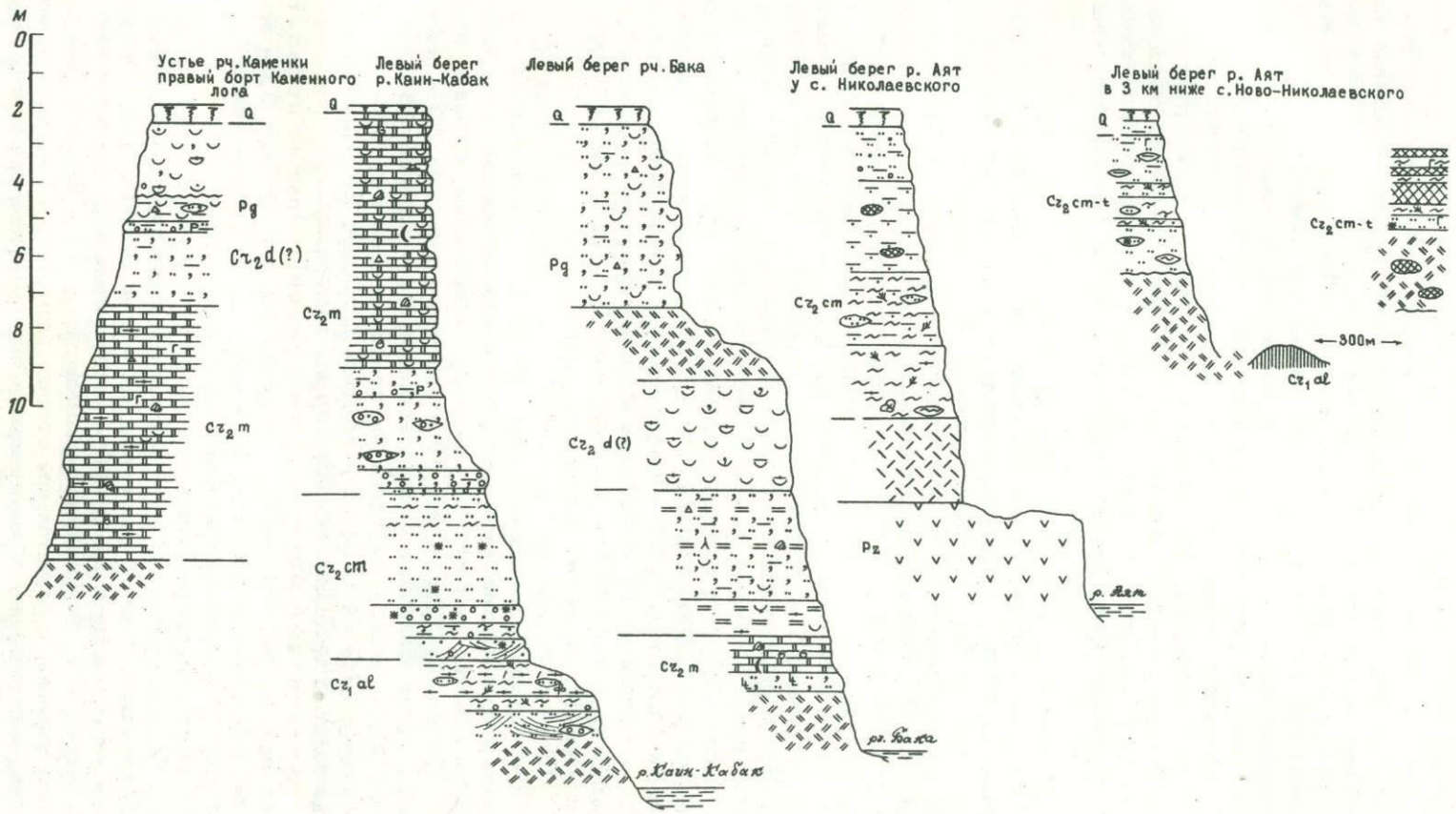
Разрезы по обнажениям Северного Урала

ОБНАЖЕНИЯ (Средний Урал)



Обнажения (Южный Урал)

13 1101



Разрезы по обнажениям Южного Урала

Палеогеографические обстановки: А - море, шельфовая зона; Б - море внутреннее, заливы с пониженной соленостью; В - равнина прибрежная, временами заливаемая морем; Г - равнина низменная, аккумулятивная; Д - равнина холмистая; Е - равнина возвышенная, плато; АБ - обстановка шельфовой зоны моря в начале века сменяется обстановкой бассейна с пониженной соленостью; АГ - обстановка шельфовой зоны моря в начале века сменяется обстановкой низменной аккумулятивной равнины; ГАБ - обстановка низменной аккумулятивной равнины в начале века сменяется обстановкой шельфовой зоны моря, а затем - бассейна с пониженной соленостью; ГБ - обстановка низменной аккумулятивной равнины сменяется обстановкой бассейна с пониженной соленостью; ДГ - обстановка равнины холмистой в начале века сменяется обстановкой низменной аккумулятивной равнины.

Границы, изопахиты, точки опорных разрезов: 1 - граница площадей с разной палеогеографической обстановкой; 2 - граница распространения отдельных литологических комплексов; 3 - граница современного распространения осадков; 4 - граница между Сибирской палеофлористической областью на севере и Европейско-Туранской на юге (по В.А.Вахрамееву); границы климатических зон (по А.В.Гольберту, Л.Г.Марковой и др.): 5 - субтропического семигумидного климата на юге и субтропического гумидного на севере; 6 - субтропического переменного влажного климата на юге и субтропического гумидного на севере; 7 - субтропического климата средиземноморского типа на юге и субтропического гумидного на севере; 8 - субтропического семиаридного климата на юге и субтропического гумидного на севере, а также Сибирской ботанико-географической и Индо-Европейской областей (по Н.Д.Мчедlishvili); 9 - фрагмент мезозойского водораздела (по А.П.Сигову); 10 - предполагаемые речные долины и озера; 11 - изопахиты; 12 - скважина и полная мощность разреза; 13 - скважина и неполная мощность разреза; 14 - скважина, в которой отсутствуют отложения данного возраста.

Динамика среды переноса и накопления осадков: 15 - главные направления сноса обломочного материала; 16 - второстепенные направления сноса обломочного материала; 17 - направления морских течений; 18 - основные направления миграции фауны.

Литология осадков: 19 - галечники и гравий; 20 - песок; 21 - песок глинистый и глина песчаная; 22 - алеврит; 23 - пелитолит; 24 - глина; 25 - глина диатомовая и опоковая; 26 - диатомит и опока; 27 - мергель; 28 - мергель песчаный; 29 - оолитовый железняк существенно гидрогетитового состава.

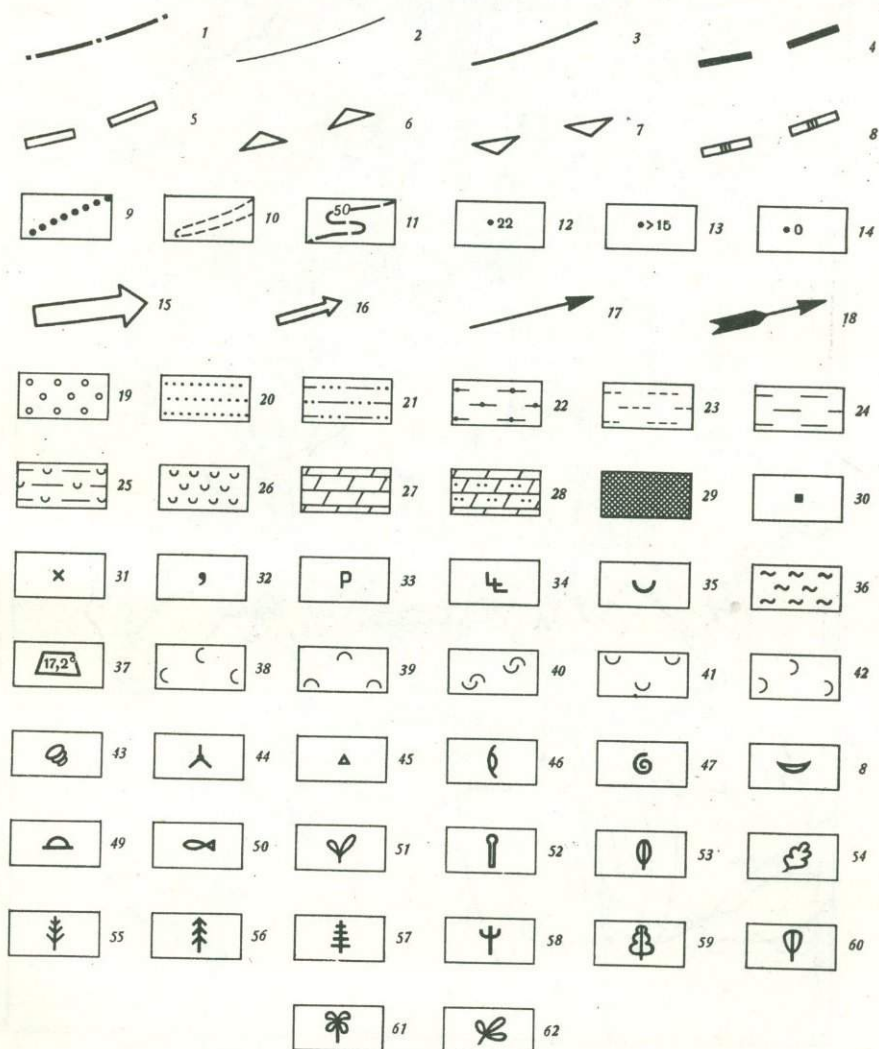
Аутигенные минералы, конкреции и другие показатели среды: 30 - пирит; 31 - сидерит; 32 - глауконит; 33 - фосфорит; 34 - известковистость; 35 - кремнистость; 36 - красноцветность; 37 - палеотемпература в градусах Цельсия.

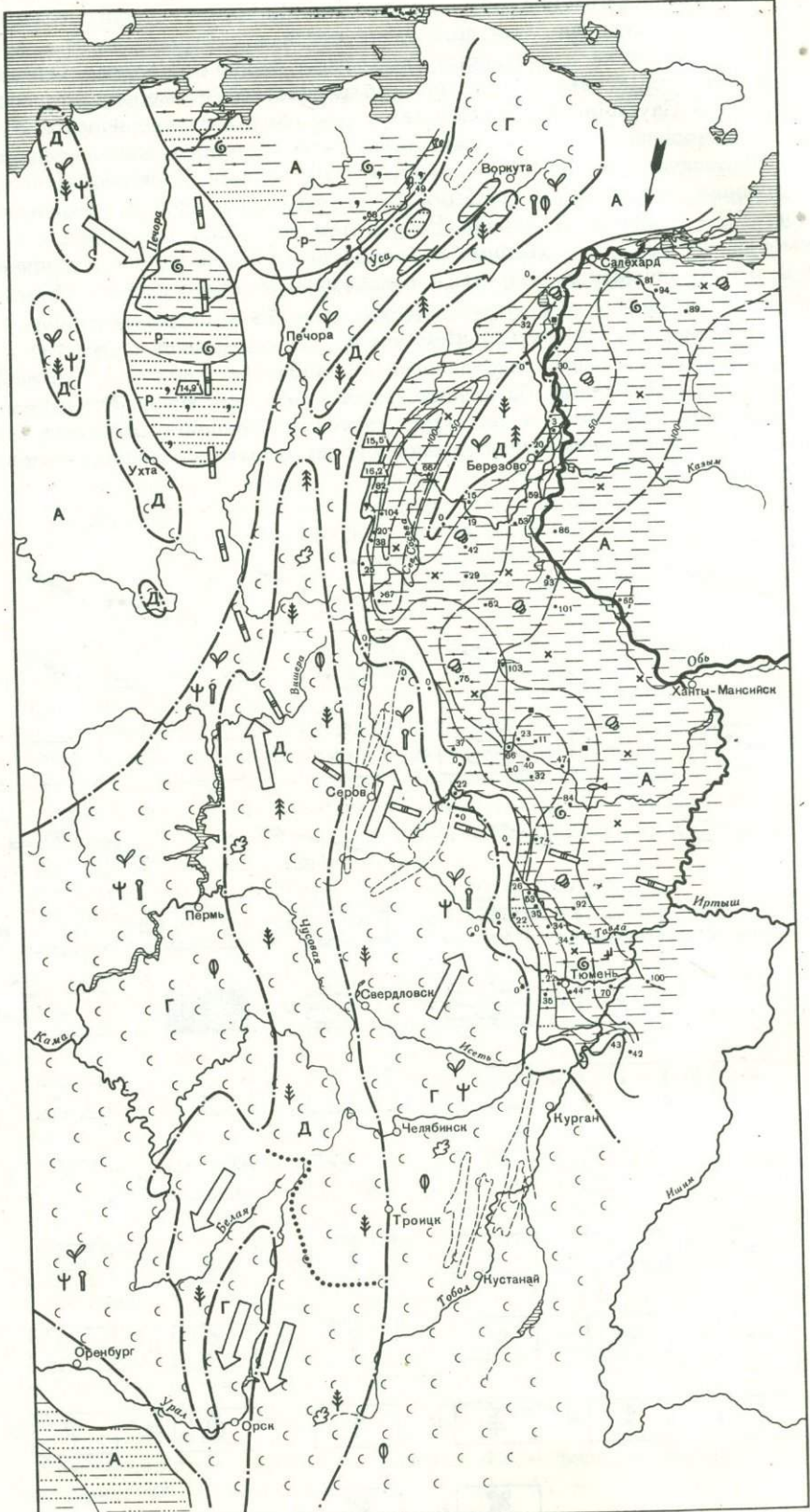
Предположительное распространение и характер коры выветривания: 38 - раннемезозойская кора выветривания, в значительной степени размытая; 39 - кора выветривания, образующаяся в раннемеловое время; 40 - раннемеловая кора выветривания, образующаяся и одновременно размываемая; 41 - раннемеловая кора выветривания, в значительной степени размытая; 42 - маломощная кора выветривания, образующаяся в поздне меловое время и одновременно размываемая.

Характерные группы фауны: 43 - фораминиферы; 44 - радиолярии; 45 - губки; 46 - брахиоподы; 47 - моллюски; 48 - остракоды; 49 - морские ежи; 50 - рыбы.

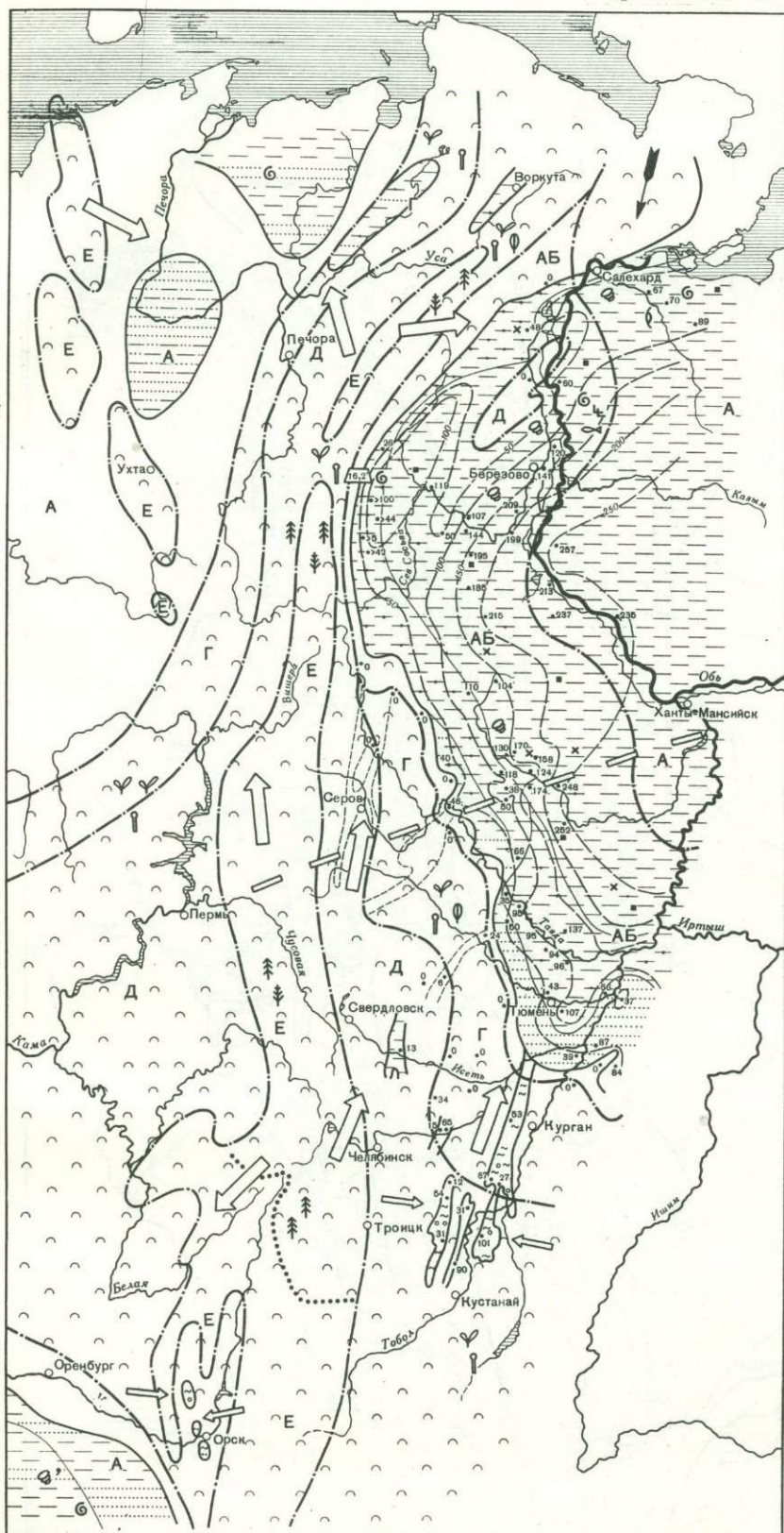
Преобладающие группы растительности (по палинологическим данным): 51 - папоротники (преимущественно *Gleicheniaceae*, *Schizaeaceae* и др.) тропической и субтропической зон; 52 - папоротники и плауновые (преимущественно *Copiopteris*, *Osmundaceae*, *Selaginellaceae* и др.) субтропической и умеренно-теплой зон; 53 - *Caytoniales*, *Bennettitales* - обитатели тропической и субтропической зон; 54 - *Ginkgoales* - обитатели умеренно-теплой и субтропической зон; 55 - хвойные *Podocarpaceae*, *Agasacariaceae* и древние хвойные *Protoconiferus* и др. субтропической и тропической зон; 56 - хвойные (*Pinaceae*, *Podozamitaceae*) умеренно-теплой и умеренной зон; 57 - хвойные влаголюбивые (*Taxodiaceae*) тропической и субтропической зон; 58 - голосемянные ксероморфные (*Brachyphyllum*) тропической и субтропической зон; 59 - покрытосемянные мелколиственные (*Salicaceae*, *Betulaceae*) умеренной зоны; 60 - покрытосемянные широколиственные (*Juglandaceae*, *Fagaceae* и др.) умеренно-теплой зоны; 61 - покрытосемянные (*Myrtaceae*, *Muricaceae*, *Palmae*, *Magnoliaceae* и др.) тропической и субтропической зон; 62 - покрытосемянные неопределенной систематической принадлежности

Приложение 19.

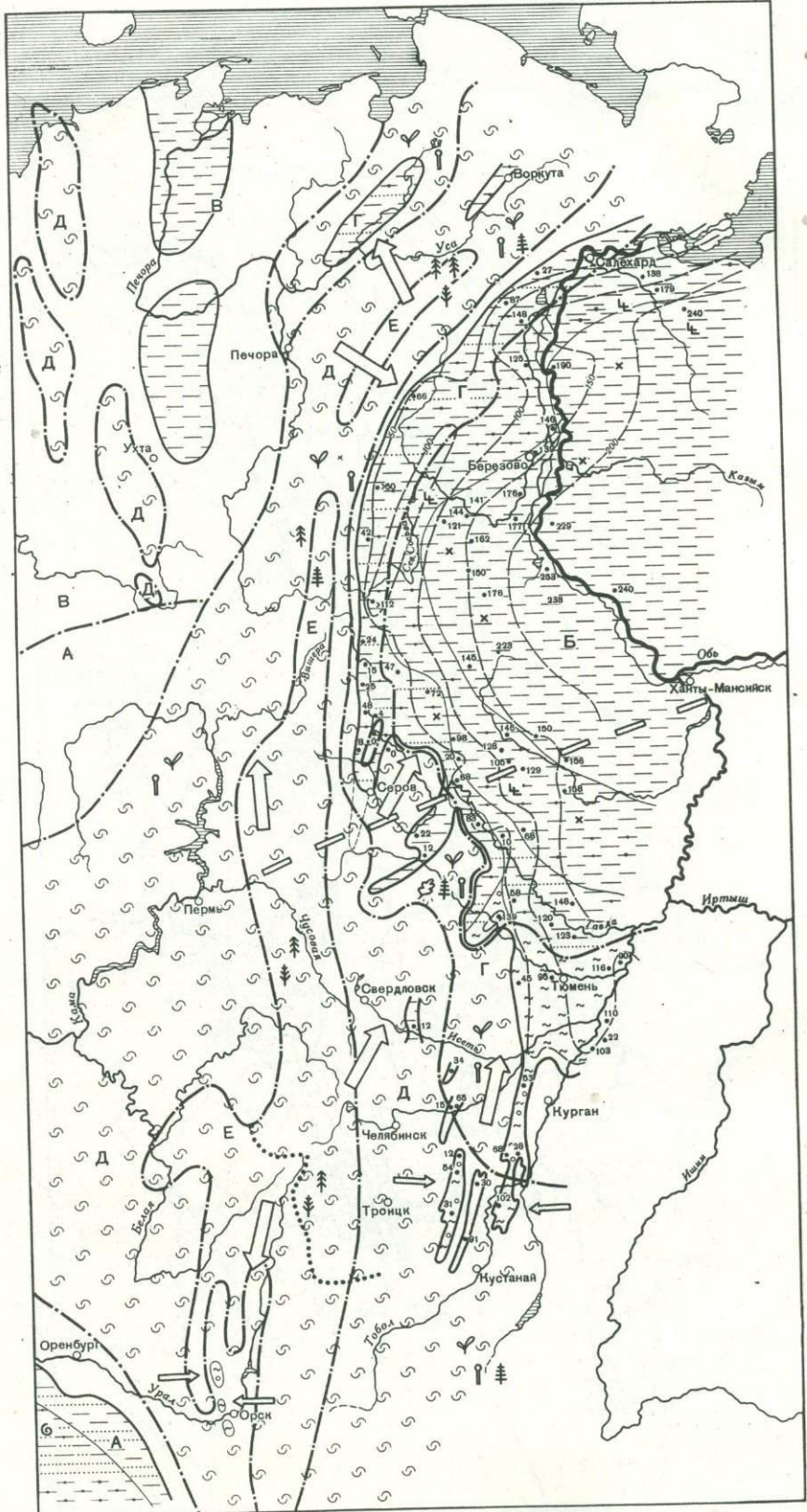




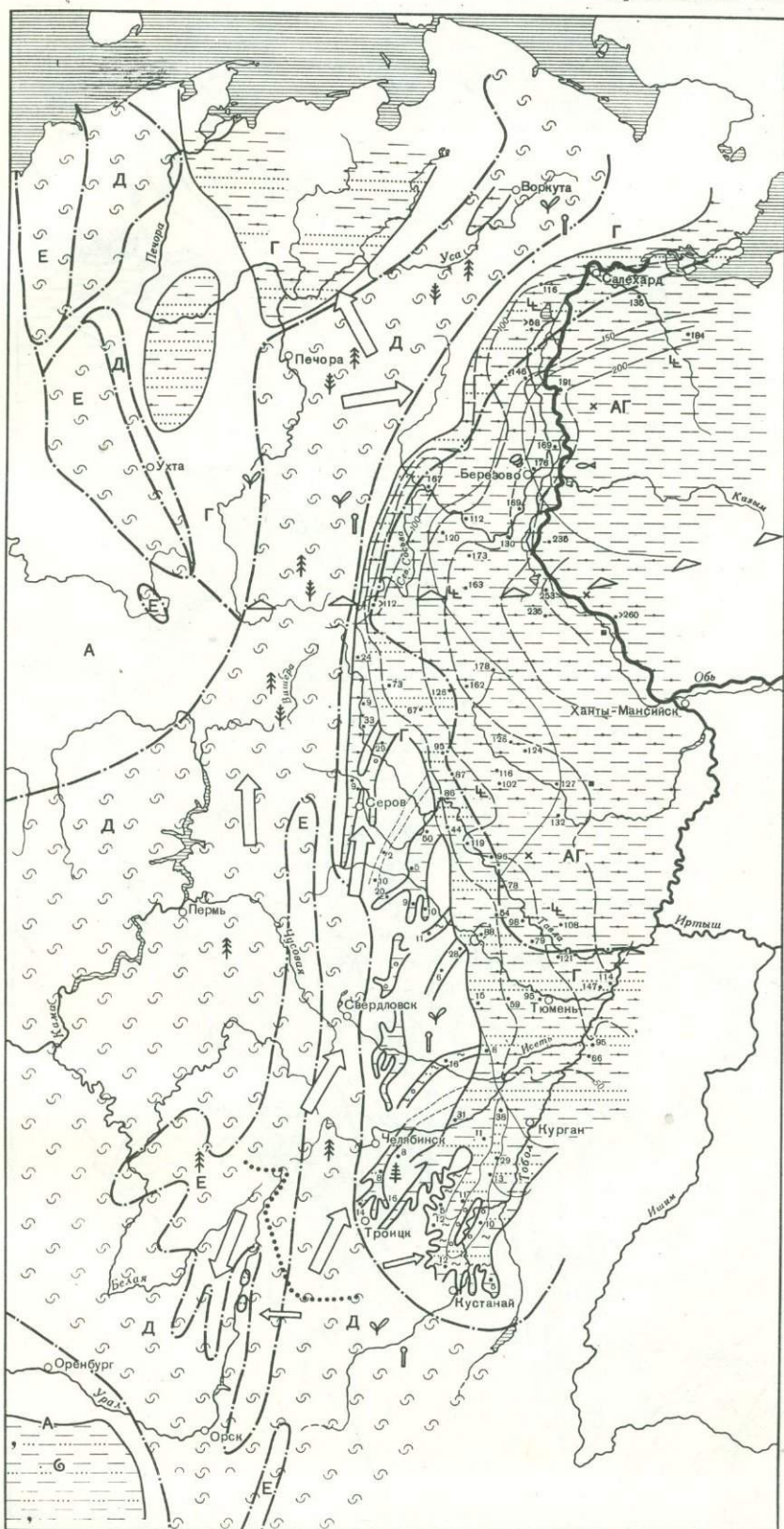
Палеогеографическая карта Урала.
Берриасский и валанжинский века



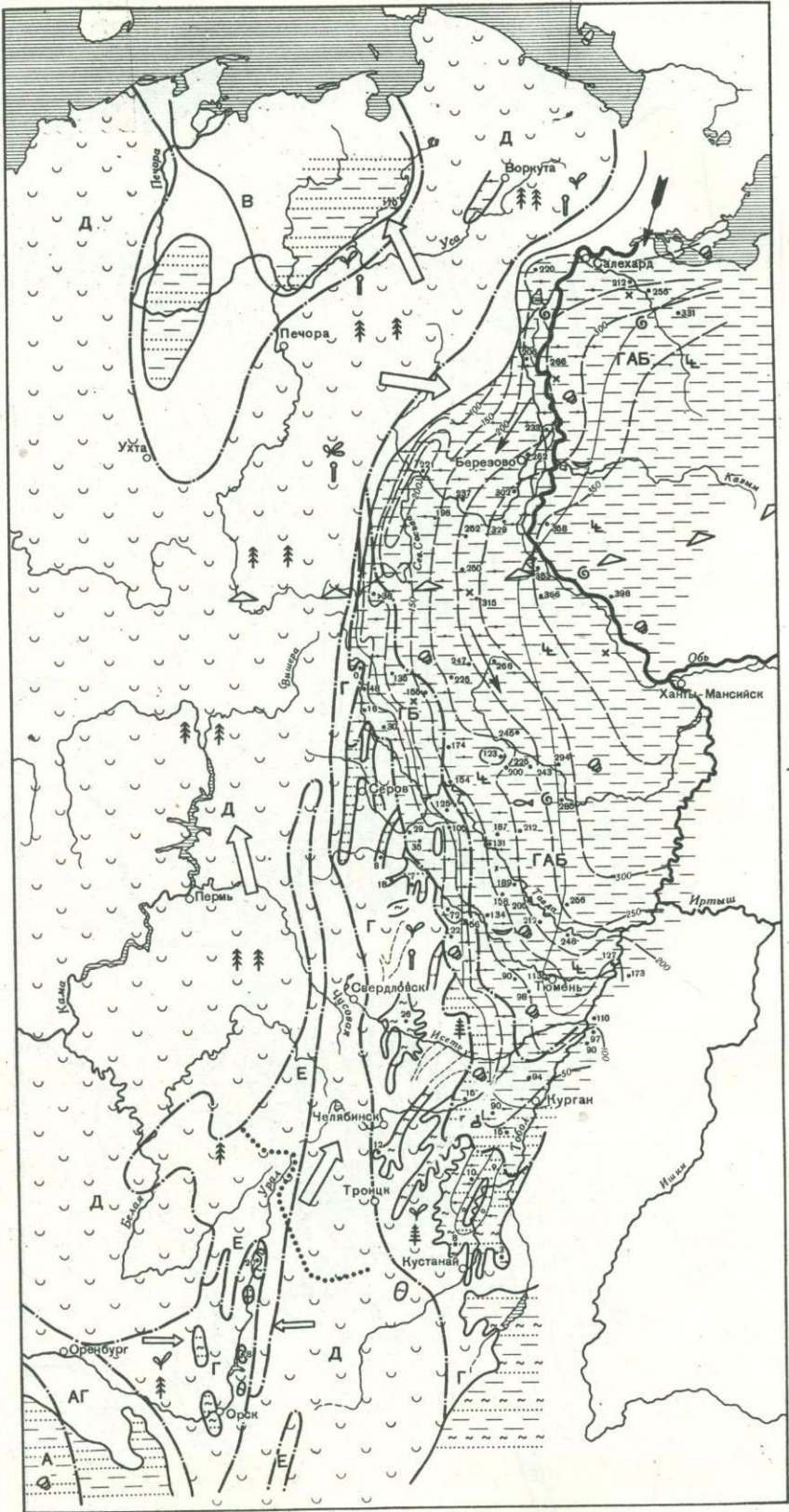
Палеогеографическая карта Урала. Готеривский век



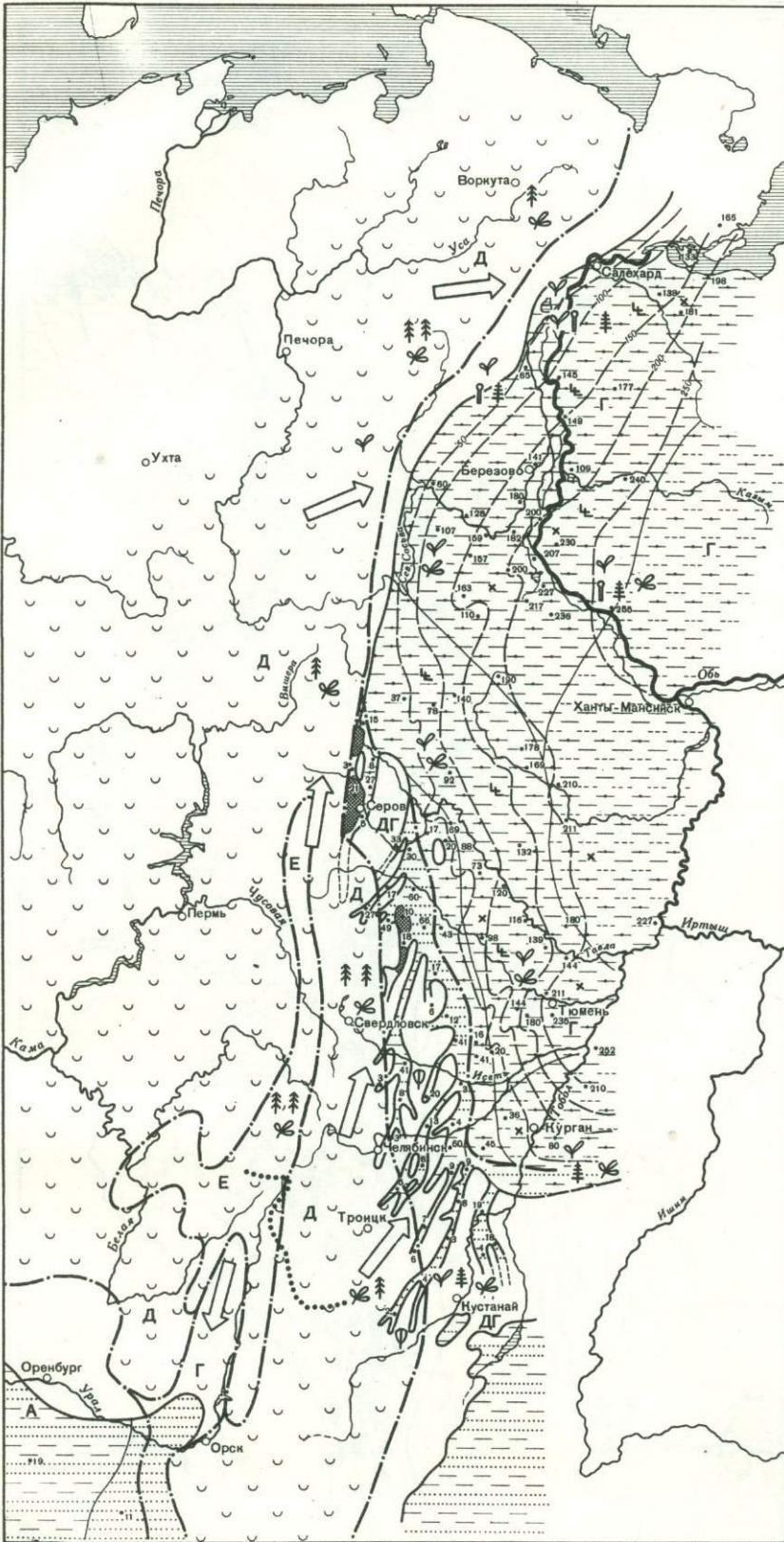
Палеогеографическая карта Урала. Барремский век



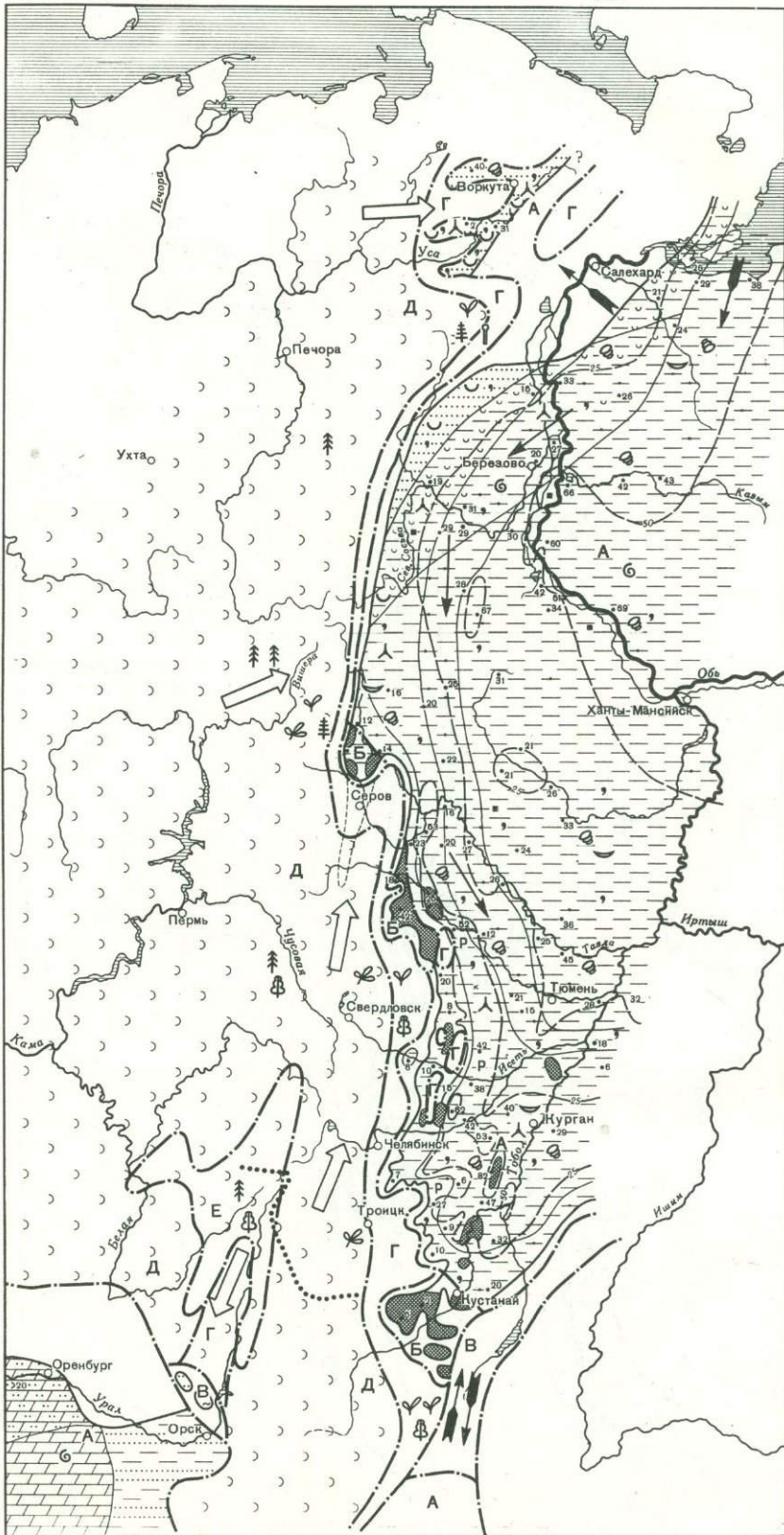
Палеогеографическая карта Урала. Аптский век



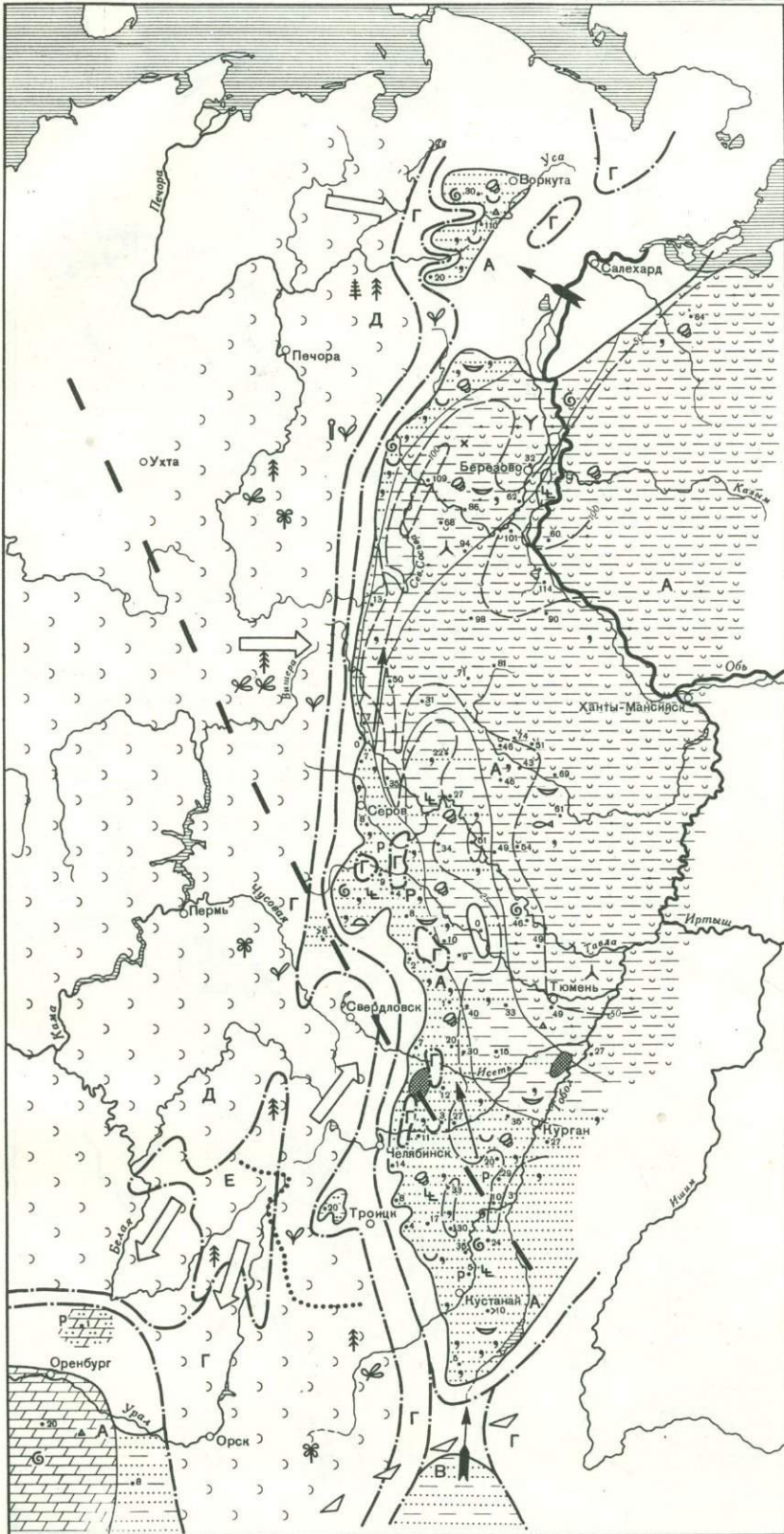
Палеогеографическая карта Урала. Альбский век



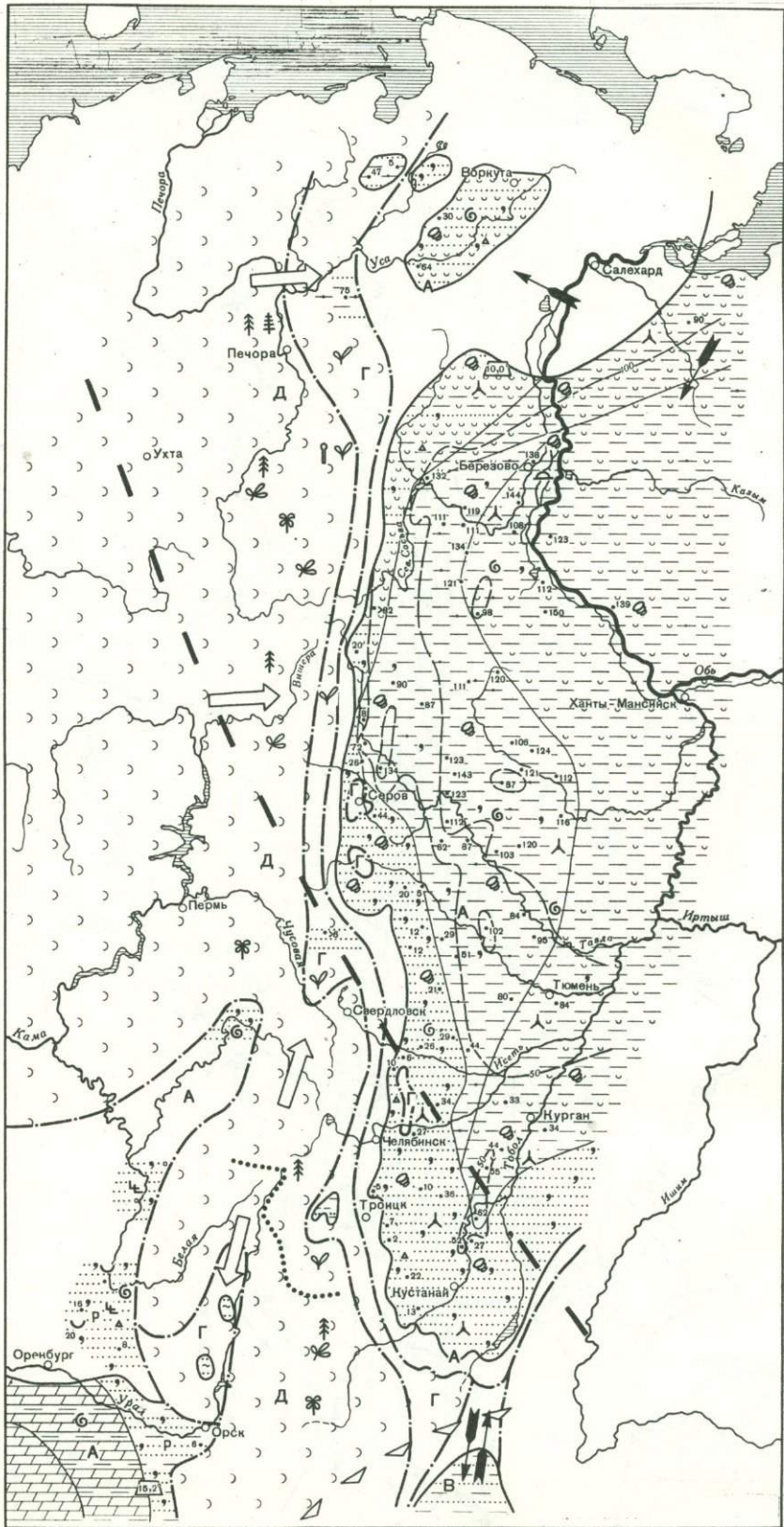
Палеогеографическая карта Урала. Сеноманский век



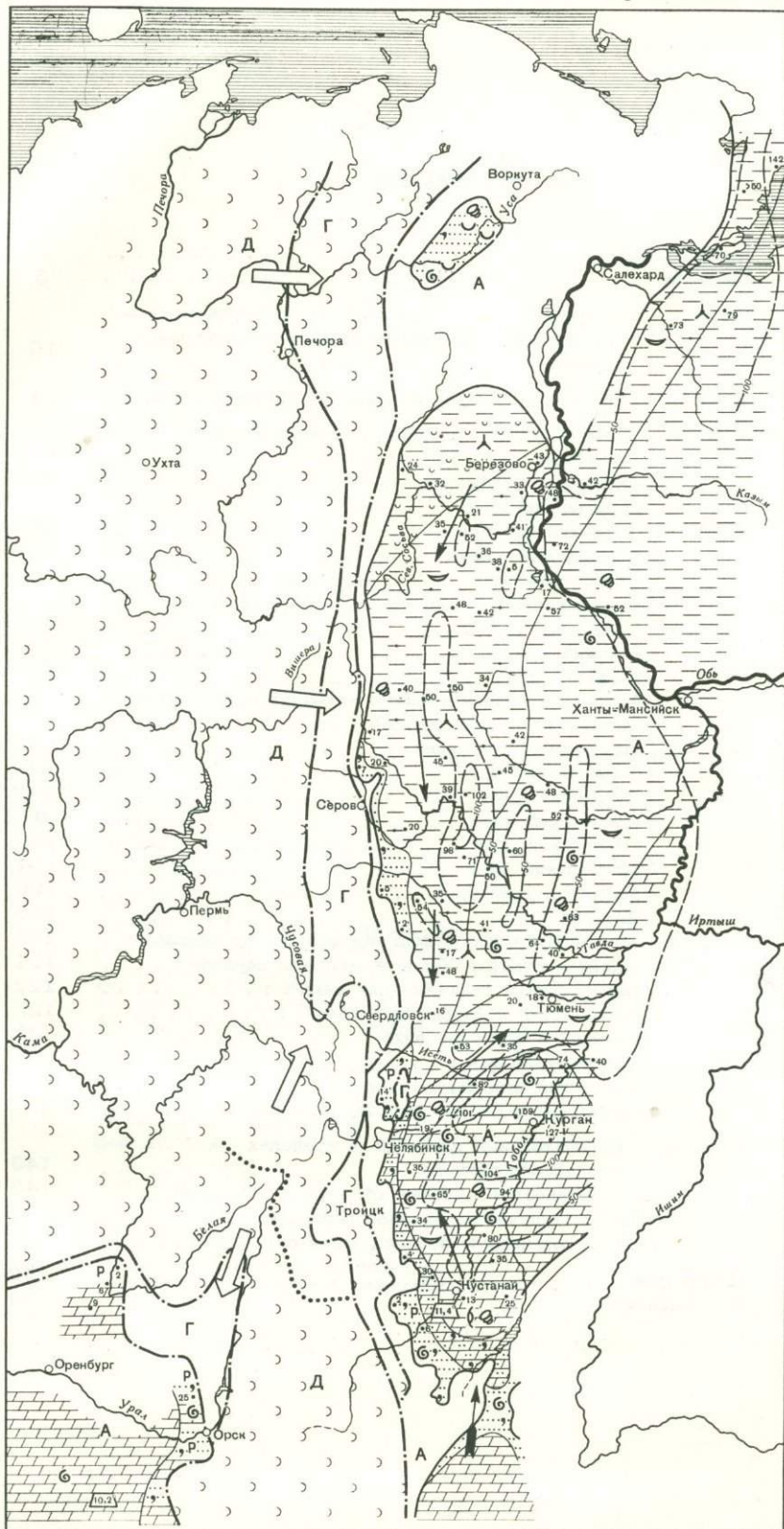
Палеогеографическая карта Урала. Туронский век



Палеогеографическая карта Урала.
Коньякский и раннесантонский века



Палеогеографическая карта Урала.
Позднесантонский и кампанский века



Палеогеографическая карта Урала. Маастрихтский век

ОГЛАВЛЕНИЕ

| | |
|--|-----|
| Предисловие | 3 |
| Введение | 5 |
| Глава I. Положение Уральского региона в позднемезозойское время (Палеотектоническое районирование региона) | 16 |
| Глава II. Выделение и изучение меловой системы Урала. . . | 21 |
| Глава III. Стратиграфия меловых отложений Урала и Зауралья | 32 |
| Нижнемеловые отложения | 32 |
| Берриасский ярус | 32 |
| Валанжинский ярус | 36 |
| Готеривский ярус | 43 |
| Барремский ярус | 48 |
| Нерасчлененные отложения готерив-баррема (неокома) | 50 |
| Аптский ярус | 58 |
| Альбский ярус | 62 |
| Аптские и нерасчлененные апт-альбские отложения восточного склона Урала | 67 |
| Верхнемеловые отложения | 79 |
| Сеноманский ярус | 79 |
| Туронский ярус | 89 |
| Коньякский ярус. | 97 |
| Сантонский ярус | 100 |
| Кампанский ярус | 104 |
| Маастрихтский ярус | 109 |
| Датский ярус | 115 |
| Континентальные отложения сенонского возраста. . | 117 |
| Глава IV. Палеогеография Урала в меловом периоде | 121 |
| Берриасский и валанжинский века | 122 |
| Готеривский и барремский века | 125 |
| Аптский и альбский века | 128 |
| Сеноманский век | 132 |
| Туронский век | 135 |
| Сенонский век | 137 |
| Глава V. Колебательные движения в пределах Уральского региона | 143 |
| Анализ мощностей меловых отложений Зауралья. | 143 |
| Некоторые выводы из анализа развития структуры региона в позднем мезозое | 155 |
| Литература | 159 |
| Приложения 1-29 | 172 |

Георгий Николаевич Папулов

МЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ УРАЛА
(стратиграфия, палеогеография, палеотектоника)

Утверждено к печати
Институтом геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого
Уральского научного центра АН СССР

Редактор Л.А. Рабинович
Художественный редактор В.Н. Тикунов
Технические редакторы: С.М. Бякерев, Г.П. Каренина

Подписано к печати 18/У11-74 г. Т - 12043
Усл.печ.л. 18,9 (17,85+1,05 вкл.). Уч-изд.л. 22,81
Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1
Тираж 650 экз. Тип. зак. 1101
Цена 2 р. 58 к.

Книга издана офсетным способом

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

25.59k

1995