ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ СССР

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ СССР

Объяснительная записка к Атласу литолого-палеогеографических карт СССР

В ЧЕТЫРЕХ ТОМАХ

Главный редактор А. П. ВИНОГРАДОВ

Заместители главного редактора: В. Н. Верещагин, В. Д. Наливкин, А. Б. Ронов, А. В. Хабаков, В. Е. Хаин

МОСКВА «НЕДРА» 1974

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ СССР

551.87(47+57)

Объяснительная записка к Атласу литолого-палеогеографических карт СССР

ТОМ 1

551.72

Докембрий, кембрийский, ордовикский и силурийский периоды

4733

Редакторы: Б. М. Келлер, Н. Н. Предтеченский

МОСКВА «НЕДРА» 1974

Геологических Наук
Библиотека

УДК 551.87(47+57)

Палеогеография СССР. Том 1. М., «Недра». 1974. 276 с. (Министерство геологии СССР. ВСЕГЕИ).

Работа представляет собой Объяснительную записку к тому 1 Атласа литолого-палеогеографических карт СССР. В первых разделах изложена методика составления карт и способы изображения на них фактических данных. Далее рассматривается палеогеография территории СССР по периодам в фанерозое и более крупным отрезкам истории Земли в докембрии. Каждому очерку предшествует стратиграфический раздел, в котором на основании имеющихся материалов дана корреляция осадочных и вулканогенных серий, обоснованная биостратиграфическими или радиологическими данными. В заключении кратко рассмотрены полезные ископаемые, приуроченные к отложениям того или иного периода. В этом плане построены очерки для верхнего докембрия, кембрия, ордовика и силура. Для каждого из этих подразделений составлены три-четыре литолого-палеогеографические карты. Кратко рассматривается палеотектоника каждого из указанных подразделений. Очерки палеотектоники касаются древнейших пород нижнего докембрия, верхнего докембрия, кембрия, ордовика и силура.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся стратиграфией, палеогеографией и региональной геологией.

Таблиц 3, иллюстраций 13, список литературы — 309 назв.

П 20801—413
043(01)—74

© Всесоюзный ордена Ленина научно-исследовательский геологический институт (ВСЕГЕИ), 1974

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая книга является Объяснительной запиской к изданному в 1968—1969 гг. в четырех томах «Атласу литолого-палеогеографических карт СССР». В этом Атласе впервые дана полная серия палеогеографических карт для всей территории Советского Союза в относительно крупном масштабе с детальностью хронологического расчленения, в среднем соответствующей геологическому веку для всего периода геологического времени, начиная с раннего протерозоя, т. е. за 2,5 млрд. лет. Этот большой труд является итогом и логическим завершением более чем столетней истории развития палеогеографических исследований в нашей стране, особенно интенсивных в течение советского периода.

Зарождение палеогеографии в России, как одного из обобщающих разделов геологической науки, уходит своими корнями в XIX в. Начиная с первой половины, и особенно в середине XIX в., создаются схематические карты распределения суши и моря в течение ряда геологических периодов для территории Европейской России, а затем весьма несовершенные, но уже более обоснованные литологическим и палеонтологическим материалом палеогеографические карты той же территории. Разрабатывается и применяется при построении этих карт метод фациального анализа, начинает создаваться методика палеоэкологического анализа (В. О. Ковалевский, Н. И. Андрусов). Палеогеографические исследования Г. А. Траутшольда, А. А. Штукенберга, А. А. Иностранцева, А. П. Карпинского и фациальные Н. А. Головкинского завершаются созданием серии палеогеографических карт Русской платформы (Карпинский, 1887), ставших классическими. На основе этих карт А. П. Карпинским были впервые намечены важные закономерности тектонического развития Русской платформы, оказавшиеся затем действительными и для других платформ. В начале XX в., в результате постановки более детальных геологических исследований, возникает возможность составления палеогеографических карт для сравнительно коротких промежутков геологического времени (А. В. Павлов, Н. И. Андрусов, А. Д. Архангельский и др.). Особенно плодотворным было направление, заключающееся в сочетании тектоники и палеогеографии, у истоков которого стоял А. П. Карпинский. Именно это направление получает дальнейшее успешное развитие в советский период. Представителями этого направления являются А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский, В. В. Белоусов и некоторые другие геологи, которые своими работами существенно уточнили закономерности развития Европейской территории СССР, установленные еще А. П. Карпинским. К XVII сессии Международного геологического конгресса, состоявшемуся в Москве в 1937 г., А. Д. Архангельским, Н. С. Шатским, В. В. Меннером и другими было опубликовано краткое описание геологической структуры СССР и рассмотрена геологическая история как территории СССР, так и всей Евразии с приложением Атласа палеогеографических схем (Архангельский и др., 1937). Из элементов палеогеографии на картах этого Атласа штриховкой показаны области развития морских бассейнов и суши, а на картах неогена также и более глубокие части морских бассейнов. Карты были составлены для эпох, частично отдельных веков и более коротких интервалов времени, соответствующих горизонтам.

В. В. Белоусовым (1935—1940) первоначально на примере Кавказа разрабатывается метод анализа фаций и мощностей с построением со-

ответствующих карт, а в 1944 г. этот же метод применяется им для восстановления геологической истории Русской платформы. В дальнейшем этот метод нашел чрезвычайно широкое применение как в региональном, так и в локальном масштабе. А. Б. Роновым (1949) на материале Русской платформы и обрамляющих геосинклиналей Урала и Кавказа предлагается и разрабатывается объемный метод, дополнивший метод анализа фаций и мощностей и позволивший установить некоторые новые закономерности движений этих геоструктурных областей.

Последующее развитие методики сравнительно-литологического анализа, основы которого были заложены фундаментальными трудами А. Д. Архангельского, обязано работам Н. М. Страхова и его учеников. В дальнейшем разработка палеоэкологического направления (Р. Ф. Геккер и др.), совершенствование фациального (Д. В. Наливкин, Ю. А. Жемчужников) и палеобиогеографического анализа, а также применение более точных методов исследований — терригенно-минералогического (В. П. Батурин), палеотермометрического (Р. В. Тейс, Д. П. Найдин), палеомагнитного (А. Н. Храмов и др.), динамической палеогеографии (А. В. Хабаков, Н. Б. Вассоевич, В. А. Гроссгейм) — успешно продолжаются. В СССР издаются руководства по палеогеографии Л. Б. Рухина (1959), К. К. Маркова (1960), Б. П. Жижченко (1961), что способствует дальнейшему развитию палеогеографических исследований в нашей стране. В то же время обширные геологические материалы, полученные в результате геологических съемок различной детальности, и большие объемы опорного и поисково-разведочного бурения требуют для своего обобщения в области палеогеографии и тектоники уже коллективных усилий. Первой такой коллективной работой возглавлявшейся А. П. Виноградовым, явился «Атлас литолого-фациальных карт Русской платформы», изданный в 1952—1953 гг. двумя выпусками: палеозой в масштабе 1:5 000 000 (редакторы В. П. Бархатова, Ю. М. Люткевич, Ю. А. Притула, В. Н. Рябинин) и мезозой в масштабе 1 : 3 000 000 (редакторы А. Б. Ронов, Н. Т. Сазонов). Опыт работы над созданием этого Атласа позволил усовершенствовать методику составления литолого-палеогеографических карт и разработать рациональную систему условных обозначений для них. За основу при составлении литолого-палеогеографических карт было принято изображение цветом различных палеогеографических обстановок (суша, озеро, море и т. д.) и штриховкой – состава накопленных осадков. Все это создало предпосылки для составления «Атласа литолого-палеогеографических карт Украинской и Молдавской ССР» в масштабе 1:2 500 000, изданного в 1960 г. (отв. редактор В. Г. Бондарчук).

Следующим этапом развития палеогеографических исследований явилось появление в свет «Атласа литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления» (главный редактор А. П. Виноградов, заместители главного редактора В. Д. Наливкин, А. Б. Ронов, В. Е. Хаин), изданного в двух частях в 1960—1961 гг. При его составлении впервые в международной практике палеогеографических исследований принимали участие ученые разных стран, активное участие — геологи братских социалистических стран — Болгарии, Венгрии, Польши, Румынии. Кроме литолого-палеогеографических карт Атлас имел также палеотектонические карты. Последние позволяют выявить важнейшие тенденции тектонического развития территории в течение гораздо более длительных промежутков времени (эпохи, периоды), чем сравнительно короткие интервалы времени (как правило, века), охватываемые отдельными литолого-палеогеографическими картами.

В дальнейшем по сходной методике создаются Атласы литолого-палеогеографических карт Прибалтики, Белоруссии, Молдавии, а за рубежом — палеогеографические атласы Польши и Румынии.

Работа по составлению Атласа литолого-палеогеографических карт СССР в масштабе 1:7 500 000 началась в 1960 г. В ней принимали участие главным образом ВСЕГЕИ, ВНИГРИ, ГЕОХИ АН СССР, ГИН АН СССР, Институт географии АН СССР и Институт океанологии АН СССР. В 1962 г. уже были изданы «Условные обозначения и методические указания по составлению Атласа литолого-палеогеографических карт СССР» под редакцией В. Д. Наливкина, А. Б. Ронова и В. Е. Хаина.

Атлас литолого-палеогеографических карт СССР издан в четырех томах (т. I — докембрий — нижний палеозой, т. II — верхний палеозой, т. III — мезозой и т. IV — кайнозой), к каждому из этих томов составлены объяснительные записки. Атлас создан по разработанной ранее методике, но имеет более детальную легенду. Этот Атлас впервые дает полное представление о палеогеографической и тектонической истории не только Европейской, но и Азиатской частей нашей страны, включая и акватории морских бассейнов. Он охватывает интервал времени длительностью свыше 2 млрд. лет — от раннего протерозоя до современной эпохи. Помимо литолого-палеогеографических и палеотектонических карт масштаба 1 : 7 500 000 в Атлас включены также карты, отображающие физико-географическую обстановку накопления некоторых важнейших полезных ископаемых и составленные по методике, разработанной под руководством В. И. Смирнова (железные и марганцевые руды, бокситы, соли, фосфориты, угли, нефть, газ и др.). Впервые в практике таких работ литолого-палеогеографические карты масштаба 1 : 7 500 000 сопровождаются палеобиогеографическими схемами, на которые нанесены палеомагнитные параллели. Методика составления этих схем разработана Г. Я. Крымгольцем, В. А. Вахрамеевым, И. В. Васильевым, В. Н. Верещагиным, Р. Ф. Геккером, А. И. Жамойдой, И. М. Покровской, Г. П. Радченко, О. Л. Эйнором

Составление карт раннего протерозоя начато под руководством С. В. Обручева и после его смерти завершено под руководством К. О. Кратца в Лаборатории докембрия АН СССР (ныне Институт геологии и геохронологии докембрия АН СССР). Карты позднего протерозоя составлены в Геологическом институте АН СССР под руководством Б. М. Келлера; во ВСЕГЕИ составлены карты кембрийского периода под руководством Т. Н. Спижарского и М. А. Толстихиной, ордовикского периода — под редакцией Б. С. Соколова и Н. С. Крылова и силурийского периода — под руководством О. И. Никифоровой и Н. Н. Предтеченского; во ВНИГРИ: карты девонского периода под руководством В. Н. Тихого, каменноугольного периода — под руководством В. М. Познера, пермского периода — под руководством В. Д. Наливкина и Н. Н. Форша; во ВСЕГЕИ: карты триасового периода под редакцией Л. Д. Кипарисовой и А. В. Хабакова, карты юрского периода — под редакцией Г. Я. Крымгольца, В. Н. Сакса и Н. Н. Тазихина, карты раннемеловой эпохи — под руководством В. Н. Верещагина и А. Б. Ронова. Карты позднемеловой эпохи составлены в Институте геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского (ГЕОХИ АН СССР) под редакцией А. Б. Ронова и В. Н. Верещагина; карты палеогенового периода выполнены во ВНИГРИ под руководством В. А. Гроссгейма, карты неогенового периода в ГЕОХИ АН СССР под редакцией В. Е. Хаина и А. Г. Эберзина; карты четвертичного периода во ВСЕГЕИ под руководством Г. С. Ганешина и карты современной эпохи составлены в Институте океанологии и Институте географии АН СССР под редакцией П. Л. Безрукова (море) и М. И. Нейштадта (суша).

В составлении Атласа литолого-палеогеографических карт СССР приняли участие многие организации АН СССР и ее филиалов — ГЕОХИ, ГИН АН СССР, Институт океанологии, Институт геологии и геофизики СО АН СССР и др. и Академий наук союзных республик — Институт геологических наук АН УССР, Институт геологических наук АН БССР, Институт геологии и полезных ископаемых АН МССР, Институт геологии АН ГССР, Институт геологии АН АзССР, Институт геологии АН АрмССР, Институт геологических наук КазССР, Геологический институт АН КиргССР и др., от Министерства геологии СССР — ВСЕГЕИ, ВНИГРИ, ВНИГНИ, НИИГА, Институт геологии в г. Казани и др., территориальные геологические управления — Волго-Донское, Дальневосточное, Центральных районов и др., от Министерства высшего и среднего специального образования СССР — Московский, Ленинградский, Киевский, Тбилисский, Ташкентский, Ереванский государственные университеты, Воронежский лесотехнический институт, Фрунзенский политехнический институт и др., а также ряд организаций Министерства нефтедобывающей промышленности СССР, Министерства газовой промышленности СССР и др.

Общее количество авторов, принимавших участие в составлении Атласа, превышает 1000 человек.

МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ

Литолого-палеогеографические карты Атласа содержат в основном следующие сведения: данные о литологии и мощностях толщ, образовавшихся за время, охватываемое той или иной картой, о палеогеографических условиях, при которых эти толщи образовались, и, наконец, данные о полезных ископаемых. Все они обозначаются особыми условными знаками. Состав отложений показан различными штриховыми знаками, распределение мощностей — изопахитами, палеогеография — с помощью красок, а полезные ископаемые — особыми цветными значками. Кроме того, на картах отмечены места расположения основных разрезов по скважинам или естественным обнажениям с указанием мощностей отложений.

К литологическим данным относятся сведения о составе осадочных и вулканогенных толщ и о предполагаемом составе пород в пределах древних зон размыва. К палеогеографическим данным отнесены характеристики физико-географических условий осадконакопления. В областях размыва показаны возвышенности разной высоты. К этой же группе данных относятся сведения о характерной фауне и флоре, об аутигенных минералах, конкрециях и цвете пород, о палеомагнитных широтах. На особых картах (врезках к основным картам) показаны палеобиогеографические области и провинции. Данные о полезных ископаемых сводятся к обозначению главных или типичных месторождений с отражением их генетического типа.

Такая комплексность карт является преимуществом настоящего Атласа. Она позволяет анализировать связь литологического состава осадков не только с составом осадков областей размыва, но также и с палеогеографической обстановкой, существовавшей как в зоне осадконакопления, так и в зоне размыва. Она дает возможность также судить о наиболее благоприятных сочетаниях состава осадков и палеогеографических условий для образования отдельных важнейших типов полезных ископаемых.

Применение принципиально различных типов условных обозначений позволило нанести на карты весь этот разнообразный материал достаточно наглядно.

Точки опорных разрезов, изопахиты, границы. Число точек учтенных разрезов, которые нанесены на карты, определялось масштабом карт и их загрузкой. Для ряда хорошо изученных районов произведено разряжение точек по сравнению с имевшимися на макетах, присланных авторами. Таким образом, изданные карты в действительности основаны на гораздо большем числе разрезов, чем это показано на самих картах.

С целью облегчения описания разреза, документации фактического материала и в случае необходимости проверки исходных данных, составлялись карточки фактического материала. На карточках указаны: местоположение скважины или обнажения, название стратиграфического подразделения, ссылка на источник материала, характер верхней и нижней границы рассматриваемого интервала, схематизированный до пачек разрез с указанием процентного содержания всех типов пород, входящих в выделенные пачки, мощность всего интервала и отдельных пачек, текстура и цвет пород, аутигенные минералы, конкреции, фауна, флора. В итоге выбирается знак литологической штриховки, вытекающий из содержания карточки. На обороте карточки отмечались характер

слоистости, ориентировка обломочного материала, данные, обосновывающие физико-географические условия осадконакопления, экологические наблюдения, характер ритмичности, внутриформационные перерывы и другие особенности разреза.

Распределение мощностей дано в соответствии с сохранившимися к настоящему времени их значениями. Лишь в редких случаях в зонах размыва приближенно реставрировались существовавшие ранее мощности и в этих случаях изопахиты проводились пунктиром. Подобная реставрация осуществлена преимущественно на картах, входящих в I и II тома Атласа. Для закрытых — платформенных территорий, слабо изученных бурением, использовались данные сейсморазведки, позволяющие судить о порядке мощностей крупных стратиграфических подразделений.

Изопахиты проводились главным образом на основании точек, где известны полные мощности. Неполные мощности учитывались в тех случаях, когда они помогали проследить ход изопахит. Чтобы отличить полные значения мощностей от неполных и указать, за счет какой части разреза — верхней или нижней, происходит его сокращение против первоначального, проводились волнистые линии над или под цифрой, обозначающей мощность в данной точке, а перед самой цифрой ставился знак «больше» (например >293). Неполными разрезами считаются те, где часть разреза не обнажена или не вскрыта бурением, или отсутствует вследствие последующего размыва. В некоторых районах, особенно в геосинклинальных, развиты мощные однородные нерасчлененные разрезы, представляющие значительные отрезки времени, более крупные, чем отраженные на соответствующих картах. В этих случаях весь разрез условно делился на равные отрезки, число которых отвечало числу интервалов на картах. Цифры этих условных мощностей заключались в скобки. Иногда мощности разреза оставались неизвестными, хотя было достоверно известно, что осадки рассматриваемого интервала времени здесь имеются. В этих случаях рядом с точкой ставилось значение «больше нуля» (>0). Наконец, рядом с точками, где отложения рассматриваемого интервала времени заведомо отсутствуют, ставились в виде дроби индексы присутствующих здесь более молодых и более древних отложений, например $\frac{Cr_2cp}{J_3ox}$. Точки с такими индексами определяют контур современной границы распространения осадков данного возраста.

На картах различными условными знаками показаны разрезы, составленные по естественным обнажениям и по скважинам. В редких случаях о составе пород можно было судить только по обломкам и глыбам, заключенным в более молодых грубообломочных толщах. Коренные же обнажения этих пород отсутствовали. Подобные районы показаны особым условным знаком (см. т. II).

Между районами распространения осадков различного состава, а также между различными палеогеографическими и палеобиогеографическими областями всюду проведены границы. Как известно, в природе таких четких границ не существует, и изменения обычно происходят постепенно. Принятая условность объясняется двумя причинами. Во-первых, для значительной части территории СССР отсутствовали данные, необходимые для правильного изображения характера и местоположения переходных зон и, во-вторых, наглядность карты при показе постепенного изменения литологического состава ухудшается. Границы между различными литологическими районами и палеогеографическими обстановками проведены тонкой линией.

Границы распространения отложений рассматриваемого отрезка времени пришлось изображать двояко. Толстой линией они показаны, когда отложения ограничены современным эрозионным срезом и распространение их обусловлено контурами современных тектонических структур; они взяты с геологических карт, но несколько схематизированы. Крупным точечным пунктиром изображены границы, скрытые под отложениями более древними, чем неогеновые и связанные с древними размывами, нередко обусловленными структурами иного тектонического плана, чем современный. В большинстве случаев эти границы намечались авторами карт, поскольку палеогеологические карты имеются лишь для немногих районов и возрастных срезов.

На картах выделены также области, где размыта только часть разреза, вследствие чего картина, изображенная на карте, не отражает полной мощности и состава соответствующих отложений, а местами и палеогеографической обстановки.

На территории СССР существуют районы, в пределах которых не удается расчленить отложения на те возрастные интервалы, которые соответствуют отрезку времени, принятому для той или иной карты. В таких районах одна и та же литологическая характеристика и палеогеографическая обстановка повторяется на двух или трех смежных картах. Районы с нерасчлененными толщами, охватывающими значительно больший интервал времени, чем тот, для которого составлена та или другая карта, ограничены особой цветной линией.

Рассмотрим подробно вопросы отражения на картах литологического состава, физико-географических условий полезных ископаемых.

Литологический состав. Осадочные породы. В Атласе изображен первичный состав пород. Все изменения, происшедшие при катагенезе и метаморфизме, сняты. Исключение составляют лишь глубокометаморфизованные породы докембрия, первичный облик которых восстановить пока не удается (см. т. I Атласа).

Важнейшим типам пород присвоены определенные знаки: терригенным и эвапоритовым — крап в виде овалов, точек разной величины, черточек различной длины, а карбонатным — штриховка в виде «кирпичиков». Это позволяет изображать смешанные породы, как, например, глинистые пески или глины известковистые (в последнем случае от штриховки «кирпичиками» берутся лишь вертикальные черточки) и читать карты, не справляясь поминутно об условных обозначениях. Кроме того, в случае необходимости имеется возможность отразить преобладание одного или двух компонентов; для этого соответствующий знак повторить дважды.

Все знаки, включая точки, обозначающие пески, располагаются по горизонтальным линиям. Это позволяет изобразить чередование слоев или пачек различного состава, что является важным, так как в большинстве случаев осадочные толщи слагаются двумя или несколькими типами пород. Таким образом, принятая методика изображения литологического состава дает возможность отразить в грубых чертах как содержание примеси в самой породе, так и преобладание в разрезе той или иной породы.

В условных обозначениях предусмотрены знаки для всех наиболее распространенных пород: обломочных, глинистых, карбонатных, эвапоритовых и кремнистых. Особый знак установлен для торфов и углей, имеющих большое палеогеографическое и практическое значение, хотя и составляющих обычно лишь небольшую часть разреза. Иногда возникала необходимость изобразить специфическую для данного отрезка времени, но важную породу. В этих случаях условный знак для нее да-

вался на соответствующей карте; на листе условных обозначений он отсутствует.

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования. Штриховые знаки, отражающие состав вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, даны красным цветом. Это дало возможность яснее выделить районы вулканической деятельности. Так же, как и для осадочных пород, знаки расположены по горизонтальным линиям, что позволяет показать переслаивание чисто осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород.

Вулканогенные породы подразделены на: 1) излившиеся, экструзивные и субвулканические, 2) пирокластические (туфы) и 3) игнимбриты, сваренные и спекшиеся туфы.

По составу выделены следующие группы пород: 1) кислые (липариты, дациты, липаритовые и дацитовые порфиры, туфолавы, игнимбриты, сваренные и спекшиеся туфы); 2) средние (андезито-дациты, андезиты, андезито-дацитовые и андезитовые порфириты, их туфы, туфолавы и т. д.); 3) основные (базальты, долериты, андезито-базальты, диабазы, базальтовые, долеритовые, андезито-базальтовые, диабазовые порфириты и туфы и т. д.); 4) породы спилито-кератофировой формации; среди последних выделены кислые (вместе со средними) и основные группы пород. При этом альбитофиры, кварцевые альбитофиры, аполипаритовые, аподацитовые и аподандезитовые альбитофиры и сопровождающие их пирокластические породы, с одной стороны, и спилиты, спилитовые порфириты, вариолиты, альбитовые диабазы и диабазовые порфириты — с другой, изображены на карте различными знаками; 5) субщелочные и щелочные породы нормального и щелочного рядов (трахиты, трахиандезиты, ортофиры, трахитовые и трахиандезитовые порфиры, щелочные трахиты, фонолиты, туфолавы и туфы этих пород); 6) щелочные и субщелочные, основные и ультраосновные породы, включая и ультраосновные породы нормального ряда (трахибазальты, мелилитовые базальты, лимбургиты, пикриты, пикритовые порфириты, кимберлиты).

Излившиеся, экструзивные и субвулканические породы одной группы из-за мелкого масштаба карты показаны общим знаком той группы пород, к которой они принадлежат. Для соответствующих им по составу пирокластических пород принят тот же знак, но чередующийся со знаком пирокластических пород.

Вулканогенно-осадочные породы понимаются как породы, состоящие из пирокластического и синхронного ему осадочного материала, при этом количество пирокластического материала находится в пределах от 25 до 75%. Они включают туффиты и породы, в которых осадочная фракция состоит из окатанных обломков вулканогенных пород, а цемент представлен пирокластическим материалом. По составу пирокластического материала выделяются породы кислого, среднего и основного состава. Кроме того, отдельно выделяются прослои пепла среди осадочных пород и примесь пеплового материала к ним. Считалось, что если пепла в породе меньше 25%, то он изображается как примесь. Она показана в виде красных точек, нанесенных на штриховку, отображающую состав осадочной породы.

Принадлежность вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород к наземным или подводным фациям устанавливалась или по горизонтам осадочных пород, входящих в состав вулканогенных толщ, или непосредственно по признакам самих вулканогенных пород. Места извержений — вулканы отмечались как непосредственно по местоположению выявленных вулканических аппаратов, так и по косвенным данным — по

местам сосредоточения субвулканических интрузий и даек. Выделены также вулканы центрального и трещинного типа.

Вулканические области оконтурены красным точечным пунктиром.

Чередования различного типа пород. В большинстве разрезов осадочные и вулканогенные толщи слагаются двумя или несколькими чередующимися типами пород. При изображении подобных чередований учитывалось количество той или иной породы в разрезе. Если содержание какой-либо породы не превышало 10% от общей мощности рассматриваемого интервала разреза, то она, как правило, на картах не отображалась. Исключение составляли лишь породы, имеющие решающее значение для определения физико-географической среды (например, угли).

Переслаивание пород двух типов выделялось в виде следующих количественных градаций: 1) если одна порода преобладала (больше 60%), то на карте показывались две полосы этой породы и одна полоса другой; 2) если оба типа пород присутствовали примерно в равных количествах (от 40 до 60%), то давалось по одной полосе для каждой из них. При переслаивании пород трех типов удваивалось число полос тех пород, содержание которых превышало 40%. При переслаивании четырех типов пород такое удвоение полос производилось для тех пород, содержание которых превышало 30% мощности разреза.

Последовательность полос изображалась соответственно последовательности наблюдающейся при прямой ритмичности, т. е. внизу изображались конгломераты, если они имелись в разрезе, выше песчаники, затем глины, мергели, известняки, доломиты, гипсы и, наконец, соли.

В ряде случаев возникала необходимость отобразить ту стратиграфическую последовательность пород, которая действительно наблюдается в природе. Особенно важно это бывает, когда рассматриваемый интервал разреза распадается на две-три отчетливые пачки, заметно отличающиеся по литологическому составу. Учитывая это, штриховка на карте наносилась последовательно так, чтобы она отображала последовательность пород в разрезе (Смирнов, 1958). Для того чтобы отделить наборы знаков друг от друга и показать их низ и верх, каждый набор ограничен толстыми черными линиями. Наличие этих линий на каком-либо участке карты является указанием на то, что последовательность полос знаков отражает последовательность крупных пачек в разрезе. При этом литологический состав пачек пришлось схематизировать до одной-двух полос знаков.

С целью детализации химического состава пород около некоторых точек на картах III тома показаны отношения кальция к магнию (CaO/MgO) для карбонатных пород и глинозема к кремнезему (A_2O_3/SiO_2 — алюмо-кремневый модуль) для глинистых или песчаных пород. Отношение CaO/MgO отображает положение карбонатной породы в ряду известняк — доломит: чем больше величина отношения, тем ближе порода к чистому известняку и, наоборот, чем меньше, тем ближе к чистому доломиту. Величина алюмо-кремневого модуля показывает степень разделения глинозема и кремнезема в процессе выветривания. Наибольшие значения модуля в глинах присущи тем их разностям, которые образовались в условиях глубокого разложения (гидролиза) минералов материнских пород (например, каолинитовые глины). Песчаным породам присущи обратные соотношения: чем меньше значение модуля, тем более глубокое разложение испытали минералы материнских кристаллических пород, в первую очередь слабоустойчивые (пироксены и амфиболы), затем среднеустойчивые (полевые шпаты). Минимальный модуль характерен для песков, сложенных наиболее устойчивыми минералами (например, кварцем).

Контуры однородных площадей распространения осадочных и вулканогенных пород. Для выбора литологической штриховки использовались карточки фактического материала. По имеющимся в них данным, выбирались литологические знаки, число полос этих знаков и последовательность вертикального расположения. Обычно даже в пределах более или менее однородных площадей литология в соседних точках отличается незначительно. Для того чтобы избежать излишней пестроты карты и выявить основные закономерности изменения литологического состава, расположение источников сноса, его направление, производилась небольшая схематизация и обобщение знаков, подчеркивающая, но не нарушающая общее распределение изменения литологического состава разрезов. На платформах контуры площадей с одинаковой штриховкой, а также границы распространения осадков рассматриваемого интервала разреза проводились, возможно, ближе к наблюдающемуся в природе, насколько это позволял масштаб карты. Однако в складчатых областях, где контуры распространения различных стратиграфических комплексов и литологически однородных площадей сложны, узки и прерывисты, неизбежна была значительно большая схематизация. Мелкие контуры увеличивались в размерах и объединялись, но простирание их сохранилось.

Типы пород в областях размыва древней суши. Изображение геологических процессов, происходивших на древней суше, и состава пород, слагавших области размыва, является одной из важнейших задач палеогеографической реконструкции. Однако из-за своей трудности и неразработанности она решалась далеко не всегда, хотя тип, состав и богатство полезных ископаемых, накапливавшихся в прилегающих водных бассейнах, а также характер отлагавшихся там осадков в значительной степени определяется составом пород и характером их выветривания. В настоящем Атласе сделана такая попытка. При восстановлении процессов, происходивших на древней суше, помимо определения осадков соседних областей седиментации, анализировалась последовательность геологической истории и хода тектонических движений, что давало возможность судить о характере суши вдали от областей седиментации. Учитывалось также расстояние, на которое переносился материал, и климатические условия.

Состав пород в областях размыва обычно удавалось определить лишь в общем виде. Соответственно были подобраны и условные знаки. Подобно литологическим знакам в них введена, по возможности, определенная система. Осадочные породы на суше изображались горизонтальными линиями и их комбинации — комбинацией горизонтальных линий. Изверженные и метаморфические породы показаны вертикальными линиями, а совместное развитие осадочных, изверженных и метаморфических пород — пересекающимися горизонтальными и вертикальными линиями. Когда же состав размывавшихся пород оставался неизвестен, применялась косая сетка. В некоторых случаях (т. II и III Атласа) линейная штриховка дополнялась значками литологии.

Штриховка наносилась лишь в областях, где заведомо происходил размыв. Она не давалась там, где наряду с условиями размыва могли иметь место условия аккумуляции. Такие площади не заштриховывались ни знаками осадочных и вулканогенных образований, ни линиями, обозначающими состав пород в областях размыва.

Коры выветривания. В пределах древней суши, но, конечно, вне областей интенсивного размыва, показаны сохранившиеся коры выветривания и области вероятного распространения их в прошлом. Они изображены в виде полукругов, отличающихся от знаков морской фауны меньшей толщиной линии.

Физико-географические обстановки. Основным содержанием современных физико-географических карт является рельеф, гидрология (моря, озера, реки), климат, течения, господствующие ветры, почвы, растительность и животный мир. Все эти факторы, за исключением характера почв, которые, как правило, не сохраняются, с известным приближением восстанавливались для прошлых эпох. Рельеф, водные бассейны различной солености и глубины изображены красками. При этом цвета по возможности даны сходными с теми, которые применяются на современных физико-географических картах. Сходным образом изображены речные долины, дельты и вулканы.

В пределах морских бассейнов выделены прибрежная зона вместе с верхней частью шельфа (литораль и эпинеритовая зона), глубокая часть шельфа (инфранеритовая зона) и батиальная область, к которой отнесены все части морей и океанов, имеющие глубины большие, чем глубины шельфа. Выделение этих трех зон проведено в достаточной мере условно. Прибрежные зоны развития галечников, грубых песков, обломочных и органогенно-обломочных известняков, глинистых и алевритовых пород с толстостенной фауной и т. п. относились к верхней части шельфа. Более удаленные от берега зоны распространения алевролитовых, карбонатно-глинистых и пелитоморфно-карбонатных осадков с донной фауной тонкостенных моллюсков и планктонными организмами обычно считались образованиями нижней части шельфа.

К батиальным частям моря относились зоны развития преимущественно пелитовых осадков (включая и карбонаты), темноокрашенных, часто битуминозных и кремнистых. Донная фауна в таких осадках обычно отсутствует, но, нередко, встречаются остатки нектона и планктона. На большую глубоководность осадков указывало соотношение их мощностей с мощностями заведомо мелководных и расположенных обычно ближе к берегу. Значительное уменьшение мощности тонкообломочных, удаленных от берега отложений, указывает, на их глубоководность и условия погружения, некомпенсированного осадконакоплением. По соотношению мощностей (с учетом большей степени уплотняемости глин) можно грубо судить о глубинах моря. Батиальные осадки выделялись, вероятно, во многих случаях с чрезмерной осторожностью, т. е. моря в ряде случаев показаны более мелкими, чем они были на самом деле.

Бассейны с повышенной соленостью устанавливались по присутствию в породах первичных сульфатов, каменной и калийной солей в сочетании с данными об угнетенном характере и составе фауны (филлоподы и другие ракообразные, водоросли) либо полном ее отсутствии. Более дробно бассейны с повышенной соленостью подразделены в I томе Атласа, что позволило дифференцированнее изобразить территорию Сибирской платформы. Бассейны с пониженной соленостью выделялись преимущественно на континентах, и основным признаком при этом служил состав фауны, а также правильная слоистость и ритмичность, выдержанная на большой площади.

На картах обычно оставлена белая полоса между современным распространением осадков и границей достоверной области размыва. Эта полоса является наиболее узкой или совсем отсутствует в геосинклиналях и на картах поздних интервалов геологического времени. Соответственно наиболее широкой она является на картах древних времен и на платформах.

Области развития переслаивающихся прибрежных континентальных и морских отложений изображались как прибрежные равнины, периодически заливавшиеся морем. На континентах иногда (IV том Атласа) выделялись бессточные впадины.

На суше увереннее всего выделялись аккумулятивные равнины по сохранившимся наземным равнинно-озерным — аллювиальным отложениям. Значительно менее уверенно устанавливались низменные равнины, осадки которых не сохранились или откладывались локально и небольшой мощности. Области размыва устанавливались не только по отсутствию осадков, но главным образом по наличию обширных зон сноса обломочного материала, по зональности фациальных изменений на окраинах бассейнов седиментации, по направлению переноса обломочного материала, по следам древнего рельефа и выветривания, а также по биогеографическим связям наземных организмов и отсутствию таких связей между морскими.

Определение характера древнего рельефа суши почти так же трудно, как и определение глубин древних морей. При этом, в отличие от современных географических карт, как правило, легче показать не абсолютную высоту местности, а степень ее расчлененности, которая определяет гранулометрический и химический состав осадков. При реставрации высоты рельефа учитывался комплекс данных — тип ближайших осадков, их мощность и крупность материала, объем снесенного терригенного материала и в значительной степени положение рассматриваемого района, в процессе тектонического развития территории. Холмистые равнины показывались в областях размыва на платформах и в областях с режимом, переходным от орогенного к платформенному. Возвышенные равнины и плато, как правило, изображались в тех частях платформ, которые давали большие массы обломочного материала и располагались вблизи орогенных областей. Низкие горы выделялись в пределах орогенных областей в районах, вблизи которых отсутствовали грубообломочные осадки, а также на окраине районов с высокими горами. Наконец, признаками высоких гор являлись грубые, мощные обломочные осадки и общий орогенный режим территории. В ряде областей о характере гор можно было судить по результатам изучения фациальной изменчивости древних галечников и минерального состава шлихов. В тех случаях, когда имелись указания на ледниковые отложения как горные, так и материковые, на картах изображались ледники. Наиболее полные данные о них существуют для кайнозойской эры.

При составлении карт сделана попытка восстановления положения древних речных долин и дельт. Основанием для них служило наличие речных врезов и аллювиальных осадков. Естественно, что наиболее полные данные о них имеются для кайнозойской эры (IV том Атласа).

В качестве географических элементов выделены зоны рифообразования, а иногда и отдельные характерные рифы. Местоположение их часто связано с резкими перегибами морского дна, флексурами и разрывами. Выделены также вулканические области, подводные и наземные вулканы трещинного и центрального типа. Наконец, на картах кайнозоя показано местоположение грязевых вулканов, приуроченных всегда к нефтегазоносным областям.

Литолого-палеогеографические карты охватывают довольно значительные промежутки времени, в течение которых, конечно, происходили изменения положения береговой полосы. В тех случаях, когда устанавливалось значительное изменение очертаний морских бассейнов, наносилась особая линия, отвечающая минимальному размеру моря. Максимальное же распространение морской трансгрессии фиксируется морскими осадками и отражено на карте раскраской.

Чередование физико-географических условий показано аналогично чередованию в разрезе различных литологических пачек. При этом авторы стремились совместить полосы цвета с соответствующими им полосами литологической штриховки, но по техническим причинам, к сожа-

лению, это не всегда удавалось сделать. В тех случаях, когда необходимо было отразить последовательность смены палеогеографических обстановок, наборы соответствующих цветных полос отделялись друг от друга толстыми черными линиями.

Дополнительными знаками — различными цветными линиями давались границы распространения характерных морских трансгрессий и литологических пачек (IV том Атласа), а также контуры подводных поднятий (I том Атласа).

Фауна и флора имеют первостепенное значение для суждения о палеогеографических обстановках прошлого. При этом главную роль играют обычно не таксономические группы, а экологические группы, сообщества или даже виды, свойственные той или иной обстановке. Так, например, сверлящие моллюски, формы с толстыми раковинами, рудисты, крупные фораминиферы свидетельствуют о небольших глубинах моря. Наоборот, формы с тонкостенными раковинами, спикулы губок, планктонные и нектонные формы говорят о больших глубинах, но и то не всегда. Точную характеристику обстановки дают пресноводные рыбы, наземные позвоночные, а иногда ракообразные. Большую помощь в определении климата оказывают растительные сообщества, а также комплексы спор и пыльцы. Естественно, что характерные группы фауны и флоры изменялись со временем и соответственно они различаются в условных обозначениях, приложенных к каждому из четырех томов Атласа. Детально палеобиогеографическое районирование показано на картах-врезках. В некоторых случаях оно являлось основанием для выделения морских проливов и перешейков суши.

4735

Динамика среды переноса и накопления осадков. На картах отражено, в подавляющем числе случаев, направление морских течений и наземного стока. Эоловые осадки почти нигде не удалось выделить, и направление господствовавших ветров не восстановлено. Направления течений намечались по ориентировке косой слоистости, плоских галек, вытянутых обломков, борозд размыва во флишевых толщах (механоглифов) и др. О направлениях стока судили по местоположению источников обломочного материала относительно областей его накопления, по изменению гранулометрического и минерального состава.

Аутигенные минералы, конкреции и другие показатели среды изображены в виде различного типа крапа, который наносился поверх штриховки, отображающей литологический состав пород. Преимущество отдавалось тем показателям, которые полнее и точнее характеризовали условия среды осадконакопления. К числу их относится красноцветность и пестроцветность пород, свидетельствующая в большинстве случаев о наземном осадконакоплении, проходившем в условиях жаркого климата. Различают аридные красноцветы, формировавшиеся в засушливых условиях и ассоциирующие обычно с доломитами, гипсами, солями, и гумидные пестроцветные толщи, парагенетически связанные с угленосными толщами, бокситами и каолинитовыми глинами. Как известно, хорошими показателями климатических зон являются пояса угленакопления, соленакопления и накопления других хемогенных осадков. Сопоставление их с положением биогеографических провинций, а также с палеомагнитными широтами, показанными на картах-врезках, позволяет точнее установить истинную картину климатической зональности.

Полезные ископаемые. Выяснение общих закономерностей распространения полезных ископаемых, связанных с осадочными и вулканогенными породами, являлось одной из основных задач Атласа. Поэтому на карты наносились наиболее характерные в этом отношении месторож-

Институт геологических наук АН СССР Библиотека

дения, а также те, которые определяли ареал распространения того или иного полезного ископаемого.

Выделены генетические типы месторождений, изображенные формой условного знака, и само полезное ископаемое, показанное краской с индексом элемента. Среди генетических типов выделялись месторождения первичноосадочные, осадочно-диагенетические, эпигенетические, остаточные (на суше) и месторождения, связанные с процессами вулканизма.

Масштаб основных карт не дал возможности отобразить необходимые детали и данные по характеру распределения полезных ископаемых и их связи с палеогеографическими условиями. Поэтому составлена серия специальных карт полезных ископаемых, для каждого типа которых подобраны особые специфические показатели и соответствующие условные обозначения. Рассмотрение их дано в особом разделе, а описание самих карт приведено в объяснительной записке при характеристике соответствующего периода или века.

МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКИХ СХЕМ

На каждой из основных литолого-палеогеографических карт фанерозоя в виде врезок даются схемы палеобиогеографического районирования. Их задача показать границы распространения однотипных комплексов растений и животных, одновременно существовавших на поверхности суши и в пределах морских бассейнов. Это позволяет судить о палеоклиматических и других палеогеографических условиях, а также о пространственных пределах применения стратиграфических схем, составленных на основе изучения распространения соответствующих комплексов во времени.

Существование одновременно различной флоры и фауны хорошо известно из рассмотрения расселения современного органического мира. Это установлено уже для начала палеозойской эры и более или менее ярко отражается на всей последующей истории Земли. Причина этого явления лежит в существенных различиях обстановок, одновременно имевших место в отдельных частях земной поверхности. Здесь сказываются сильнее всего климатические особенности и степень изолированности ареалов обитания. Последней, как и направлением течений, регулируется возможность расселения, миграции организмов, а климат, и в первую очередь температурные условия, определяют возможность существования отдельных групп, влияя на характер и ход биологических процессов. В различные моменты истории Земли дифференциация климата была выражена в разной степени и в этом заключается одна из многих причин того, что в разное время с различной четкостью и в различной степени выражены биогеографические области и провинции.

Географическое распространение представителей органического мира по поверхности Земли подчинялось в прошлом тем же общим закономерностям, которые сформулированы для современной морской фауны Е. Ф. Гурьяновой [67].

В зависимости от степени различия комплексов организмов выделяют, в нисходящем порядке, биогеографические области, провинции (часто в их пределах подобласти и подпровинции), районы и участки. Две первые категории охватывают, как правило, целые седиментационные бассейны, последние же отвечают более ограниченным площадям в их пределах. Для обособления районов и участков определяющим является уже не климатический фактор, а характер и глубина бассейна, близость и особенности берега, состав грунта и др.

Методика сопоставления палеобиогеографических карт пока не разработана в должной мере. Естественно поэтому обратиться к биогеографическим картам, составляемым для современной эпохи, но и для них по существу еще нет общепринятой методики составления, а нередко они составляются только на основе распространения какой-либо одной группы фауны, порою даже одного семейства.

Относительная скудность материалов, которыми мы располагаем в отношении древних фаун и флор, побуждает использовать эти данные во всей совокупности, а на картах показать не только результаты проведенного районирования, но и фактический материал.

Возможности биогеографического районирования континентов и морских бассейнов прошлого различны. Для первых главную роль играет растительность и в отдельных случаях остатки наземных позвоночных, в значительно меньшей степени остатки пресноводных ископаемых. Здесь особенно сказывается влияние климата, определяющее си-

стематический состав растительных комплексов, анатомические особенности растений (например, наличие или отсутствие годичных колец, строение устьиц и т. д.). Поэтому фитогеографические границы суши существенно определяются ориентированностью широт.

Для морей районирование основывается на распределении фауны, причем существенно различное значение имеют обитатели бентоса и обитатели пелагиали. Только последние, перемещаясь в толще воды, могут заселять разные части одного бассейна или свободно мигрировать из одного бассейна в другой. Поэтому особенно велика роль для зоогеографического районирования морей, например головоногих моллюсков. Бентосные же организмы всегда находятся под воздействием местных условий — грунта, глубинности и др. В то время как комплексы пелагических животных позволяют выделять зоогеографические области и провинции по небольшому числу форм, на основе расселения бентоса в пределах провинций лучше обосабливаются районы и участки, часто связанные с расстоянием от берега и фациальными особенностями осадков. Для выделения областей и провинций по бентосу приходится привлекать значительное число представителей различных групп. Лишь немногие их таксоны образуют эндемичные группы, как, например, бореальные роды юрских двустворчатых моллюсков *Aucella, Retroceramus* и *Arctotis,* расселяющихся порою далеко на юг под влиянием течений. В положении зоогеографических границ сказывается очертание береговой линии, распределение суши и моря, а также и влияние широты местности. Однако климатический фактор влияет не столь сильно, как на суше. Положение биогеографических границ здесь чаще, чем на суше, подтверждено изменениям, особенно существенным, как правило, на рубежах периодов.

Работа над составлением биогеографических схем для Атласа литолого-палеогеографических карт привела авторов, изучавших материал по разным периодам, к одному и тому же выводу. Суть его заключается в том, что нельзя поставить ранг биогеографических единиц в прямую зависимость от ранга систематических таксонов. Противоположное суждение [153, 284] оказалось применимым лишь в отдельных случаях, когда районирование осуществляется по одной группе, возможности расселения которой ограничены (например, мезозойские брахиоподы). В большинстве других случаев оказалось, что различия в родовом и даже видовом составе групп более существенно, ибо представители одного и того же семейства могут встречаться в разных областях и провинциях.

Вместе с тем важным отличительным моментом может явиться отсутствие каких-либо таксонов, представители которых распространены в иных областях или провинциях, а также общее обеднение фауны. Существенную роль в выделении низких биогеографических категорий может играть и частота нахождения тех или иных представителей. Таким образом, не может быть дан общий «рецепт», на основе которого следует осуществлять палеобиогеографическое районирование. Только анализ всех известных данных о распределении находок остатков древних организмов, в сопоставлении с данными палеогеографии, позволяет восстановить особенности расселения этих животных и растений в соответствующее время на поверхности Земли.

Общеизвестная неполнота палеонтологической летописи заставляет особенно тщательно использовать именно весь материал и с большой осторожностью относиться к негативным особенностям.

Другой особенностью составляющихся для данного Атласа палеобиогеографических схем явилась необходимость ограничить их территорией Советского Союза. Несмотря на большую площадь нашей

страны, в ее пределах располагались, как правило, лишь части биогеографических областей, а часто и провинций. Чтобы познать их характер, необходимо было учесть и материал по другим областям и провинциям, лежащим иногда далеко от наших границ. Этот материал не мог найти места на прилагаемых схемах, но без него районирование территории СССР было бы невозможно. Существенное влияние на формирование биогеографических единиц в древних морях на территории СССР оказывало расселение фауны из областей Тихого и Северного Ледовитого океанов.

Биогеографическое районирование выполнено в масштабе 1:30 000 000. Естественно, что выделение единиц меньше провинций и подпровинций при данном масштабе часто оказывалось невозможным. Поэтому мы и рассматриваем данные карты, как схемы районирования. Границы биогеографических подразделений проведены разными линиями, прерывистыми на менее обоснованных участков. На оконтуренных ими площадях помещены наименования этих биогеографических единиц, по возможности координируемые с наименованиями палеогеографических подразделений. Здесь же указаны в обобщенном виде индексы, обозначающие находки отдельных характерных таксонов, использованных для районирования. Неотъемлемой частью схем являются таблицы, в которых помещены выделяемые для каждого этапа биогеографические подразделения, также характеризуемые набором соответствующих индексов, отражающих их палеонтологическое содержание. В итоге каждое биогеографическое подразделение характеризуется формулой — набором свойственных ему буквенных индексов.

ДАННЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ОПРЕДЕЛЕНИЙ

Палеомагнитные параллели на картах построены по результатам обобщения палеомагнитных определений, выполненных на территории СССР. Сбор этих определений предпринят по постановлению и при содействии Комиссии по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму при Отделении наук о Земле Академии наук СССР.

Результатом каждого палеомагнитного определения является среднее направление первичной намагниченности $I°_{\text{п}}$ для серии образцов, отобранных в обнажениях осадочных и магматических пород данного возраста, в пределах района порядка 5000—10 000 км². Для каждого такого района найдено направление горизонтальной составляющей $I°_{\text{п}}$ и палеомагнитная широта места φm, вычисленная из соотношения для поля центрального диполя $\operatorname{tg}\varphi m = \frac{1}{2}\operatorname{tg} I$, где I — наклонение вектора $I°_{\text{п}}$.

При построении палеопараллелей приняты во внимание только те определения, которые удовлетворяют следующим требованиям: 1) определение основано на исследованиях образцов, которые взяты не менее чем на 10 разных стратиграфических уровнях, распределенных по меньшей мере на 1/4 возрастного интервала соответствующей карты; 2) направление $I°_{\text{п}}$ пород найдено двумя или более независимыми способами; 3) погрешность α_{95} определения среднего направления $I°_{\text{п}}$ не превышает 10°.

Палеомагнитные параллели построены по среднему палеомагнитному полюсу данной эпохи (века). Этот полюс находился геометрическим осреднением полюсов по всем достоверным определениям, относящимся к анализируемому времени; палеомагнитные параллели проводились с помощью сетки Вульфа и переносились затем на карты. Учитывая возможные горизонтальные деформации, палеопараллели на картах оборваны на границах складчатых зон, более поздних, чем время данной карты.

Возможности применения карт палеомагнитных параллелей для анализа широтной зональности палеоклиматов, комплексов фауны и флоры, а также полезных ископаемых в значительной мере зависят от величины погрешности, которая допускается при отождествлении палеомагнитных параллелей с истинными палеогеографическими параллелями. Эта погрешность обусловливается как погрешностями каждого палеомагнитного определения, так и погрешностью проведения средних палеопараллелей по палеомагнитным данным.

Погрешности в определении палеомагнитной широты и палеомеридиана места. Случайные погрешности определений достаточно объективно оцениваются при осреднении палеомагнитных полюсов и будут рассмотрены ниже. Более важным является оценка систематических погрешностей, которые могут присутствовать во всех определениях. Эти погрешности слагаются из: а) ошибки, возникающей из-за неточного «закрепления» земного магнитного поля в осадке или лаве, б) погрешности, вызванной наличием неучтенной вторичной намагниченности пород, и в) погрешности, обусловленной вековыми вариациями древнего геомагнитного поля.

Ошибка фиксации древнего поля, по данным моделирования процессов намагничивания горных пород и анализа направлений $I°_{\text{п}}$ позднечетвертичных образований, редко превышает 10° и составляет в среднем 3°, обусловливая преуменьшение палеомагнитной широты на 2—5°.

Влияние вторичной намагниченности пород надежно учитывается комплексом методов, однако этот комплекс до сих пор еще применяется не во всех палеомагнитных определениях. Тем не менее широко используемые методы позволяют по меньшей мере выделить достаточно древнюю составляющую намагниченности; остается обычно не решенным вопрос о наличии древней, но не синхронной породе химической намагниченности и вопрос о самообращении первичной намагниченности. Два момента, однако, сильно снижают вероятные погрешности, обусловленные несовершенством выделения первичной намагниченности: 1) вторичная намагниченность любого направления искажает прямую (N) и обратную (R) первичную намагниченность в противоположные стороны и, таким образом, исключается при наличии N и R пород в определениях; 2) самообращение первичной намагниченности при отсутствии других компонентов не меняет координат палеомагнитного полюса.

Неполное осреднение вековых вариаций может иметь место, если определение базируется на изучении одного или нескольких пластов или потоков. Только осредненное за интервал порядка 10^4 лет геомагнитное поле представляет собой поле центрального осевого диполя, и, следовательно, только в тех определениях, которые основаны на изучении десятков лавовых потоков или слоев осадочных пород палеомагнитная широта и палеомагнитный меридиан могут быть отождествлены с палеогеографическими широтой и меридианом. Именно такие определения использованы при построении карт.

Следовательно, направление древнего географического меридиана на данном участке земной коры и палеоширота места определяются с достаточно точным приближением, погрешность которого не выше $\pm 10°$.

Погрешности проведения средних палеопараллелей и палеоширот. Случайные погрешности сетки палеопараллелей на картах оцениваются сходимостью палеомагнитных полюсов по разным определениям и колеблются для разных карт от 5 до 23° (на уровне вероятности в 95%), что соответствует вероятной ошибке в 3—15°. Систематические погрешности сетки могут возникнуть по двум причинам: из-за горизонтальных деформаций (поворотов масс пород) в точках наблюдений и наличии постоянной материковой аномалии на территории СССР. Обусловленная поворотами масс систематическая погрешность сетки при ее экстраполяции в том направлении, где нет точек определения, будет постоянно накапливаться. В предельном, маловероятном случае вращения масс в одну сторону в каждой точке определений погрешность палеошироты местности, удаленной от точек определений, может достичь 10—15°.

Близость среднего геомагнитного поля позднечетвертичной эпохи к полю центрального осевого диполя и сходство сетки палеоширот карт плиоцена и сармата с современной (см. т. IV Атласа) указывает на отсутствие влияния древних материковых аномалий земного магнитного поля на палеомагнитную нагрузку карт.

Таким образом, суммарная вероятная ошибка палеопараллелей на картах не превышает 15°, составляя в среднем 5°.

МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ КАРТ

Палеотектонические карты Атласа охватывают значительно более крупные интервалы времени, чем литолого-палеогеографические; как правило, они отвечают геологическим эпохам, системам и реже целым периодам. В результате такого укрупнения геохронологических интервалов роль собственно физико-географических, в частности климатических факторов в формировании рельефа и осадков уменьшается, а точность определения амплитуды тектонических движений, устанавливаемых по мощности, соответственно возрастает. Интервалы времени, для которых строились палеотектонические карты, подбирались таким образом, чтобы на большей части территории СССР им отвечали естественные этапы (стадии) ее тектонической эволюции. Эти этапы (стадии) должны были характеризоваться определенной устойчивостью тектонической обстановки, в то время как их границам — соответствовать переломные моменты тектонической истории, моментам перестройки тектонического плана. Вполне естественно, что на обширной территории Советского Союза эти моменты далеко не повсеместно являются синхронными и не везде приходятся на границы интервалов, охваченных палеотектоническими картами Атласа. Речь может идти лишь об усредненной картине. Более того, поскольку интервалы для составления палеотектонических карт были намечены заранее, еще до начала их составления, то выбор интервалов в некоторых случаях мог оказаться не вполне удачным. Это относится, в частности, к палеотектонической карте силура — раннего девона, поскольку ранний девон на части территории СССР отвечает уже не заключительному, орогенному этапу каледонского цикла, как силур, а начальной стадии герцинских погружений. Следует, впрочем, отметить, что и ряд других геохронологических интервалов, представленных палеотектоническими картами, имел разный тектонический характер в разных частях Союза. Слишком большой интервал времени охватывают палеотектонические карты раннего и среднего протерозоя, среднего и позднего рифея; за это время структурный план территории СССР испытал неоднократные изменения. Однако недостаточная изученность докембрийских отложений и в связи с этим их недостаточно уверенная корреляция воспрепятствовали более дифференцированному показу палеотектонической обстановки. Наряду с этим палеотектонические карты фанерозоя и особенно мезозоя и кайнозоя составлены, как правило, для одной, реже двух смежных геологических эпох, что соответствует отдельным стадиям или даже подстадиям тектонического цикла.

Таким образом, интервалы геологического времени, для которых составлялись палеотектонические карты, сокращаются от более ранних геологических эр к более поздним. С одной стороны, это диктуется состоянием изученности соответствующих отложений, а с другой — оправдывается общим ускорением темпов тектонического развития и усилением его дифференцированности от протерозоя к кайнозою.

Палеотектонические карты составлялись путем суммирования серии (обычно 2—5) литолого-палеогеографических карт, отвечающих более узким хроностратиграфическим интервалам. При этом в первую очередь выделялись области устойчивого поднятия и устойчивого погружения, представлявшие в течение всего данного времени соответственно области размыва и области аккумуляции осадков. Между этими областями или кроме них обычно существовали зоны, на одних литолого-палео-

географических картах являвшиеся зонами поднятия и размыва, а на других — погружения и накопления осадков. Если эти условия обнаруживали в течение рассматриваемой эпохи неоднократное чередование, такие промежуточные зоны показывались как зоны чередования поднятия и погружения. Если же в таком чередовании наблюдалась определенная и притом достаточно простая закономерность, например поднятие в начале, погружение в конце эпохи или наоборот, то такая смена знака преобладающих движений передавалась на карте чередованием полос с подчеркиванием более жирной линией полосы, соответствующей первой половине эпохи, т. е. принципиально сходно с тем, как сделано на литолого-палеогеографических картах. В случае, если погружение лишь кратковременно прерывалось поднятиями или наоборот, такое кратковременное отклонение от господствующих тенденций приходилось игнорировать.

Следующим этапом составления палеотектонических карт являлось изображение в областях преобладающего погружения типа накапливающихся осадочных и вулканогенных формаций.

Тип формаций определялся суммированием литофаций, показанных на литолого-палеогеографических картах, поскольку формации могут рассматриваться в качестве комплексов литофаций, а также на основании наблюдений. Во многих случаях в разрезе данного интервала обособляется не один, а две и даже большее число формаций, однако ограниченные возможности изображения не позволили показать переслаивание более чем двух типов формаций.

Выделенные на картах типы осадочных формаций принадлежат к числу тех типов, которые признаются большинством советских исследователей и широко используются в литературе. Значительная часть этих формаций имеет важное диагностическое значение для отнесения области их накопления к тому или иному типу основных структурных элементов земной коры. Таковы, например, все разновидности (субформации) флишевой формации, а также глинисто-сланцевая (аспидная) и граувакковая формации — для геосинклинальных областей, молассовая формация — для орогенных областей, кварцево-песчаная или глауконитовая терригенная формация — для платформ. Однако такой определенностью своей тектонической принадлежности отличаются далеко не все типы формаций. Некоторые их типы, в частности глинистые и карбонатные, пересекают границы между геоструктурными областями, не меняя сколько-нибудь существенно своего состава. Накопление таких формаций характерно именно для эпох и регионов с выраженными, т. е. более или менее нейтральными, тектоническими условиями. Имея в виду достаточно широкое распространение подобных формаций, в условных обозначениях к палеотектоническим картам формации разделены лишь на преимущественно геосинклинальные, орогенные, платформенные и т. д.

Этот вывод справедлив и для вулканогенных формаций, среди которых выделено лишь четыре типа: 1) подводно-вулканогенная базальто-андезитовая и андезитовая; эта сборная формация объединяет вулканогенные толщи, в диагенезированном виде обычно описываемые как спилито-кератофировая, диабазовая, порфиритовая; их более дробное расчленение на картах Атласа оказалось невозможным; 2) андезито-липаритовая; 3) андезито-базальтовая наземно-вулканогенная формация, из которых первая в советской литературе часто именуется (в палеотипном виде) порфировой формацией (субсеквентные вулканиты по Г. Штилле), а вторая соответствует проявлениям финального вулканизма по Г. Штилле; 4) трахибазальтовая и 5) платобазальтовая (трап-

повая) платформенные формации, к которым относятся эффузивные члены трапповой вулкано-плутонической ассоциации.

Наряду с составом осадочных и вулканогенных формаций на палеотектонических картах показано и распределение их мощностей. Мощности непосредственно определялись по непрерывным разрезам в скважинах или обнажениях или оценивались путем суммирования мощностей в ближних точках на литолого-палеогеографических картах.

Важным элементом отличия палеотектонических карт от литолого-палеогеографических является изображение на первых распространения и состава интрузивных (плутонических) формаций. Из выделенных типов этих формаций четыре: 1) ультраосновная, 2) основная (габбровая), 3) плагиогранит-диоритовая и 4) гранитовая (обе часто в виде батолитов) могут считаться достаточно типичными для геосинклиналей и эпигеосинклинальных орогенных областей, отражая последовательность стадии их развития. Две формации — монцонит-гранит-сиенитовая и аляскит-гранит-порфировая встречаются на заключительных стадиях развития геосинклиналей, точнее эпигеосинклинально-орогенных областей и в областях переходного от орогенного к платформенному режиму. Наконец, три формации: 1) габбро-гранофировая, 2) лабрадорит-рапакиви и анортозитовая и 3) щелочная и щелочно-ультраосновная являются типично платформенными. Особым знаком показаны кимберлитовые трубки.

Тип осадочных, вулканогенных и интрузивных формаций, распределение мощностей осадочных и вулканогенных толщ наряду с данными о предшествующем и последующем тектоническом развитии (по соответствующим литолого-палеогеографическим и палеотектоническим картам), а также о степени интенсивности складчато-разрывных деформаций и метаморфизма отложений и послужили исходным материалом для геоструктурного районирования территории СССР. При этом основной проблемой, стоявшей перед авторами легенды, являлась проблема выделения определенных типов геоструктурных областей с характерным для них тектоническим режимом. Выделение четырех типов тектонических режимов не представляло особых трудностей; это касается: 1) собственно геосинклинальных областей (систем), характеризующихся интенсивным погружением и накоплением осадочных и вулканогенных толщ в морских условиях; 2) орогенов, непосредственно наследующих геосинклинальные области; 3) эпиплатформенных орогенных областей, возникших на территориях, перед тем достаточно длительное время (не менее сотни миллионы лет) развивавшихся в условиях платформенного режима и, наконец, 4) континентальных платформ «нормального» типа. К этим четырем типам следует добавить океанические впадины (океанические платформы), существование которых в Арктике и центральной части современного Тихого океана становится несомненным, начиная с конца палеозоя — начала мезозоя (для Тихого океана, вероятно, намного раньше).

Вместе с тем при составлении ряда палеотектонических карт стало очевидным, что значительные площади в течение достаточно крупных периодов времени развивались в обстановке тектонического режима, вернее режимов, не соответствующих ни «нормальному» геосинклинальному, ни «нормальному» орогенному, ни «нормальному» платформенному.

Наметились два типа подобных режимов. Один из них наблюдается в областях, до этого развивавшихся как обычные геосинклинали и не испытавших интенсивного горообразования (умеренная складчатость, метаморфизм, гранитизация и поднятия могли иметь место). В дальнейшем эти области также превратились в «нормальные» гео-

синклинали со всеми их атрибутами. В течение же крупных интервалов времени, измеряемых многими десятками, а иногда и более 100 млн. лет, т. е. в течение целых геологических периодов эти области испытывали общее, но весьма умеренное по интенсивности погружение с накоплением морских осадочных формаций. Мощности отложений невелики, но их распределение указывает на наличие линейных прогибов. Скорость опускания дна последних в ряде случаев превышала темп накопления осадков, что проявляется в уменьшении мощностей последних и в появлении таких специфических типов, как граптолитовые сланцы в ордовике — силуре, радиоляриты в мезозое на фоне обычно господствующих карбонатных пород. Отсутствие или крайне слабое развитие обломочных пород (песчаников, алевролитов), не говоря уже о более грубых разностях, находятся в связи с отсутствием выступавших над водой поднятий. Примером областей с подобным режимом могут служить Таймыр (хр. Бырранга) и Верхояно-Колымская область в раннем и частично среднем палеозое, Карпаты в триасе и юре, Памир (Центральный и Юго-Восточный) в позднем палеозое и мезозое.

Абсолютное преобладание погружений, линейность прогибов и тесная историческая связь с геосинклиналями свидетельствуют о том, что области подобного режима стоят ближе к геосинклиналям, чем к платформам. Практическое отсутствие проявлений магматизма и характер обломочных формаций сближают их с миогеосинклиналями, но небольшие мощности осадков и менее четкая выраженность прогибов отличает их от последних. Существование некомпенсированных прогибов указывает на сходство с лептогеосинклиналями Р. Трюмпи, однако подобные прогибы распространены в областях данного типа не повсеместно и сохраняются лишь в течение ограниченного времени. Все эти обстоятельства вынудили нас применить к подобным зонам название парагеосинклиналь, давно существовавшее в литературе. Употреблялось оно в разном значении, что вызвало обоснованную критику, но если отбросить его применение (Г. Штилле) к впадинам явно платформенного характера, по существу к синеклизам, то общий смысл данного термина «не типичная геосинклиналь», «геосинклиналь с замедленным, вялым развитием», безусловно, подходит к данным случаям. Не следует лишь ставить обязательного условия (В. В. Белоусов), что парагеосинклинали не должны испытывать инверсии; в своем дальнейшем развитии они могут проходить и через инверсию.

В легенде к парагеосинклиналям применялись те же цветовые обозначения, что и к срединным массивам. Сделано это, во-первых, во избежание лишних цветовых знаков и вытекающей отсюда пестроты карты и, во-вторых, в связи с определенной близостью их тектонического режима, характеризующегося ослабленным проявлением геосинклинальных тенденций. Вместе с тем отличить на карте парагеосинклиналь от срединного массива всегда легко, ибо парагеосинклинали непосредственно граничат с платформами, а срединные массивы отделяются от них «настоящими» геосинклинальными системами.

Второй тип «нестандартных» геоструктурных областей занимает промежуточное место между платформами и орогенными областями, характеризуясь в общем ослабленным орогенным режимом. Сюда относятся прежде всего области, уже пережившие интенсивный эпигеосинклинальный орогенез, но еще не вполне утратившие подвижность и не превратившиеся в настоящую платформу. Таковы, например обширные районы Западной Сибири на исходе герцинского цикла, в начале мезозоя. Некоторые регионы сохраняют подобное состояние в течение всего времени, отделяющего эпигеосинклинальное горообразование от начавшегося в неогене эпиплатформенного. Примером может служить

Байкало-Становая область поднятий, почти непрерывно существовавшая в течение всего фанерозоя. В Верхояно-Колымской области переходный режим удерживается в течение всего периода между эпигеосинклинальным, относительно слабым горообразованием в конце юры — начале мела и началом новейших поднятий в неогене.

Выделенные, таким образом, области переходного между геосинклинальным и платформенным режимами в какой-то мере соответствует «областям завершенной складчатости» Ю. М. Шейнманна; термин этот представляется нам, однако, не очень удачным.

Разделение геосинклинальных систем на эв- и миогеосинклинальные зоны сделано лишь на картах-врезках общего тектонического районирования. Предложение о подобном разделении на основных картах было отвергнуто большинством членов редколлегии из тех соображений, что эти зоны активного основного подводного вулканизма и распространения основных и ультраосновных интрузий, являющиеся характерными для эвгеосинклиналей, нередко довольно прихотливо чередуются в плане с зонами, лишенными подобных проявлений геосинклинального магматизма. Это позволяет произвести их разделение лишь на очень мелкомасштабных картах-схемах.

В ряде случаев возникали определенные трудности в проведении границ между геосинклиналями и платформами. Это касается в первую очередь эпох, приходящихся обычно на середину тектонических циклов, когда происходит некоторое выравнивание условий, а также позднего протерозоя. Интенсивность погружений, определяемая по мощности отложений, по обе стороны этой границы отличается мало; тип формаций (особенно характерные карбонатные, или глинистые, или песчано-глинистые толщи) также практически не меняются. В подобных ситуациях приходилось учитывать: 1) рисунок поднятий и прогибов, подчеркнутый изопахитами, который обнаруживает более четкую линейную ориентированность в геосинклиналях, чем в платформах; 2) положение интересующей нас границы в предыдущие и в последующие эпохи; 3) дополнительные признаки: а) тип магматических проявлений, б) степень эпигенетических и метаморфических изменений, в) последующие складчато-разрывные деформации.

В пределах всех указанных в легенде типов геоструктурных областей выделены зоны поднятий и зоны погружений, подразделенные далее интенсивностью окраски в зависимости от амплитуды движений за рассматриваемый интервал времени. Естественно, что градации окраски выбраны различные для областей относительно устойчивых (платформы, срединные массивы, парагеосинклинали) и более подвижных (геосинклинальные и орогенные пояса). Амплитуда погружений определялась по мощностям накопленных осадочных и (или) вулканогенных толщ, хотя, разумеется, авторы полностью отдавали себе отчет в том, что мощности отложений, особенно континентальных (тем более лав) и глубоководных, далеко не всегда точно соответствуют размаху тектонических погружений. Представлялось, однако, что в масштабе десятков миллионов лет такое соответствие в среднем осуществляется в силу сопряженности поднятий и опусканий и что несомненно имеющие место отдельные отклонения не могут привести к существенным ошибкам. В случае, если в течение всего или большей части рассматриваемого интервала погружение заведомо не компенсировалось накоплением осадков, такие зоны закрашивались вне зависимости от мощности отложений цветом интенсивного прогибания. Грубообломочные континентальные отложения и лавы — продукты наземных извержений показывались на фоне областей поднятия также независимо от их мощности.

Гораздо больший элемент субъективности неизбежно связан с оценкой амплитуды поднятий, в связи с чем для них были намечены более крупные градации. По существу лишь для последней, среднемиоценово-четвертичной палеотектонической карты могли быть даны относительно обоснованные амплитуды поднятий, исходя из размаха современного рельефа, созданного в основном движениями этой эпохи. Для всех более ранних карт приходилось учитывать главным образом объем снесенного с поднятий обломочного материала, его крупность, степень сортировки и т. д.

На палеотектонических картах, в отличие от литолого-палеогеографических карт, показаны крупные долгоживущие разломы, в основном глубинного типа. На карты наносились лишь те из разломов, отмеченных по геологическим и (или) геофизическим данным в современной структуре, которые обнаруживали свою активность в течение данной геологической эпохи резкими изменениями состава и мощности осадков, проявлениями магматической деятельности (линейное расположение вулканов, интрузий, особенно основных и ультраосновных), либо, наконец, устойчивым линейным расположением береговых линий морских бассейнов. Кроме подобных разломов, обычно вертикальных, или субвертикальных, на картах (в частности, неоген-четвертичной) изображены также линии надвигов, возникших или развивающихся в течение рассматриваемой эпохи.

На палеотектонические карты нанесены также контуры локальных платформенных поднятий или геосинклинальных антиклинальных складок, для которых по соответствующим изменениям фаций и мощностей осадков и (или) проявлением местных перерывов в накоплении осадков и несогласий устанавливается активное развитие в период времени, представленный на данной карте. Следует признать, что далеко не на всех картах соответствующие обозначения применены в необходимой степени.

С большей или меньшей подробностью на картах изображена также тектоническая обстановка в областях акваторий морей, окружающих территорию Советского Союза. Естественно, что это могло быть сделано с большей уверенностью для небольших и со всех или почти со всех сторон окруженных сушей водоемов, вроде Азовского, Черного, Каспийского, Белого, Балтийского морей и для более поздних геологических эпох, особенно для миоценово-четвертичной. При этом наряду с разумными интер- и экстраполяциями данных, имеющихся по прилегающей суше, использовались геофизические материалы. Последние имели особенно большее значение для Охотского моря и морей к северу от Сибири. Следует признать, однако, что редакторам Атласа не удалось добиться достаточно однообразного подхода к рисовкам палеотектоники морей на всей серии палеотектонических карт.

В соответствии с изложенными выше соображениями, легенда палеотектонических карт построена следующим образом. Цветами выделены площади с господством различного тектонического режима с разделением их на области поднятий и погружений. Густота оттенков соответствующего цвета отображает амплитуду поднятия или погружения, причем амплитуда погружения определяется по мощности накопившихся осадков или вулканитов (за исключением достоверных случаев некомпенсированного погружения, см. выше). Штриховые знаки использованы для нанесения на карты состава преобладающих на данном этапе формаций: черные знаки для осадочных формаций, красные — для вулканических. Зоны накопления вулканогенных формаций в геосинклиналях примерно отвечают геосинклиналям, выделенным

лишь на картах-врезках. Заливкой показаны интрузии, в границах взятых с геологических карт. Красными линиями нанесены глубинные разломы, активность которых на данном этапе документируется резкими изменениями состава осадков, их мощностей или контролем магматической деятельности. Показаны также центры вулканической деятельности и складки геосинклинального или платформенного типа, конседиментационное развитие которых на этом этапе выражено в изменениях фаций и мощностей осадков.

. ИЗОБРАЖЕНИЕ НА КАРТАХ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НАКОПЛЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

На картах показано распространение важнейших полезных ископаемых, залегающих среди слоистых толщ, обладающих значительной площадью распространения.

Отображено размещение следующих групп полезных ископаемых: нефть и горючий газ, угли, горючие сланцы, соли, фосфориты, осадочные и осадочно-метаморфические месторождения марганца, бокситы. Карты составлены как простые, с изображением одной группы минерального сырья, так и комплексные, с показом нескольких групп минерального сырья; в последнем случае на них изображены кроме перечисленных групп и другие ассоциированные с ними полезные ископаемые, например сера с солями и нефтью, россыпи с корами выветривания и пр.

Масштаб карт-приложений крупнее основных карт и подбирался таким образом, чтобы их размеры не выходили за габариты основных карт.

На всех картах, по возможности, намечается береговая линия, отделяющая область сноса от области накопления минеральной массы. В области сноса выделены площади преимущественного распространения пород силикатного, карбонатного и смешанного состава; особо показаны площади распространения пород вероятных источников вещества полезных ископаемых. В области накопления показаны площади распространения комплексов пород, принятые для изображения на литолого-палеогеографических картах. Если представлялось возможным, изолиниями показан рельеф дна бассейна осадконакопления. Особо выделены подводные вулканогенные формации, пункты, линии и площади вулканической активности — возможные источники вулканогенно-осадочных месторождений.

При изображении полезных ископаемых выделены общие контуры продуктивных формаций, площади установленных промышленных месторождений и перспективные площади. В пределах установленных площадей промышленных месторождений полезные ископаемые изображены по составу в период формирования. В случае изменчивой мощности их залежей, проведены изолинии мощности.

Для многопластовых бассейнов полезных ископаемых на карте изображен общий контур распространения полезных ископаемых по границе, объемлющей наибольшую площадь, занимаемую всей серией пластов; взаиморасположение пластов изображено на разрезе, помещаемом на полях карты.

Для отдельных типов полезных ископаемых учтено следующее: 1) нефть и горючий газ — нанесены контуры современного распространения месторождений нефти и газа. Среди окружающих пород выделены площади, содержащие органическое вещество с подразделением по разновидностям углеводородов; вмещающие породы подразделены по их коллекторским свойствам; 2) уголь — выделены площади преимущественного распространения липтобиолитов, гелито-телинитов, гелито-коллинитов, элито-фюзенито-телинитов и гелито-фюзенито-коллинитов. Метаморфизм и марочный состав углей показан дополнительными знаками; 3) соли — выделены площади распространения поваренной, калийной, магнезиальной и смешанных по составу солей; 4) фосфориты — выделены месторождения сплошных (пластовых) и желваковых фосфоритов; 5) железная руда — выделены площади распространения магнетито-ге-

магитовых, силикатных, карбонатных и буро-железняковых руд; 6) марганцовая руда — выделены площади распространения силикатных, карбонатных и окисных руд; 7) коры выветривания и бокситы — выделены площади преимущественного развития кор на основных, кислых, карбонатных и смешанных породах.

Карты нефтегазоносности. Назначением карт нефтегазоносности являлся сравнительный анализ совокупности параметром нефтематеринских свойств пород и признаков миграции углеводородов в целях уяснения общих закономерностей образования и пространственного распределения скоплений нефти и газа. Карты должны способствовать выявлению зависимостей нефтегазоносности пород от их фациально-литологических особенностей, палеотектоники и т. д. Поэтому на картах нефтегазоносности приведена часть тех сведений, которые составляют содержание как литолого-палеогеографических, так и палеотектонических карт.

Каждая выбранная для построения карт нефтегазоносности толща характеризуется определенным соотношением нефтематеринских и коллекторских пород. Последнее отражено на картах изолиниями процентного содержания природных резервуаров в разрезе данного комплекса.

В группу нефтематеринских пород включена большая часть пелитовых пород, некоторые алевритовые и даже песчано-алевритовые разности, независимо от степени обогащенности органическим материалом. К коллекторам отнесены все породы, характеризующиеся емкостью и проницаемостью. Карбонатные породы большей частью являются коллекторами, но в некоторых случаях могут одновременно обладать и нефтематеринскими свойствами. Способность пород продуцировать жидкие и газообразные углеводороды устанавливается по комплексу геохимических параметров.

Учтена степень катагенного изменения рассеянного органического вещества вмещающих пород, которые определяются в основном глубиной погружения отложений и тепловым режимом недр. То и другое оказывает влияние на качественный состав нефтей и соотношение жидких и газообразных углеводородов в залежах. Наиболее благоприятные условия для генерации углеводородов создаются в областях устойчивого и компенсированного прогибания. Выделение областей с различной интенсивностью генерации углеводородов в данных отложениях обосновывается распределением мощностей и глубин залегания. Миграция углеводородов, приводящая к формированию залежей нефти и газа, во многом обусловлена гидрогеологическими закономерностями в нефтематеринском бассейне — крупной области прогибания в современной структуре земной коры. В связи с этим, на картах показано как древнее, так и современное направление движения подземных вод.

Карты угленосности являются основой оценки перспектив угленосности территорий и прогнозирования типов и масштабов угленакопления. Для решения поставленной задачи должны быть привлечены все имеющиеся геологические данные, касающиеся не только ископаемых угленосных отложений и условий их накопления, но и последующих процессов изменений характера угольной массы, которые имеют решающее значение для качественной характеристики ископаемого угля, а нередко и определяют промышленно важные его особенности.

Карты соленосности. Для составления карт были использованы все сведения по бурению, данные по геофизическим исследованиям и геологическим съемкам. При оформлении карт употреблялись общие для всего Атласа обозначения с дополнениями, передающими некоторые специфические детали карт соленосности. По всем регионам соленакопления использованный материал оказался не одинаковым по полноте

сведений, поэтому и карты получились не адэкватными. Наиболее полно условия соленакопления могли быть восстановлены на картах по кунгурскому соленакоплению восточной части Русской платформы, поздней юры Средней Азии и кембрию Восточной Сибири. На всех этих картах показаны не только солеродные бассейны, но и промежуточные со всей совокупностью их фаций. Это сделало возможным четко показать, что солеродные бассейны располагались в пределах наиболее интенсивно прогибавшихся впадин платформ и в предгорных прогибах и были бассейнами конечного стока. Менее полные данные отражены на картах соленосности девонских отложений Припятской и Днепровско-Донецкой впадин.

Карты фосфоритоносности составлены для основных стратиграфических горизонтов, характеризующихся максимальным фосфатонакоплением в пределах Русской платформы. К таким горизонтам относятся фосфоритоносные отложения волжских ярусов верхней юры, валанжинского яруса нижнего мела, сеноманского и сантонского ярусов верхнего мела. При составлении карт использовался весь комплекс имеющихся данных о фосфоритоносных отложениях. В качестве палеогеографической основы для карт юры и мела использованы карты масштабов 1 : 2 000 000 (И. Г. Сазонова, Н. И. Сазонов), 1 : 5 000 000 (Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления, 1961 г.) и 1 : 7 500 000 (макеты карт к Атласу, составленные А. Б. Роновым, И. Г. Сазоновой и др.).

Для карт фосфоритоносности был разработан проект условных обозначений, в котором нашли отражение основные особенности фосфоритов и фосфоритных месторождений. Формой знака, определяющего месторождение, был обозначен генетический тип фосфоритов. Размеры знака характеризуют их запасы. Цветной штриховкой отражены вещественный состав фосфоритов и их типы. За основу принята классификация фосфоритных месторождений, предложенная Б. М. Гиммельфарбом (1965 г.), в которой среди подгруппы желваковых фосфоритов (именно эти фосфориты характерны для всех названных выше фосфоритоносных горизонтов) выделяются глинистые, песчанистые и глауконитовые разновидности.

Месторождение или фосфатопроявление характеризуется суммарной мощностью отложений соответствующего возраста и фосфоритных слоев, а также содержанием фосфорного ангидрида в руде. Специальными знаками показывались границы распространения фосфоритоносных отложений (условные и установленные).

В результате составления карт и сведения данных о минералогическом и химическом составе пород удалось выделить отдельные разности фосфоритов, приуроченные к определенным литологическим комплексам, наметить области развития фосфоритоносных отложений и районов промышленного фосфатонакопления.

Карты бокситоносности. Для составления карт бокситоносности выбирались такие районы, в которых имеются характерные для бокситового генетического комплекса отложения. Этот комплекс включает породы суши, явившиеся источником глинозема, развитую на них латеритную кору выветривания, если она сохранилась, и породы бокситоносной формации. На платформах и в геосинклиналях состав бокситоносных формаций существенно различный, поэтому потребовалось составить типовые карты бокситоносности для каждой из этих тектонических областей. На платформах бокситы залегают в основании или среди пестроцветной — сероцветной формации гумидных равнин. Гумидные пестроцветные отложения четко отличаются от аридных каолинитовым и кварц-песчанистым составом, наличием устойчивых терригенных

минералов, отсутствием рассеянного кальцита и соседством с угленосными отложениями. В геосинклинальных областях бокситы также почти везде пестроцветные, но количество их сравнительно небольшое, залегают они среди карбонатных пород, поэтому бокситоносную формацию обычно определяют по карбонатным составляющим.

Образование бокситов существенно зависит от палеорельефа местности. Этот фактор отражен на картах бокситоносности лишь частично — в виде приуроченности бокситовых залежей на платформах к склонам щитов, а в геосинклинальных областях к склонам пологих геоантиклиналей. Бокситовые залежи возникали далеко не на всей поверхности указанных участков, а связаны преимущественно с частными, более редкими поднятиями, залегают на склонах этих частных поднятий и у их подножий. Эти детали рельефа, хотя и очень важные для накопления бокситов, не отражены на картах бокситоносности по техническим условиям. Можно лишь сказать, что Тихвинский, Северо-Онежский и Южно-Украинский бокситоносные районы приурочены к таким частным поднятиям, а девонские бокситы Северного Урала отлагались на восточном склоне пологой геоантиклинали Урал-Тау, выступавшей над морем в виде острова или цепи островов.

Так как бокситы представляют континентальные или наземные образования, возникшие на возвышениях, на их склонах или переотложенные у их подножий, то сохраниться от размыва они могли только в специфических условиях. Отразить эти условия на картах бокситоносности нам не удалось опять-таки по техническим причинам. В Тихвинском, Северо-Онежском и Южно-Уральском бокситоносных районах бокситы сохранились благодаря залеганию в понижениях у подножий склонов того времени и захоронению их под отложениями последующей трансгрессии. В Восточном Приуралье, в Казахстане и в Сибири бокситы мезо-кайнозойского возраста сохранились благодаря залеганию их в депрессиях карстового происхождения. На Урале девонские бокситы сохранились от размыва также в результате их залегания в закарстованных понижениях девонского возраста. На карте бокситоносности показаны только известняки почвы бокситов, слагавших поверхность суши. В местах выклинивания этих известняков исчезают и бокситовые залежи.

РАННИЙ И СРЕДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

ПАЛЕОТЕКТОНИКА СССР В РАННЕМ И СРЕДНЕМ ПРОТЕРОЗОЕ

Палеотектонические карты раннего и среднего протерозоя в масштабе 1 : 7 500 000 для территории СССР составлены впервые. Они подводят общий итог современных представлений о геологическом развитии этой обширной территории в раннем докембрии. Детальность и достоверность палеотектонических карт неодинаковы для всей территории Союза, что обусловлено в первую очередь неравномерной изученностью раннедокембрийских образований в различных регионах. Наиболее полные и детальные сведения, положенные в основу палеотектонических карт, получены в областях выхода на дневную поверхность раннедокембрийских образований.

О строении и истории формирования нижнедокембрийского фундамента остальной части территории Союза можно судить в настоящее время лишь на основании геофизических исследований и глубокого бурения. В пределах Западно-Сибирской плиты, фундамент которой образован, вероятно, более молодыми позднедокембрийскими и палеозойскими складчатыми сооружениями, раннедокембрийский этап развития может быть охарактеризован весьма условно. Сведения о геологии древнего докембрия Крайнего Северо-Востока СССР, Камчатки, Арало-Каспийской области и Кавказа крайне скудны или отсутствуют.

Возрастная корреляция древнедокембрийских комплексов в настоящее время вызывает дискуссии не только для территории СССР в целом, но и для опорных регионов. Данные изотопной геохронологии сегодня более или менее достоверно определяют возрастные границы (интервалы) раннего и среднего протерозоя. Однако для однозначного решения дискуссионных вопросов по более дробной корреляции этих данных во многих случаях еще недостаточно.

Существенное для палеотектонических построений выделение геологических формаций в составе древнейших супракрустальных комплексов было возможно только в отдельных регионах. В большинстве же случаев на картах отражены лишь литолого-фациальные типы пород, геологически ассоциирующие между собой и занимающие определенное место в стратиграфическом разрезе. Нельзя не отметить значение тех огромных интервалов времени (300—600 млн. лет), для которых составлены карты. Для каждого интервала в пределах отдельных тектонических структур фактически устанавливается несколько разнотипных и разновозрастных формаций, а на картах могла быть дана только их обобщенная характеристика, что, естественно, затушевывает в определенной мере специфику тектонического развития докембрийских геосинклинальных систем.

Свой отпечаток на картах не могла не оставить и глубокая эрозия, в результате которой часто сохранились лишь реликты отложений и структур древнего докембрия. Все это в значительной мере затрудняет реконструкцию палеотектонических условий в раннем и среднем протерозое. Тем не менее уже первое обобщение материалов по обширной территории СССР позволило наметить некоторые общие закономерности и выявить специфику развития земной коры в раннем докембрии.

В составлении региональных палеотектонических карт раннего и среднего протерозоя приняли участие: Л. А. Варданянц — ВСЕГЕИ (Русская платформа), Ю. Ир. Половинкина — ВСЕГЕИ (Украинский щит), В. М. Чернов — Карельский ИГ АН СССР (Балтийский и Укра-

инский щиты, Русская платформа), С. Б. Лобач-Жученко — ИГГД АН СССР (Балтийский щит), А. И. Тугаринов — ГЕОХИ (Украинский щит), В. А. Соколов — Карельский ИГ АН СССР (Балтийский щит, Русская платформа), К. О. Кратц — ИГГД АН СССР (Русская платформа, Украинский щит), В. Н. Огнев — ЛГУ (Средняя Азия), Р. А. Борукаев — ГИ КазАН СССР (Казахстан), Ю. Д. Смирнов — ВСЕГЕИ (Урал), Л. П. Никитина — ИГГД АН СССР (Казахстан), В. А. Дедеев — ИГГД АН СССР (Урал, Западно-Сибирская низменность), И. В. Воробьев — МГУ (Енисейский кряж), Ю. Е. Погребицкий — НИИГА (северная часть Сибирской платформы и полуостров Таймыр), А. Н. Неелов — ИГГД АН СССР (Витимо-Алданский щит и его южное складчатое обрамление), А. М. Смирнов — ДВГИ ДВФ СО АН СССР (Дальний Восток и южная часть Восточного Забайкалья), Л. И. Салоп — ВСЕГЕИ (Байкальская горная область), В. Я. Хильтова и А. А. Савельев — ИГГД АН СССР (Саяны). Из-за отсутствия необходимых геологических материалов по раннему и среднему протерозою палеотектоническая обстановка в раннем и среднем протерозое на территории Северо-Востока СССР, островов Ледовитового океана, Камчатки и Сахалина, а также Арало-Каспийской области и Кавказа по решению редколлегии в настоящей работе не рассматривается.

Геологические интервалы раннего и среднего протерозоя установлены по наиболее значительным историко-геологическим этапам в развитии раннего докембрия. Древнейшие супракрустальные образования нижнего протерозоя местами залегают на поверхности размыва гнейсовых комплексов архея (Карело-Кольский регион, Восточная Сибирь), что свидетельствует об огромном перерыве и глубоком размыве архейских образований до начала раннепротерозойской седиментации. Об этой геологической границе свидетельствует и наличие крупных участков допротерозойской консолидации в виде срединных (Европейская часть СССР) и платформенных (Восточная Сибирь) массивов, разделявших геосинклинальные системы раннего протерозоя и определивших их размещение и особенности осадконакопления. Принятая архейско-протерозойская граница во многих регионах четко фиксируется и по изотопным датировкам, показывающим, что возраст архейских пород как в стабильных массивах, так и в фундаменте раннепротерозойских супракрустальных комплексов несомненно более древний (2700—3500 и более млн. лет), чем время осадконакопления и складчатости, метаморфизма, магматизма и последующей глубокой эрозии раннепротерозойских образований, соответствующее возрастному интервалу 2600—1900±100 млн. лет.

Граница раннего и среднего протерозоя характеризуется завершением геосинклинальных стадий развития обширных территорий Европейской части СССР и Восточной Сибири с превращением их в складчатые системы с совершенно отличным, постгеосинклинальным типом развития. Возраст этого этапа, не вполне синхронного для огромной территории СССР, по изотопным данным определяется в среднем в 1900±100 млн. лет.

Граница среднего и позднего протерозоя (рифея) менее определенна. Наиболее древний возраст пород рифейского платформенного осадочного чехла в Сибири определяется в 1550 млн. лет. Считающиеся дорифейскими иотнийские (Карелия) и овручские (Украина) отложения вместе с сопровождающими их гранитами рапакиви и долеритами имеют возраст не моложе 1650±50 млн. лет. Указанные рубежи учтены в региональных стратиграфических схемах раннего и среднего протерозоя остальной территории СССР, а также в сводной корреляционной стратиграфической схеме докембрия (табл. 1).

Таблица 1

Схема корреляции нижне- и среднепротерозойских отложений СССР

Группа	Отдел	Возраст, млн. лет	Северо-Запад Русской платформы: Карелия	Северо-Запад Русской платформы: Кольский полуостров	Центральная часть Русской платформы и КМА	Украинский массив	Восточная часть Русской платформы, Среднее Поволжье	Урал	Казахстан	Средняя Азия
Протерозой	Средний	1900—2100	Каменоборская и шокшинская свиты (1570—1650)		Курбакинская и тиманская свиты	Овручская серия (1500—1700)	Толща кристаллических сланцев, микрогнейсов, кварцитов, гравелитов и редко конгломератов		Толща порфироидов, кварцево-серицитовых, хлорито-серицитовых и графитовых сланцев, кварцитов и мраморов (нижняя часть акдымской серии)	Толща мраморизованных известняков и доломитов с подчиненными прослоями филлитов, кварцево-хлоритовых и других микросланцев (свита алмалы и ее аналоги)
			Суйсарская, сегозерская и онежская серии (1910—1700)*	Печенгская и имандра-варзугская серии (1900—1720)	Верхняя свита курской серии	Щелочные интрузии Приазовья. Рапакиви и габбро				
	Нижний	2500—2700	Ладожская, тикшозерская, сортавальская, параидовская, гимольская серии (2500—1890)	Кейвская (1900), тундровая серии, оленегорская свита кольской серии (2500—1980)	Средняя (железорудная) свита курской серии: Нижняя свита курской серии; Михайловская (метабазитовая) серия	Ингулецкая свита. Криворожская и метабазитовая серии (2700—1900)	Высокоглиноземистые слюдяные и амфиболовые гнейсы (?)	Толща „очковых" слюдяных, амфиболовых и других сланцев и гнейсов, железистых и слюдистых кварцитов (тукмалинский комплекс) (2000)	Боровская серия	Толща кристаллических сланцев, мраморов и кварцитов (макбальская серия и ее аналоги)

Группа	Отдел	Возраст, млн. лет	Кузнецкий Алатау	Витимо-Алданское нагорье	Енисейский кряж	Таймыр	Оленекское поднятие	Становое нагорье и Монголо-Охотская область	Дальний Восток	Байкальское нагорье	Восточный Саян
Протерозой	Средний	1900—2100	Терсинская, пихтерская свиты	Улканская серия (1840), кебектинская серия	Пенченгинская свита	Мининская, худинская свиты, чукчинская серия		Унья-Бомская, урульгуйская серии	Урильская свита, краевский комплекс, татьяновская свита, амфиболиты перевала Американка, дичунская свита	Тепторгинская (?) и акитканская (1700) серии, котороконская свита, падринская серия	Сублукская, аршанская, далдарминская, ингаминская свиты, каменская, дербинская и чертысская свиты
	Нижний	2500—2700	Конжинская свита	Удоканская, угуйская, тунгурчинская, чульманская серии (2400)	Свита хребта Карпинского, веснинская серия	Ленивинская серия, ждановская, октябрьская, прончищевская свиты	Эекитская серия (2080)	Джелтулакская серия (1910), кангинская, застепинская толщи, янканская и тукурингская серии, ундинская толща		Кевактинская серия (1960), чуйская толща (?) (2170), муйская серия, сурумакитская свита	Белореченская свита (2080), свита Соснового Байца, камчадальская (1880), алыгджерская, хайтинская, хонгодойская свиты, чинчилигская толща

* Изотопный возраст (в млн. лет).

По территории Европейской части СССР, Урала, Казахстана, Средней Азии и Дальнего Востока в основу региональных стратиграфических схем были положены схемы, принятые в легендах государственных геологических карт, корреляция которых была уточнена авторами региональных карт, редколлегией палеотектонических карт по раннему докембрию с участием членов постоянной комиссии МСК по древнему докембрию. Авторы региональных карт при реконструкции палеотектонических условий по Сибири опирались на схему стратиграфии и корреляции нижнего докембрия Восточной Сибири, утвержденную Межведомственным Новосибирским стратиграфическим совещанием в 1965 г. В эту схему были внесены необходимые дополнения и изменения.

В связи с недостаточной еще изученностью литологии и специфики накопления осадков в раннем и среднем протерозое литолого-палеогеографические карты раннего докембрия к настоящему выпуску Атласа литолого-палеогеографических карт СССР не составлялись. Поэтому ниже приводится краткая характеристика стратиграфических разрезов нижнего и среднего протерозоя для большинства крупных регионов Советского Союза с обоснованием их возраста и корреляции. Эти материалы являются необходимой основой палеотектонических реконструкций.

РАЗРЕЗЫ НИЖНЕГО И СРЕДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

Для увязки с палеотектоническими очерками краткая характеристика разрезов основных стратиграфических подразделений нижнего и среднего протерозоя дается раздельно по трем крупным регионам (Европейская часть СССР, Урал, Западная Сибирь, Казахстан и Средняя Азия и Восточная Сибирь с Дальним Востоком), которые в целом соответствуют крупным палеотектоническим районам территории СССР в раннем и среднем протерозое. В пределах каждой территории описание ведется по географическим районам развития протерозойских отложений, начиная с наиболее полно изученных.

Европейская часть СССР

Корреляция нижне- и среднепротерозойских образований более обоснована геологическими и радиометрическими данными для территории Карелии, Кольского полуострова и частью Украинского кристаллического массива. Для остальных закрытых районов стратиграфическое расчленение древнедокембрийских образований дано на основании изучения керна глубоких скважин и геофизических исследований.

Карелия и Кольский полуостров

В разрезе нижнепротерозойского комплекса Карелии различаются две последовательные группы серий (или свит) разнообразных геосинклинальных отложений [142]. К более древней группе относятся коррелируемые между собой гимольская, хаутоварская, бергоульская, парандовская и сортавальская серии в центральной, южной и восточной частях этой территории и хизаварская, иринорская, кукасозерская и ниваярвинская свиты в Северной Карелии. В более молодую группу нижнепротерозойских отложений выделяются большезерская, ладожская и тунгудская серия и хирвинаволокская и савоярвинская свиты. Несколько иные схемы корреляции раннего

докембрия предложены Л. Я. Харитоновым [268, 269, 271], М. А. Гиляровой [57, 58], В. А. Перевозчиковой [202] и др.

Древнейшие образования нижнего протерозоя представлены в Западной Карелии гимольской серией мощностью 1200—1500 м, состоящей из преобладающих метаморфизованных натровых кислых и средних вулканитов (лептитов), слюдяных, амфиболовых и других сланцев, частью гнейсов, магнетитовых кварцитов с базальными конгломератами, залегающими на архейских гранитах, и в Южной Карелии — хаутаварской серией мощностью не менее 800—1000 м, биотитовых, биотито-амфиболовых и плагиоклазовых сланцев, амфиболитов с прослоями магнетитовых кварцитов, графитистых слюдистых сланцев с колчеданным оруденением. Отложения изменены в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фации, местами сильно гранитизированы. В Юго-Западной и Центральной Карелии наиболее ранними являются сортавальская, ялонварская и бергаульская серии, сложенные преимущественно основными вулканитами.

Парандовская серия, развитая в Восточной Карелии, состоит из измененных альбитофиров, плагиоклазовых, амфиболовых и слюдяных сланцев с пирит-пирротиновой минерализацией и амфиболитов (Парандово — Надвоицы), которые к северу (Пебозеро, Шомбозеро) сменяются преобладающими порфиробластическими пара- и ортоамфиболитами. Соответственно меняется и мощность от 800—1000 до 1400 м. Тот же возраст имеют в Северной Карелии хизаварская и ириногорская свиты, сложенные метаморфизованными вулканитами и терригенными породами, а западнее кукасозерская и ниваярвинская свиты основных вулканитов с подчиненными карбонатными породами и кварцитами. Относящаяся к более молодой группе отложений нижнего протерозоя ладожская серия (2200—3100 м), сложенная ритмично-слоистыми песчано-глинистыми отложениями, залегает со стратиграфическим перерывом на породах сортавальской серии в Северном Приладожье. Коррелируемая с ней большезерская серия андезито-дацитовых и диабазовых вулканитов (1000—1200 м) в Западной Карелии с угловым несогласием и размывом перекрывает отложения гимольской серии. Тот же возраст имеют: тунгудская серия (измененные диабазы и кварцевые порфиры) в Северо-Западной и Восточной Карелии, основные вулканиты, перекрывающие соответственно бергаульскую и хаутоварскую серии в Центральной и Южной Карелии, а также хирвинаволокская (параамфиболиты, мраморы) и, вероятно, соваярвинская (мраморы, филлиты) свиты в Северной Карелии [143].

На **Кольском полуострове** к раннему протерозою относятся тундровая, кейвская серии и свита полмос-порос. Высказываются и иные представления об их возрасте [14, 270 и др.].

Разрез тундровой серии довольно изменчив. В пределах тундр Кеулик, Кингерим она сложена в основном ортоамфиболитами. Северо-западнее тундры Талья к ней относятся кристаллические сланцы и перекрывающие их сланцеватые амфиболиты. В юго-восточной части полосы (южнее зоны Имандра — Варзуга) в ее составе различаются два комплекса: нижний комплекс гнейсов и вышезалегающих амфиболитов и верхний комплекс слюдистых сланцев и основных вулканитов. К этой же серии относятся высокоглиноземистые гнейсы тундры Корва и сланцеватые амфиболиты тундр Карека, Терма и Тепси. Мощность серии достигает 3000 м.

С тундровой серией сопоставляется свита полмос-порос (пара- и ортоамфиболиты, глиноземистые гнейсы) на севере Кольского полуострова и, возможно, оленегорская свита биотитовых гнейсов, содержащих магнетитовые кварциты.

В составе терригенной кейвской серии (4500 м) преобладают слюдяные и слюдяно-гранатовые парагнейсы, кианито-ставролитовые и слюдяные сланцы с пачками кварцитов и карбонатных пород, метаморфизованных в амфиболитовой фации.

К магматическим образованиям раннего протерозоя относятся интрузии основных и ультраосновных пород. Более поздними являются диориты, гранодиориты и плагиограниты, слагающие самостоятельные, сравнительно крупные межформационные или трещинные тела. Затем следуют калишпатовые гранодиориты и граниты и сопровождающие их мигматиты. Гранитоиды этих двух групп образуют нередко обширные поля и в пределах архейских образований фундамента. К более поздним проявлениям магматизма раннего протерозоя относятся трещинные интрузии частью порфировидных гранитов (Нуорунен, Арафиорд и др.) и щелочные граниты (Кейви).

Отложения среднего протерозоя Карелии и Кольского полуострова в большинстве случаев отделяются от более древних, нижнепротерозойских и архейских комплексов отчетливым структурным несогласием и размывом. В Карелии в составе среднепротерозойского комплекса выделяются (снизу от древних) сариолийские, ятулийские и суйсарские отложения. К этому же возрасту несколько условно отнесены иотнийские отложения, а также долериты и граниты рапакиви, ранее рассматривавшиеся в составе позднего протерозоя.

Сариолийские отложения, представленные слабо сортированными, грубо обломочными конгломератами, аркозами и туфогенными песчаниками мощностью до 300—400 м, слагают прерывистые, но протяженные полосы, приуроченные к площадям развития нижнепротерозойских осадочно-вулканических пород.

Ятулийские отложения на территории Карелии залегают трансгрессивно на глубоко размытых сариолийских и более древних супракрустальных и глубинных породах, нередко с метаморфизованной корой континентального химического выветривания в основании.

В составе осадочного комплекса ятулия различаются две одновозрастные серии: онежская и сегозерская [142, 243]. По мнению Л. Я. Харитонова [268, 269] и М. А. Гиляровой [57], онежская серия моложе сегозерской.

Отложения онежской серии в Южной Карелии включают кварцито-песчаники и кварцевые конгломераты аллювиального — прибрежного типа, сменяющиеся выше по разрезу известняково-доломитовыми породами с пачками кварцитов и глинистых сланцев и венчающими разрез доломитами, слюдисто-глинистыми и шунгитовыми сланцами. Местами присутствуют горизонты диабазовых метавулканитов. В доломитах встречаются строматолиты и онколиты. Мощность меняется от 400 до 700—800 м.

Сегозерская серия на остальной территории Карелии отличается преимущественным развитием кварцито-песчаниковых пород аллювиального, прибрежного и мелководно-бассейнового типа нередко с горизонтами спилито-диабазовых метавулканитов: в верхах разреза — карбонатные песчаники, известняки и доломиты.

В Северо-Западном Прионежье и на Ветреном поясе (Восточная Карелия) развита суйсарская серия диабазов, пикритовых диабазов и их туфов. В Северо-Западном Прионежье в верхах суйсарской серии встречается толща песчано-глинистых отложений, выделенная в бесовецкую свиту. Общая мощность определяется в 600—1100 м.

К наиболее молодым отложениям среднего протерозоя отнесены кварцито-песчаниковые толщи иотния западного берега Онежского озера (Южная Карелия) мощностью не менее 1200 м. Низы иотнийской

серии сложены преимущественно серыми и пестроцветными кварцито-песчаниками, алевролитами и сланцами, которые вверх по разрезу сменяются преобладающими розовыми, красными и малиновыми кварцито-песчаниками шокшинского типа.

На Кольском полуострове среднепротерозойские супракрустальные образования развиты в зоне Имандра — Варзуга — Сосновка (серия имандра — варзуга) и в районе Печенгских тундр (печенгская серия). Они коррелируются с ятулием (и частью сариолием) Карелии, и лишь верхи печенгской серии могут оказаться одновозрастными с породами суйсарской серии.

Серия имандры — варзуга подразделяется на семь свит, в которых, кроме нижней песчанико-сланцево-карбонатной свиты, преобладают диабазовые метавулканиты, содержащие подчиненные им пачки кварцито-песчаников, алевролитов и реже карбонатных пород со строматолитами (в верхах серии). Из общей мощности в 6000 м около 5000 м приходится на основные вулканические породы.

Печенгская серия подразделяется на четыре свиты [94], каждая из которых начинается толщей песчаников, аркозов, алевролитов, филлитов и частью доломитов (с остатками водорослей), и завершается значительно преобладающими основными метавулканитами. В низах серии встречаются базальные конгломераты. При общей мощности 7400 м на долю вулканогенных пород падает около 6000 м.

К среднему протерозою отнесены дайки габбро-диабазов, трещинные и частью пластовые интрузии основных и ультраосновных пород. Самыми молодыми считаются долериты (траппы), граниты рапакиви иотнийского возраста в Южной Карелии и, возможно, граниты Арафиорда на Кольском полуострове.

Приведенное основное стратиграфическое подразделение древнего докембрия Карело-Кольского региона подтверждается имеющимися радиометрическими данными.

Нижнепротерозойские образования характеризуются возрастом, определенным изотопным методом: по рудному свинцу —2300—2500 млн. лет, по K-Ar методу по амфиболам —2500 млн. лет, по Rb-Sr изохронному методу для раннепротерозойских гранитов — 2100—2190 млн. лет. Возраст среднепротерозойских образований определяется K-Ar методом по слюдам и породе в целом, а также U-Th-Pb методом в интервале 1650—1950 млн. лет. Реперные цифры для верхней границы среднего протерозоя устанавливаются для иотнийских долеритов и гранитов рапакиви в 1620—1670 млн. лет.

Украинский кристаллический массив

К нижнему протерозою на Украинском кристаллическом массиве относятся криворожская и ингулецкая серии, развитые в пределах Криворожско-Кременчугской структурной зоны.

Криворожская серия мощностью более 2000 м состоит из кварцито-песчаников, филлитов и ультраосновных вулканитов, измененных в тальковые и тальково-актинолитовые сланцы, сменяющихся вверх преобладающими в разрезе железисто-кремнистыми роговиками и сланцами и перемещающимися с ними слюдистыми сланцами и частью песчаниками. Отложения криворожской серии залегают на гранитах, которые возможно интрудируют метабазиты саксаганской серии. Время начала седиментации криворожской серии определяется в 2700 млн. лет [261].

Ингулецкая серия, достигающая мощности, вероятно, не менее 2800 м, залегает с перерывом и размывом на отложениях криворожской

серии. Она включает кварциты, аспидные сланцы и филлиты с линзами конгломерата, углистые сланцы, доломиты, известковистые роговики и скарны. Местами они сильно метаморфизованы и превращены в дистено-андалузитовые сланцы и микрогнейсы. По времени начала осадконакопления ингулецкой серии, определенному А. И. Тугариновым по возрасту содержащихся в ней апатитоносных пород U-Th-Pb методом в 1850 млн. лет, эта серия должна бы быть отнесена на рассматриваемых картах к среднему протерозою.

К западу от Криворожско-Кремчугской полосы, в центральной части Украинского кристаллического массива выделяются гнейсовые серии: ингульская, ореховская и другие, которые условно отнесены к раннему протерозою [227]. Породы, как правило, очень интенсивно изменены и ультраметаморфизованы и лишь по сохранившимся реликтам можно представить, что здесь имели место существенно терригенные (песчано-глинистые) отложения с подчиненными карбонатными породами и основными вулканитами. Так как исходные породы сильно изменены, а радиометрические данные датируют лишь прорывающие их граниты, то достоверно судить об их стратиграфическом положении крайне трудно.

К среднему протерозою отнесена овручская серия кварцито-песчаников, кварцитов, пирофиллитовых сланцев с покровами диабазовых порфиритов и кварцевых порфиров мощностью не менее 800—850 м. Она очень сходна с иотнийской серией Южной Карелии. Абсолютный возраст овручских песчаников, по Н. П. Семененко, равен 1500 млн. лет. Они залегают на гранитах рапакиви с возрастом 1700—1800 млн. лет.

Курская магнитная аномалия и другие районы

Нижне- и среднепротерозойские отложения под осадочным чехлом Русской платформы выделены по данным геофизических, буровых и в отдельных случаях разведочных работ. Наиболее полно изучены они в пределах КМА и, в частности, в сводовой части Воронежского массива (курская серия). Курская серия объединяет три свиты: нижнюю, состоящую из кварцитов и кварцитовидных метапесчаников, содержащих пачки филлитовидных и двуслюдяных сланцев, конгломератов и гравелитов; среднюю, сложенную существенно железистыми кварцитами, переслаивающимися со слюдистым, гранат-биотитовыми и амфибол-биотитовыми сланцами; и верхнюю, состоящую преимущественно из филлитовидных сланцев, конгломератов, метапесчаников — в низах свиты и сланцев с прослоями известняков и углистых доломитов — в верхах вулканитов. М. Н. Доброхотов [69] выделяет в самостоятельную михайловскую (метабазитовую) серию.

Все три свиты курской серии считают полными аналогами трех свит криворожской серии Украины. Примечательно, что верхняя курская свита, сопоставляемая с верхней криворожской свитой (ингулецкой серии), несогласно с размывом залегает на отложениях средней курской свиты.

Верхняя курская свита коррелируется с ятулийскими отложениями Карелии [38]. Образования этой серии протягиваются широкой полосой от Великих Лук до Луганска. В бассейне среднего и верхнего течения р. Дон, в Молдавии между Одессой и Унчанами, южнее Ростова-на-Дону и северо-западнее Волгограда скважинами вскрыты метаморфические сланцы, очень сходные со сланцами верхней свиты курской серии. По данным Л. В. Варданянца, такие же протерозойские отложения местами с гравелитами, аркозами и конгломератами ныне извест-

ны во многих местах в Кировской области, севернее Москвы, в районе Вязьмы и в других местах. Таким образом, перерыв между средней и верхней свитами имеет далеко не местное значение и верхняя свита курской серии и ее аналоги, широко распространенные под чехлом платформы, представляют собой самостоятельное подразделение, сопоставимое с онежской серией среднего протерозоя Карелии.

Урал, Казахстан, Средняя Азия и Кузнецкий Алатау

Урал. В связи с отсутствием надежных определений возраста изотопно-радиологическим методом для пород дорифейского кристаллического фундамента Урала, выделение нижнепротерозойского комплекса в этом регионе является условным и базируется на историко-геологических сопоставлениях с ранним докембрием Русской платформы и Балтийского щита.

Дорифейские кристаллические образования на Южном Урале известны в Башкирском поднятии, где они слагают Тараташский антиклинорий, А. А. Пронин [210] и Ю. Д. Смирнов [239] предполагают наличие глыб дорифейского фундамента и в других структурных зонах Урала (Губенская, Уфалейская, Собинская и Харбейская антиклинали Урал-Тауского антиклинория, Салдинско-Мурзинская, Ильменогорская и Мугоджарская антиклинали в пределах восточно-уральских поднятий).

В Тараташском антиклинории дорифейские породы, объединяемые в тараташский комплекс, отделены большим перерывом и угловым несогласием от бурзянской серии нижнего рифея [48, 210]. Тараташский комплекс всеми исследователями подразделяется на две толщи. Нижняя толща инъекционных гнейсов (3250—3300 млн. лет по данным α-Pb метода) предположительно относится к архею, верхняя толща очковых гнейсов и сланцев (2790—2730, 2700, 2400 млн. лет; α-Pb метод) — раннему протерозою. Ю. Д. Смирнов [239] рассматривает эти толщи самостоятельными структурно-метаморфическими комплексами. В составе верхней толщи принимают участие разнообразные слюдяные амфиболовые и другие сланцы и гнейсы, с прослоями железистых и слюдистых кварцитов (тукмалинский комплекс, по Ю. Д. Смирнову). С верхней толщей связаны также измененные порфириты, диабазы и амфиболиты.

К нижнепротерозойским образованиям, по Ю. Д. Смирному [239], относятся, кроме того, пироксениты (кувательский комплекс) и микроклиновые гранитоиды (шигир-тараташский комплекс) с изотопным возрастом 1500—2000 млн. лет, прорывающие и метаморфизующие породы тараташского комплекса.

Казахстан. К нижнему протерозою в соответствии со сводной стратиграфической схемой докембрия Восточного Казахстана, принятой в 1958 г. в Алма-Ате, отнесена боровская серия. Эта серия в Кокчетавском и Бетпакдалинском районах трансгрессивно перекрывает амфиболито-сланцевые толщи зерендинской серии условно архейского возраста и в свою очередь отделена структурным и стратиграфическим несогласием от вышележащих кварцитовых толщ допозднепротерозойского возраста. В Кокчетавском районе боровская серия подразделяется на три свиты: кууспекскую (порфироиды, слюдяные сланцы с небольшим развитием порфиритоидов; мощность 2000 м), ефимовскую (серицитовые и хлоритовые сланцы с пачками зеленых сланцев и горизонтов мраморов; мощность —1500—1700 м) и кокчетавскую (серицито-кварцитовые и кварцитовые сланцы, переслаивающиеся с

графито-кварцитовыми и зелеными сланцами; вверху — кварциты и окварцеванные мраморы; мощность 1000—1200 м).

В Улутауском районе с боровской серией сопоставляются порфироидная, в составе дюсембайской свиты (порфироиды, в небольшом количестве сланцы и кварциты) и кварцито-сланцевая серия. Последняя включает кордовскую (конгломераты и кварциты) и тумурзинскую (конгломераты, сланцы амфиболовые, кордиеритовые, мраморы) свиты. Между дюсембайской и кордовской, кордовской и тумурзинской свитами наблюдаются перерывы.

Породы боровской серии и ее стратиграфических аналогов, ныне метаморфизованные в условиях зеленосланцевой фации, первоначально представляли собой в нижних частях разреза лавы и пирокласты от основного до кислого состава, средние части разреза слагают песчано-глинистые толщи, верхние — кварцевые песчаники с горизонтами мраморов, основных и средних вулканитов.

В Южном Казахстане вулканогенные породы в разрезе нижнего протерозоя отсутствуют, преобладающими являются породы песчано-глинистой формации.

Средний протерозой. Отложения этого возраста наиболее полно представлены в Улутауском районе, где они с конгломератами в основании залегают на тумурзинской свите нижнего протерозоя. Нижнюю часть (около 1500 м) среднепротерозойского разреза слагают порфироиды с прослоями кварцево-серицитовых и графитовых сланцев, филлитов, мраморов и кварцитов. Выше залегает толща (около 2000 м мощностью) серицито-кварцевых сланцев, переслаивающихся с кварцитами, графитистыми филлитами, порфироидами и серицитовыми сланцами. Верхняя часть разреза (около 1500 м) сложена порфиритоидами с прослоями порфироидов, хлорито-серицитовых и серицитовых сланцев.

В основании карсакпайской серии, залегающей со структурным несогласием на среднепротерозойских толщах и гранитах, найдены околиты *Osagia libidinosa* Z. Zhur., характерные для раннего рифея [97].

В Кокчетавском районе к среднему протерозою отнесены хлоритовые и серицитовые сланцы, порфиритоиды и порфироиды (нияская свита), отделенные стратиграфическим и угловым несогласием от пород боровской серии нижнего протерозоя. Их аналоги выделяются также в Атасу-Моинтинском районе — даратская свита, сложенная в основном филлитами, кварцитами, включающими местами порфиритоиды и мраморы (мощность 600—700 м).

Средняя Азия. Отложения, относимые к нижнему протерозою, известны в западной части Киргизского хребта (Макбальский антиклинорий) и в Восточном Тянь-Шане. В Макбальском антиклинории к нижнепротерозойским образованиям отнесена мощная (более 6000 м) толща ритмично переслаивающихся гранатовых кристаллических сланцев, мраморов, кварцитов и амфиболитов, представляющих собой метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации песчаники, алевролиты, глины, мергели и известняки (макбальская серия). Эта толща резко несогласно перекрывается породами нижнего рифея. В Восточном Тянь-Шане в хр. Курутаг с ней коррелируется интенсивно дислоцированный комплекс кристаллических сланцев, мраморов и кварцитов, залегающий с резким несогласием на гнейсах архея и в свою очередь несогласно перекрываемый рифейскими отложениями. Мощность комплекса составляет 4700 м.

Предполагаемое распространение пород нижнего протерозоя в Средней Азии ограничено зоной каледонид Северного Тянь-Шаня.

Средний протерозой в этом регионе выделяется впервые. Отложения этого возраста несогласно перекрывают древние толщи и без видимого углового несогласия, но местами трансгрессивно и перекрываются верхним протерозоем. Они представлены однообразной толщей мраморизованных известняков и доломитов с подчиненными прослоями филлитов, кварцево-хлоритовых и других сланцев мощностью от 500 до 800 м. Региональный метаморфизм пород не превышает фации зеленых сланцев. Почти непрерывной полосой среднепротерозойские карбонатные породы (свита алмалы) прослеживаются на северо-запад от Алмалы, вдоль северных предгорий Каратау; где они без видимого несогласия перекрываются кайнарской свитой верхнего протерозоя. Тот же возраст, вероятно, имеют карбонатные толщи Юго-Восточного Каратау, Таласского Алатау (бакаирская свита, мощностью ~800 м) и Северного Тянь-Шаня (карбонатная толща в бассейне р. Таласа и южносыныртагская свита в хр. Куруктаге мощностью 675 м).

Кузнецкий Алатау. Нижний протерозой. Нижнепротерозойские образования под названием конжинской свиты выделены на западном склоне хребта. Свита сложена графитистыми и слюдистыми кварцитами, силикатными мраморами, в меньшем количестве в ней присутствуют амфиболовые и слюдяные сланцы. Изредка встречаются слои тальковых сланцев мощностью до 40 м.

Средний протерозой. Соотношения конжинской свиты со среднепротерозойской терсинской свитой окончательно не выяснены. Многие исследователи указывают на наличие конгломератов в основании последней. В составе терсинской свиты преобладают графитистые мраморы, которые по простиранию замещаются кремнистыми сланцами и кварцитами. В нижней части свиты встречаются эффузивы основного и кислого состава. Мощность свиты определяется в 2000 м. На восточном склоне Кузнецкого Алатау среднепротерозойские образования объединяются в пихтерекскую свиту общей мощностью более 5000 м. Нижняя часть свиты сложена преимущественно биотитовыми и силлиманитовыми гнейсами с пачками кварцитов и мраморов. Средняя часть имеет существенно карбонатный состав (графитистые доломитовые мраморы с прослоями кварцитов). В верху разреза преобладают амфиболиты, амфиболовые гнейсы и сланцы, мраморы, кварцево-слюдяные сланцы. Количество терригенных пород увеличивается с севера на юг, по направлению к Западному Саяну. Породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Терсинская серия прорывается интрузиями основного и среднего состава (ташелгинский комплекс). К наиболее поздним образованиям среднего протерозоя относятся биотитовые и биотито-амфиболовые гнейсограниты (порожнинский комплекс).

Восточная Сибирь и Дальний Восток

Древние датировки, соответствующие ранне- и среднепротерозойским возрастным интервалом, выявлены вследствие процессов омоложения главным образом в пределах Средне-Сибирского плоскогорья и Витимо-Алданского нагорья. Поэтому во многих случаях корреляция протерозойских образований опирается только на геологические методы и является в значительной мере условной. Обширные закрытые территории Сибирской платформы охарактеризованы практически лишь на основании геофизических данных.

Витимо-Алданское нагорье. Краткую характеристику разрезов нижнего и среднего протерозоя Восточной Сибири наиболее удобно на-

чать с Витимо-Алданского нагорья, где их изотопный возраст и структурное положение определены более достоверно. К нижнему протерозою здесь отнесены удоканская серия и ее возрастные аналоги: угуйская, тунгурчинская, субганская и чульманская серии.

Удоканская серия (около 1100 м) слагает на Витимо-Олекминском водоразделе крупный синклинорий, вытянутый в субширотном направлении. Преобладают метаморфизованные песчаники, алевролиты и аргиллиты с маломощными пачками мергелей и доломитов (содержащих водоросли *Conophiton, Osagia* и *Collenia*), а также гравелитов и конгломератов. Вся эта мощная толща осадков подразделена на четыре подсерии: кадарскую, икабъеканскую, ченинскую и кеменскую.

В бассейнах рр. Хани, Олдонсо и Токко распространены осадки угуйской серии, включающие чародоканскую (песчаники, сланцы, гравелиты), намсалинскую (известняки, доломиты, песчаники) и верхнюю ханинскую (песчаники, конгломераты) свиты. Мощность серии возрастает в южном направлении с 1200 до 2800 м. В том же направлении повышается и степень регионального метаморфизма пород [224]. Угуйская серия параллелизуется иногда с тремя верхними свитами ченинской подсерии удоканской серии.

Восточнее, в долине р. Олекмы, к нижнему протерозою отнесена тунгурчинская серия [180], сложенная слюдяными сланцами с гранатом, андалузитом, ставролитом, кварцитами и мраморами.

По западной периферии Алданского массива небольшие тектонические клинья сложены субганской серией, включающей нижнюю (зеленые ортосланцы, филлиты, двуслюдяные сланцы) и верхнюю (кварциты, филлиты, порфироиды) свиты.

В зоне Южно-Алданского разлома (верховья р. Чульмана) развиты мелкозернистые биотитовые и двуслюдяные кварцито-гнейсы и гнейсы, биотитовые сланцы, мраморы, амфиболо-плагиоклазовые ортосланцы и кварциты (чульманская серия). Возраст регионального метаморфизма нижнепротерозойских отложений, повышающийся в южной части щита и в долине Олекмы до амфиболитовой фации, определяется в 2400±100 млн. лет. Породы прорваны гранитоидами чуйско-кадарского, чульманского и субганского комплексов (1850—2000 млн. лет).

Средний протерозой. Среднепротерозойские отложения распространены как в восточной, так, по-видимому, и в западной частях Витимо-Алданского нагорья. Это породы улканского комплекса Учуро-Майского района и кебектинская свита бассейна р. Токко.

Улканский комплекс, по данным Ю. Н. Гамалеи и др. [47], объединяет топориканскую свиту (песчаники, алевролиты, конгломераты, мощностью 150 м) и элгетейскую свиту, включающую кварцевые порфиры, туфы и красноцветные песчаники мощность 1500 м. Топориканская свита с несогласием и размывом перекрывает архейские образования. На улканском комплексе с размывом залегает учурская серия с раннерифейскими строматолитами. Возраст, определенный К-Ar методом по глаукониту из песчаников этой серии, 1540 млн. лет. Возраст циркона, определенный U-Th-Pb методом, из кварцевого порфира элгетейской свиты равен 1840 млн. лет. Гранитоиды и пегматиты, имеющие активный контакт с кварцевыми порфирами элгетейской свиты, определяются свинцово-изотопным методом в 1950 млн. лет [260]. Кислые эффузивы и осадочные породы в Улканском прогибе залегают практически горизонтально и неметаморфизованы.

В западной части Витимо-Алданского нагорья к среднему протерозою относится кебектинская свита (конгломераты, песчаники, алевролиты мощностью 600 м), залегающая в бассейне р. Токко с размы-

вом на ханинской свите и на архее. В свою очередь кебектинская свита трансгрессивно с размывом перекрывается верхнепротерозойскими отложениями [224]. Свита прорывается штоком аляскитового гранита с K-Ar возрастом 1440 млн. лет.

Оленекское поднятие. Складчатый фундамент его (бассейны рр. Сололи и Буор-Эйээкит) сложен метаморфизованными песчанико-сланцевыми отложениями эльгетейской серии. В низах серии преобладают метаморфизованные песчаники и алевролиты (1500—1600 м), в верхней части разреза — филлитовидные сланцы с прослоями кварцево-доломитовых сланцев (около 1000 м). Породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев и прорваны порфирами, метадиабазами, кварцевыми диоритами и порфировидными биотитовыми гранитами [141].

Изотопный возраст метаморфизованных песчаников и гранитоидов (валовые пробы и слюды) —1850—2080 млн. лет. Породы перекрываются верхнепротерозойскими платформенными отложениями с K-Ar возрастом по глауконину 1456 млн. лет.

Енисейский кряж. *Образования нижнего протерозоя обнажаются* вдоль западного склона и в центральной части Енисейского кряжа (серия хр. Карпинского*), а также в Приангарье (веснинская серия).

Веснинская серия в Приангарье с угловым и структурным несогласием залегает на архейских породах. Она сложена тонкослоистыми параамфиболитами, биотито-амфиболовыми гнейсами и сланцами. В Заангарской части Енисейского кряжа выделяются два типа разреза нижнего протерозоя. *На западном склоне кряжа развиты преимущественно* терригенные образования, представленные в нижней части серии биотитовыми гнейсами и сланцами, в средней части — тонким и более редким переслаиванием мраморов, кварцево-биотитовых сланцев, кварцитов и параамфиболитов и в верхней — мощной толщей гранато-биотитовых гнейсов и сланцев. Породы метаморфизованы в амфиболитовой фации с региональным проявлением мигматизации и гранитизации. Широко распространены поля метасоматических и реоморфических гранитов с изотопным возрастом до 2200 млн. лет — Rb-Sr метод [54].

В восточной части Енисейского кряжа нижнепротерозойские образования имеют большую мощность и, наряду с терригенными и терригенно-карбонатными осадками, здесь присутствуют вулканиты, фиксируемые в настоящее время покровами метаморфизованных эффузивных и субвулканических пород основного состава. Общая мощность нижнего протерозоя 8—10 км. Диабазовый порфирит из этих отложений в низовьях р. Б. Пит имеет возраст (K-Ar метод), по данным Э. К. Герлинга, 2350 млн. лет.

К среднему протерозою в Енисейском кряже относится пенченгинская серия, развитая в Заангарье. Серия сложена кварцитами, мраморами, амфиболовыми сланцами и графитовыми филлитовидными слюдяными сланцами. Общая мощность серии около 1500 м. Степень метаморфизма пород пенченгинской серии меняется от зеленосланцевой до амфиболитовой фации. Изотопный возраст габбро-диабазов, иногда залегающих согласно со сланцами и гнейсами среднего протерозоя, равен 1600—1650 млн. лет [54].

Таймыр подразделяется на две зоны: северо-западную и юго-восточную, охватывающую Центральный и Восточный Таймыр [204, 216]. К нижнему протерозою в северо-западной части Таймыра относится ленивинская серия, а в центральной и восточной — прончищев-

* Ранее этот комплекс метаморфических пород относился к тейской серии среднего протерозоя [118 и др.] или к верхнему протерозою [70, 231].

ская, октябрьская и ждановская свиты. Ленивинская серия сложена метаморфизованными песчаниками, туфопесчаниками и черными серицито-глинистыми сланцами с редкими пачками эпидото-хлоритовых сланцев. Мощность 1500 м. К прончищевской свите отнесены празениты мощностью до 300 м, первоначально представлявшие основные лавы, туфы и туфопесчаники. Октябрьская свита залегает несогласно на прончищевской и включает базальные конгломераты, слюдяные кварциты, хлорито-кварцевые сланцы (1500 м). В вышележащей ждановской свите распространены хлорито-серицито-кварцевые сланцы, кварцитовидные песчаники с горизонтами доломитов (1000—2500 м). Нижнепротерозойские отложения трансгрессивно и со структурным несогласием налегают на гнейсы и кристаллические сланцы архейской карской серии (район залива Симса на полуострове Челюскин; М. Г. Равич, 1963 г.).

К среднему протерозою в северо-западной части Таймыра отнесены мининская и хутудинская свиты, налегающие без видимого несогласия на отложения ленивинской серии, в Центральном Таймыре — чукчинская серия, залегающая с угловым несогласием на нижнепротерозойских толщах. Мининская и хутудинская свиты пространственно разобщены. Они сложены метаморфизованными песчаниками, туфогенными алевролитами, серицито-глинистыми сланцами с редкими покровами основных и кислых вулканитов. Мощность каждой из свит не более 2000 м. Мининская свита местами глубоко метаморфизована и включает гнейсы и амфиболиты. Чукчинская серия содержит метаморфизованные миндалекаменные спилиты, порфириты и туфопесчаники, кварцевые конгломераты, рассланцованные кислые вулканиты (до 2500 м). Нижне- и среднепротерозойские толщи с резко выраженным угловым несогласием перекрываются в Центральном Таймыре верхнепротерозойскими осадками с раннерифейскими строматолитами и онколитами.

Становое нагорье. Нижний протерозой. Нижнепротерозойские супракрустальные толщи в Становом нагорье, в западных отрогах хр. Тукурингра выделены под названием джелтулакской серии [181]; по-видимому, тот же возраст имеют мелкозернистые гнейсы и филлитовидные сланцы в бассейне р. М. Гилюя [127], в верховьях р. Нюкжи [277] и в нижнем течении р. Гилюя, севернее пос. Золотая гора (Г. М. Другова и М. Д. Крылова, 1964 г.). В западной части региона аналогичное структурное положение занимает кангинская толща, распространенная в северных отрогах Борщевочного кряжа [162]. Западнее, в Яблоновом хребте, тот же возраст имеет, вероятно, застепинская толща и параллелизуемые с ней отложения.

Джелтулакская серия объединяет две толщи: нижнюю, сложенную метаморфизованными и рассланцованными конгломератами, гравелитами, песчаниками и филлитами с прослоями карбонатных пород, покровами кислых и основных вулканитов, и верхнюю, в которой преобладают метаморфизованные гравелиты, песчаники и филлитовидные сланцы (мощность серии более 2500 м). Породы метаморфизованы до низких ступеней амфиболитовой фации. Они прорваны метагаббро, поздне- и посторогенными гранитоидами тукурингрского комплекса. Возраст амфибола (К-Ar метод) из сланца джултулакской серии равен 1910 млн. лет [255].

Кангинская толща на правобережье р. Шилки, в районе Усть-Онона, включает мелкозернистые пепельно-серые биотитовые и двуслюдяные гнейсы, рассланцованные конгломераты с гнейсовым цементом, тонкополосчатые биотито-амфиболовые гнейсы и сланцы с прослоями кварцитов и мраморов. Видимая мощность толщи более 3000 м. Поро-

ды метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой и местами в амфиболитовой фации. Прорваны биотитовыми гнейсовидными гранитами, порфировидными биотитовыми гранитами и мусковитовыми пегматитами.

Застепинская толща в юго-западных отрогах Яблонового хребта состоит из мелкозернистых биотитовых гнейсов, амфиболо-плагиоклазовых сланцев, метаморфизованных и рассланцованных конгломератов, песчаников и порфироидов. Видимая мощность ее около 1500 м.

Метаморфические толщи занимают в Становом нагорье такое же структурное положение, как удоканская, чульманская и другие нижнепротерозойские серии на Витимо-Алданском нагорье. Региональный метаморфизм этих толщ, учитывая процессы омоложения, имел место более 1910 млн. лет назад, что позволяет также относить их к нижнему протерозою.

В **Монголо-Охотской складчатой области** докембрийские образования слагают выступы кристаллического основания и ядра антиклинориев среди отложений палеозоя и мезозоя.

К нижнему протерозою, по-видимому, относится янканская серия Янканского хребта. В районе Амуро-Якутской магистрали она подразделяется на три свиты [255]. Нижняя — джалиндинская свита (2400 м) сложена метаморфизованными диабазами, диабазовыми порфиритами, туфами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, туфоконгломератами. Средняя — лагунайская свита (2000 м) включает метаморфизованные песчаники, сланцы, яшмы, известняки с покровами диабазовых порфиритов, спилитов и туфов. В верхней — тыукитской свите (2500 м) преобладают метаморфизованные песчаники, алевролиты, глинистые сланцы и известняки. Метаморфизм пород меняется от фации зеленых сланцев до амфиболитовой фации. Серия прорвана основными и ультраосновными интрузиями, гнейсовидными диоритами.

В хребтах Тукурингра и Джагды аналогом янканской серии является тукурингрская серия, имеющая, по данным Г. М. Друговой и М. Д. Крыловой (1964 г.), примерно тот же состав. Она с размывом перекрывается унья-бомской серией (А. А. Богданов, 1958 г.). На юго-запад от ст. Б. Невер янканская серия прослеживается в Янканском хребте до р. Шилки.

Западнее, в Борщевочном кряже к нижнему протерозою А. Н. Неелов относит ундинскую толщу, трансгрессивно залегающую на размытой поверхности архейских огнейсованных гранитов (водораздел Онона и Унды). Ундинская толща сложена кварцитами, двуслюдяными, биотитовыми, гранато-биотитовыми и амфиболовыми гнейсами, с мощными пачками биотито-амфиболо-плагиоклазовых ортосланцев и ортоамфиболитов. Породы метаморфизованы в амфиболитовой фации. Прорваны раннеорогенными интрузиями основного и ультраосновного состава.

В Приаргунье к нижнему протерозою относятся, вероятно, сравнительно глубокометаморфизованные эффузивно-осадочные толщи (серебрянская свита и другие).

В пределах Амуро-Зейского и Зейско-Норского междуречий раннепротерозойский возраст, по мнению А. М. Смирнова, имеют гнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты, слагающие нижний структурный ярус складчатого фундамента этих регионов, перекрытый более молодыми докембрийскими толщами.

Средний протерозой в Монголо-Охотской области выделяется условно; во многих районах он описывается совместно с верхнепротерозойскими отложениями. В пределах хребтов Тукурингра и

Джагды к этому возрастному интервалу относится, вероятно, уньябомская серия, залегающая несогласно на тукурингрской серии и перекрытая улигдинской и оннотокской свитами с археоциатами нижнего кембрия. Серия сложена метаморфизованными песчаниками, филлитами, песчаниками и порфироидами общей мощностью от 2500 до 6000 м (А. А. Богданов, 1958 г.).

В Борщевочном кряже средне-позднепротерозойский возраст имеет, по-видимому, урульгийская толща, сложенная, рассланцованными и метаморфизованными в фации зеленых сланцев конгломератами, гравелитами, песчаниками, кварцитами, филлитами и известняками с покровами основных и кислых эффузивов и туфов.

В Приаргунье с урульгийской толщей параллелизуются филлиты, песчаники, гравелиты, зеленокаменные породы, известняки, реже конгломераты, кварциты и яшмы, метаморфизованные преимущественно в фации зеленых сланцев. Они образуют мощные толщи, залегающие, по-видимому, несогласно на нижнепротерозойских образованиях (в гальке конгломератов содержатся породы нижележащего комплекса) и перекрываются с размывом нижнекембрийскими отложениями с археоцеатами (р. Ретица и другие участки). Намечается деление средневерхнепротерозойских отложений на две толщи: нижнюю терригенную и верхнюю — вулканогенно-карбонатно-терригенную [79].

В пределах Амуро-Зейского и Зейско-Норского междуречий метаморфические толщи второго структурного яруса складчатого фундамента обычно рассматриваются в качестве синийско-кембрийских. Здесь распространены кварцито-песчаники, кварцево-серицито-хлоритовые, известковистые сланцы, железисто-кремнисто-серицитовые сланцы, метаморфизованные известковистые и аркозовые песчаники, филлиты, известняки с покровами метаморфизованных эффузивов кислого и основного состава. Часть из этих образований, вероятно, может параллелизоваться с унья-бомской серией [174].

Дальний Восток. В южной части Дальнего Востока отложения нижнего и среднего протерозоя, по данным А. М. Смирнова, распространены в пределах Буреинского поднятия, Малого Хингана (урильская или салаирская и дичунская свиты) и Ханкайского массива (амфиболиты перевала Американка, нахимовская, татьяновская свиты и краевский комплекс).

Урильская свита (2000) сложена биотитовыми, двуслюдяными, мусковитовыми сланцами, иногда с графитом и гранатом, хлорит-эпидот-актинолитовыми сланцами, амфиболитами, кварцитами. Дичунская свита (300—400 м) включает амфиболиты, биотито-амфиболовые и амфиболовые гнейсы и сланцы. Краевский комплекс (5000—7000 м) — биотито-силлиманитовые, кварцево-слюдяно-графитовые сланцы, филлиты, известняки, доломиты, порфироиды. Татьяновская свита (2500 м) — биотитовые и диопсидовые кристаллические сланцы и гнейсы. Нахимовская свита (более 1500 м) — биотитовые, амфиболо-биотитовые гнейсы с линзами амфиболитов и мраморов.

Дичунскую свиту и амфиболиты перевала Американка А. М. Смирнов относит условно к нижнему протерозою, остальные перечисленные толщи к среднему и частично верхнему протерозою.

Байкальское нагорье. Нижний протерозой. Разрезы нижнепротерозойских образований в различных частях Байкальского нагорья сильно отличаются друг от друга. В Северо-Байкальском нагорье к нижнему протерозою обычно относят гнейсы, сланцы и мигматиты чуйской толщи и ее аналогов, а также некоторые метаморфические породы хр. Акиткан и Патомского нагорья [222, 224].

Чуйская толща и прорывающие ее граниты с размывом и несогласием перекрываются на северо-востоке среднепротерозойской тепторгинской серией. Возраст биотита из гнейсов и мусковита из пегматитов чуйской толщи, определенный К-Ar методом, равен 2150—2170 млн. лет. Нижняя возрастная граница толщи является менее определенной. Возможно, что эту глубокометаморфизованную вулканогенно-осадочную серию следует относить к верхнему архею. Помимо чуйской толщи, к нижнему протерозою Л. И. Салоп [224] относит зеленые кварцево-хлорито-серицитовые и мусковито-хлоритовые сланцы и метаморфизованные песчаники с покровами кислых и реже основных вулканитов, распространенные в хр. Акиткан между реками Окунайской и Савкиной. Они прорываются гнейсовидными гранитами и вместе с ними перекрываются с несогласием акитканской серией среднего протерозоя. Тот же возраст имеют хлорито-серицитовые сланцы, метаморфизованные песчаники и филлиты кевактинской серии (прорванные гранитами с возрастом 1965 млн. лет), на которых в Патомском нагорье несогласно залегает тепторгинская серия.

Таким образом, если чуйскую толщу относить к верхнему архею, то к нижнему протерозою в Чуйско-Патомской зоне принадлежат сравнительно слабо метаморфизованные (до эпидот-амфиболитовой фации) толщи, глубоко эродированные и сохранившиеся в Чуйской зоне или в виде небольших тектонических клиньев среди диафторированных архейских пород или в ксенолитх метаморфизованных песчаников и вулканитов в Чуйских гранитоидах.

Во внутренних частях Байкальского нагорья раннепротерозойский возраст имеют мощные вулканогенно-осадочные толщи, объединенные в муйскую серию [224]. В Западном Прибайкалье это харгитуйская и иликтинская свиты, сложенные кварцитами и парасланцами с покровами кислых, средних и основных вулканитов. В бассейнах рек Тыи и Холодной (Северо-Западное Прибайкалье) — нюрундуканская, харгитуйская и иликтинская свиты, в разрезах которых преобладают основные вулканиты. В Южно-Муйском хребте — горбылокская, уендокская, олнинская и литвинская свиты; в нижней части разреза здесь преобладают кислые, а в верхней — основные вулканиты. В Северо-Муйском хребте распространены преимущественно кислые вулканиты, лишь в основании разреза серии присутствуют диабазы и порфириты, чередующиеся с песчаниками и известняками; базальные конгломераты серии по кл. Самокуту залегают на архейских образованиях с угловым несогласием и размывом [224]. Примерно тот же состав имеет муйская серия в Делюн-Уранском хребте (булундинская свита, килянская подсерия), а в среднем течении р. Витима снова характерно преобладание основных эффузивов. Муйская серия метаморфизована преимущественно в зеленосланцевой фации с переходами местами к эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой. Она прорвана раннеорогенными интрузиями основного и ультраосновного состава, габброидами и диоритами. В зонах глубокого метаморфизма появляются мигматиты и гранито-гнейсы. Поздне- и посторогенные нижнепротерозойские гранитоиды нехарактерны.

В Икатском хребте (бассейн р. Витимкан) к нижнему протерозою условно отнесена сурумакитская свита, сложенная двуслюдяными, биотито-амфиболовыми гнейсами, мусковито-кварцевыми с графитом сланцами, мраморами, «очковыми» порфироидами, метаморфизованными туфами и туфоконгломератами с галькой гнейсов, пара- и ортоамфиболитов. Видимая мощность ее 2500 м.

Отложения среднего протерозоя распространены преимущественно по западной и северной периферии Северо-Байкальского нагорья и представлены акитканской и тепторгинской сериями [224].

Акитканская серия в Прибайкалье объединяет малокосинскую (конгломераты, песчаники, филлиты, кислые и реже основные вулканиты, до 2000 м мощностью), хибеленскую (кварцевые порфиры, туфы, песчаники до 4500 м мощностью) и чайскую (песчаники, конгломераты, кислые и реже основные вулканиты, мощностью более 2300 м) свиты. Для песчаников и алевролитов характерны признаки, свидетельствующие о накоплении толщи в континентальных и частично в прибрежных (дельтовых) условиях. Акитканская серия несогласно налегает на нижнепротерозойские образования (р. Окунайка) и с несогласием и размывом перекрывается конгломератами голоустенской и патомской серий. Изохронный Rb-Sr возраст кварцевых порфиров хибеленской свиты равен, по данным М. М. Мануйловой, 1700 млн. лет.

Тепторгинская серия распространена в Приленской зоне [224]. Она включает пурпульскую свиту (метаморфизованные конгломераты, гравелиты, песчаники, филлиты, оттрелитовые, дистено-оттрелитовые сланцы мощностью от 200 до 800 м) и язовскую или медвежевскую свиты (терригенные породы с покровами основных вулканитов мощностью от 350 до 1000 м). Количество вулканитов в последней уменьшается в восточном направлении. Серия залегает несогласно на размытой поверхности нижнепротерозойских сланцев и гранитоидов (рр. Б. Чуя и Н. Язовая) и перекрывается с размывом верхнепротерозойской патомской серией. Граниты Амандракского плутона возрастом (K-Ar метод) 1400 млн. лет (по мусковиту из пегматита) прорывают серию в бассейнах рр. Тоноды и Челокена [226]. В. Д. Мац, М. М. Мануйлова и другие относят тепторгинскую серию к верхнему протерозою, считая ее более молодой, чем акитканская серия. С акитканской и тепторгинской сериями периферических частей Байкальской складчатой области нередко сопоставляются некоторые метаморфические толщи внутренних частей нагорья (основные и кислые вулканиты сыннырской толщи Северного Прибайкалья, порфиры и туфы падринской серии среднего течения р. Витима и кварциты котороконской свиты Икатского хребта), однако эти корреляции, базирующиеся главным образом на литологическом сходстве, не являются достаточно обоснованными.

Саянский хребет распадается на ряд регионов, характеризующихся различными разрезами нижнепротерозойских отложений. В Присаянье к нижнему протерозою относятся камчадальская свита, свита Соснового Байца и белореченская. Эти свиты перекрываются среднепротерозойскими толщами. Возраст амфибола (K-Ar метод) из белореченской свиты равен 2080 млн. лет.

Камчадальская свита сложена амфиболитами, гранато-слюдяными сланцами, кварцитами, доломитовыми и магнезиальными мраморами и гранатовыми амфиболитами, иногда с эпидотом; мощность свиты более 1000 м. В свите Соснового Байца отмечается чередование гранато-биотитовых, часто со ставролитом, сланцев, амфиболовых сланцев, амфиболитов, магнетитсодержащих гранатовых амфиболитов и железистых кварцитов, мощность свиты 700—1000 м. Эти две свиты залегают, по данным П. И. Шамеса, несогласно на архейских образованиях и распространены только в пределах Онотского и Урикско-Уйского грабенов.

Белореченская свита и ее аналоги слагают заметно большие площади вдоль северного склона Восточного Саяна. Характерно тонкое, ритмичное чередование гранато-биотитовых, кварцево-мусковитовых,

мусковито-андалузитовых сланцев, метаморфизованных гравелитов и реже амфиболовых сланцев. Мощность свиты около 3000 м. Породы метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации.

В центральных районах Саяна к нижнему протерозою относятся алыгджерская, хойтинская и хонголдойская свиты. Алыгджерская свита включает биотитовые, гранато-биотитовые, амфиболовые и амфиболо-пироксеновые гнейсы с прослоями кальцифитов и мраморов (мощность ее 1000 м). В хойтинской и хонголдойской свитах, распространенных в юго-восточной части района, наряду с метаморфизованными терригенными и карбонатными осадками появляются вулканиты (амфиболо-плагиоклазовые ортосланцы). Свиты имеют мощность более 3000 м, характеризуются метаморфизмом в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

К среднему протерозою в Восточном Саяне относятся ингашинская, далдарминская (урикская), аршанская свиты Присаянья, сублукская свита приплатформенной части Присаянья, дербинская и каменская (жайминская) свиты центральной части Саяна.

Ингашинская свита сложена метаморфизованными песчаниками, кварцитами и сланцами мощностью около 3000 м; в состав далдарминской свиты входят гравелиты, конгломераты, песчаники, сланцы, основные вулканиты, линзы железистых кварцитов, мощность ее от 900 до 2700 м; в аршинской свите преобладают глинисто-карбонатные сланцы, известняки, доломиты, алевролиты и песчаники (мощность 2700 м). Породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев.

Сублукская свита включает кварцевые порфиры, фельзиты, туфы, раты, мощность ее меняется от 2000 до 4000 м. Отложения среднего протерозоя несогласно лежат на нижнепротерозойских и архейских образованиях и в свою очередь трансгрессивно, с угловым несогласием перекрываются верхнепротерозойской ермосохинской свитой.

Дербинская свита состоит из мраморов, кварцитов, амфиболовых гнейсов и амфиболитов (мощностью 4000 м); выше согласно залегает каменская свита, включающая кальцифиры, мраморы, амфиболовые и диопсидо-амфиболовые сланцы и биотито-амфиболовые гнейсы с тонкой ритмичной слоистостью флишоидного типа (мощность 1000 м). Метаморфизм свит меняется от эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой фации.

ПАЛЕОТЕКТОНИКА РАННЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

Палеотектонические условия раннего докембрия характеризуются рядом особенностей, не позволяющих, строго говоря, распространять общепринятые для фанерозоя палеотектонические понятия и термины на эти древнейшие этапы развития земной коры. Но так как специальная палеотектоническая терминология для докембрия еще не выработана, в настоящем издании мы вынуждены ими пользоваться, оговаривая условность этих терминов и понятий в применении к раннему докембрию.

На палеотектонических картах (прилож. 1) выделены геосинклинальные области, объединяющие геосинклинальные системы, разделенные крупными срединными массивами. Стабилизированные области, наряду с древними первичными платформами (щитами) и срединными массивами, включают также складчатые области, характеризующиеся переходным от геосинклинального к платформенному режимом. *Геосинклинальные системы обычно распадаются: на геосинклинальные* прогибы с разным типом седиментации и вулканизма — существенно-вулканогенные (внутренние) и существенно-терригенные (внешние), геоантиклинальные поднятия и срединные массивы.

Понятия «цикл» и «этап развития» в применении к раннему докембрию не идентичны подобным понятиям, характеризующим развитие послепротерозойских геосинклиналей, так как длительность раннего протерозоя (около 600 млн. лет) и среднего протерозоя (300 млн. лет) несоизмеримы с циклами неохрона.

Описание палеотектоники, как и стратиграфии, дано по трем крупным регионам, существенно отличающимся характером геологического развития в раннем протерозое. Эти регионы следующие: Восточно-Европейская геосинклинальная область (на территории Европейской части СССР), Урало-Сибирская геосинклинальная область (Урал, Западная Сибирь, Казахстан и Средняя Азия) и Сибирская платформа с обрамляющими ее геосинклинальными системами (Восточная Сибирь и Дальний Восток).

Восточно-Европейская геосинклинальная область

В раннепротерозойское время территория Европейской части СССР входила в состав обширной Восточно-Европейской геосинклинальной области, заложенной на глубоко размытом архейском кристаллическом фундаменте. Эта геосинклинальная область расчленялась на крупные срединные массивы и геосинклинальные системы.

На северо-западе Беломорский срединный массив разделял Карельскую и Кольскую геосинклинальные системы и Камско-Мезенский прогиб. С юга он отделялся от крупного Самарского срединного массива Средне-Волжским геосинклинальным прогибом. На юге Донской и расположенный западнее Житомирский срединные массивы разделялись Саксаганской геосинклинальной системой. На западе Курземский срединный массив был отделен от Житомирского и Новгородского срединных массивов Белорусско-Балтийским геосинклинальным прогибом.

Беломорский срединный массив, в своей северо-западной части сложенный складчатыми образованиями беломорской и гранулитовой формаций архея, на юго-восток прослежен по геофизическим данным. В раннепротерозойское время он, по-видимому, являлся областью сноса терригенного материала в примыкавшие к нему геосинклинальные прогибы.

Карельская геосинклинальная система распадалась на внутренние Восточно-Карельский и Западно-Карельский и внешний Ладожский геосинклинальные прогибы. В Западно-Карельском прогибе начальный этап раннего протерозоя отличался накоплением лептитовых (терригенно-вулканических) железисто-кремнистых формаций (гимольская серия) в северо-западной половине прогиба, сменявшихся отложениями спилито-диабазовой железисто-кремнистой формации в его юго-восточной части (гимольская и хаутаварская серии). Вдоль северо-восточного края Западно-Карельского прогиба, примыкающего к срединному Онежскому поднятию, наряду с основными и кислыми вулканитами накапливаются глинистые сланцы (бергаульская серия). В результате ранней (ребольской) фазы складчатости с интенсивными деформациями и глубоким метаморфизмом (амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации) железорудных формаций произошла частичная консолидация Западно-Карельского прогиба и возникновение в его северо-западной части внутреннего антиклинория. В пределах последнего происходило прерывистое накопление андезито-дацитовой и спилито-диабазовой формаций (большезерская серия). Ближе к Онежскому геоантиклинальному поднятию, отделенному от прогиба глубинным разломом, накапливались мощные спилито-диабазовые толщи (тунгудская серия).

В Восточно-Карельском прогибе начальные этапы раннего протерозоя ознаменовались накоплением альбитофиро-спилито-сланцевой формации (парандовская серия) в средней и юго-восточной частях и спилито-диабазовой формации (кукасозерская и ниваярвинская свиты) в северной части. По периферии размывающегося Беломорского срединного массива накапливались терригенные толщи с подчиненными основными вулканитами (ириногорская и хизоварская свиты) мощностью до 3000—4000 м. Характерно трансгрессивное (и несогласное) налегание кератофиро-спилитовых толщ (тунгудская серия), заключивших раннепротерозойское развитие Восточно-Карельского геосинклинального прогиба. В это же время в северной части прогиба установились условия накопления карбонатно-мергелистых нередко ритмично-слоистых толщ (хирвинаволокская и соваярвинская свиты).

В Ладожском прогибе на ранних этапах его развития накапливались вулканогенные толщи основного состава (сортавальская и ялонварская серии). С середины раннего протерозоя здесь отлагались мощные (3000—4000 м) песчано-глинистые флишоидные осадки ладожской серии.

Складчатость в конце раннего протерозоя сопровождалась зональным региональным метаморфизмом пород от зеленосланцевой до амфиболитовой фации (зона ультраметаморфизма). Отмечается внедрение основных и ультраосновных интрузий и гранитоидов.

Кольская геосинклинальная система была разделена на Печенгско-Варзугский (внутренний) и Кейвский (внешний) геосинклинальные прогибы, расчлененные небольшими геоантиклинальными поднятиями.

В Печенгско-Варзугском прогибе седиментация началась отложением песчано-глинистых толщ (гнейсы и сланцы) за счет сноса с Беломорского массива. Дальнейшее интенсивное прогибание с возникновением глубинных разломов сопровождалось интенсивной вулканической деятельностью, прерывавшейся периодами накопления маломощных терригенных осадков (основные, частью кислые вулканиты, гнейсы и сланцы тундровой серии).

В Кейвском прогибе на архейском фундаменте с размывом (базальные конгломераты) откладывалась мощная песчаная, частью песчано-глинистая (гнейсы), затем существенно глинистая (глиноземистые сланцы кейвской серии) толщи. Северо-западнее с песчано-галечной базальной толщей в основании накапливались основные (амфиболиты) и кислые (порфироиды) вулканиты, сменившиеся отложением мощных песчано-глинистых (глиноземистые гнейсы) толщ (свита полмос-порос). Геосинклинальное развитие здесь завершилось в конце раннего протерозоя складчатостью и метаморфизмом пород (до амфиболитовой фации) и кислым магматизмом, закончившимся внедрением щелочных гранитов.

Белорусско-Балтийский прогиб характеризуется большой концентрацией узких протяженных линейных магнитных аномалий, свидетельствующих о наличии интенсивно дислоцированного комплекса, в котором, вероятно, большое участие принимают основные (вулканические) породы, частью, возможно, железистые кварциты. Этот комплекс рассматривается [200] в качестве аналога курской и криворожской железорудных серий.

Саксаганская геосинклинальная система расположена на юге рассматриваемой области между Житомирским и Донским срединным массивами. Образования, слагающие Житомирский массив, обнажаются в западной части Украинского щита, где они представлены гнейсовыми и гранитными комплексами архея. Донской массив очерчивается от-

четливо по новейшим геофизическим данным и, по-видимому, является фактически северным выступом Аравийской платформы. Саксаганская геосинклинальная система разделена на два прогиба — Курский и Криворожский и расположенным между ними Днепровским поднятием. В обоих внутренних прогибах начальный этап характеризовался развитием вулканогенных формаций основного ряда (нижняя свита, михайловская серия, метабазитовая серия); позднее накапливались терригенно-железисто-кремнистые и терригенные отложения (курская и криворожская серии). Восточнее намечается прогиб, в котором накапливались терригенные отложения (внешний). Нижнепротерозойские толщи в различной степени метаморфизованы, прорваны гранитами.

Камско-Мезенский прогиб, прослеженный только геофизически, *является юго-восточным продолжением Кейвского прогиба и соединяется* со Средневолжским прогибом, разделяющим Беломорский и Самарский срединные массивы. Последний окаймляется складчатыми структурами нижнего протерозоя. В пределах самого массива бурением установлены лишь среднепротерозойские отложения.

Средневолжский прогиб, также выделенный по геофизическим данным, отличается от Камско-Мезенского присутствием узких интенсивных магнитных аномалий, обусловленных, вероятно, существованием разломов с основными и ультраосновными интрузиями. По данным бурения, здесь распространены биотитовые, биотито-гранатовые, биотито-гранато-силлиманитовые гнейсы с магнетитом и магнетитовыми кварцитами, которые сопоставляются со сфеко-фенскими образованиями Южной Финляндии (Л. А. Варданянц, 1965 г.).

Осадочно-метаморфический комплекс прорван калишпатовыми гранитами. Метаморфизм пород достигает амфиболитовой фации (зона ультраметаморфизма).

Урало-Сибирская геосинклинальная область

В Урало-Сибирскую геосинклинальную область раннего протерозоя входила огромная территория ограниченная Беломорским и Самарским срединными массивами на западе, Сибирской платформой на востоке и Таримской платформой на юге.

Для значительной центральной и северной ее части, глубоко погребенной под более молодыми складчатыми отложениями, практически отсутствуют какие-либо сведения о ее раннепротерозойском тектоническом развитии. Выделяется она на основании того, что в ее окраинных частях более или менее достоверно устанавливается наличие геосинклинальных систем и прогибов: Камско-Мезенский прогиб на западе, Таймырская, Енисейская и Саянская геосинклинальные системы *на востоке и Среднеазиатская геосинклинальная система на юге.*

В прогибе, ограничивающем с востока Самарский срединный массив, отмечаются раннепротерозойские образования, представленные слюдяными, амфиболовыми и другими сланцами и гнейсами с прослоями железистых кварцитов, а также измененными порфиритами, диабазами и туфосланцами [239] (верхняя толща тараташского комплекса), напоминающими раннепротерозойские железорудные формации Восточно-Европейской геосинклинальной области. Они прорваны интрузиями пироксенитов и микроклиновых гранитов [239]. Не исключено наличие нижнепротерозойских отложений в составе дорифейских толщ в смежных к востоку регионах — Урал-Тауский антиклинорий, Восточно-Уральские поднятия [210].

Составляющие восточную окраину Урало-Сибирской геосинклинальной области Таймырская, Енисейская и Саянская геосинклиналь-

ные системы описаны ниже в составе обрамления Сибирской платформы. Выделяемый на северо-востоке области Карский срединный массив, граничащий на востоке с Таймырской геосинклинальной системой, с запада оконтуривается по геофизическим данным. Вероятно, он является южной частью более крупного стабильного массива, расположенного севернее в пределах Арктических островов. В средней части Урало-Сибирской области условно выделяется Обский срединный массив. По геофизическим характеристикам он отличается от непосредственно окружающих его складчатых сооружений и имеет некоторое сходство с Самарским срединным массивом. К западу от Западно-Саянского поднятия (Кузнецкий Алатау), в раннем протерозое формировались терригенные и терригенно-карбонатные толщи (конжинская свита).

Южную часть Урало-Сибирской геосинклинальной области составляет Среднеазиатская геосинклинальная система, отделявшая Таримскую платформу от Казахского срединного массива. Она подразделяется на внутренний (примыкающий к Казахскому массиву) и внешний прогибы. В северной части внутреннего прогиба накапливались отложения боровской серии и ее аналогов, которые начинаются с мощных (не менее 2000 м) вулканитов основного и кислого состава (кууспекская, дюсенбайская и другие свиты), они перекрываются песчано-глинистыми (ефимовская, кордовская свиты), а затем терригенно-карбонатными с подчиненными вулканитами (кокчетавская, тумурзинская и другие свиты) отложениями общей мощностью до 2500—2700 м. В Южном Казахстане вулканиты исчезают и сменяются преобладающими песчано-глинистыми толщами. Возможно, к данному этапу относятся вулканогенные образования основного состава, известные в крайней юго-восточной части этого прогиба. Отложения внутреннего прогиба прорваны интрузиями габбро, гнейсо-диоритов и гранит-порфиров [33].

Во внешнем прогибе шло накопление мощных до 5000—6000 м песчано-глинистых и карбонатных осадков, впоследствии измененных в амфиболитовой фации (гранатовые сланцы, кварциты, мраморы, амфиболиты Киргизского хребта и Восточного Тянь-Шаня).

Казахский срединный массив, погребенный под байкалидами, выделяется условно по дугообразно окаймляющим его с юга и запада изогнутым прогибам Среднеазиатской геосинклинальной системы. На северо-востоке и северо-западе граница его проводится по зонам мощных региональных разломов.

Таримская платформа в пределах СССР вырисовывается только на основании геофизических данных, отчетливо оконтуривающих ее северную оконечность.

Сибирская платформа и геосинклинальные системы Восточной Сибири и Дальнего Востока

В раннем протерозое центральную часть территории современной Восточной Сибири занимала Сибирская платформа, объединявшая крупные Ангарский и Алданский щиты, сложенные глубокометаморфизованными архейскими образованиями. Щиты были разделены, по-видимому, узким шовным Уринским прогибом (авлакогеном). Сибирская платформа окаймлялась Енисейской, Таймырской, Верхоянской, Монголо-Охотской, Приморской, Байкальской и Саянской нижнепротерозоскими геосинклинальными системами, которые заложились на месте глубокоэродированных архейских складчатых систем, наследуя в целом их простирания. С юго-запада к Алданскому щиту примыкала Олек-

мо-Становая складчатая система, характеризовавшаяся переходным от геосинклинального к платформенному тектоническим режимом.

В пределах Сибирской платформы в нижнем протерозое преобладали процессы денудации архейских пород или накапливались маломощные платформенные осадки, позднее смытые. Олекмо-Становая складчатая система характеризовалась, в отличие от платформы, более интенсивно проявленными дифференцированными радиальными тектоническими движениями; в ее пределах возникли Удокано-Субганский и, вероятно, Уринский прогибы, в которых накапливались мощные терригенные толщи.

Удокано-Субганский прогиб был отделен от раннепротерозойских геосинклинальных систем Становым и Нечерским геоантиклинальными поднятиями, сложенными архейскими породами. Внутри прогиба располагалось Чарское поднятие, восточнее — Алданский щит. С Верхоянской геосинклинальной системой Удокано-Субганский внутренний бассейн соединялся, по-видимому, узким Уринским проливом. Наибольшей мощности (10—12 км) осадки достигали в осевых частях прогиба, совпадающих с зонами разлома. В этих же зонах отмечались и наиболее интенсивные складчатые деформации, сопровождаемые глубоким региональным метаморфизмом осадков, достигающим местами низкотемпературной амфиболитовой фации. Здесь же характерны проявления кислого и основного вулканизма и гранитного магматизма. В Удоканской части прогиба накопление осадков происходило в течение четырех трансгрессивно-регрессивных циклов со сменой прибрежно-морских отложений умеренно глубоководными и выше заливно-лагунными местами с линзами подводно-дельтовых и субконтинентальных (до соленосных) отложений. Характерны медистые песчаники, образующие ряд горизонтов в третьем и четвертом циклах седиментации (В. П. Феоктистов, 1966 г.). Одна из наиболее обширных трансгрессий относится, вероятно, к третьему циклу осадконакопления, соответствующему накоплению ченчинской подсерии удоканской серии и угуйской серии, залегающей непосредственно на архейских образованиях Чарского поднятия. Для этого времени характерно сравнительно широкое развитие карбонатных пород, меденосных и в некоторых случаях (бутунская свита) соленосных отложений.

Значительно шире распространены нижнепротерозойские образования по периферии Сибирской платформы.

Енисейская геосинклинальная система, огибающая Ангарский щит с запада, характеризовалась накоплением преимущественно терригенных и карбонатных осадков (серия хр. Карпинского и веснинская серия). И. В. Воробьев выделяет здесь нижнюю терригенную и верхнюю терригенную формации. В центральной части Туруханского прогиба мощность отложений заметно возрастала и появлялись покровы основных вулканитов и субвулканические основные интрузии. Восточнее вулканиты постепенно исчезали и уменьшалась мощность осадков. В западной части прогиба вулканиты также постепенно исчезали, но терригенные и терригенно-карбонатные осадки имели большую мощность и характеризовались глубоким региональным метаморфизмом (амфиболитовая фация). В Енисейско-Приангарском прогибе накапливались, по-видимому, вулканогенно-терригенные толщи большой мощности.

Таймырская геосинклинальная система протягивалась в северо-западном направлении между Ангарским щитом и Карским срединным массивом. По данным Ю. Е. Погребицкого, Таймырская геосинклинальная система распадалась на внутренний и внешний структурно-фациальные пояса. Во внутреннем поясе, соответствующем Центрально-Таймырскому прогибу, накапливались формации вулканогенно-терриген-

ного ряда, включающего вулканогенную формацию основного состава (диабазы и спилиты прончищевской свиты), а также терригенную и карбонатно-флишоидную формации (октябрьская и ждановская свиты). Общая мощность осадков здесь достигла 8000 м. Во внешнем поясе (Восточно-Таймырском прогибе) мощность осадков резко уменьшается и исчезают основные вулканиты.

В пределах Карского срединного массива нижнепротерозойская седиментация была локализована в сравнительно узких шовных прогибах (авлакогенах), где накапливались песчано-глинистые осадки мощностью около 1500 м (ленивинская серия).

Верхоянская геосинклинальная система окаймляла Ангарский и Алданский щиты с востока. Граница ее с щитами проведена на основании геофизических данных по западной границе Оленекской зоны *пониженного магнитного поля* [52]. *Нижнепротерозойские отложения* в этой геосинклинальной системе выходят на поверхность только в Оленекском поднятии и представлены терригенными песчаными и песчано-глинистыми формациями (эекитская серия). В Юдомском прогибе, разделявшем Витимо-Алданский щит и Охотский срединный массив, сложенный нижнеархейскими породами, мощность отложений раннего протерозоя была, вероятно, меньшей, и здесь, как и в западной части Витимо-Алданского щита, преобладали формации переходного типа.

К *востоку от Оленекского прогиба, судя по геофизическим данным*, размещался Омолонский внутренний прогиб, где накапливались мощные вулканогенно-терригенные толщи.

Монголо-Охотская и Приморская геосинклинальные системы, окаймлявшие Алданский щит с юга, отделялись от него Становым поднятием. Монголо-Охотская геосинклинальная система объединяла два структурно-фациальных пояса: северный (Тукурингрский прогиб) и южный (Янканский прогиб). В пределах субширотного Тукурингрского *прогиба на глубокоэродированном архейском субстрате накапливались* преимущественно терригенные формации с основными и кислыми вулканитами и грубообломочными отложениями в зонах, примыкающих к глубинным разломам (джелтулакская, кангинская серии и их аналоги). Общая мощность отложений превышала 8—10 км. В Тукурингрском прогибе существовали Могочинское и Нижнегилюйское геоантиклинальные поднятия, сложенные архейскими образованиями, не испытавшими, как и в пределах Станового поднятия, наложенных деформаций и диафтореза раннепротерозойского возраста [117].

В Янканском прогибе, отделенном от Тукурингрского зоной Монголо-Охотских глубинных разломов, накапливались вулканогенные формации основного состава (диабазы, диабазовые порфириты, спилиты), чередующиеся с кремнисто-вулканогенными и терригенными песчаными и песчано-глинистыми (иногда с известняками) формациями (янканская, тукурингрская серии и их аналоги). Типичными являются интрузии офиолитового ряда при сравнительно ограниченном развитии гранитоидов. Мощность отложений превышала 10—12 км.

Раннепротерозойская геосинклинальная область на юге Восточной Сибири распространялась, по-видимому, до окраин Северо-Китайской платформы. В западной ее части преобладали восток-северо-восточные и субширотные простирания геосинклинальных прогибов (Монголо-Охотская *геосинклинальная система*), *в восточной* — север-северо-восточные — меридиональные (Приморская геосинклинальная система). На большей части этой территории накапливались преимущественно вулканогенные формации (диабазо-спилитовые, кремнисто-спилитовые с железорудными пачками), чередовавшиеся с терригенными и карбонатно-терригенными формациями. Породы были интенсивно дислоци-

рованы с преобладанием линейных складок, метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях, прорваны раннеорогенными основными интрузиями.

Ононско-Газимурское геосинклинальное поднятие отделяло Янканский (или Приамурский) прогиб от Приаргунского. Крупное Буреинское поднятие граничило с северо-запада с Прибуреинским прогибом, а с запада с Приморской геосинклинальной системой.

Приморская геосинклинальная система, по данным А. М. Смирнова, распадалась на Нижнеамурский, Спасский и Приморский прогибы и разделяющее их Сихотэ-Алиньское поднятие.

Существенную роль в развитии геосинклинальных систем имели в раннепротерозойское время Монголо-Охотская зона глубинных разломов, отделяющая внешний и внутренний структурно-фациальные пояса, Восточно-Буреинская меридиональная зона глубинных разломов на границе Монголо-Охотской и Приморской геосинклинальных систем, а на поздних стадиях также разломы, ограничивающие геоантиклинальные поднятия.

Байкальская геосинклинальная система характеризовалась северо-восточным простиранием, унаследованным от позднеархейского времени, на северо-восточном продолжении ее располагались Удокано-Субганский и Уринский прогибы, в которых накапливались формации, переходные от геосинклинальных к платформенным.

На северо-западе Байкальская геосинклинальная система граничила с Ангарским щитом, а на юго-востоке — со Становым поднятием. Она распадалась на Чуйско-Патомский. Гаргинский и Муйский прогибы. Первый из них примыкал к Ангарскому щиту. Гаргинский прогиб граничил с Нечерским и Становым поднятиями. На месте современного Патомского нагорья прогибы соединялись вместе. Внутренняя часть Байкальской геосинклинали была занята Муйским прогибом.

В Чуйско-Патомском и Гаргинском прогибах накапливались преимущественно терригенные осадки песчаной и песчано-глинистой формаций с покровами кислых и основных эффузивов в зонах, примыкающих к глубинным разломам (хр. Акиткан). В Муйском прогибе преобладали вулканогенные образования. При этом по периферии прогиба наибольшее развитие имели вулканиты основного состава (диабазо-спилитовая формация), а в центре — кислого (порфировая морская формация) [226]. Вулканиты чередовались с терригенными осадками (граувакками, песчаниками, сланцами, конгломератами и известняками). Нижнепротерозойские толщи прорваны раннеорогенными интрузиями основного и ультраосновного состава, приуроченными большей частью к глубинным разломам, окаймляющим прогиб. В Муйском прогибе существовали поднятия (Байкальское и Муйское), сложенные архейскими образованиями. На периферии этих поднятий уменьшалась мощность и изменялся состав нижнепротерозойских отложений, а местами появлялись базальные конгломераты. Условия седиментации и вулканизма в Байкальской геосинклинальной системе контролировались ограничивающими ее глубинными разломами, а также разломами, окаймляющими Муйский прогиб.

Саянская геосинклинальная система подразделялась в раннем протерозое на три подзоны: 1) северную с Приангарским и Енисейско-Присаянским прогибами, 2) центральную с Иркутно-Дербинским, Тувинским прогибами, а также Западно-Саянским и Кеть-Кемским геоантиклинальными поднятиями и 3) южную Восточно-Тувинскую (Сангиленский прогиб).

В Енисейско-Присаянском прогибе накапливалась терригенно-вулканогенная формация с основными вулканитами и ограниченным

развитием карбонатных и кремнисто-железистых фаций (камчадальская свита и свита Соснового Байца). Терригенно-вулканогенная формация сменилась в верхней части разреза нижнего протерозоя терригенно-флишоидной формацией (белореченская свита). Возможно, что северо-восточнее Енисейско-Присаянского прогиба существовал Приангарский прогиб, являвшийся продолжением Чуйско-Патомского внешнего прогиба.

Иркутно-Дербинский и Тувинский прогибы являлись областями накопления терригенных песчано-глинистых формаций с незначительным развитием мергелистых и карбонатных отложений (алыгджерская свита). Основной вулканизм проявлялся только в юго-восточной части Иркутно-Дербинского прогиба (хойтинская и хонголдойская свиты). На месте современного Западного Саяна и верховий рек Кеть и Кемь, вероятно, существовали Западно-Саянское и Кеть-Кемское геоантиклинальные поднятия.

В Восточно-Тувинской подзоне — Сангиленском прогибе шло накопление терригенно-вулканогенной и кремнисто-железистой формаций с вулканитами основного состава (тесхемская и мугурская свиты).

На характер седиментации и вулканизма в Саянской геосинклинальной системе существенное влияние оказывали в нижнем протерозое глубинные разломы, ограничивающие Енисейско-Присаянский прогиб, и Северо-Сангиленский субширотный разлом, расположенный на простирании Монголо-Охотской зоны глубинных разломов.

ПАЛЕОТЕКТОНИКА СРЕДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

Восточно-Европейская складчатая область и Сарматская платформа

Восточно-Европейская складчатая область. К среднему протерозою Восточно-Европейская геосинклинальная область (прилож. 2) превратилась в обширную эпигеосинклинальную складчатую страну (область завершенной складчатости). Складчатые системы, возникшие на месте геосинклинальных систем, отличались вновь созданными размывавшимися поднятиями и сохранившимися между ними мелководными эпигеосинклинальными (межгорными) прогибами, в которых происходило накопление терригенных, карбонатно-терригенных и вулканических формаций переходного от геосинклинального к платформенному типа. Характерные для этого периода огромные по площади более или менее стабильные поднятия и платформенные массивы, возникшие за счет разрастания и дальнейшей консолидации срединных массивов, вероятно, служили в основном областями сноса.

Карельская складчатая система в начале среднего протерозоя представляла собой складчатую горную страну, в которой в межгорных прогибах отлагались плохо сортированные грубообломочные галечники и гравелиты, аркозовые и полимиктовые песчаники, напоминающие ранние, межгорные молассы (сариолий). Последующее, вероятно, довольно значительное выравнивание рельефа на огромных пространствах суши привело к развитию широко распространенной предятулийской коры континентального выветривания.

В погружавшихся Восточно-Карельском, Центрально-Карельском и других прогибах происходило накопление терригенной, карбонатно-терригенной, шунгитовой и местами спилито-диабазовой формаций (онежская серия), главным образом в южных частях и существенно-терригенных (песчаных) формаций (сегозерская серия) в северных частях. В разрезе ятулия устанавливается от 3 до 5 трансгрессивно-

регрессивных циклов осадков накопления, заканчивающихся нередко вулканическими пароксизмами при общем трансгрессивном характере осадконакопления, что свидетельствует о неоднократной смене колебательных движений при общем погружении выполнявшихся этими осадками прогибов. В южных частях прогибов вдоль унаследованных от предыдущего этапа зон глубинных разломов последовал спилито-диабазовый вулканизм (суйсарская серия), особенно интенсивный в Восточно-Карельском прогибе. В Центрально-Карельском прогибе вулканизм сменился накоплением песчано-глинистых толщ (бесовецкая свита). Мощность среднепротерозойских отложений от 1000—1200 до 1700—2000 м в отдельных прогибах.

Вероятно, с дальнейшей консолидацией среднепротерозойских структур возникают депрессии, в которых происходит формирование терригенных (существенно песчаных) формаций иотния, имеющих в целом регрессивное строение. К этому же времени приурочено проявление на обширных пространствах траппового магматизма и гранитов рапакиви, имеющих уже характер платформенных магматических комплексов. Тогда же на границе Восточно-Карельского прогиба с Беломорским поднятием впервые проявился габбро-щелочной магматизм (центрального типа габбро-щелочная интрузия Елетьозера).

Кольская складчатая система включает сложный по строению Кольский прогиб и ограничивавшее его с севера вдоль разлома Мурманское поднятие, возникшее, возможно, уже в раннем протерозое. Отложения среднего протерозоя ныне сохранились на южной окраине Кольской складчатой системы вдоль шовного тектонического прогиба на границе с Беломорским поднятием, заложенного в зоне раннепротерозойских глубинных разломов. Здесь развиты терригенно-вулканогенные формации мощностью до 6000—7400 м, в составе которых устанавливается до 4 (печенгская серия) и 7 (серия имандра — ворзуга) циклов, состоящих из терригенных, частью карбонатно-терригенных отложений и преобладающих излившихся спилитовых диабазов. Вдоль этого зеленокаменного прогиба довольно интенсивно проявился основной и ультраосновной интрузивный магматизм. К этому же периоду, возможно, относятся порфировидные рапакивиобразные граниты (апограниты) и щелочные граниты (Кейвы, Панские высоты), расположенные в северной половине Кольского прогиба. Последними в среднем протерозое здесь были габбро-щелочные интрузии (массив Гремяха—Вырмес).

Беломорское поднятие, возникшее на месте раннепротерозойского Беломорского срединного массива и примыкавших к нему консолидировавшихся геосинклинальных прогибов, не сохранило следов среднепротерозойского осадконакопления и, по-видимому, представляло собой приподнятую стабильную область, в пределах которой, судя по геофизическим данным, возникли узкие приразломные прогибы (авлакогены?). Такой шовный прогиб, заложившийся вдоль зоны глубинных разломов, отчленил южную часть Беломорского массива, вошедшую в среднем протерозое в состав Сарматской платформы.

Сарматская платформа, которая устанавливается только по геофизическим данным и данным бурения, была создана путем слияния воедино Донского, Самарского и южной части Беломорского срединных массивов вследствие консолидации разделявших их геосинклинальных прогибов (Средневолжского и др.). Под чехлом позднепротерозойских отложений обнаруживаются древнейшие (архейские) гнейсы и гранитоиды и только в пределах прежних геосинклинальных прогибов встречаются маломощные песчаники, частью гравелиты, с глубоким размывом залегающие на более древних образованиях (Л. А. Варда-

нянц, 1965 г.). Возможно, именно эти зоны представляли собой мелководные платформенные прогибы. На востоке граница Сарматской платформы проводится условно. На юго-западе и западе она граничит с Саксаганской складчатой системой.

Саксаганская складчатая система, возникшая на месте прежней геосинклинальной системы, в целом сходна по своему строению с Карельской складчатой системой. Наиболее крупным является расположенный в ее юго-восточной части Курский прогиб, выполненный грубообломочными гравелитами, песчаными, песчано-глинистыми, карбонатными и мергелисто-карбонатными отложениями (верхняя курская свита). Интрузивный магматизм в этом прогибе представлен гипербазитами, габбро, диоритами и гранитами. От Курского прогиба на юг, вероятно, отходил Криворожский прогиб, отделявший от Украинского поднятия расположенное восточнее Днепровское поднятие и выполненный близкими по составу породами ингулецкой серии.

Ярославский и Смоленский прогибы выделены по геофизическим данным и по наличию здесь отложений, сходных с таковыми верхней курской серии (Л. А. Варданянц, 1965 г.). От Новгородского и Украинского поднятий, которые в это время, очевидно, представляли собой единый приподнятый массив, Смоленский прогиб отделен зоной разлома.

Белорусско-Балтийский прогиб, расположенный между Новгородско-Украинским и Курземским поднятиями, выделен в среднем протерозое условно, так как только в северо-западной части его (Прибалтика) отмечаются песчано-глинистые отложения, сопоставимые со среднепротерозойскими.

Наиболее молодыми в среднем протерозое являются возникшие в пределах Украинского поднятия депрессии, выполнявшиеся терригенными (песчаными) отложениями (овручская серия).

Урало-Сибирская геосинклинальная область

Данных о развитии Урало-Сибирской геосинклинальной области в среднем протерозое очень мало. На месте Енисейской и Саянской геосинклинальных систем сформировалась Енисейско-Саянская складчатая система. С запада последняя, по-видимому, была ограничена геосинклинальным прогибом, в котором образовались терригенные и терригенно-карбонатные формации с подчиненными вулканитами (терсинская и пихтеренская свиты Кузнецкого Алатау) общей мощностью 2000—5000 м, впоследствии измененные в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации и прорванные интрузиями основного, среднего и кислого состава. В среднем протерозое геосинклинальный режим сохранялся примерно в прежних пределах в южной части в Среднеазиатской геосинклинальной системе. Во внутреннем прогибе продолжалось образование вулканогенно-терригенно-карбонатных формаций, достигавших наибольшей мощности 5000 м (Улутау). Внешний прогиб в среднем протерозое, по В. Н. Огневу, отличался накоплением относительно маломощной (500—800 м) хемогенной карбонатной формации (свита алмалы, бакаирская, южно-сыныртагская свиты).

На остальной части Урало-Сибирской геосинклинальной области среднепротерозойские отложения достоверно неизвестны.

Сибирская платформа, Южно-Сибирская складчатая область и обрамляющие их геосинклинальные системы

В среднем протерозое имело место дальнейшее разрастание Восточно-Сибирского докембрийского массива. В периферических частях его на месте раннепротерозойских прогибов оформились крупные оро-

генные поднятия, объединившиеся в Южно-Сибирскую складчатую область, в пределах которой сохранились внутренние бассейны, характеризовавшиеся накоплением терригенных, терригенно-карбонатных и порфировых вулканогенных формаций, переходных от геосинклинальных к платформенным. Геосинклинальный режим сохранился преимущественно на месте внутренних (вулканогенных) прогибов раннепротерозойских геосинклинальных систем, окаймлявших Сибирскую платформу с причлененными к ней складчатыми областями, но и здесь значительно расширились площади геоантиклинальных поднятий, и возникли крупные срединные массивы.

Сибирская платформа объединяла в среднем протерозое Ангарский и Алданский щиты, разделенные узким шовным Уринским прогибом, выполненным, по-видимому, субплатформенными песчано-глинистыми осадками. Подобный характер имели, вероятно, прогибы в северной части платформы (Котуйский и Уджинский прогибы и Хатангская впадина). Остальная часть территории Сибирской платформы представляла собой слабо расчлененное плато, в пределах которого шли интенсивные процессы химического выветривания, о чем свидетельствует широкое распространение по периферии платформы в среднем протерозое кварцевых песчаников и высокоглиноземистых отложений и железистых глин (тепторгинская, кебектинская, кутороконская и другие серии).

Южно-Сибирская складчатая область примыкала к Сибирской платформе с запада и юга. Она включала Становую, Байкальскую и Енисейско-Саянскую складчатые системы.

Становая и Байкальская складчатые системы в среднем протерозое представляли собой обширную область поднятий. Со стороны платформы к ней примыкали шовные Учуро-Майский, Байкало-Патомский и Ангарский прогибы, в которых накапливались наземные порфировые и терригенные формации. Мощность кислых вулканитов и их туфов в этих прогибах превышала 4000—5000 м (улканская и акитканская серии). Вулканиты перемежались с терригенными осадками, нередко грубообломочными (линзы, прослои, пачки небольшой мощности). Реже отмечались излияния лав основного состава. В восточной части Байкало-Патомского прогиба и на западных склонах Алданского щита вулканиты фациально замещались терригенными осадками [225].

В пределах Байкальского поднятия на фоне дифференцированных глыбовых движений, сопровождавшихся глубокой эрозией нижнепротерозойских образований, в узких прогибах формировались орогенные, терригенные и вулканогенные формации сыннырская, падринская, кутороконская и другие серии [225].

С юга Байкальская и Становая складчатые системы по зоне Монголо-Охотских разломов граничили с Монголо-Охотской геосинклинальной системой.

Енисейско-Саянская складчатая система в среднем протерозое характеризовалась, по данным И. В. Воробьева и А. А. Савельева, особым тектоническим режимом, при котором существенную роль играли крупные геоантиклинальные поднятия. В прогибах между ними шло накопление терригенных и хемогенных (карбонатных) осадков умеренной мощности, а вдоль западного и южного склонов Ангарского щита — кислых вулканитов (наземная порфировая формация).

В южной (Саянской) части складчатой системы сохраняется деление территории на две структурно-фациальные зоны, наметившиеся еще в раннем протерозое. Это Ангаро-Тунгусский прогиб, юго-восточная часть которого занимала территорию современного Присаянья, и

Восточно-Саянский и Тувинский прогибы, разделенные Западно-Саянским поднятием (Центрально-Саянская зона).

Юго-восточная часть Ангаро-Тунгусского прогиба разделялась узким поднятием, вытянутым параллельно краю Ангарского щита на две ветви. В северо-восточной ветви по периферии щита формировались вулканиты и терригенные отложения сублукской серии (наземная порфировая формация), а в юго-западной ветви накапливались преимущественно терригенные и терригенно-карбонатные формации, иногда с вулканитами (ингашинская, далдарминская и аршанская свиты), мощностью более 3000 м.

Центрально-Саянская зона, отделенная от Ангаро-Тунгусского прогиба Главным Саянским разломом и Канским поднятием, распадалась в среднем протерозое на Восточно-Саянский и Тувинский прогибы, разделенные Западно-Саянским поднятием. В этих прогибах, заложенных еще в раннем протерозое, накапливались преимущественно карбонатные и терригенно-карбонатные осадки. В начале среднего протерозоя море распространялось и на краевые части поднятий. В период трансгрессии формировались известняковая, кремнисто-карбонатная и терригенно-карбонатная формации, сменяющиеся позднее карбонатной флишоидной формацией с заметным сокращением площади седиментации.

Условия седиментации в складчатой области в значительной мере контролировались зонами глубинных разломов. Северо-западную часть Енисейско-Саянской складчатой системы, по данным И. В. Воробьева, занимало обширное Канское поднятие, вытянутое в субмеридиональном направлении и сложенное архейскими и нижнепротерозойскими метаморфическими толщами. К востоку от поднятия в Ангаро-Тунгусском прогибе накапливались в среднем протерозое отложения терригенной, известняково-глинистой (мергелистой) и углеродсодержащей терригенной формаций, последовательно сменявших друг друга во времени (пенченгинская серия). В зонах, примыкающих к глубинным разломам, седиментация сопровождалась основным вулканизмом.

Таймырская геосинклинальная система в конце раннего протерозоя, по-видимому, не испытала существенной перестройки, хотя, по данным Ю. Е. Погребицкого, в Центрально-Таймырском прогибе среднепротерозойские толщи залегают в большинстве случаев с угловым несогласием на нижнепротерозойских породах. Седиментация в начале среднего протерозоя сопровождалась здесь интенсивным основным вулканизмом (нижняя толща чукчинской серии). Позднее широкое развитие получили кислые вулканиты, чередующиеся с кварцевыми конгломератами и песчаниками. В Восточно-Таймырском прогибе мощность отложений среднего протерозоя уменьшается и вулканиты исчезают. В центральной части прогиба, судя по геофизическим данным, в среднем протерозое существовало Верхне-Таймырское поднятие, сложенное гранитизированными породами фундамента. В восточной части Карского срединного массива продолжалось накопление терригенных песчано-глинистых отложений с примесью пирокластического материала и редкими покровами основных и кислых вулканитов (мининская и хутудинская свиты), которые залегают на подстилающих нижнепротерозойских отложениях без видимого углового несогласия.

Верхоянская геосинклинальная система, в отличие от Таймырской, в конце раннего протерозоя испытала существенную перестройку. В северной части ее возник обширный Оленекский срединный массив, сложенный нижнепротерозойскими складчатыми образованиями. Значительно расширилась, по-видимому, и площадь Охотского срединного

массива. Условно, на основании главным образом геофизических данных, выделены среднепротерозойские Оленекский и Юдомский геосинклинальные прогибы, в которых накапливались преимущественно терригенные осадки, Омолонский геосинклинальный прогиб, вероятно, с вулканитами, и шовный Уджинский прогиб, на границе с Ангарским щитом.

В Монголо-Охотской и Приморской геосинклинальных системах после раннепротерозойской складчатости и инверсии некоторых геосинклинальных прогибов значительно сократились площади седиментации. Испытал инверсию и причленился к Становому поднятию раннепротерозойский Тукурингский прогиб, а северная граница Монголо-Охотской геосинклинальной системы в среднем протерозое сместилась к югу и проходила по зоне Монголо-Охотских глубинных разломов. Значительно перестроены были и внутренние части Монголо-Охотской геосинклинальной системы. В пределах Янканского и Буреинского прогибов накапливались преимущественно терригенные песчано-сланцевые местами с известняками формации, залегающие в ряде случаев несогласно на складчатых и глубокоэродированных нижнепротерозойских образованиях. В зонах, примыкающих к глубинным разломам (Монголо-Охотскому и некоторым другим), седиментация сопровождалась интенсивным вулканизмом с излиянием лав основного и кислого состава (урульгийская толща и ее аналоги), но главной областью формирования вулканогенных формаций в среднем протерозое был Аргунь-ский внутренний прогиб. Здесь накапливались мощные (более 5000 м) толщи вулканитов основного и кислого состава, туфов, яшм, граувакк и сланцев с прослоями известняков. Небольшие геоантиклинальные поднятия Ононское и Газимурское фиксируются по наличию гальки нижнепротерозойских пород в конгломератах среднего протерозоя.

Раннепротерозойские Буреинское и Селемджинское поднятия в среднем протерозое испытали погружение. В отличие от этого, по данным А. М. Смирнова, в Приморской геосинклинальной системе на месте раннепротерозойского Сихотэ-Алиньского поднятия возник обширный Сихотэ-Алиньский срединный массив, в южной части которого (в Спасском прогибе) накапливались терригенно-карбонатные осадки с небольшой примесью пирокластического материала и редкими покровами лав андезито-базальтового состава. Этот массив отделялся Буреинским прогибом от расположенного западнее Туранского (Зейского) срединного массива.

Условия седиментации в Монголо-Охотской и Приморской геосинклинальных системах в значительной мере контролировались глубинными разломами. Особо важную роль в этом отношении играли субширотная Монголо-Охотская зона глубинных разломов, ограничивающая геосинклинальную систему с севера и, по-видимому, субмеридиональная зона разломов, разграничивающая Монголо-Охотскую и Приморскую геосинклинальные системы.

РАЗВИТИЕ ТЕРРИТОРИИ СССР В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

Геосинклинальные системы раннего протерозоя на территориях Европейской части СССР и Восточной Сибири были заложены большей частью на глубокоэродированном и гетерогенном архейском фундаменте или по периферии крупных архейских стабилизированных областей (кратонов). Нередко они формировались на месте внутренних и частично внешних прогибов позднеархейских геосинклинальных систем и унаследовали в целом их простирания [179]. Подобная унаследованность в развитии раннепротерозойских геосинклинальных систем ха-

рактерна для восточно-сибирских и восточно-европейских палеоструктур, так как простирание прогибов в общих чертах согласуется с простиранием крупных архейских складок в пределах срединных массивов и геоантиклинальных поднятий. В то же время отмечаются местами и более сложные сопряжения архейских и протерозойских структур. Так, например, в южной части Беломорского геоантиклинального поднятия архейские структуры имеют по геофизическим данным меридиональное простирание, а Средневолжский прогиб — широтное, параллельное внутренним структурам расположенного южнее Самарского срединного массива.

Наряду с подобной унаследованностью простираний раннепротерозойских геосинклинальных систем, необходимо подчеркнуть существенную перестройку земной коры, завершившуюся к началу раннего протерозоя. Несогласное налегание нижнепротерозойских отложений на глубокометаморфизованные архейские образования в Европейской части СССР и Сибири свидетельствует о том, что эта перестройка сопровождалась длительными орогеническими поднятиями, охватившими крупные эпиархейские кратоны, и глубокой эрозией архейских складчатых систем, обнажившей на громадных площадях метаморфические комплексы с минеральными ассоциациями, образование которых возможно при давлениях 5—7 кбар и температурах 600—750°. Одновременно с этим в геосинклинальных областях, разделявших эпиархейские кратоны, должны были отложиться в условиях интенсивного вулканизма огромные массы продуктов денудации, знаменуя тем самым начальные стадии геосинклинальных процессов на этих территориях.

Для раннего протерозоя характерна дифференциация геосинклинальных систем на геосинклинальные прогибы с различным характером седиментации и вулканизма. В большинстве регионов СССР выделяются прогибы с преобладанием терригенных или терригенно-карбонатных осадков, расположенные обычно по периферии платформ и срединных массивов (внешние), и прогибы с преобладанием вулканитов (внутренние).

Во внешних прогибах преобладают песчаные, песчано-глинистые (иногда с конгломератами), песчано-глинисто-карбонатные (флишоидные) и карбонатно-мергелистые геосинклинальные формации, местами подстилаемые или перемежающиеся с основными и кислыми вулканитами, имеющими сравнительно небольшое распространение и приуроченными главным образом к зонам глубинных разломов. Среди вулканогенных формаций внутренних прогибов выявлены лептитовые и спилито-диабазово-кремнисто-железистые формации, спилито-диабазовые, диабазовые, альбитофиро-спилито-сланцевые, кремнисто-вулканогенные и порфировые морские формации.

Существенно различны сочетания перечисленных формаций в формационных рядах отдельных прогибов. Во многих внутренних прогибах сперва накапливались основные или кислые вулканиты, в других — терригенные толщи. Наиболее характерны следующие ряды формаций: диабазовая — кремнисто-вулканогенная — песчано-глинистая или песчаная; диабазо-спилитовая — вулканогенно-кремнисто-железистая — песчано-глинистая; лептитовая — кремнисто-железистая; спилито-диабазовая — порфировая морская — песчано-сланцевая или песчано-сланцево-карбонатная; песчано-глинистая — спилито-диабазовая — глинисто-мергелистая.

Наряду с геосинклинальными формациями в раннем протерозое имели место формации, переходные от геосинклинальных к платформенным. Они распространены в прогибах, расположенных внутри архейских кратонов или по их периферии, и включают местами песчани-

ки с сингенетичным медным оруденением и, возможно, древнейшие галогенные образования (бутунская свита удоканской серии). Кроме того, характерны субконтинентальные песчаные, песчано-глинистые и мергелисто-карбонатные формации.

Некоторые формации раннего докембрия (вулканогенно-кремнисто-железистые, высокоглиноземистые, кремнисто-карбонатные и др.) являются специфическими для этого этапа развития Земли и не характерны для более поздних периодов, что, по-видимому, связано с необратимой эволюцией состава атмосферы и гидросферы и соответственно с иными условиями переноса и отложения железа, кремния, алюминия и некоторых других элементов [254, 300].

Складчатые деформации в раннепротерозойских геосинклинальных системах проявлялись неоднократно. В одних случаях, это фиксируется по угловым несогласиям и перерывам, разделяющим разновозрастные комплексы раннего протерозоя (Карельская, Таймырская и другие геосинклинальные системы), в других — по неоднократным проявлениям в метаморфических толщах деформаций, метаморфизма и магматизма (глубокоэродированные складчатые системы раннего протерозоя). Это указывает на то, что раннепротерозойская эпоха, соответствующая возрастному интервалу 2600 ± 100—1900 ± 100 млн. лет, распадалась, по-видимому, на несколько циклов геосинклинального развития со значительно меньшей длительностью. Складчатость данной эпохи не имела повсеместного распространения на территории СССР и в некоторых прогибах перерыв в седиментации на границе раннего и среднего протерозоя не фиксируется (Иркутно-Дербинский и Тувинский прогибы Саянской геосинклинальной системы, внешний прогиб. Среднеазиатской геосинклинальной системы и др.).

Нижнепротерозойские отложения на территории СССР большей частью *интенсивно дислоцированы (с преобладанием деформаций* линейного типа) и неоднородно метаморфизованы. Степень метаморфизма пород меняется от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций. Для внутренних прогибов геосинклинальных систем характерны раннеорогенные интрузии основных и ультраосновных пород, образующие нередко пояса, совпадающие с зонами глубинных разломов. В глубоких сечениях геосинклинальных систем широко развиты синорогенные гранитоиды (метасоматические, реоморфические и магматические) и более поздние — поздне- и постскладчатые граниты.

Многие геосинклинальные системы в конце раннего протерозоя испытали инверсию, подверглись глубокой эрозии и были причленены к стабилизированным архейским кратонам. Предсреднепротерозойский перерыв в стабилизированных областях характеризовался большой длительностью и сыграл важную роль в эволюции земной коры. Орогенические поднятия этого времени привели к глубокой, но неоднородной эрозии раннепротерозойских складчатых систем, вскрывшей их сечения, соответствующие зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и местами амфиболитовой фациям регионального метаморфизма. Как и в конце архея, продукты денудации древних горных систем выносились за пределы консолидированных областей в значительно расширившиеся территории активного проявления начальных стадий геосинклинальных процессов.

К началу среднего протерозоя в Восточно-Европейской геосинклинальной области были сформированы Сарматская платформа и примыкающая к ней с северо-запада эпигеосинклинальная Восточно-Европейская складчатая область, в пределах которой в среднем протерозое накапливались формации переходного типа. Преимущественно геосинклинальные условия сохранились, по-видимому, в среднем протерозое на

большей части территории обширной Урало-Сибирской геосинклинальной области. В ряде случаев здесь не фиксируется складчатость и перерыв седиментации на границе раннего и среднего протерозоя. По периферии Сибирской платформы площади геосинклинальных систем резко сократились. Здесь возникла обширная Южно-Сибирская складчатая система с переходным типом тектонического режима. Крупные срединные массивы оформились и в окаймляющих платформу геосинклинальных системах: Монголо-Охотской, Приморской и Верхоянской.

Среди геосинклинальных формаций среднего протерозоя отмечаются спилито-диабазовая, кремнисто-спилитовая, порфировая морская, чередующиеся во внутренних прогибах с песчано-глинистыми и глинисто-карбонатными формациями. Во внешних прогибах были широко распространены песчаная, песчано-глинистая и мергелисто-карбонатная, нередко флишоидные формации. Наряду с геосинклинальными формациями в среднем протерозое широкое развитие получили переходные к платформенным формации, характерные для древних платформ и складчатых областей. Это терригенные (часто с конгломератами), карбонатно-терригенные, карбонатные и шунгитовые формации прогибов складчатых областей, отличающиеся сравнительно небольшой (1—2 км) мощностью (Восточно-Европейская и Южно-Сибирская складчатые области), а также вулканогенно-терригенные формации шовных или приразломных прогибов: спилито-диабазовая (Кольская, Карельская и Байкальская складчатые системы), наземная порфировая (Южно-Сибирская складчатая область). Типичными являются также моласоидные отложения межгорных впадин (сариолий Карелии), а также гравелито-песчаниковые отложения внутриплатформенных прогибов.

В пределах среднепротерозойских платформ господствовали условия, благоприятствующие процессам химического выветривания и связанные с ней формации иотнийских и овручских кварцевых песков в Карелии и на Русской платформе, появление подобных отложений (кутороконская свита и ее аналоги), а также высокоглиноземистых и железистых глин (тепторгинская серия и др.) в Южно-Сибирской складчатой области.

Складчатость конца среднего протерозоя и предпозднепротерозойский перерыв наиболее отчетливо проявились в складчатых областях и некоторых геосинклинальных системах, окаймляющих стабилизированные области. В пределах складчатых областей среднепротерозойские толщи собраны большей частью в открытые, простые складки со сравнительно пологим падением крыльев. В зонах разломов отмечается усложнение складчатых структур, и нередко повышается степень метаморфизма пород. Для геосинклинальных систем характерны линейные, сильно сжатые складчатые структуры и сравнительно глубокий (до амфиболитовой фации), но неоднородный региональный метаморфизм. В ряде случаев угловое несогласие и перерыв в основании верхнего протерозоя в геосинклинальных системах обнаруживается с трудом или вообще не устанавливается.

К среднему протерозою относятся первые проявления траппового магматизма и гранитов рапакиви (Восточно-Европейская складчатая область), а также гранитных интрузий периода стабилизации по периферии Сибирской платформы. Отмечены и первые интрузии габбро-щелочного магматизма центрального типа (интрузии Елетьозера, Гремяха-Вырмес и др.).

Наконец, начиная со среднего протерозоя, породообразующее значение приобретают строматолиты, в то время как в нижнепротерозойских толщах известны лишь единичные находки определимых остатков

органической жизни (строматолиты из удоканской серии, микрофитофоссилии и др.).

Конец среднего протерозоя характеризуется окончательной консолидацией древних платформенных структур, в пределах которых с конца среднего (иотний и овруч) и начала позднего протерозоя (рифей) накапливались типичные платформенные формации.

Таким образом, в раннем докембрии на территории СССР особенно отчетливо проявились складчатости, завершающие позднеархейский, раннепротерозойский и среднепротерозойский этапы развития. Более локальное распространение имели, по-видимому, процессы диастрофизма, разграничивающие более мелкие подразделения протерозоя.

Складчатость конца позднего архея охватила преимущественно позднеархейские геосинклинальные системы, разделяющие и окаймляющие древнейшие ядра консолидации, и обусловила формирование крупнейших Восточно-Европейского, Восточно-Сибирского и других эпиархейских кратонов. Последние геологические процессы, связанные с орогеническими поднятиями и глубокой эрозией кратонов датируются на Балтийском, Украинском, Анабарском и Витимо-Алданском щитах цифрами 3100—2700 млн. лет. Но, возможно, крупные фазы складчатости и регионального метаморфизма позднеархейских комплексов, судя по возрасту некоторых метаморфических минералов и пород, относились к более древнему рубежу в 3500±300 млн. лет.

Важное значение в формировании земной коры континентального типа на территории Союза имела также складчатость, завершающая раннепротерозойский этап развития. Она проявилась главным образом по периферии стабилизированных в архее областей и завершилась формированием первичных платформ (Сибирской, Скифской и Таримской), складчатых областей (Восточно-Европейской и Южно-Сибирской) и крупных срединных массивов. Максимумы изотопных датировок архейских и нижнепротерозойских пород, соответствующие рубежу 2000—1800 млн. лет и отчетливо устанавливаемые для Русской и Сибирской платформ, отражают, по-видимому, время поздних орогенических поднятий древних платформ и их глубокой эрозии. Главные фазы складчатости и регионального метаморфизма, судя по возрасту наиболее древних метаморфических и магматических минералов раннего протерозоя, имели место, вероятно, около 2500—2300 млн. лет назад.

Складчатые деформации конца среднего протерозоя были менее интенсивными и проявились главным образом в складчатых областях и некоторых внешних геосинклинальных прогибах. Они обусловили дальнейшее разрастание и консолидацию фундамента Сибирской и особенно Восточно-Европейской платформ, а также ряда крупных срединных массивов. Орогенические поднятия платформ в конце среднего протерозоя имели сравнительно небольшую амплитуду, благодаря чему в их пределах сохранились местами субплатформенные среднепротерозойские толщи, а также в отличие от раннепротерозойского времени не получили сколько-нибудь широкого распространения процессы «омоложения» изотопных датировок раннедокембрийских пород. Складчатость, метаморфизм и магматизм среднего протерозоя относятся к рубежу 1700±50 млн. лет, в то же время седиментация и вулканизм, судя по возрасту акцессорных минералов из кислых вулканитов улканского комплекса (Учуро-Майский район) и основных вулканитов ягулия (Карелия), имели место около 1850±1700 млн. лет назад.

Несмотря на синхронность некоторых возрастных рубежей для Русской и Сибирской платформ, развитие и становление последних проходило неодновременно. Так, если Сибирская платформа в основном сформировалась к концу раннего протерозоя, то Русская — только к

концу среднего протерозоя. К площадям еще более позднего развития относится Урало-Сибирская геосинклинальная область и периферические геосинклинальные системы Русской и Сибирской платформ, в пределах которых геосинклинальные условия продолжали господствовать как в позднем протерозое, так местами в палеозое и мезозое.

ИЗОТОПНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

Прилагаемые к тому геохронологические карты составлены для Балтийского и Украинского щитов и Восточной Сибири, которые являются геологически и геохронологически наилучше изученными.

Необходимо отметить, что полученные разными радиометрическими методами данные, подчас различные для одних и тех же геологических объектов, отражают имевшие место, хоть и разные по времени, но истинные геологические процессы (осадконакопление, метаморфизм, интрузивный магматизм, наложившиеся более поздние геологические процессы). Особо следует здесь упомянуть о процессах так называемого «омоложения», которые отчетливо документируются данными К-Ar метода по биотитам, частью амфиболам и другим минералам. Процессы «омоложения» обнаруживаются во всех районах развития докембрия, но очень показательно проявились в докембрии Восточной Сибири, где разновозрастные докембрийские образования подверглись на обширных площадях процессам «омоложения» даже палеозойского и мезозойского возраста. Обусловившие это «омоложение» докембрийских образований геологические процессы до сих пор ускользали от внимания геологов, но фактически имели место в более широких зонах, чем они сегодня геологически документируются.

Как показывают рассматриваемые геохронологические карты, для анализа докембрийской геологии целесообразно использовать комплекс различных радиометрических методов, позволяющих расшифровать разные процессы и время их проявления в геологическом развитии докембрия.

Геохронологическая карта восточной части Балтийского щита

При составлении геохронологической карты восточной части Балтийского щита использованы материалы, полученные в Лаборатории геологии докембрия АН СССР (1360 K-Ar и 4Rb-Sr изохронных определений), а также изотопные датировки, выполненные в ГЕОХИ и в РИАНе) U-Th-Pb, Rb-Sr и Pb методами*. Эта карта масштаба 1 : 1 000 000 составлена С. Б. Лобач-Жученко (ЛАГЕД АН СССР), Н. В. Карпинской и С. А. Дюковым (СЗГУ) под редакцией К. О. Кратца и Э. К. Герлинга (ЛАГЕД АН СССР).

При составлении и интерпретации геохронологической карты использована шкала, принятая в 1964 г. Комиссией по определению абсолютного возраста, с границами: архей — ранний протерозой 1900± 100. Индексовка геологической основы дана в соответствии с Государственной геологической картой СССР (в масштабе 2 500 000, изд. 1964 г.). На карте выделены три геолого-геохронологические зоны, различающиеся между собой геологическим строением и радиологической характеристикой.

Первая зона занимает большую, северо-восточную часть Кольского полуострова. Это область развития кольских карелид. В преде-

* Эти и более новые материалы приведены в работе Э. К. Герлинга и др. [55].

лах зоны выделяются три структурных яруса. В строении нижнего яруса или фундамента карелид принимает участие кольская серия гнейсов и сланцев, метаморфизованная в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций, прорывающие ее основные породы и гранитоиды. Возраст фундамента карелид Кольского полуострова охарактеризован главным образом K-Ar методом по слюдам (максимум в интервале 2700—2800 млн. лет); возраст 2700 млн. лет получен Соботовичем и др. (1963 г.) для гнейсов Rb-Sr изохронным методом. Мончегорская интрузия основных — ультраосновных пород, рвущая кольскую серию пород, имеет возраст 3—3,5 млн. лет (K-Ar метод), 2900 млн. лет (Pb метод). Граниты по K-Ar методу датируются цифрами 2800—3600 млн. лет, по U-Th-Pb—2800 млн. лет. Наряду с древними значениями возраста для фундамента кольских карелид, имеется весь спектр возрастных значений до среднего протерозоя включительно (1600—1500 млн. лет) с отчетливым максимумом в интервале 1700—1800 млн. лет. Присутствие в породах фундамента ранне- и среднепротерозойских значений изотопных возрастов нашло отражение на карте в виде штриховки соответствующего возраста и цвета.

Формации, слагающие второй структурный ярус, — свиты тундровая, полмос-порос, кейвские гнейсы и сланцы, прорывающие их граниты и пегматиты, которые на геологических схемах относятся к раннему протерозою, в настоящее время охарактеризованы K-Ar методом, главным образом, по слюдам; имеются лишь единичные определения амфиболов. Большая часть изотопных возрастов для этих формаций располагается в интервале 1700—2500 млн. лет, т. е. занимает возрастной интервал раннего и среднего протерозоя. Несколько значений, относящихся к свите полмос-порос, выходят за эти рамки, отвечая архейскому интервалу времени.

Верхний структурный ярус зоны развития кольских карелид сложен осадочно-вулканогенными отложениями среднего протерозоя (печенгский и мандра-варзугской сериями), для которых имеется только несколько K-Ar определений по слюдам и породе в целом и три определения по рудному свинцу [40]. Значения изотопного возраста варьируют от 1700 до 1900 млн. лет.

Таким образом, рассматриваемая геолого-геохронологическая зона имеет сложное строение, каждый структурный этаж которой может быть охарактеризован радиологическим методом. В породах нижнего протерозоя и архейского фундамента широко распространены более молодые значения изотопного возраста, связанные с развитием наиболее молодой геологической формации.

Вторая зона охватывает Беломорье — область развития беломорид, которые в настоящее время большинством исследователей рассматриваются в виде единой геологической формации. В последние годы высказываются предположения о возможном присутствии фундамента, о неоднократном метаморфизме и складчатости. Наибольшее число значений изотопного возраста пород Беломорья укладывается в интервал среднего протерозоя — от 1600 до 1900 млн. лет (K-Ar метод, биотит, мусковит, амфибол). Все чаще на территории Беломорья появляются значения возраста более 2600 млн. лет (по биотитам, амфиболам, основным породам), отражающие более ранние этапы развития Беломорья. Многочисленные определения минералов пегматитов, сделанные U-Th-Pb методом ложатся на изохрону, отвечающую возрасту 1800 млн. лет. Эта цифра, вероятно, датирует один из последних этапов развития беломорид — формирование пегматитов. Все многочисленные аналогичные значения изотопного возраста, имеющие-

ся для более древних по отношению к пегматитам пород, являются омоложенными. На карте это отражено в виде зеленой штриховки, наклоненной влево.

Третья зона — область развития карелид Карелии — имеет много общего с первой зоной. Она также характеризуется трехъярусным строением. Фундамент карелид сложен гнейсо-гранитами с реликтами основных пород. Архейский возраст фундамента установлен Rb-Sr изохронным методом, U-Th-Pb методом K-Ar методом по амфиболам. Мусковит из пород фундамента имеет, как правило, раннепротерозойский, а биотит — среднепротерозойский изотопные возраста. Второй структурный ярус (собственно геосинклинальные отложения раннего протерозоя) охарактеризован радиологически значительно лучше, чем *в первой зоне. Имеется серия K-Ar определений по слюдам и амфиболам.* Биотиты ранних карелид, как и породы фундамента, имеют среднепротерозойский спектр значений возраста; амфиболы дают варьирующие значения, часть из которых отвечает истинному возрасту. Граниты, занимающие большие площади в Юго-Западной Карелии и прорывающие породы *гимольской и хаутоварской серий раннего протерозоя, по* Rb-Sr изохронному методу дали 2190 млн. лет [61]. Близкие к этому *значению возраста (2100—2300 млн. лет) были получены для галенитов* из крупных месторождений карелид Финляндии [298], а более древние значения (2300—2500 млн. лет) для руд раннепротерозойских месторождений Восточной и Южной Карелии [40]. Эпиконтинентальные отложения поздних карелид, слагающие третий структурный ярус, охарактеризованы *главным образом K-Ar методом по биотитам и основным* породам. Имеется одно U-Th-Pb определение. Большая часть изотопных возрастов располагается в интервале 1650—1950 млн. лет, т. е. соответствует геологическому возрасту.

Таким образом, возраст каждого структурного этапа третьей зоны может быть определен Rb-Sr изохронным методом, частично U-Th-Pb и K-Ar — по амфиболам. Биотит всех трех разновозрастных формаций этой зоны имеет единый возраст 1650—1850 млн. лет, соответствующий времени формирования эпиплатформенных пород. Следовательно, каждая из выделенных трех структурных зон обладает специфической изотопно-возрастной характеристикой. Первая и третья зоны, близкие по геологическому строению, характеризуются широким *распространением древних возрастов, превышающих 2600 млн. лет.* В то же время между ними имеются и отличия: более сильное и равномерное омоложение биотитов в третьей зоне, в сравнении с первой, приведшее к их полной нивелировке. Центральная или Беломорская зона отличается от них как геологически, так и радиологически.

Наибольшее количество определений изотопного возраста имеется для серии полмос-порос и прилегающих к ней гранитоидов на севере Кольского полуострова. На карте-врезке показано распределение значений возрастов на этой площади. Из рассмотрения карты видно, что значение изотопных возрастов северо-западной части территории резко отличается от юго-восточной. На северо-западе как для пород серии полмос-порос, так и для прилегающих гранитоидов характерны изотопные возраста, превышающие 1900 млн. лет, в то время как на юго-западе преобладают значения возраста менее 1900 млн. лет. Линия, разграничивающая эти две области, располагается поперек простирания пород. Данный участок является примером широкого развития процессов омоложения вне зависимости от возраста и положения геологических формаций. *Возможно, что в данном случае омоложение* связано со щелочными гранитами Кейв, к которым непосредственно примыкает область омоложения.

Анализируя данные изотопных возрастов пород восточной части Балтийского щита, приходим к выводам, что: 1) изотопный возраст, *определенный по одному отдельно взятому минералу* K-Ar, Rb-Sr и U-Th-Pb методами, часто не отвечает возрасту породы из-за повсеместно распространенных процессов омоложения; 2) близкий к истинному изотопный возраст породы может быть получен либо изохронными методами, либо комплексом определения разных минералов разными методами; 3) повсеместные значения изотопного возраста, равные 1700—1800 млн. лет, свидетельствуют о широком развитии процессов *омоложения этого возраста, что затрудняет расшифровку* более древних возрастов. Выявление связи омоложения биотита ранних карелид и их фундамента с формированием эпиконтинентальных пород среднего протерозоя, позволяет предположить, судя по геохронологической карте, ранее более широкое развитие пород среднего протерозоя.

Геохронологическая карта Украинского щита

Карта Украинского щита составлена С. Ф. Карпенко под редакцией А. И. Тугаринова. Материал для ее составления был получен лабораториями ГЕОХИ АН СССР под руководством А. П. Виноградова, РИАН, руководимой Л. В. Комлевым, Геологического института АН Украины, возглавляемой Н. П. Семененко, и ЛАГЕД АН СССР, руководимой Э. К. Герлингом. Карта дополнена более детальной геолого-геохронологической схемой района среднего течения Днепра, на которой, наряду с выделенными геохронологическими зонами, нанесены элементы геологической карты по последним данным Н. П. Семененко.

Имеющийся материал позволяет выделить в Украинском щите ряд областей, различающихся по времени их формирования.

Древнейшей областью оказывается район Приднепровья, сложенный вулканогенно-железистыми формациями и прорывающими последние гранитоидами. Здесь максимальные значения возраста были получены для амфиболитов Конско-Белозерской аномалии 3600 млн. лет (по амфиболу), что послужило основанием для отнесения их к древнейшим формациям Украины. Аналогичные толщи, по-видимому, распространены также в бассейне р. Саксагани, где они прорываются плагиогранитами, *возраст которых оценивается в 3100 млн. лет (по цирк*ону).

Следующей по времени образования формацией в этом же районе являются интенсивно дислоцированные гнейсы и полимигматиты северо-западного простирания. Верхний предел возраста этих толщ, определенный U-Th-Pb методом по акцессорным минералам мигматитов в 2700—2850 млн. лет, позволяет отнести эту формацию к архею.

К раннему протерозою на основании определений возраста по амфиболам K-Ar методом и измерений возраста урансодержащих осадков U-Th-Pb методом (2000—2700 млн. лет), относятся вулканогенно-*сланцевые железистые формации криворожской* серии Верховцевской, Сурской, Чертомлыкской и Орехово-Павлоградской магнитных аномалий, залегающие с явным размывом и угловым несогласием на архейском фундаменте.

Аналогичного возраста толщи вскрыты в верховьях Ю. Буга и в районе Белой Церкви, в западной части щита, где литологически близкие породы датируются по амфиболу в 2600 млн. лет, а возраст отдельных интрузий U-Th-Pb методом по монациту определен в 2200 млн. лет. Территория Центральной Украины между двумя упомя-

нутыми регионами, а также преимущественно области Приазовья и Северо-Западной Украины представлены интрузивными комплексами гранитоидов, прорывающих гнейсы. Возраст этих гранитов варьирует главным образом в пределах 2100—1800 млн. лет. Отдельные интрузии такого же типа и возраста в виде небольших плутонов распространены и в пределах архея Приднепровья вдоль зоны широтного простирания (Новомосковский, Первомайский).

Характерно, что изотопными методами за пределами Приднепровского района развития архея не удалось обнаружить породы более древние, чем 2600 млн. лет. Прямые наблюдения западнее вытянутой в субмеридиональном направлении Криворожско-Кременчугской складчатой зоны позволяют отождествлять значительную часть гнейсов Ингуло-Ингулецкого водораздела с породами верхней свиты криворожской серии. Таким образом, метаморфические комплексы бассейнов рр. Ингула, Ю. Буга, вероятно, следует относить к породам раннего протерозоя, интенсивно метаморфизованным под воздействием посткриворожского магматизма 2100—1800 млн. лет назад.

Хронологические определения позволяют дать возрастную классификацию гранитоидных интрузий древнего докембрия Украины. Так, к наиболее древним относятся побужские чарнокиты, сабаровские монацитоносные граниты (2200 млн. лет), к последующим кировоградские и бердичевские граниты (2100—1900 млн. лет), к самым молодым — граниты рапакиви Коростенского, Новомиргородского плутонов, щелочные интрузии Приазовья (1750—1800 млн. лет).

Имеет место совпадение значений возраста, полученных K-Ar методом, со значениями возраста, измеренными U-Th-Pb методом по монацитам, цирконам, ортитам для районов, избежавших последующей складчатости и метаморфизма. Так, например, для большей части территории среднего Днепровья наблюдается совпадение значений возраста, полученных различными методами для полимигматитов и гнейсов (около 2700 млн. лет). Лишь в районах внедрения посткриворожских интрузий (Новомосковского плутона, Демуринского антиклинория) отмечается существенное расхождение в цифрах возраста, полученных K-Ar и U-Th-Pb методами. В данном случае значения возраста, полученные K-Ar методом, варьирующие около 2000 млн. лет, указывают на влияние интрузивной деятельности посткриворожской эпохи, о чем свидетельствует совпадение этих цифр с измерениями возраста по монациту гранитоидов западнее Криворожского бассейна. Эта область посткриворожского метаморфизма хорошо очерчивается на геохронологической карте линией, разделяющей области распространения K-Ar значений в 2000 и 2700 млн. лет и протягивающейся несколько восточнее Криворожского бассейна. По существу эта линия является геологической границей раннепротерозойской геосинклинали, располагавшейся к западу от древнего Днепровского массива.

Аналогичная картина отчетливого влияния позднейшего метаморфизма отмечается и в районах Побужья и Приазовья, где значения возраста слюд, полученные K-Ar методом, снижаются до 1100—1500 млн. лет. Существует предположение, что это связано с влиянием более южного тектогенеза вдоль южного обрамления Украинского щита, имевшего место в позднедокембрийское время. Прямые доказательства существования такой зоны получены по находкам гальки гранитов в меловых отложениях Крыма, датируемых 1000—11000 млн. лет. Согласно другому мнению (Л. В. Комлев), этот позднейший метаморфизм связан с развитием более юных интрузий в самом Украинском щите. Для некоторых пегматитов Приазовских щелочных массивов по слюдам также были получены значения возраста порядка 1500 млн. лет,

давшие повод ряду исследователей предполагать продолжение интрузивной деятельности в этом районе и в позднепротерозойское время. Все это отражено на карте в виде геохронологических зон, выделенных по данным K-Ar определений возраста.

Приведенные данные дают основание считать, что Украинский щит был сформирован в течение архея и раннего протерозоя и что в среднем протерозое на его территории имели место лишь локальные интрузии платформенного типа.

Геохронологическая карта докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления

Геохронологическая карта докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления составлена на основании радиометрических определений, полученных K-Ar, Rb-Sr и U-Th-Pb методами различными лабораториями Советского Союза [54].

На изученной части территории Сибирской платформы и ее обрамления выделяются следующие структурные элементы, в пределах которых обнажаются: докембрийские образования — Витимо-Алданский щит и Анабарский массив, краевые поднятия фундамента платформы— Присаянское и Южно-Енисейское и складчатые области — Джугджуро-Становая, Монголо-Охотская, Байкальская, Восточно-Саянская, Енисейская и Таймырская.

Архейские образования обнажаются в пределах Анабарского массива и Витимо-Алданского щита, Присаянского и Южно-Енисейского краевых поднятий, в Джугджуро-Становой и Таймырской складчатой областях и в ряде глыб Байкальской и Восточно-Саянской областей. Изотопные значения возраста, отвечающие архею, для них были получены K-Ar методом по амфиболам 2600—3400 млн. лет и мусковитам 2530—3100 млн. лет, изохронными U-Th-Pb — 2600—3250 млн. лет и Rb-Sr — 2550 млн. лет методами (Анабарский массив, Витимо-Алданский щит, Южно-Енисейское поднятие).

Для архейских пород складчатых областей изотопные датировки, отвечающие архею, исключительно редки. Основная масса цифр, полученных прежде всего K-Ar методом по биотитам для архейских пород, относится к более молодым интервалам времени: 1800—2100 млн. лет (Анабарский массив и Витимо-Алданский щит), 1500—1800 млн. лет (северо-восточная часть Присаянского и восточная часть Южно-Енисейского поднятий), 600—1500 млн. лет (западная часть Присаянского и центральная часть Южно-Енисейского поднятий), 220—600 млн. лет (Таймырская складчатая область и глыбы в Байкальской и Восточно-Саянской областях), 120—220 млн. лет (Джугджуро-Становая складчатая область).

Нижнепротерозойские породы обнажены на Витимо-Алданском щите и в складчатых областях, обрамляющих Сибирскую платформу. Совпадающие с геологическими данными значения возраста для нижнепротерозойских пород получены изохронными U-Th-Pb 1800—2150 млн. лет, Rb-Sr 1900—2060 млн. лет методами и K-Ar методом по слюдам 1850—2300 млн. лет и амфиболам 2100 млн. лет (Витимо-Алданский щит, Джугджуро-Становая, Енисейская складчатые области, северо-западная часть Байкальской области, Присаянское поднятие).

Так же, как и для архея, большая часть изотопных датировок (K-Ar метод) для нижнепротерозойских пород приходится на более молодые интервалы: 1500—1800 млн. лет (северо-восточная часть Присаянского

и восточная часть Южно-Енисейского краевых поднятий), 600—1500 млн. лет (северо-западная часть Байкальской складчатой области, западная часть Присаянского и Центральная часть Южно-Енисейского поднятий), 220—600 млн. лет (Монголо-Охотская, Байкальская, Восточно-Саянская, западная часть Енисейской и Таймырская складчатые области), 120—220 млн. лет (Джугджуро-Становая складчатая область).

Среднепротерозойские образования развиты в восточной части Витимо-Алданского щита (Учуро-Майский район), на северо-западной окраине Байкальской, в Восточно-Саянской, Енисейской и Таймырской складчатых областях. Среднепротерозойский возраст этих образований подтвержден изохронным Rb-Sr методом — 1560—1700 млн. лет (Байкальская складчатая область), U-Th-Pb методом — 1840 млн. лет (Учуро-Майский район), K-Ar методом по слюдам и валовым пробам гранитов 1500—1700 млн. лет (Учуро-Майский район, Байкальская область, Присаянское поднятие). Однако опять-таки большинство значений, полученных K-Ar методом, являются более молодыми: 600—1500 млн. лет (Байкальская и Енисейская складчатые области, Присаянское поднятие), 220—600 млн. лет (Восточно-Саянская складчатая область).

Породы позднего протерозоя слагают основание чехла Сибирской платформы и верхний структурный ярус обрамляющих ее складчатых областей. Образования на платформе четко датируются возрастом глауконитов, определенным K-Ar методом: раннерифейские 1540—1400 млн. лет (склоны Анабарского массива, Учуро-Майский район), среднерифейские 1300—990 млн. лет (склоны Анабарского массива, Учуро-Майский район, Оленекское и Ундинское поднятия), позднерифейские 890 млн. лет (Учуро-Майский район). В складчатых областях возраст позднепротерозойских пород датируется K-Ar методом по слюдам и валовым пробам в 700—1330 млн. лет, реже по глауконитовым в 680—1350 млн. лет (Байкальская и Енисейская складчатые области), U-Th-Pb методом в 760—930 млн. лет (Енисейская складчатая область). Широко распространенные молодые значения возраста, полученные K-Ar методом для верхнепротерозойских пород складчатых областей, отвечают интервалу 220—600 млн. лет.

Как видно из изложенного, изотопные значения, отражающие время осадконакопления, прогрессивного регионального метаморфизма и становления интрузий, получены далеко не для всех докембрийских комплексов. Обычно такие значения возраста чаще встречаются в пределах щитов, краевых поднятий фундамента платформы и внешних зон складчатых областей. Для метаморфических и магматических пород они устанавливаются чаще всего изохронными U-Th-Pb и Rb-Sr методами и K-Ar методом по амфиболам и мусковитам. Для неметаморфизованных осадочных пород — по глауконитам и реже валовым пробам пелитовых пород.

Большая часть датировок, преимущественно биотитовых, не соответствует геологическому возрасту докембрийских пород (времени их седиментации, метаморфизма или внедрения интрузий) и отражает возраст более поздних геологических процессов, что особенно отчетливо выявляется при изучении распределения соответствующих цифр по площади. Характерно при этом, что одинаковые или близкие (в определенных интервалах) возрастные определения докембрийских пород образуют пояса и зоны, совпадающие с крупными структурными зонами, отличающимися историей их геологического развития как в докембрийские, так и более поздние периоды. При этом во многих случаях определения по биотиту не совпадают с возрастными значениями по

мусковитам, амфиболам и пироксенам, полученными K-Ar методом, а также датировками для тех же пород, полученных Rb-Sr и U-Th-Pb методами, что позволяет рассматривать их в качестве «омоложенных».

Учитывая, что определения по биотиту характеризуют время проявления наиболее поздних для каждого пояса (зоны) геологических процессов, имеющих важное значение для реконструкции палеотектонической обстановки, составлена специальная геохронологическая карта K-Ar определений по биотиту для территории Сибирской платформы и ее складчатого обрамления.

Максимальные значения возраста для пояса или зоны указаны на линиях, разграничивающих их. Из рассмотрения при этом исключены цифры, датирующие возраст локальных и несомненно более поздних для каждого пояса процессов омоложения (диафторез, катаклаз и милонитизация пород в зонах тектонических нарушений, контактовый метаморфизм и т. п.). Не учитываются также возрастные датировки платформенной или послегеосинклинальной стадии развития структур.

На площади развития докембрия в Восточной Сибири выделены пять возрастных поясов, условно рассматриваемых в качестве ранне-, средне- и позднепротерозойских, а также палеозойского и мезозойского. Каждый из этих поясов характеризуется распространением в его пределах биотитовых датировок соответственно древнее 1800, 1500, 600, 220 и 120 млн. лет, при максимумах возрастных значений, попадающих в возрастные интервалы рассматриваемых периодов. Для некоторых возрастных поясов (например, позднепротерозойского) необходимо было использовать также определения по валовым пробам из гранитов, сланцев и вулканитов. В этих случаях интерполяция пояса должна рассматриваться как сугубо предварительная.

Количество определений возраста K-Ar методом по мусковитам и амфиболам еще невелико и распределены они по площади неравномерно. Однако, так же как и для определения возраста по биотиту, в отдельных регионах можно выделить возрастные зоны по амфиболам, совпадающие иногда с биотитовыми зонами. Временные интервалы на которые приходятся максимумы датировок по амфиболам (мусковитам), с одной стороны, и биотитам, с другой, для совпадающих зон чаще различные. Обычно максимумы возрастных значений по первым соответствуют более древним интервалам при относительно большем разбросе цифр в сторону древних значений. В то же время, внутри некоторых возрастных поясов выявлены участки и зоны, для которых отмечается совпадение амфиболовых, мусковитовых и биотитовых датировок.

Пространственное расположение поясов является закономерным. Раннепротерозойский пояс объединяет структурные элементы позднеархейской и раннепротерозойской консолидации: Анабарский массив и Витимо-Алданский щит, Лонгдорский антиклинорий в Байкальской складчатой области.

Среднепротерозойский пояс включает элементы среднепротерозойской консолидации: Присаянское и Южно-Енисейское краевые поднятия.

Палеозойские и мезозойские пояса возрастных значений докембрийских пород охватывают различные структурные элементы складчатого обрамления Сибирской платформы. Палеозойский пояс включает Байкальскую, Восточно-Саянскую, Западно-Енисейскую складчатые области ранне- и среднепалеозойской консолидации и Таймырскую — позднепалеозойской. Мезозойский пояс включает Джугджуро-Становую складчатую область позднеархейской и раннепротерозойской

консолидации, испытавшую активизацию в мезозойское время. Более детально эти вопросы рассмотрены в специальной работе [54].

На основании вышесказанного можно сделать следующие выводы:

1) несовпадение K-Ar возрастных значений по биотитам со значениями, полученными тем же методом по другим материалам или U-Th-Pb и Rb-Sr методами, а также с геологическими данными и характер статистического распределения изотопных датировок биотитов по временным интервалам позволяют рассматривать основную массу датировок по биотитам омоложенными и выделенные возрастные пояса — поясами омоложения;

2) для изохронных Rb-Sr и U-Th-Pb методов характерны две группы определения возраста. Одна группа цифр является более древней, чем максимум значений по биотитам и чаще находится в соответствии с геологическими данными о возрасте регионального метаморфизма и магматизма, другая совпадает с максимумом биотитовых датировок (Витимо-Алданский щит 1800—2000 млн. лет, Присаянское краевое поднятие 1750 млн. лет), но моложе отдельных определений по мусковитам и амфиболам;

3) при корреляции докембрийских комплексов необходимо учитывать возможность регионального омоложения возрастных значений (особенно K-Ar по биотитам, валовым пробам и полевым шпатам) и сочетать различные изотопные методы (в первую очередь изохронные Rb-Sr и U-Th-Pb) с геологическими и петрологическими.

Геохронологическая карта Алданской плиты

Данная карта составлена А. И. Тугариновым и Е. В. Бибиковой. При ее составлении использовались данные измерений возраста U-Th-Pb методом, выполненные в ГЕОХИ АН СССР, и K-Ar методом, полученные ЛАГЕД АН СССР. Значительное число определений возраста, полученных U-Th-Pb и K-Ar методами, позволяют детализировать геохронологическую схему Алданской плиты и сопоставить его с принятым геологическим расчленением докембрия этой территории.

Древнейшим регионом плиты по данным геохронологии оказывается область распространения олекминской серии с ядром ее в виде гнейсов и мигматитов Чарской глыбы на западе, верхний предел возраста которых по акцессорным минералам пегматитов и слюдам различными методами оценивается идентично в 2900—3000 млн. лет.

Возраст метаморфических толщ собственно алданского комплекса (иенгрская, тимптонская и джелтулинская серии), судя по единственному определению свинцово-изохронным методом иенгрских сланцев, не превышает 2500 млн. лет.

Все интрузивные и метасоматические образования, изученные главным образом в центральной части Алданской плиты, не превышают по своему возрасту 2000 млн. лет, показывая преимущественно по данным свинцово-уранового метода по акцессорным минералам интрузий 1900 млн. лет. Лишь для районов р. Ыллымах, равно как и для восточной части Алданской плиты, отмечаются единичные более молодые значения возраста — около 1700 млн. лет.

На крайнем востоке Алданской плиты улканский интрузивный комплекс, представленный щелочными гранитами, прорывающими верхние свиты джелтулинской серии, оказался синхронным интрузивным массивом горно-промышленного Алданского района с возрастом

1900 млн. лет. Это хорошо согласуется с возрастом выше залегающих рифейских отложений, в частности канкулинской эффузивной свиты, датируемой по циркону в 1900 млн. лет и вышележащей гонамской свиты, возраст которой по глауконите был установлен в 1700 млн. лет.

Таким образом, в отличие от представления, данного на палеотектонических картах, где алданский комплекс, отнесенный к архею, характеризуется, по мнению А. Н. Неелова, омоложенными возрастными датировками, связанными с более поздними раннепротерозойскими наложенными геологическими процессами, на основании приведенных выше данных представляется, что в западной части Алданской плиты, в области развития олекминской серии, консолидация имела место в архее, тогда как алданский комплекс метаморфических пород, слагающих центральную и восточную части плиты, имеет раннепротерозойский возраст.

ПОЗДНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ (РИФЕЙ И ВЕНД)

Для позднего протерозоя составлены четыре литолого-палеогеографические карты и одна палеотектоническая карта. В их составлении принимал участие большой коллектив геологов, участники которого поименованы на картах и приложенной к ним схеме-врезке. Многие из авторов, давших макеты карт отдельных территорий, представили к ним краткие объяснительные записки (Н. С. Иголкина, А. И. Олли и В. А. Романов; С. Г. Морозов; Н. Ф. Мамаев и И. В. Черменинова; Р. А. Борукаев; П. Н. Куликов; В. С. Бочкарев и Б. С. Погорелов; Д. И. Мусатов, Е. В. Широкова; З. П. Любалинская, В. Н. Немировская и Н. В. Межеловский, В. Д. Мац, М. А. Цахновский, В. Г. Беличенко и О. П. Егорова; К. К. Демокидов; Р. С. Фурдуй, А. М. Смирнов). Объяснительная записка к картам фосфоритоносности составлена Н. А. Красильниковой, О. П. Егоровой и В. Д. Мацем. Общая объяснительная записка, обобщающая все перечисленные и другие данные, была составлена Б. М. Келлером, В. Г. Королевым, М. А. Семихатовым и Н. М. Чумаковым.

Обоснованность фактическим материалом различных участков и разных карт весьма неравномерна. На дневную поверхность верхнепротерозойские образования выходят главным образом в осевых частях горных сооружений или на склонах крупных положительных платформенных структур, будучи на остальной территории перекрыты более молодыми толщами. В пределах Русской платформы интересующие нас отложения вскрыты большим количеством буровых скважин. Поэтому литолого-палеогеографические карты этой территории, а также Западного склона Урала являются весьма достоверными. В отличие от этого на Сибирской платформе глубокое бурение развернулось лишь в последние годы, и по существу все пройденные скважины расположены в области внутреннего поля Иркутского амфитеатра и северо-западного склона Алданского щита. Поэтому для значительной части территории Сибирской платформы палеогеографические карты строились главным образом на основании интерпретации данных, полученных на поднятиях платформ и в обрамляющих ее горных сооружениях.

Значительные трудности возникли при составлении литолого-палеогеографических карт внутренних районов геосинклинальных систем, где верхнепротерозойские толщи часто распространены фрагментарно, местами сильно метаморфизованы и нередко с уверенностью не могут быть отделены от ниже- и вышележащих отложений (Восточный Урал, Средняя Азия, Казахстан, Алтае-Саянская и Байкальская области, Дальний Восток). Еще большую сложность вызывало составление карт для обширных закрытых пространств запада Средней Азии, Западно-Сибирской низменности и Северо-Востока СССР, где верхний протерозой либо вообще не обнажается, либо выходит в отдельных тектонических клиньях среди сплошных полей распространения фанерозоя.

При составлении литолого-палеогеографических карт и настоящей записки учтены материалы, полученные до 1 января 1967 г.

СТРАТИГРАФИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ

Корреляция отложений верхнего протерозоя представлена на табл. 2, которая в общем соответствует корреляционным схемам, принятым на Межведомственных стратиграфических совещаниях. В составе

Схема корреляции верхнего протерозоя, использованная для литолого-палеогеографических карт

Группа	Система (фитема)	Русская платформа: Оршанский прогиб	Русская платформа: Пачелмский прогиб	Геосинклинали Урала: Средний	Геосинклинали Урала: Южный	Геосинклинали Тянь-Шаня: Чаткало-Нарынская зона	Геосинклинали Тянь-Шаня: Каратау-Таласская зона	Геосинклинали Средней Сибири: Енисейский кряж	Геосинклинали Средней Сибири: Туруханский район	Геосинклинали Средней Сибири: Учуро-Майский район	Геосинклинали Средней Сибири: Патомское нагорье	Геосинклинали Средней Сибири: Прибайкалье	Сибирская платформа: Анабарский массив	Сибирская платформа: Оленекское поднятие
Палеозойская	Кембрийская	Балтийская серия	—	—	Тереклинская свита	Шорторская свита	Чалактауская свита	Островная свита	Платоновская свита (верхняя часть)	Пестроцветная свита	Оедейская свита	Мотская свита (верхняя часть)	Маныкайская свита	Кессюсинская свита
Верхний протерозой (рифей)	Терминальный рифей (венд)	Валдайская серия Волынская серия	Валдайская серия Волынская серия Печелмская серия	Сылвицкая серия (ашинская свита) Серебрянская серия Басегская серия	Ашинская свита	Байконурская свита свита Джакболот	Беркутинская свита Малокаройская свита Чичканская свита Актугайская свита Коксуйская свита	Тасеевская серия (чингасанская серия)	Платоновская свита (нижняя часть)	Юдомская свита	Нохтуйская свита Танновская свита Жербинская свита	Мотская свита (нижняя часть)	Староречненская свита	Хорбусуонская серия: Туркурская свита Хатыспытская свита Маастахская свита
	Верхний рифей	Пинская свита Оршанская свита	Пересыпкинская свита	Клыктанская свита Синегорская свита	Каратавская серия: Миньярская свита Инзерская свита Катавская свита Зильмердакская свита	Свита Джетымтау	Чаткарагайская свита Сарыджонская свита	Тунгусикская серия: Ослянская свита Дадыктинская свита Свита Серого Ключа Шунтарская свита	Дурномысская свита Речкинская свита Туруханская свита Мироедихинская свита Шорихинская свита	Уйская серия: Устькирбинская свита Кандыкская свита	Холычская свита Алянчкая свита Никольская свита	Ушаковская свита	Юсмастахская свита (верхняя подсвита)	Хайпахская свита (верхняя подсвита)
	Средний рифей	Полесская серия	Сердобская серия: Кверинская свита		Юрматинская серия: Авзянская свита Зигазинокомаровская свита Зигальгинская свита Машакская свита	Свита Большого Нарына	Узунахматская свита	Сухопитская серия: Джурская свита Красногорская свита Аладьинская свита Свита Карточки Погорюйская свита	Свита Буровой Деревнинская свита Сухотунгусинская свита Свита Линок Безыменская свита	Майская серия: Лахандинская свита Ципандинская свита Малгинская свита Омнинская свита Эннинская свита	Валюхтинская свита Баракунская свита Джемкуканская свита Баллаганахская свита	Качергатская свита Улунтуйская свита Голоустенская свита	Юсмастахская свита (нижняя подсвита)	Хайпахская свита (нижняя подсвита) Дебенгдинская свита Арымасская свита
	Нижний рифей				Бурзянская серия: Бакальская свита Саткинская свита Айская свита	?	Ичкелетауская свита ?	Удерейская свита свита Горбилок Кординская свита		Чурская серия: Омахтинская свита Гонамская свита	Медвежевская свита Пурпульская свита	Окуньская свита	Котуйканская свита Мукунская свита	Кютингдинская свита Сыгынахтахская свита

верхнего протерозоя или рифея, принятого в интервале 1600—570 млн. лет, выделены четыре крупных подразделения: нижний рифей (1600—1400 млн. лет), средний рифей (1400—1000 млн. лет), верхний рифей (1000—680 млн. лет) и венд или завершающий рифей (680—570 млн. лет). Эти четыре подразделения нередко именовались комплексами; иногда в них видели своеобразные «системы» рифейской группы. По-видимому, это совершенно особые подразделения, входящие в состав рифейского эона (эонотемы). Для них предложено название фитемы [109].

Для Русской платформы, Урала и Тимана типовым следует считать разрез верхнего протерозоя Башкирского антиклинория в пределах Горной Башкирии. Здесь толща пород верхнего протерозоя построена следующим образом. Нижний рифей или бурзянская серия включает три свиты: айскую, сложенную песчаниками, сланцами и основными эффузивами (до 2200 м), саткинскую, представленную доломитами, мергелями и магнезитами (до 2400 м), и бакальскую, состоящую из филлитов и доломитов с сидеритовыми железными рудами (до 1500 м). Айская свита с размывом и несогласием залегает на тараташской свите и прорывающих ее гранитах, среди которых наиболее молодые имеют калий-аргоновый возраст, определенный К-Ar методом по биотиту, 1660 млн. лет [49]. В карбонатных породах саткинской и бакальской свит встречается большое количество строматолитов — *Kussiella kussiensis* (Masl.), *Conophyton cylindricus* Masl., *C. garganicus* Kor. [144], составляющих характерный раннерифейский комплекс. Саткинская свита прорывается гарнитами — рапакиви Бердяушского массива, для которого установлен абсолютный возраст по слюдам 1350 млн. лет.

Юрматинская серия среднего рифея начала формироваться после эпохи складчатости и поднятий. Нижняя свита рассматриваемой серии — машакская — в связи с этим распространена неравномерно. В присводовой части Башкирского антиклинория она выполняет узкие линейно вытянутые зоны и представлена конгломератами, песчаниками и сланцами с пачками амфиболитов общей мощностью до 1500 м. Вышележащие зигальгинская и зигазино-комаровская свиты сложены соответственно кварцитами и темными почти черными иногда аспидными сланцами, алевролитами и песчаниками. Заканчивается юрматинская серия авзянской свитой, в составе которой важное значение имеют доломиты со строматолитами, среди последних наиболее характерна *Baicalia baicalica* Masl., реже встречаются *Conophyton metula* Kir., *C. cylindricus* Masl. Для той же свиты имеется одно определение возраста по глаукониту — 1260 млн. лет [50].

Каратауская серия верхнего рифея залегает на среднем рифее с небольшим несогласием. В нижней части она сложена аркозовыми и кварцевыми песчаниками зильмердакской свиты (до 2600 м), выше которой располагаются красноцветные катавские мергели (до 700 м), зеленые глауконитовые песчаники инзерской свиты (до 700 м) и доломиты миньярской свиты (до 400 м). Многочисленные определения абсолютного возраста глауконитов инзерской свиты дали цифры 865—921 млн. лет, а миньярской свиты от 813 до 793 млн. лет. Строматолиты катавской и миньярской свит принадлежат так называемым (стеночным» формам; среди них особенно характерны миньярские *Cymnosolen ramsayi* Steinm. и *Minjaria uralica* Krylov и катавские *Inzeria tjomusi* Krylov. Самая верхняя часть каратауской серии — укская свита (до 350 м) сложена алевролитами и глауконитовыми песчаниками (абсолютный возраст 612—648 млн. лет), а вверху доломитами со строматолитами *Linella ukka* Krylov и богатым комплексом проблематик с *Vesicularites bothrydioformis* Krasnop. и сопутствующими формами. На этом основании укская свита относится нами уже к венду. Более

высоким горизонтам венда на западном крыле Башкирского антиклинория принадлежит ашинская серия, сложенная песчаниками и алевролитами, в составе которой выделяются четыре свиты. В нижних двух — урюкской и басинской — содержатся глауконiты с абсолютным возрастом 598 и 575 млн. лет соответственно. Эти определения и сопоставление ашинской свиты с одновозрастными толщами Русской платформы позволяют относить ее к венду.

К венду отнесены также отложения, выполняющие наиболее глубокопрогнутые авлакогены платформы и прогибы Урала, такие, как криволукская серия восточного крыла Башкирского антиклинория, бесегская и серебрянская серии Среднего Урала, чурочная серия Северного Урала, пачелмская серия Пачелмского прогиба. Для первых двух характерно присутствие ленточных сланцев и тиллитоподобных пород, третья и четвертая содержат пачки глауконитовых песчаников с абсолютным возрастом 650—680 млн. лет. Все эти образования включаются нами в вендский комплекс (sensu lato) и объединены на одной палеогеографической карте с трансгрессивно залегающими и широко распространенными на Русской платформе отложениями верхов венда, к которым относится ашинская и верхнебавлинская серии и волыно-валдайские отложения. Кембрий на Русской платформе начинается с песчаников основания балтийской серии, датированных по глаукониту 540—550 млн. лет.

Работы последних лет показали, что корреляция вендских отложений Западного склона Урала и восточной окраины Русской платформы проводится однозначно, при этом принимается синхроничность ашинской серии Урала и верхнебавлинской серии Волго-Уральской области, вскрытой глубокими буровыми скважинами. Что касается подстилающих их нижнебавлинских отложений, то их общее стратиграфическое расчленение и сопоставление выделенных здесь свит с уральским эталоном пока не могут быть обоснованы сколько-нибудь удовлетворительно. До 1964 г. на всех корреляционных схемах в составе нижнебавлинских отложений выделялись три свиты: калтасинская, серафимовская и леонидовская. Первые две, сложенные доломитами, мергелями, алевролитами и песчаниками, сопоставлялись с каратауской серией верхнего рифея Урала, леонидовская свита сложена нацело песчаниками. Этой простой схеме противоречили определения возраста глауконита из верхней части калтасинской свиты. Полученные значения (1290 и 1310 млн. лет) свидетельствуют о принадлежности вмещающих отложений к низам среднего рифея. Против сопоставлений рассматриваемых отложений с верхним рифеем свидетельствуют также определения возраста диабазов, рвущих калтасинскую и серафимовскую свиты — 1100 млн. лет (М. А. Гаррис, 1960 г.). В последнее время глубокими буровыми скважинами в районе Арлана, Орьебаша и Саузбаша в Западной Башкирии ниже карбонатных пород, коррелируемых с калтасинской свитой, была вскрыта мощная толща сланцев, выделенная под именем арланской свиты. Возраст глауконита из арланской свиты оказался равным 1515 млн. лет. Близкие цифры дали глаукониты из тех же отложений, вскрытых скважиной Бородулино (1470 млн. лет). Эти данные показывают, что в пределах Волго-Уральской области имеются несомненные аналоги не только среднего, но и нижнего рифея. В значительной своей части к среднему рифею относятся мощные толщи красноцветных аркозовых и светлых кварцевых песчаников, выполняющих авлакогены в пределах Русской платформы. Эти отложения в Радаевско-Абдуллинской впадине выделялись под названием боровской свиты, в Пачелмском прогибе — каверинской свиты, в Оршанском прогибе — полесской серии. Эти точки зрения подтверждаются данными изотопного возраста из

Крестцовского прогиба (до 1200 млн. лет), которые свидетельствуют о том, что в среднерифейское время этот прогиб заполнялся вулканогенными толщами. В то же время данные о возрасте песчаных толщ Оршанского, Пачелмского и других авлакогенов пока отсутствуют. На палеогеографических картах они показаны как позднерифейские и среднерифейские.

Остановимся на иотнийских отложениях, которые многими геологами причислялись к верхнему докембрию. Последние данные определений изотопного возраста показывают, что в иотний включались разновозрастные отложения. Каменноборские и шокшинские песчаники, выходящие на западном берегу Ладожского озера, прорываются интрузивными телами, возраст которых превышает 1600 млн. лет. В то же время иотний Финляндии (Сатакунда, Мухос) и Швеции имеет более молодой возраст и, по-видимому, может коррелироваться с полесской серией Оршанского прогиба, однако аналоги этих отложений на территории советской части Балтийского щита с уверенностью пока не могут быть выделены. Другим широко известным подразделением верхнего протерозоя, развитого вдоль северного края Балтийского щита, является так называемый Гиперборей, выходящий на п-овах Среднем, Рыбачьем и о-ве Кильдин. В последнее время в разрезах этих отложений выделяются две терригенные серии: 1) кильдинская серия верхнего рифея, заключающая внизу прослои глауконитовых песчаников с абсолютным возрастом 850—900 млн. лет, а вверху известняки с *Gymnosolen* и 2) волоковая серия венда, сложенная песчаниками и алевролитами с тиллитоподобными породами (мотовская свита).

В целом отложения верхнего рифея и венда в пределах Русской платформы увязываются достаточно удовлетворительно. Кардинальный вопрос стратиграфии Русской платформы касается корреляции пачелмской серии, которая по данным одних исследователей частично соответствует валдайской серии, по данным других является более древней. В пользу второго предположения говорят данные абсолютного возраста веденяпинских слоев пачелмской серии (порядка 650—700 млн. лет).

В пределах Тиманского кряжа установлены общие черты строения верхнего протерозоя. Вместе с тем при его изучении возник ряд неясных вопросов корреляции. Большинство исследователей Тимана в последнее время в основании вскрытого разреза верхнего протерозоя выделяют светлинскую свиту, сложенную преимущественно кварцевыми песчаниками и кварцитами, выше которой следует свита четласских сланцев. Обе эти свиты, видимо, принадлежат среднему рифею. Выше располагается толща кварцевых песчаников и кварцитов джежимской свиты (соответствует зильмердакской свите Урала) и, наконец, толща карбонатных пород и сланцев, которая в пределах Четласского поднятия носит название быстринской, а на Юго-Восточном Тимане по аналогии с Полюдовым кряжем называется низьвенской или выделяется под местными названиями. Обычно джежимская свита и покрывающая ее карбонатная толща сопоставлялись с каратауской серией, что находило себе подтверждение в составе строматолитов (*Gymnosolen, Minjaria*) и данных абсолютного возраста (около 900 млн. лет) для отложений, подстилающих низьвенскую свиту (рассольнинская свита), и 650—680 млн. лет для покрывающих ее слоев (чурочная свита). Венду и кембрию на Тимане, видимо, отвечает перерыв в накоплении осадков.

Для Среднего и Северного Урала корреляция верхнего докембрия может быть проведена достаточно удовлетворительно, хотя в отношении возраста отложений, отнесенных на палеогеографических картах к венду, среди геологов нет единой точки зрения. К ним относятся басегская, серебрянская и сылвицкая (ашинская) серии Среднего Урала, а также

чурочная и ашинская (кочешорская и ильявожская свиты) серии Полюдова кряжа. В верхней части клыктанских известняков известен характерный комплекс строматолитов с *Linella ukka* (разрезы рр. Воронки и Линевки), дающий возможность сопоставлять верхи клыктанской свиты с миньярско-укскими отложениями Южного Урала. Вышележащая толща пород басегской и серебрянской серий по литологическим признакам довольно хорошо увязывается с криволукской серией Южного Урала и чурочной серией Полюдова кряжа, изотопный возраст по глауконитам (650—685 млн. лет) свидетельствует о принадлежности этих отложений к низам вендского комплекса [111].

Менее изученными являются отложения верхнего протерозоя Приполярного и Полярного Урала, схема стратиграфии которых была предложена К. А. Львовым. Этот разрез начинается кварцитами ошизской свиты, а выше следуют песчаники и сланцы, среди которых располагается карбонатная толща (маньинская свита). В самом верху разреза, на уровне маньинской свиты появляются мощные толщи эффузивов. Первоначально К. А. Львов сопоставлял свиты рассматриваемого разреза с каратауской серией Южного Урала. Эта точка зрения подтверждается нахождением в маньинской свите многочисленных проблематик, которые, по мнению З. А. Журавлевой, составляют комплекс, обычный для каратавской серии Южного Урала.

Значительно менее определенно решается вопрос о корреляции разреза Урал-Тау с типовым разрезом Башкирского антиклинория. По этому поводу у геологов нет единого мнения. В составе докембрия хр. Урал-Тау выделяются две крупные серии — максютовская и суванякская. Нижняя из них — максютовская — сложена кварцитами, метаморфическими сланцами, измененными эффузивами с линзами мраморов. Подавляющее большинство геологов относит эту часть разреза к докембрию, причем некоторые из них, основываясь на нахождении среди пород максютовского комплекса эклогитов, ставят вопрос об отнесении их к нижнему рифею или даже дорифею. Вышележащая суванякская серия слагается в нижней части кварцитами, а выше чередованием кварцитов и хлорито-кварцевых сланцев, сильно перемятых, будинированных и составляющих характерную кварцито-сланцевую формацию. Курташские кварциты, залегающие в ее основании, обычно сопоставляются с зигальгинскими или зильмердакскими [62] кварцитами. По р. Малый Байнас к северу от Тирляна в верхней части суванякской серии располагается пачка кварцевых песчаников с включением слабо окатанных глыб и галек известняков с проблематиками верхнего рифея. Исходя из этого мы условно относим суванякскую серию к верхнему рифею и низам венда, считая, что курташские кварциты в какой-то части отвечают зильмердакской свите.

Корреляция докембрийских отложений восточного склона Южного Урала и Мугоджар с типовым разрезом Западного склона Урала достаточно условна. Имеющиеся определения абсолютного возраста докембрийских толщ этих районов обычно отражают время их перекристаллизации и минералообразования, а данные по обломочным цирконам пока отрывочны и не всегда могут быть использованы для выяснения их абсолютного возраста.

Верхнепротерозойские образования в Средней Азии и Центральном Казахстане были выделены из общего разреза древних толщ. Число детально изученных разрезов верхнего протерозоя невелико, а в отношении строения типовых разрезов этих районов нередко существуют различные взгляды. Это связано со слабой общей изученностью верхнего протерозоя эвгеосинклинальных областей, редкостью находок органических остатков и существенным «омоложением» имеющихся немногочис-

ленных определений абсолютного возраста. Наиболее сложно решается вопрос о нижней границе рифея, о нижней границе кембрия и о возрасте так называемой уртынжальской серии Центрального Казахстана.

В Таласском Алатау [135] к нижнему рифею условно относится ичкелетауская свита филлитовых сланцев и филлитизированных кварцевых песчаников (до 3000 м) с пачками мраморов, доломитов, графитистых филлитов. Основание серии не изучено, она перекрывается с несогласием узунахматской свитой граувакковых песчаников и сланцев (до 2500 м) предположительно среднерифейского возраста. В Малом Каратау этим подразделениям соответствует кокджотская серия. Верхний рифей залегает несогласно. Он состоит из сарыджонской свиты флишоидного переслаивания полимиктовых песчаников и алевролитов (650—1900 м) и чаткарагайской свиты известняков и известковых сланцев (200—1200 м), содержащей комплекс позднерифейских строматолитов с *Minjaria* и *Inzeria*. Залегающие выше с размывом свиты кызылбельская (малиновых песчаников, сланцев — 50—200 м), чичканская (окремнелых известняков и сланцев — 25—100 м) и курганская (туффитов и туфогенно-кремнистых пород — 200—500 м) относятся к вендскому комплексу, так как содержат строматолиты *Linella* и *Patomia*. Со значительным размывом они перекрываются терексайской свитой полимиктовых конгломератов и песчаников с вендскими проблематиками в обломках (0—400 м). Эта свита по резкому контакту сменяется бешташской свитой, в нижних горизонтах которой содержатся среднекембрийские беззамковые брахиоподы.

Сходный разрез наблюдается в Малом Каратау [135]. Верхнему рифею здесь соответствует большекаройская песчаниковая свита (до 2500 м). В нижней части венда выделяются свиты: коксуйская песчано-конгломератовая (80—200 м), актугайская аркозов (50—175 м), чичканская окремнелых строматолитовых доломитов и сланцев (50—200 м) и малокаройская туффитов, кремнистых пород, туфопесчаников (400—600 м). Все они большинством исследователей объединяются в каройскую серию, которая условно причисляется к нижнему кембрию [8, 26]. Однако этому противоречат находки вендских строматолитов в чичканской свите и позднерифейских строматолитов в аналогах большекаройской свиты. На этом основании принимается, что каройская серия накапливалась в течение позднего рифея и венда. Со значительным размывом каройская свита сменяется так называемыми «нижними доломитами» (10—40 м), содержащими вендские проблематические остатки. Эти доломиты по резкому контакту перекрываются фосфоритоносной толщей, включающей остатки раннекембрийских хиолитов. В основании вышележащих известняков тамдинской свиты найдены трилобиты санаштыгольского горизонта [114].

Иной тип разреза характеризует Северо-Тянь-Шаньскую зону. В западной части Киргизского хребта несогласно на дорифейской (?) киргизской серии [121, 132] залегает кенкольская серия песчаников, сланцев, известняков (1000—3500 м) с разнообразными среднерифейскими *Baicalia*. Возможно, более низкое стратиграфическое положение занимает ортотауская толща сланцев и карбонатных пород (3000 м), содержащих биогермы среднерифейских байкалий и конофитонов. К верхней части среднего рифея условно относится терексайская серия, залегающая несогласно с толщей кварцитовых песчаников (150—300 м) в основании и сложенная в основном эффузивами, туфами, яшмо-кварцитами (2500 м). Значительным размывом она отделяется от учкошойской свиты, в средних горизонтах которой содержатся раннекембрийские строматолиты и катаграфии [132]. Не исключено, что нижние ее горизонты принадлежат венду.

Сходный разрез рифея установлен в Терскей-Алатау [133], где по комплексу строматолитов и онколитов доказывается присутствие среднего рифея, а возраст смежных с ним отложений достаточно удовлетворительно определяется при корреляции со смежными разрезами [133].

Более или менее однотипный разрез верхнепротерозойских отложений характеризует Чаткало-Нарынскую зону. В хр. Джетымтау в основании рифея располагается свита Б. Нарына, состоящая из кислых эффузивов и туфов (400—2500 м), несогласно перекрывающих дорифейские (?) гранитизированные породы [130, 133]. Она условно относится к среднему рифею и несогласно перекрывается свитой Джетымтау, в составе которой преобладают тиллитоподобные конгломераты (с железными рудами) мощностью от 200 до 3000 м [68]. В валунах доломитов содержатся позднерифейские проблематические остатки. В вендском комплексе выделяются немые джакболотская сланцево-песчаниковая свита (180—350 м) и байконурская свита тиллитоподобных конгломератов («верхних тиллитов») мощностью от 5 до 300 м, перекрытая ванадиеносными сланцами кембрия.

В Чаткальском хребте верхнему рифею — венду соответствует узунбулакская (гравелито-конгломератовая — 200—800 м) и шорашуйская (500—800 м) свиты, выделенные А. Ф. Степаненко [251]. Они перекрыты известняками с фауной раннего кембрия [166]. В Джебаглинских горах и Б. Каратау под байконурской свитой выделяется улутауская серия (до 1000—1200 м), содержащая внизу и вверху пачки тиллитоподобных пород [8, 77, 134, 151]. Байконурская свита покрывается черными ванадиеносными сланцами и выше известняками со среднекембрийскими трилобитами. Многие геологи сопоставляют улутаускую серию с каройской серией М. Каратау и относят ее к нижнему кембрию. Выше нами был показан вендский возраст малокаройской серии; тот же вывод подтверждается находками в улутауской серии Улутау вендских онколитов и катаграфий *Vesicularites concretus* Z h u r. и др. [95].

На Памире достоверный верхний протерозой не известен. Гнейсовые толщи Юго-Западного Памира имеют, вероятно, дорифейский возраст (древнее 1400 млн. лет). Промежуточное положение между гнейсами и фаунистически охарактеризованным кембрием [74] занимает ванчязгулемский терригенно-карбонатный комплекс и его аналоги на Центральном Памире (Б. П. Бархатов, 1963 г.) и висхорвская терригенная свита [43] на Северном Памире. Эти образования могут частично или полностью соответствовать рифею и венду.

В западных районах Центрального Казахстана довольно полный разрез рифея и венда изучен в Улутау [95, 96, 281]. Здесь в состав нижнего рифея условно включена карсакпайская серия. Большим несогласием от подстилающих толщ отделена коксуйская серия преимущественно кислых эффузивов (4000 м), условно помещенная в средний рифей. Она прорывается актакскими гранитами с абсолютным возрастом не моложе 720—790 млн. лет (определения С. И. Зыкова, свинцово-изотопный метод, по цирконам). Условно позднерифейской считается сатанская свита тиллитоподобных конгломератов с железными рудами (свыше 1500 м), напоминающая свиту Джетымтау Тянь-Шаня. В Байконурском синклинории имеется полный разрез вендского комплекса, к которому относятся улутавская и байконурская свиты [26, 123], построенные так же, как в Большом Каратау и Чаткало-Нарынской зоне Тянь-Шаня. Необходимо отметить в составе венда своеобразную булантинскую свиту, включающую горизонты алюмофосфоритов. Многие исследователи Улутау эти толщи относят уже к нижнему кембрию.

Много спорного в стратиграфии древних толщ Кокчетавского массива. При составлении карт за основу была принята схема расчленения, предложенная И. Ф. Трусовой [259]. К нижнему рифею условно отнесены кокчетавская кварцитовая (1000 м) и щедринская порфироидно-порфиритоидная (400—600 м) свиты, несогласно залегающие на древнейших глубокометаморфизованных образованиях [218]. Нельзя исключить возможно более молодого возраста кокчетавских кварцитов, так как обломочные цирконы в них образуют две возрастные группы в 1000 и 1400 млн. лет [219]. Вышележащие, отделенные несогласием свиты — шарыкская (углистых филлитов, известняков — 2000 м) и андреевская (кварцитовых песчаников — 800 м) вместе с перекрывающей их несогласно ерементауской серией основных и средних эффузивов (4000 м) условно, на основании сравнений с разрезами Северо-Восточной части Центрального Казахстана, отнесены к среднему рифею. В крайней западной части массива разрез венда напоминает улутауский и включает тиллитоподобные породы.

Много спорных вопросов возникает в стратиграфии древних толщ Атасу-Моинтского водораздела. К рифею составителями карт условно отнесены мощные толщи широко развитых здесь кварцитов, кварцитовых сланцев, филлитов с подчиненными пачками мраморов, а также несогласно перекрывающая их керегетасская свита кислых эффузивов (2000—2500 м). Вероятно, вендской является алтынсынганская свита песчаников, онколитовых известняков, включающая в кровле горизонт тиллитоподобных конгломератов, который перекрыт фаунистически охарактеризованным кембрием. Следует отметить, что перечисленные мощные немые толщи в ряде сводных работ отнесены к кембрию (Геологическое строение СССР, 1965 г.), хотя фаунистически охарактеризованный кембрий залегает на них резко несогласно.

Выделение верхнепротерозойских отложений в пределах альпийских сооружений Кавказа и Карпат встречает большие трудности. На Северном Кавказе древнейшими палеонтологически охарактеризованными слоями являются силурийские. Отделенные от них несогласием [140] терригенная — малкинская, вулканогенные — хасаутская и чегемская свиты условно отнесены к верхнему протерозою, хотя в литературе высказывались также мнения о принадлежности рассматриваемой толщи или ее верхней части к нижнему палеозою [116, 161].

Еще более неопределенно решается вопрос о верхнепротерозойском возрасте кристаллических толщ, слагающих ядро Главного антиклинория Большого Кавказа, гранитизированных пород в ядре Грузинской глыбы, а также метаморфических толщ в ядрах Мисханского и Зангезурского антиклинориев на Малом Кавказе [161]. Имеются указания на древние метаморфические процессы в этих районах. Так, в верхнеюрских конгломератах восточной части Горного Крыма присутствуют гальки и валуны гранитоидных пород с абсолютным возрастом 845—1100 млн. лет. Снос происходил с юга, где располагались ныне погруженные докембрийские массивы, находившиеся на продолжении Большого Кавказа. Гранитизация метаморфических пород в фундаменте Грузинской глыбы, судя по определениям абсолютного возраста, происходила 500—700 млн. лет назад. Эти данные свидетельствуют о докембрийском возрасте кристаллического субстрата.

В пределах Советских Карпат, вслед за Н. П. Семененко, Л. Г. Ткачуком, В. И. Клушиным [230], к рифею — нижнему палеозою (?) может быть отнесена марморошская серия, нижние горизонты которой (белопотокская свита), безусловно, древнее 630 млн. лет. Рифейские толщи вскрываются также буровыми скважинами к западу и юго-западу от городов Рава-Русская и Львов; возраст вскрытых здесь сланцев

700 млн. лет, т. е. заведомо довендский. Несколько более молодые значения возраста (585—630 млн. лет) получены для хлорито-серицитовых ортосланцев с прослоями мраморов, слагающих Раховский массив. С большой условностью все эти толщи отнесены при составлении карт к рифею. Для построения литолого-палеогеографических карт позднего протерозоя на территории Западно-Сибирской низменности исходных данных крайне мало. В Нижнем Приобье скважины вскрывают различные гнейсы и кристаллические сланцы. Многие исследователи сравнивают гнейсово-сланцевый комплекс Приобья со сходными толщами, широко развитыми на восточном склоне Урала, и в Мугоджарах. Н. Ф. Мамаев и И. В. Черменинова отнесли эти гнейсово-сланцевые свиты к нижнему рифею. А. А. Пронин [210] предполагает, что субстрат гнейсов является архейским или нижнепротерозойским. Все вышесказанное, по-видимому, должно относиться и к гнейсово-гранитному комплексу, вскрытому в фундаменте Западно-Сибирской плиты в Нижнем Приобье. В центральной части Западно-Сибирской низменности скважины вскрывают интенсивно дислоцированные филлиты, филлитовидные сланцы, метаморфические песчаники, переходящие в кварциты, прорванные интрузиями гранитоидов с возрастом 735 млн. лет, что определяет довендский возраст метаморфической песчано-сланцевой толщи. При составлении карт она условно отнесена к нерасчлененному средне-верхнему рифею.

Несомненный верхний протерозой образует погребенную Приенисейскую байкальскую складчатую систему. Буровыми скважинами к западу от г. Туруханска вскрыты доломиты, пестроцветные глинистые сланцы и песчаники, сопоставляемые со свитой Буровой верхов среднего рифея, а в скважинах к северо-западу от Бахты выявлены метаморфические сланцы, напоминающие горбилокскую свиту Енисейского кряжа.

В пределах Сибирской платформы и обрамляющих ее складчатых сооружений имеются лишь три района, в которых строго доказывается наличие всех четырех главных подразделений верхнего протерозоя. Это Анабарский массив, Оленекское поднятие и Учуро-Майский район. На остальной территории часть упомянутых подразделений выделяется условно — путем сопоставлений и по соотношению с палеонтологически охарактеризованными или радиологически датированными толщами.

На Анабарском массиве в бассейне р. Котуйкан к нижнему рифею принадлежит 800-метровая толща песчаников мукунской серии и вышележащая котуйканская свита, представленная светлыми доломитами (400 м), содержащими богатый комплекс раннерифейских строматолитов, онколитов и катаграфий [88, 124]. Среднерифейский возраст доломитов нижней подсвиты юсмастахской свиты (300 м), согласно налегающей на котуйканскую, доказывается имеющимися определениями возраста по глаукониту (1300 млн. лет из основания подсвиты и 1150—1170 млн. лет из ее средней части), а также составом строматолитов. К верхнему рифею на Анабарском массиве относится лишь сравнительно маломощная (250 м) верхняя подсвита юсмастахской свиты, содержащая строматолиты *Gymnosolen furcatus* Kom. и *Boxonia lissa* Kom., а венду, как показано ниже, принадлежит доломитовая, местами гипсоносная старореченская свита (80—150 м).

На Оленекском поднятии граница нижнего и среднего рифея проходит между карбонатной кютингдинской и терригенно-карбонатной арымасской свитами, так как именно на этом рубеже исчезают *Kussiella kussiensis* (Mas l.), появляются байкалии, *Conophyton lituus* Mas l., *Osagia columnata* Reitl., а несколько выше — и другие характерные формы среднего рифея. Глауконит из средней части кютингдинской свиты имеет возраст 1370—1395 млн. лет, а из низов арымасской — 1250—1260 млн. лет. Вышележащая дебенгдинская свита и нижняя

часть хайпахской также охарактеризованы среднерифейскими органическими остатками и датируются возрастом 1170—985 млн. лет, тогда как позднерифейские строматолиты появляются лишь в верхней подсвите хайпахской свиты, начинающейся базальной пачкой песчаников и заканчивающейся доломитами.

Хорбусуонская серия (маастахская, хатыспытская и туркутская свиты), налегающая несогласно на подстилающие отложения, отнесена целиком к венду, на основании нахождения в хатыспытской свите ранген [242] и строматолитов *Boxonia grumulosa* Kom. — характерной формы вендского комплекса Сибири.

В пределах Учуро-Майского района дорифейские отложения перекрываются со структурным несогласием учурской серией (гонамская и омахтинская свиты); в последней содержатся *Kussiella*, а базальные горизонты по глауконину имеют возраст 1500 млн. лет (см. табл. 2). В несогласно налегающей майской серии (эннинская, омнинская, малгинская, ципандинская и лахандинская свиты) появляются *Baicalia* Kryl., *Osagia composita* и другие среднерифейские формы. В соответствии с материалами С. В. Нужнова (1965 г.), С. В. Нужнова и И. Г. Шаповаловой (1965 г.) вся эта серия отнесена к среднему рифею, хотя имеются палеонтологические и геохронологические данные о принадлежности верхней, четвертой подсвиты лахандинской свиты уже к верхнему рифею [46, 232].

Уйская серия, представленная терригенными породами кандыкской и устькирбинской свит, принадлежит верхнему рифею; она прорывается ультраосновными интрузиями центрального типа, имеющими возраст 650 млн. лет [76, 261]. В вышележащей юдомской свите содержится IV комплекс онколитов и катаграфий и характерная для вендского комплекса Сибири — *Boxonia grumulosa* Kom., *Paniscollenia emergens* Kom. и др. Эти данные позволяют коррелировать юдомскую свиту со старореченской и относить ее к венду.

В составе верхнепротерозойских отложений Охотского массива, по данным И. П. Резанова [217] и Г. А. Гринберга (1965 г.), выделяются три осадочных ритма, которые коррелируются соответственно с учурской, майской и уйской сериями Учуро-Майского района. Эта корреляция подтверждается находками в третьем, верхнем ритме Охотского массива позднерифейских строматолитов *Gymnosolen* Steinm. Вендские отложения в пределах этого района не известны.

На Колымском массиве последовательность рифейских свит еще недостаточно выяснена. Из чебукулакской свиты известен комплекс среднерифейских строматолитов. Строматолиты нижней части горбуновской свиты имеют несколько более молодой облик и указывают на верхи среднего — низы верхнего рифея [265]. Последнее обстоятельство, а также небольшой размыв в основании горбуновской свиты и присутствие в гальке конгломератов вышележащей бургалинской свиты многочисленных переотложенных позднерифейских строматолитов *Gymnosolen* Steinm. и *Minjaria* Kryl. дало Р. С. Фурдую основание отнести горбуновскую свиту к верхнему рифею, а бургалинскую свиту условно к венду. К западу от Учуро-Майского района, в присводовой части Алданского щита, рифейские отложения выпадают из разреза и прямо на архей ложится юдомская свита. На северном и западном его склонах развиты маломощные преимущественно карбонатные толщи (дикимдинская и торгинчская свиты), которые по геологическим сопоставлениям и микропроблематике отнесены соответственно к среднему и верхнему рифею. В Байкало-Патомском нагорье к нижнему рифею, со значительной долей условности, относится пурпульская, окуньская и вышележащая медвежевская свиты, которые несогласно залегают на

среднем или нижнем протерозое и перекрываются средним рифеем. Характерными породами этих первых двух свит являются кварцевые песчаники и высокоглинистые сланцы, представляющие собой переотложенную кору выветривания [59]. К среднему и верхнему рифею во внешней зоне Байкало-Патомского нагорья по комплексу строматолитов, онколитов и катаграфий может быть отнесена вышележащая патомская серия, включающая баллаганахскую и кадаликанскую подсерии. Обе подсерии представляют сложные седиментационные циклы, образованные в основании конгломератами или грубозернистыми песчаниками, затем песчаниками и сланцами, а заканчивающиеся известняками. При этом в разрезе баллаганахской подсерии преобладают песчаники, а в разрезе кадаликанском — известняки и сланцы.

Во внутренней зоне Патомского нагорья выше кадаликанской подсерии залегает мощная толща терригенных пород, известная под именем бодайбинской подсерии. Эта, практически немая толща, развита на изолированном участке и венчает разрез коренных пород, поэтому определить ее возраст крайне затруднительно. Условно бодайбинская подсерия отнесена к верхнему рифею.

К вендским отложениям по комплексу биостратиграфических, геохронологических и геологических данных достаточно уверенно могут быть отнесены жербинская, тинновская и нохтуйская свиты, развитые по периферии Байкало-Патомского нагорья. Жербинская свита залегает на верхнерифейской холычской свите и по последним данным (по глаукониту) имеет абсолютный возраст 585, 590, 599, 602 млн. лет [50, 83, 104]. Вышележащие тинновская и нохтуйская свиты содержат характерный юдомский комплекс катаграфий [83, 87], а на р. Чае также строматолиты *Boxonia* cf. *grumulosa* Kom., которые известны только из вендских отложений Сибирской платформы.

Нижнерифейские отложения в Западном Прибайкалье представлены, по-видимому, лишь аналогами пурпульской свиты, которые имеют на разных участках название окуньской, анайской или харгитуйской свит. Эти отложения несогласно налегают на акитканские породы, имеющие возраст 1700±35 млн. лет (валовые пробы эффузивов изохронный Rb/Sr метод) и на рвущие их ирельские граниты с возрастом 1560±80 млн. лет (изохронный Rb/Sr метод) [155, 290]. В свою очередь они несогласно перекрываются широко известной байкальской серией (В. Д. Мац, 1965 г.). Нижняя часть последней — голоустенская и улунтуйская свиты (см. табл. 2) — охарактеризованы среднерифейскими строматолитами — *Baicalia baicalica, Conophyton* и II комплексом онколитов и катаграфий. Условно к среднему рифею отнесены также качергатская свита, венчающая разрез байкальской серии. Ушаковская свита, несогласно налегающая на байкальскую серию, отнесена к верхнему рифею.

К вендским отложениям в Западном Прибайкалье отнесены нижняя часть мотской свиты, включающая всю терригенную и часть терригенно-карбонатной подсвиты. В последней содержится IV комплекс микропроблематики и в основании глауконит, имеющий возраст 609 млн. лет. Редуцированные возрастные аналоги байкальского комплекса, ушаковской и мотской свит прослеживаются по скважинам к западу от Прибайкалья во внутреннее поле Иркутского амфитеатра [92, 138, 275].

Аналоги патомской и байкальской серий устанавливаются в настоящее время и в Восточном Прибайкалье [198, 225], где к ним отнесены: катерская серия Ангаро-Баргузинской горной страны, уакитская серия Южно-Муйского хребта, икатская серия Икатского хребта и северной части Витимского плоскогорья, селенгинская серия низовьев р. Селенги и Морского хребта, курбинская серия Курбинской горной страны и юж-

ной части Витимского плоскогорья. Рифейские отложения в Восточном Прибайкалье несогласно покрываются порой очень мощными, немыми толщами, на севере грубообломочными, а южнее эффузивно-осадочными. Вверх по разрезу эти отложения постепенно сменяются карбонатными или эффузивно-карбонатными отложениями с фауной ленского яруса раннего кембрия. Нижнюю часть упомянутых немых толщ по стратиграфическому положению мы предположительно относим к венду. Сюда входят: гукитская, нижняя и верхняя падроканские свиты Средне-Витимской горной страны, холоднинская свита Северо-Байкальского нагорья, турикская свита Ангаро-Бургузинской горной страны, санская серия Южно-Муйского хребта, бурундинская и татауровская свиты Витимского плоскогорья.

На Енисейском кряже вопрос об аналогах нижнего рифея спорен. Наиболее древние отложения, надежно датированные по палеонтологическим и радиологическим данным, принадлежат здесь верхней части сухопитской серии и относятся к среднему рифею. Нижняя часть упомянутой серии (кординская, горбилокская и удерейская свиты) в соответствии с решением Новосибирского стратиграфического совещания 1965 г. условно отнесена к нижнему рифею.

К среднему рифею по палеонтологическим и радиологическим данным уверенно может быть отнесена верхняя часть сухопитской серии (погорюйская, Карточки и аладьинская свиты) и нижняя часть вышележащей тунгусикской серии (потоскуйская или красногорская и джурская свиты). Возраст средней части тунгусикской серии, выделяемой в шунтарскую свиту, менее определенен; историко-геологические данные, с точки зрения Д. И. Мусатова и М. И. Волобуева, позволяют эту свиту считать верхнерифейской. Более уверенно доказывается позднерифейский возраст верхней части тунгусикской серии (свиты Серого Ключа и дадыктинская), содержащей *Gymnosolen* и *Minjaria uralica*. В налегающей на нее ослянской серии, согласно З. А. Журавлевой, содержится IV комплекс онколитов и катаграфий, однако геологические данные показывают, что ослянская серия отделяется несогласием от более молодой тасеевской (чингасанской), имеющей возраст не моложе венда. Глауконит из средней части последней на севере Енисейского кряжа имеет возраст 770±40 млн. лет (по 7 определений) [50, 103], а из верхней части серии (мошаковская свита) — 600 млн. лет.

В Туруханском районе вскрытый разрез верхнего протерозоя начинается со среднего рифея. Нижние две его свиты безыменская и Линок хорошо увязываются со сходными свитами Енисейского кряжа, а три вышележащие свиты — сухотукгусинская, деревнинская и свита буровой охарактеризованы различными формами группы *Baicalia*, а также *Conophytonmetula*; у кровли свиты Буровой возраст по глаукониту определен в 925—950 млн. лет. Вышележащие пять свит (шорихинская, мироедихинская, туруханская, речкинская и дурномысская) отнесены к верхнему рифею по нахождению в них строматолитов *Gymnosolen confragosus* Semikh. и *Minjaria* Kryl. К вендскому комплексу отнесена нижняя часть платоновской свиты, содержащая IV комплекс онколитов и катаграфий.

На Таймыре основные подразделения верхнего протерозоя выделяются по сопоставлениям с разрезом западного склона Анабарского массива и отчасти по составу онколитов и катаграфий [240].

Приведенная выше возрастная индексация разреза Енисейского кряжа в значительной мере определяет индексацию верхнепротерозойских толщ Восточного Саяна, так как палеонтологические данные по этому региону весьма скудны, а имеющиеся радиологические в основной своей массе являются «омоложенными» [182]. В западной части Вос-

точного Саяна к нижнему рифею отнесена урманская свита (нижняя часть кувайской серии), к среднему рифею — манская свита (средняя часть кувайской серии), а к верхнему рифею — бахтинская свита. К венду в этом районе Д. И. Мусатов относит овсянковскую свиту. В восточной части Восточного Саяна трехчленному разрезу кувайской серии, согласно Д. И. Мусатову, отвечают соответственно нижняя и верхняя подсвиты монгошинской свиты и дибинская свита. Нижний предел возраста монгошинской свиты определяется в 700—760 млн. лет [183] по изотопным датировкам новообразованной слюды. На монгошинскую и дибинскую свиты несогласно налегают вендские образования, к которым в данном районе Д. И. Мусатовым отнесены сархойская свита и вышележащая нижняя добокситовая подсвита боксонской свиты. В Присаянье к венду условно отнесены карагасская, оселочная и усть-тагульская свиты. Гораздо менее определенно решается вопрос о возрасте докарагасской части разреза протерозоя Присаянья. Условно к нерасчлененным нижне-среднерифейским отложениям здесь Д. И. Мусатовым отнесены урикская свита [172], а также более древняя сублукская (далдарминская) свита и их аналоги, выполняющие Урикско-Ийский грабен. К верхнему рифею в рассматриваемой зоне условно могут быть отнесены аршанская и ирсымская свиты.

Мало оснований для выделения трех главных подразделений рифея и венда на остальной части Алтае-Саянской области. В Горном Алтае теректинская свита считается нижнерифейской, нижняя часть баратальской свиты — среднерифейской, ее средняя часть отнесена к верхнему рифею, а верхняя — к венду. В Кузнецком Алатау к среднему рифею отнесены низы биджинской свиты, ее верхние горизонты считаются верхнерифейскими, и вендский возраст принимается для верхов енисейской серии — для сосновской свиты. В верхней части последней содержатся онколиты и катаграфии вендского комплекса.

Учитывая сугубую условность выделения названных подразделений верхнего протерозоя в Алтае-Саянской области, соответствующую часть литолого-палеогеографических карт следует считать весьма гипотетичной.

В пределах Дальнего Востока наиболее ясными в стратиграфическом отношении являются разрезы верхнего протерозоя Приморья (Ханкайский массив и обрамляющие зоны) и Малого Хингана, но и здесь при индексации многих свит встречаются серьезные трудности. К нижнему рифею в Приморье на основании сопоставлений с Кореей и Китаем сугубо условно может быть отнесен краевский «комплекс» метаморфических сланцев и кварцитов и, вероятно, соответствующие ему большая верхняя часть урильской свиты М. Хингана, урулюнгуевская свита Приаргунья, афанасьевская свита хр. Джагды, тукурингрская серия хр. Тукурингра. Последняя залегает на джелтулакской серии среднего протерозоя и прорывается магматическими породами с возрастом 1400 млн. лет.

Среднерифейские отложения залегают на краевском «комплексе», по-видимому, несогласно. Они образуют мощную (несколько километров) терригенно-карбонатную толщу, в низах которой на части территории развиты эффузивы. Характерно присутствие прослоев железистых пород, углистых сланцев и известняков. В карбонатных породах толщи содержатся микрофитолиты — *Osagia tennulamellata* Reitl., *O. columnata* Reitl., *O. undosa* Reitl., *Vesicularites flexuosus* Reitl. Трондьемиты, прорывающие среднерифейские отложения в бассейне р. Уссури, имеют возраст 790 млн. лет. К среднему рифею следует относить также дитурскую свиту Малого Хингана, которая по литологии очень близка к среднерифейским отложениям Приморья.

Верхнерифейские отложения на территории Дальнего Востока выделяются условно по стратиграфическому положению между средним рифеем и отложениями нижнего кембрия — венда. В верхнему рифею отнесена толща филлитов и покрывающая ее карбонатная смольнинская свита Приморья и их аналоги в других районах. В Приморье рифейские отложения несогласно перекрыты характерной серией пород, достигающей 2,5 км мощности и состоящей в нижней части из углистых и кремнистых сланцев с прослоями железистых и марганцевых кварцитов (рудоносная свита), а выше из известняков, сланцев и доломитов (прохоровская и дмитриевская свиты). В верхней части прохоровской свиты содержится фауна алданского яруса нижнего кембрия, что дает основание рудоносную и бóльшую часть прохоровской свиты относить к венду [238].

Сходная с Приморьем картина наблюдается в М. Хингане, где на условно верхнерифейских мурандавских доломитах залегает рудоносная свита, состоящая из кремнистых сланцев, брекчий, железистых и марганцевых кварцитов (100—400 м), а выше — лондоковская свита темных известняков и кремнистых сланцев (700—800 м). Имеются указания на присутствие в лондоковской свите пелециpод *Modioloides priscus* W a l c o t t [66], основываясь на которые многие авторы относят все эти отложения к кембрию. Другие исследователи подвергают сомнению эти находки и склонны, хотя бы частично, относить лондоковскую свиту к докембрию [157] или венду. Последние в подтверждение своих взглядов указывают, в частности, на то, что возраст гранитоидов, прорывающих лондоковскую свиту, составляет 570—604 млн. лет [102, 147]. На присутствие вендских отложений в немых толщах, подстилающих фаунистически охарактеризованный нижний кембрий, указывают также находки вендских онколитов и катаграфий в уровской свите Приаргунья, в низах улганской свиты хр. Джагды и в карбонатно-терригенной толще Шантарских островов.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

В течение позднего протерозоя огромные территории занимали плоские, слабо расчлененные участки суши и обширные мелководные моря. Осадки этих морей ныне наблюдаются в пределах древних платформ, обрамлявших их миогеосинклиналей, а частично и в эвгеосинклиналях. Глубоководные фации позднего протерозоя известны гораздо меньше. В рифейских толщах их изредка находят главным образом в эвгеосинклиналях, в венде они спорадически появляются и в приплатформенных разрезах. На платформах местами сохранились континентальные осадочные толщи.

О крайне мелководных условиях накопления основной массы известных рифейских и вендских отложений свидетельствует широкое развитие в их терригенных фациях косой слоистости, волноприбойных знаков, трещин усыхания, а в карбонатных, помимо того, — присутствие водорослевых построек (строматолиты, онколиты, катаграфии), которые не могли образовываться вне зоны проникновения света. Можно думать, что мелководные рифейские отложения несут в себе следы множества мелких перерывов в осадконакоплении; вероятно, именно этим объясняются непропорциональные гигантской продолжительности рифея малые мощности соответствующих толщ.

Вулканические явления в позднем протерозое были проявлены относительно слабо. Большинство рифейских и вендских вулканитов накапливалось в морских условиях, но есть среди них, по-видимому, и континентальные образования (свита Большого Нарына в Тянь-Шане, саркойские эффузивы в Восточном Саяне и др.).

РАННИЙ РИФЕЙ

Для составления карты раннего рифея на всю территорию СССР материала недостаточно. Некоторые данные имеются для Урала и Сибирской платформы; значительно менее достоверно может быть расшифрована палеогеографическая обстановка Казахстана, Средней Азии и в особенности Дальнего Востока и Северо-Востока СССР. Для остальной части нашей страны достоверные сведения о нижнерифейских отложениях отсутствуют. На Русской платформе осадки либо вообще не накапливались, либо в локальных впадинах отлагались песчаные континентальные фации, которые сейчас мы не можем отличить от аналогичных образований среднего и позднего рифея. Лишь восточная часть платформы была залита морем, которое на востоке незаметно сливалось с бассейном в районе Урала. Здесь после длительного предрифейского перерыва отлагались осадки, формирующие крупный седиментационный цикл (бурзянский). Обломочные породы начала этого цикла накапливались в водном бассейне, что видно из их правильной слоистости. Обломочный материал в это раннерифейское Приуральское море поступал главным образом с запада; в этом направлении заметно возрастает размер обломочного материала. С начальным этапом раннего рифея (время накопления айской свиты) связаны кратковременные подводные вулканические излияния, зафиксированные в разрезе пластами порфиритов, амфиболитов и их туфов. К востоку, по направлению к хр. Урал-Тау, интенсивность этих излияний увеличивалась. Во второй половине раннего рифея источники сноса, поставлявшие обломочный материал в Приуральское море, вероятно, были перекрыты морской трансгрессией или полностью пенепленизированы, и здесь стали образовываться существенно карбонатные доломитовые толщи, насыщенные строматолитами и онколитами.

Западная граница рассматриваемого бассейна достоверно не известна; во всяком случае этот бассейн, видимо, не распространялся западнее линии Пермь—Ижевск—Оренбург, так как за ней прямо на фундамент налегают среднерифейские и более молодые протерозойские толщи. На востоке этот бассейн, возможно, обрамлялся узкой зоной поднятий. В пользу ее существования, по мнению Н. Ф. Мамаева, говорит увеличение к западу грубости терригенного материала в вулканогенно-осадочных толщах, развитых на Восточном склоне Урала.

В центральной части Казахстана в начале рифея существовало море, дно которого отличалось сложным рельефом. В его сравнительно глубокой центральной части накапливались преимущественно хемогенные кремнистые (яшмовые) осадки с подчиненными мелкообломочными терригенными и вулканогенными образованиями. На западе и юге Казахского моря располагались острова Казахского архипелага, обрамленные широкой полосой мелководного шельфа, на котором отлагались главным образом песчано-алевритовые осадки, а местами и галечники.

В начале раннерифейской трансгрессии на побережье низменных островов этого архипелага и на обширных песчаных отмелях между ними накапливались преимущественно кварцевые пески, вмещающие россыпи ряда тяжелых минералов. Это несомненно продукты размыва и неоднократного перемыва древней предрифейской коры выветривания, образовавшейся на кристаллическом фундаменте. Другая цепь северо-западного простирания небольших, по-видимому, вулканических островов предполагается в восточной части Казахского моря на основании увеличения в разрезе примеси терригенного и вулканогенного материала.

В Северном Тянь-Шане между Казахским архипелагом и Южно-Тянь-Шаньской сушей в начале отлагались преимущественно грубозер-

нистые терригенные осадки, которые по мере развития трансгрессии сменились алеврито-глинистыми, а затем карбонатными и углисто-глинистыми, обогащенными сульфидами железа. По расколам древнего фундамента в начале формирования бассейна происходили излияния базальтовых лав, по-видимому, в основном подводные, так как в составе эффузивных пород преобладали миндалекаменные разности, а сами эффузивные породы чередуются с морскими терригенными. Южно-Тянь-Шаньская суша, обрамлявшая рассмотренные районы с юга, в области Центрального Памира омывалась неглубоким морем, к югу от которого, как показал М. Х. Хамидов (1956), располагалась гористая суша — Южно-Памирское нагорье, служившее источником обломочного материала для терригенных морских осадков, отлагавшихся на дне этого моря. Трещины усыхания и волноприбойные знаки свидетельствуют о его крайне мелководном характере и временами даже осушении.

В Средней Сибири палеогеографическую обстановку раннего рифея определяло существование обширных участков суши, занимавших почти всю территорию современной Сибирской платформы. Восточная граница суши фиксируется в области восточного края Алданского щита по появлению краевых фаций гонамской свиты и по сокращению мощностей нижнего рифея Учуро-Майского района в западном направлении [3, 187]. Еще западнее на северном и западном склонах Алданского щита нижнерифейские отложения вообще выпадают из разреза.

Для северной части Байкало-Патомского нагорья В. К. Головенком [59] было установлено, что пурпульская свита образовалась за счет сноса материала коры глубокого химического выветривания с северо-запада и северо-востока, где располагалась обширная равнина. По периферии этой низменности располагалась озерно-аллювиальная равнина, в пределах которой отлагались кварцевые пески с косой слоистостью потоков, трещинами усыхания, знаками ряби и линзами высокоглиноземистых сланцев. С удалением от суши уменьшается крупность обломочного материала, исчезают трещины усыхания и знаки ряби, появляется тонкая параллельная слоистость и выдержанные пачки сланцев, свидетельствующие о накоплении осадков в крупном, по-видимому, несколько опресненном бассейне. Наличие суши к западу от Байкало-Патомского нагорья подтверждается развитием дельтовых и русловых аллювиальных отложений с характерной потоковой косой слоистостью в окуньской свите р. Чаи (В. Д. Мац, 1965 г.). Появление в этой свите кварцевых песчаников с глауконитом свидетельствует о временных трансгрессиях моря.

Сходная палеогеографическая обстановка существовала в Прибайкалье. В области внутреннего поля Иркутского амфитеатра располагалась суша, которая с востока обрамлялась прибрежной аллювиальной равниной, временами заливавшейся морем, где отлагалась анайская свита. Наряду с грубообломочными осадками, характеризующимися признаками речных или дельтовых образований, здесь местами обособляются высокоглиноземистые хлоритоидные сланцы, образовавшиеся, по мнению В. Д. Маца (1965 г.), за счет каолиновых илов, отлагавшихся в озерных бассейнах или закрытых от волнений морских заливах. Восточнее грубые осадки исчезают и появляются морские карбонатные отложения.

Разрез нижнерифейских отложений Чадобецкого поднятия сложен более песчанистыми и менее мощными отложениями, чем расположенные западнее разрезы Енисейского кряжа, где развиты разнообразные мощные сланцевые серии. Это позволяет полагать, что источник терригенного материала располагался восточнее Чадобецкого поднятия, а в Приенисейской полосе находился обширный морской бассейн.

На севере Средней Сибири рифею предшествовало образование коры выветривания на магматических и метаморфических породах цоколя платформы, а в раннем рифее началось образование терригенных осадков мукунской серии, материал которых сносился главным образом с центральной части Анабарского массива [220]. Обилие знаков ряби, трещин усыхания, косой слоистости, следов местных размывов показывает, что формирование отложений происходило в условиях крайнего мелководья. К. К. Демокидов полагает, что здесь имеются континентальные образования. Наблюдения над направлением наклона косой слоистости и ориентировкой знаков ряби привели геологов НИИГА к выводу о том, что направление береговых линий в раннем рифее на Анабарском массиве совпадало с современным простиранием докембрийских толщ, которое обрисовывает раскрывающийся к югу острый угол. В пределах этого угла, на южном склоне Анабарского массива и, по-видимому, в Мархинской опорной скважине, все рифейские отложения в разрезе отсутствуют и прямо на архей налегает венд. В бассейне нижнего течения р. Лены в районе Жиганска, восточное ограничение суши устанавливается предположительно главным образом по геофизическим данным о малых глубинах залегания фундамента.

Все приведенные выше материалы показывают, что с одной стороны на севере, а с другой стороны на юге и юго-западе Сибирской платформы располагались два обширных массива суши, расширявшихся навстречу друг другу. Нет пока никаких данных, которые указывали бы на присутствие морских отложений нижнего рифея в разделяющей их сравнительно узкой полосе, занятой ныне бассейнами Вилюя и среднего течения Нижней Тунгуски. Можно предположить поэтому, что в раннем рифее всю центральную часть Сибирской платформы и Алданский щит занимала обширная суша [126, 223], в пределы которой навряд ли вторгались сколько-нибудь крупные морские бассейны. Условно этот массив суши назван нами Тунгусским островом. Судя по составу обломочного материала, в его сложении преобладали гранитоиды и гнейсы с мощно развитой на них корой выветривания. По мере удаления от Тунгусского острова на севере (восточный склон Анабарского массива — Оленекское поднятие) и в более южных районах наблюдается отчетливое увеличение мощности нижнего рифея и возрастание относительной роли карбонатных пород.

Постепенное уменьшение размерности обломочного материала и замещение терригенных отложений карбонатными наблюдается при движении снизу вверх по разрезам нижнего рифея Анабарского массива, Оленекского поднятия, Учуро-Майского района и Западного Приверхоянья. Это свидетельствует о постепенной пенепленизации Тунгусской суши и, возможно, о расширении раннерифейских бассейнов. Морские бассейны, омывавшие сушу, были мелководными и подвижными. В эпиплатформенных морях в большом количестве произрастали синезеленые водоросли, образующие строматолиты, онколиты и катаграфии. Во многих местах, особенно на севере, отлагались глауконитовые песчаники и алевролиты. Местами появлялись острова, как, например, на месте Омнинско-Патомского поднятия в Учуро-Майском районе [3, 188]. На склонах этого поднятия в гонамской свите местами появляются конгломераты, а в своде средний рифей налегает прямо на архей и нижний протерозой. По мнению Д. И. Мусатова, мелкие острова существовали в раннем рифее также в области Енисейского кряжа. Мелководный морской бассейн в Учуро-Майском районе, вероятно, ограничивался на востоке сушей в области современного хр. Джугджур, которая далее на запад протягивалась в район Станового хребта, отделяя эпиконтинентальное море Сибири от геосинклинального морского бассейна Даль-

него Востока. При приближении к этой зоне в гонамской свите за счет алевролитов увеличивается роль песчаников, а среди омахтинских доломитов появляются терригенные породы.

Раннерифейская вулканическая деятельность в Средней Сибири ограничивалась районами Восточного Присаянья и отчасти Енисейского кряжа. Среди развитых в Присаянье монотонных песчано-глинистых толщ залегают прослои и пачки основных и кислых эффузивов, а в Енисейском кряже отмечается небольшая примесь вулканогенного материала, количество которой возрастает к западу. По совместному нахождению эффузивов с аспидными сланцами можно думать, что излияния были подводными.

Крупный массив раннерифейской суши можно предполагать на Северо-Востоке СССР, в бассейнах Колымы и Омолона, где, по мнению Р. С. Фурдуя, среднерифейские отложения ложатся непосредственно на среднепротерозойские или архейские образования. Ни природа, ни контуры этой суши нам не известны.

На Дальнем Востоке в раннем рифее намечается крупный морской бассейн (Амурское море), в пределах которого шло накопление вулканогенно-осадочных толщ. На востоке, в пределах Сихотэ-Алиня, по-видимому, существовала суша, так как в южной части этой территории имеются разрезы, где нижний рифей выпадает и средний ложится непосредственно на карбонатные толщи нижнего протерозоя. Возможно, что участок очень низкой суши или мелкого моря существовал также на междуречье Зеи и Буреи. В пределах Амурского моря накапливались однотипные, сначала песчано-глинистые, а затем мощные вулканогенные (основные и кислые) образования, которые местами сопровождались кремнистыми осадками.

СРЕДНИЙ РИФЕЙ

Литолого-палеогеографическая карта среднего рифея обоснована фактическим материалом гораздо лучше, чем раннерифейская (прилож. 3). На рубеже раннего и среднего рифея во многих районах нашей страны произошли кратковременные поднятия, местами сопровождавшиеся складчатостью и внедрением интрузий. В результате среднерифейские образования часто залегают трансгрессивно на нижнем рифее и более древних отложениях.

На Русской платформе наличие среднерифейских отложений, как мы видели выше, остается пока недостаточно обоснованным, поэтому соответствующая палеогеографическая картина может рассматриваться лишь как более или менее вероятная. Несомненно, что основная территория Русской платформы в среднем рифее представляла собой область размыва. Осадконакопление здесь, возможно, происходило лишь в пределах узких, линейно вытянутых авлакогенов, представлявших собой в палеогеографическом отношении низменные аккумуляторные равнины, в осевых зонах временами заливавшиеся морем. Массив суши, охватывавший в рифее большую часть Русской платформы, назван Феносарматским материком. В восточной части Русской платформы в среднем рифее сохранялся морской бассейн. Широкое развитие доломитов и известняков, наличие в терригенных породах волноприбойных знаков и трещин усыхания, присутствие глауконита и гидрослюдистый состав глинистых пород свидетельствуют о его мелководности. По-видимому, это был бассейн нормальной солености, и лишь иногда в нем ошнуровывались засолоненные лагуны, о чем говорит находка псевдоморфоз доломита по кристаллам каменной соли (Калтасинская скв. 2, Саузбаш). Обломочный материал в этот бассейн поступал с запада, так как

к востоку уменьшается размер зерен обломочного материала, возрастает степень разрушенности полевых шпатов и одновременно с этим увеличивается количество и мощность карбонатных прослоев.

На Урале среднему рифею предшествовало проявление так называемой бакальской складчатости. В начале дифференцированные движения, по-видимому, создали сложно расчлененный рельеф, в условиях которого происходило накопление машакских грубообломочных толщ, приуроченных к узколокальным зонам. Возрастание тектонической активности привело к усилению магматических проявлений, которые выразились в подводных излияниях как кислого, так и основного состава. В середине среднего рифея на Южном Урале морская трансгрессия расширилась, и здесь возник обширный мелководный морской бассейн, по своим особенностям чрезвычайно близкий к бассейну востока Русской платформы. В зигальгинское время в нем отлагался песчаный материал, по-видимому, приносившийся главным образом с запада [63]. Со второй половины среднего рифея глубина бассейна постепенно увеличивается и в нем происходит накопление преимущественно тонкозернистых осадков; широким распространением пользуются углистые сланцы, углистый материал которых возник, по-видимому, за счет планктона. Наконец, в самом конце среднерифейского времени на широких площадях отлагаются доломиты, часто строматолитовые и онколитовые; здесь же появляется глауконит. Восточнее рассматриваемый бассейн обрамлялся узкой зоной островных поднятий, поставлявших в смежные прогибы обломочный материал. По другую сторону этой островной гряды, на Восточном склоне Урала и в Мугоджарах, в среднем рифее отлагаются, главным образом, песчано-глинистые осадки подчиненные им вулканогенные образования. Сильно изменчивая мощность этих отложений, наличие брекчиевидных кварцитов и местных перерывов в осадконакоплении говорят о крайне неустойчивой обстановке в это время.

В Средней Азии и Казахстане в среднем рифее сохраняется общий план распределения суши и моря, но площадь суши несколько увеличилась за счет присоединения к Каратау—Тургайскому нагорью участков Карсакпайского раннерифейского прогиба. Началу среднего рифея в Северном Тянь-Шане и Центральном Казахстане предшествовала широкая регрессия, связанная с развитием раннерифейской складчатости и поднятий.

На первом этапе среднерифейского развития в пределах морского бассейна обособились две области: внешняя, к которой принадлежали мелкие моря, окружавшие Казахский архипелаг, и внутренняя, занятая Казахским морем. Во внешней области ясно выражена морская трансгрессия, распространявшаяся на довольно расчлененную сушу. По мере развития трансгрессии псаммитовые и алеврито-глинистые осадки сменялись карбонатными и глинисто-карбонатными. Море было несомненно мелководным, а в пределах отдельных поднятий даже во время максимума трансгрессии развивались отмели со строматолитовыми рифами на них. Карбонатные илы были особенно широко распространены в Северном Тянь-Шане и на Центральном Памире, тогда как в Малом Каратау и Таласском хребте, так же как в пределах Чу-Илийских гор преобладала седиментация терригенных полимиктовых осадков, свидетельствующих о горном рельефе суши на окружающих островах и материке. Более «зрелые» осадки — кварцевые пески, галечники, а затем доломитовые и известковые илы — накапливались в проливах, разделявших острова Казахского архипелага. Во внутренней области морского бассейна повсеместно господствовало накопление однообразных, сравнительно глубоководных хемогенных кремнистых и вулканогенных толщ.

В середине среднего рифея на территории Северного Тянь-Шаня и Центрального Казахстана произошла обширная регрессия, особенно хорошо выраженная во внешней области морского бассейна, где карбонатонакопление сменилось аккумуляцией терригенных очень мелководных осадков (преимущественно кварцевых песков).

В конце среднего рифея произошло резкое изменение фациально-палеогеографических условий. На смену спокойной терригенной и хемогенной седиментации, господствовавшей в первой половине среднего рифея, пришла бурная аккумуляция преимущественно вулканогенных осадков. В это время ясно очерчиваются эвгеосинклинальные троги с накоплением продуктов инициального магматизма — базальтовых и андезито-базальтовых лав. В оформлении этих трогов важнейшую роль сыграли глубинные разломы, по которым развились пояса офиолитов — озмеекованных гипербазитов и базитов, комагматичных лавам. Учитывая, что эти разломы имели, по-видимому, геоморфологическое выражение в виде вулканических островных дуг и контролировали осадконакопление, они изображены нами на палеогеографических картах особым знаком. Выделено несколько таких протрассированных офиолитами конседиментационных глубинных разломов: Джалаир-Найманский, Тектурмасский, Майкаин-Экибастузский и др.

Между офиолитовыми поясами, вероятно, развивались глубоководные впадины, заполнявшиеся вулканогенными и кремнисто-вулканогенными осадками, и лишь вблизи островов среди преобладающих вулканитов появляются терригенные и карбонатные осадки, судя по наличию онколитов отлагавшиеся в мелководных условиях.

Рельеф суши обрамлявшей моря Казахстана с запада и с юга в течение всего среднего рифея был в основном гористым. Об этом свидетельствует значительная мощность терригенных осадков по периферии морей. В самом начале среднего рифея горы были достаточно высокими, а затем рельеф был преимущественно низкогорным. В строении суши преобладали изверженные и метаморфические породы.

Во второй половине среднего рифея, когда в геосинклинальных морях началась аккумуляция вулканогенных осадков и развитие офиолитовых поясов, пробудился вулканизм на суше. По периферии Южно-Тянь-Шаньского и на Каратау-Тургайском нагорье возник краевой вулканический пояс, аналогичный девонскому поясу Центрального Казахстана, выделенному А. А. Богдановым [19, 21]. Интерпретируя имеющиеся скудные буровые и геофизические материалы, можно предположить, что на всем пространстве Западно-Сибирской низменности располагалось геосинклинальное, очевидно, островное море. В центральной части Западно-Сибирской низменности по геофизическим данным в рифейском фундаменте прослеживаются две субмеридиональные линейные зоны основных пород. В западной из них буровой скважиной были вскрыты серпентиниты, что дает основание считать эти зоны древними гипербазитовыми поясами и думать, что в центральные районы Западной Сибири продолжалась внутренняя эвгеосинклинальная область Центрального Казахстана, для которой в рифее так характерны офиолиты.

В Средней Сибири на рубеже раннего и среднего рифея в ряде районов имели место тектонические движения, которые наиболее интенсивно проявились во внутренней зоне Байкало-Патомской геосинклинали, где, согласно В. Д. Мацу и В. Г. Беличенко, привели к интенсивной складчатости и метаморфизму нижнерифейских толщ. Во внешней зоне той же геосинклинали, на восточном и на северном склонах Алданского щита, на Учуро-Майской плите, в миогеосинклинали Западного Прибайкалья и смежной части Иркутского амфитеатра предсреднерифейски-

ми движениями обусловлено трансгрессивное залегание различных горизонтов среднего рифея на более древних образованиях. В Алтае-Саянской области и, по-видимому, на севере Сибири седиментация на этом рубеже была непрерывной.

На протяжении среднего рифея в Средней Сибири постепенно развивалась обширная морская трансгрессия, в результате которой к концу этого времени общая площадь Тунгусского острова заметно сократилась, а его конфигурация сильно изменилась. Наиболее резкие изменения произошли на юго-востоке острова, где в начале среднего рифея море трансгрессировало на северо-восток в Кемпендяйскую впадину, образовав узкий залив (или пролив), отчленивший от Тунгусского острова обширный Алданский полуостров (или остров). Постепенно расширяясь, море к концу среднего рифея затопило западную и северную части Алданской суши и восточную часть Иркутского амфитеатра, в пределах которых с этогомомента впервые начал формироваться осадочный чехол. Лишь на сравнительно небольшом участке в присводовой части Алданского щита отложения рифея отсутствуют и непосредственно на архейский фундамент ложится венд. В Учуро-Майском районе происходило формирование мелководных вначале терригенных, а потому почти чисто карбонатных толщ, переполненных строматолитами и онколитами. Обломочный материал в это время сносился с Алданского острова. Джугджурское поднятие было полностью перекрыто морем [16], вероятно, простиравшимся в районе Охотского массива. С юга море, по-видимому, ограничивалось сушей в зоне Станового хребта, так как в этом направлении сокращается мощность среднего рифея, а также наблюдается резкое различие в строении одновозрастных толщ по обе стороны хребта. В мелком море, возникшем в конце среднего рифея к северу и западу от Алданского острова, накапливались маломощные почти чисто доломитовые осадки, богатые онколитами и катаграфиями.

Весьма сложной была среднерифейская история бассейнов, расположенных на месте современной Байкальской горной области. В самом начале среднего рифея здесь возникло море с сильно расчлененным рельефом дна. В этом море шло отложение мощных (2—3 км) туфогенных, эффузивных и обломочных толщ. Источником последних являлась не только окружающая суша, но и многочисленные более мелкие внутренние острова, самые заметные из которых входили в цепь Байкальских островов. Со второй половины среднего рифея море начало постепенно расширяться, затопив в конце этого этапа всю обширную территорию от среднего течения р. Чары на востоке до Западного Прибайкалья на западе. В результате трансгрессии и пенепленизации стали накапливаться главным образом тонкозернистые терригенные и карбонатные осадки часто с повышенным содержанием органического вещества, подчиненными вулканогенными образованиями и песчаниками. Подводный вулканизм был источником железо-марганцевого оруденения на Васильевско-Талойском месторождении. Местами возникали глубоководные участки, некомпенсированные осадконакоплением. На их склонах происходили интенсивные оползни (баракунская и валюхтинская свиты). В самом начале трансгрессии (джемкуканская свита), когда в бассейн временами еще поступал грубообломочный материал, в краевой части Патомского бассейна образовывались мощные толщи оползневых тиллитоподобных пород большепатомской и ничатской свит (Н. М. Чумаков, 1965 г.). Существует, впрочем, точка зрения о том, что они являются ледниковыми [150]. Многие данные свидетельствуют о существовании в начале среднего рифея в Иркутском амфитеатре обширной суши. Восточная часть амфитеатра впервые была покрыта морем в качергатское время. Здесь отложились маломощные мелкозернистые

песчаники, аргиллиты, алевролиты, тогда как восточнее осадки были более мощными, имели флишоидный характер (градационная слоистость, иероглифы) и, возможно, отлагались в глубоководном троге, ограниченном с востока Байкальскими островами (Байкальской кордильерой по Е. В. Павловскому). В результате трансгресии на запад все более сокращалась площадь суши, занимавшей южную часть Сибирской платформы, а кора выветривания, образовавшаяся на ней подвергалась перемыву. Переотложенные продукты коры выветривания нередко залегают в основании осадочного чехла во внутреннем поле Иркутского амфитеатра, а остаточная кора выветривания вскрыта в нескольких глубоких скважинах. Западное побережье описываемой суши проходило где-то восточнее Чадобецкого поднятия, поскольку в среднерифейских отложениях по направлению от Енисейского кряжа к Чадобецкому поднятию увеличивается относительная роль песчаников, сокращается мощность и появляются переотложенные продукты коры выветривания [171]. Возможно, что островная гряда существовала и на левобережье Енисея. Более яркие фациальные изменения среднего рифея этого района сводятся к появлению в центральной и западной его частях вдоль конседиментационных разломов вулканогенных пород и к сокращению относительной роли известняков и доломитов, в особенности строматолитовых, что, по-видимому, говорит о некотором углублении бассейна к западу. Особенно интенсивная вулканическая деятельность в среднем рифее локализовалась в более южных районах, в Присаянье. На север от Енисейского кряжа рассматриваемый бассейн, сохраняя свои основные особенности, протягивался по крайней мере до Туруханска.

Таким образом, основным событием геологической истории среднего рифея южной части Средней Сибири являлось прогрессивное развитие морской трансгрессии и пенепленизации суши. Несмотря на развитие этой трансгрессии, в центральной части юга Средней Сибири в рассматриваемое время, по-видимому, сохранялась обширная суша. Непосредственным ее продолжением к северу было Сунтарское поднятие, за счет разрушения которого образовались тиллитоподобные породы джемкуканской (большепатомской) свиты, а также песчаники вышележащих свит среднего рифея Уринского выступа.

В северной части Сибири в среднем рифее, по-видимому, также сохранилась обширная область суши. Ее существование устанавливается по резкой продукции среднего рифея на восточном склоне Анабарского массива и по полному выпадению его на южном и частично на северном склонах, а также в Мархинской опорной скважине. Рельеф рассматриваемого поднятия был, по всей вероятности, очень выровненным, так как в непосредственной близости от него отлагались чистые карбонатные илы, лишь на восточном склоне Анабарского массива несколько обогащенные песчаным материалом. В отличие от этого, среднерифейские отложения Уджинского и в особенности Оленекского поднятий содержат значительное количество терригенных, а в первом из этих районов и вулканогенных пород. Последние, вероятно, приурочены к узкой, меридионально вытянутой полосе, обрисовывающей Уджинский прогиб.

Суммируя приведенные выше данные, можно сделать вывод, что в среднем рифее в центральной части Сибирской платформы существовали крупные массивы суши, по-видимому, соединявшиеся друг с другом в более или менее единый Тунгусский остров.

Алтае-Саянская область в среднем рифее была затоплена геосинклинальным морем, отличавшимся сложной геоморфологией дна и в связи с этим пестрой картиной распределения фаций. Наряду с относительно глубоководными трогами, заполнявшимися в условиях неполной ком-

пенсации вулканогенными осадками, были широко распространены относительные поднятия — отмели, на которых осадконакопление было менее мощным и существенно карбонатным. Л. И. Мусатов оценивает глубину трогов в 1,5—3 км.

На Северо-Востоке СССР средний рифей ознаменовался трансгрессией в области Колымо-Омолонского массива. В это время была затоплена значительная часть раннерифейской суши и стали отлагаться терригенные, главным образом песчаные осадки: конгломераты, прибрежно-морские косослоистые кварцевые песчаники с волноприбойными знаками, следами течений и трещинами усыхания. По мере развития трансгрессии эти отложения постепенно сменялись мелководными строматолитовыми известняками и доломитами. Источниками обломочного материала могли быть участки суши, располагавшиеся в присводовых частях Омолонского и Тайгоносского массивов. Другой характер осадконакопления был, возможно, в зоне, обрамляющей Колымский массив с запада, в пределах которой в Журском горсте и бассейне р. Уяндиной известны вулканогенно-осадочные толщи, условно относимые к рифею.

На Дальнем Востоке конфигурация суши и моря по сравнению с ранним рифеем изменилась мало: по-видимому, распался на ряд островов Сихотэ-Алиньский остров, а в районе Буреинского массива образовалась островная суша.

ПОЗДНИЙ РИФЕЙ

Началу позднего рифея в ряде районов Европейской части СССР, в Казахстане и Средней Азии предшествовали значительные тектонические движения, приведшие к трансгрессивному залеганию верхнего рифея. В Сибири эти движения проявились в гораздо меньшей степени и нашли свое выражение главным образом в изменении литологического состава отложений.

На Фенносарматском материке в позднем рифее произошло окончательное оформление и некоторое расширение областей осадконакопления, имеющих вид желобообразных, вытянутых прогибов (авлакогенов) северо-западного и северо-восточного простирания, основная же часть этого региона по-прежнему была приподнята и служила источником обломочного материала. Отсутствие грубообломочных пород в составе верхнего рифея показывает, что рельеф материка был сравнительно выравненным и эта территория представляла собой холмистую равнину. Поверхность равнины была сложена главным образом различными изверженными и метаморфическими породами кристаллического фундамента. В конце рифея в связи с прогрессирующим общим погружением морские воды проникли в пределы понижений, вытянутых вдоль авлакогенов, и здесь начали формироваться прибрежно-морские и лагунные отложения. Особенно типичны они в Пачелмском прогибе, где верхний рифей завершается глауконитовыми песчаниками и онколитовыми доломитами.

В пределах Западного склона Урала позднему рифею предшествовал перерыв в осадконакоплении, наиболее отчетливо выраженный в бассейне р. Юрюзань (Д. С. Соколов, 1947 г.). Поздний рифей начался с накопления красноцветных терригенных пород зильмердакской свиты и ее аналогов, породы которой характеризуются теми же чертами строения, что и синхроничные толщи Русской платформы. Тем не менее А. И. Олли, учитывая правильную слоистость зильмердакских песчаников, наличие в них ряби волнения и течения, пришел к выводу, что значительная их часть образовывалась в морских условиях. Как показывает анализ гранулометрического состава и косой слоистости пород, об-

ломочный материал, за счет которого формировались рассматриваемые отложения, поступал в основном с платформы. В последующие отрезки позднерифейской истории на Западном склоне Урала отлагались преимущественно карбонатные мелководные осадки, в образовании которых большая роль принадлежала строматолитам. Лишь в отдельные моменты (инзерское время) в бассейн вновь поступало большое количество обломочного материала и отлагались кварцевые, существенно глауконитовые пески.

В пределах Тимана в позднем рифее, вобщем, сохраняются те же условия осадконакопления, что и в более южных районах. Двигаясь на восток в глубь Уральской геосинклинали, в область Приполярного и Полярного Урала, наблюдается вместе с тем появление, наряду с обломочными и хемогенными осадками, вулканогенных пород. Менее ясны палеогеографические условия позднего рифея Восточного склона Урала и Мугоджар, где к верхнему рифею и венду отнесена единая толща терригенных пород. Н. Ф. Мамаев и Н. В. Черменинова установили, что в западном направлении обломочный материал этой толщи становится более грубым, на основании чего можно заключить, что мы приближаемся к какому-то источнику сноса. По-видимому, это была линейная зона поднятий типа кордильер, тянувшаяся вдоль всего Урала.

В Средней Азии и Казахстане в позднем рифее произошли очень существенные изменения палеогеографии, которые наиболее ярко проявились на юге Центрального Казахстана и в Северном Тянь-Шане. Эти изменения связаны с развитием раннебайкальской складчатости, выведшей из зоны седиментации эвгеосинклинальные прогибы Северного Тянь-Шаня. Море в это время проникло на периферию Южно-Тянь-Шаньского нагорья, где в результате байкальского орогенеза возникла система горных хребтов, разделенных серией межгорных впадин. Образовался крупный горный пояс с ингрессировавшим в его пределы по продольным тектоническим долинам морем. Представления об ингрессии позднерифейского моря в пределы Каратау—Тургайского нагорья и на периферию Южно-Тянь-Шаньского нагорья основаны на недоказанной, но широко распространенной точке зрения о морском происхождении толщ нижних тиллитоподобных конгломератов, мощным покровом заполнявших впадины. Существуют и иные взгляды [131], согласно которым эти образования являются континентальными, смешанными, представленными различными генетическими типами: пролювиальными, речными и озерными осадками, характерными для орогенных областей.

Достоверно морские осадки верхнего рифея в Малом Каратау и Таласском хребте образуют трансгрессивную серию. Она с размывом, трансгрессивно залегает на среднем рифее. В начале трансгрессии формировался терригенный флиш с ритмичным чередованием псаммитовых и алеврито-глинистых осадков, типичной для флиша градационной слоистостью, иероглифами, многочисленными внутренними размывами и перемывами. По мере развития трансгрессии и нивелировки поднятий терригенный флиш сменяется чередованием терригенного и карбонатно-глинистого, а затем карбонатного или карбонатно-глинистого флиша, в котором преобладают обломочные карбонатные породы. Седиментация флишевой серии заканчивается аккумуляцией красноцветных и пестроцветных мергелистых осадков, свидетельствующих о замыкании флишевого прогибания в конце рифея и регрессии моря.

Ряд узких морских заливов и проливов разделял острова Казахского архипелага. В них происходила седиментация терригенных, частично флишевых осадков полимиктового состава, отличавшегося «незрелостью» обломочного материала, что свидетельствует об энергичном разрушении обрамляющих горных гряд, созданных байкальской ороге-

нией. Сейчас очень трудно оценить, что представляли собой в позднем рифее восточные и северные районы Центрального Казахстана. На позднерифейской и вендской палеогеографической картах здесь изображен недифференцированный морской бассейн, на дне которого накапливались как терригенные, так и эффузивно-осадочные толщи.

Южно-Тянь-Шаньская горная страна на юге, в Центральном Памире, примыкала к низменной равнине, в пределах которой происходило накопление псаммитовых осадков с косой слоистостью, знаками ряби, трещинами усыхания, кварцевым и аркозовым составом, свидетельствующим о формировании в условиях аллювиальной равнины, подобной тем, которые были широко распространены на Русской платформе. Снос материала происходил с юга, с Памирского нагорья.

Очень трудно интерпретировать палеогеографическую обстановку в позднем рифее для территории Западной Сибири. Здесь показана чисто условно та же обстановка, что и на карте среднего рифея.

В отличие от Урала, Казахстана и Средней Азии, граница среднего и верхнего рифея в Средней Сибири обычно проходит среди согласно пластующихся толщ, и предпозднерифейские движения здесь сказывались лишь в некотором изменении условий осадконакопления. Позднерифейский этап развития Средней Сибири ознаменовался некоторой регрессией, усилением дифференциации палеогеографических обстановок и появлением среди верхнерифейских отложений грубых, иногда резко полимиктовых, терригенных толщ (ушаковская свита, уйская серия и др.).

Расширение области позднерифейской суши наиболее ярко проявилось на юго-востоке региона, где Алданский остров сильно расширился к северу и югу и причленился к обширной суше, по-видимому, располагавшейся в среднем и верхнем течении Амура. В пределах всего этого вновь образованного массива суши верхнерифейские отложения отсутствуют, а на его периферии вендские отложения ложатся непосредственно на средний рифей. В краевой восточной части Юдомского залива наблюдается увеличение грубости терригенных осадков и уменьшение мощности верхнего рифея в сравнении с его осевой зоной [16]. Это обстоятельство свидетельствует о возникновении гористой суши в зоне хр. Джугджур, с которой в прогиб сносилось огромное количество материала, накапливавшегося в условиях крайнего мелководья. Характерно, что количество признаков мелководья возрастает в восточном направлении к предполагаемому источнику сноса.

В районе современной Байкальской горной области в позднем рифее не произошло существенных изменений палеогеографических условий по сравнению со средним рифеем. Несколько отодвинулось к западу восточное побережье бассейна и спокойнее стал режим осадконакопления с преобладанием алеврито-глинистых и карбонатных илов. Только в Бодайбинском районе, по-видимому, существенную роль играли пески, а в центральной части области происходили небольшие вулканические извержения. Бассейн был, вероятно, достаточно глубоководным. Во второй половине позднего рифея по периферии Патомского нагорья получили широкое распространение крайне мелководные, богатые строматолитами, катаграфиями, онколитами и оолитами известняки и доломиты с многочисленными прослоями косослоистых известковистых песчаников, внутриформационных карбонатных конгломератов, следами размыва и волноприбойными знаками.

В Западном Прибайкалье после небольшого перерыва на границе среднего и позднего рифея у подножия гористых Байкальских островов в зоне морского мелководья стали интенсивно формироваться граувакки ушаковской свиты. Валунно-галечные конгломераты Южного При-

байкалья и даже глыбовые их разности, возникшие в результате обвалов, вверх по разрезу, а также к северу и западу сменяются граувакками, которые постепенно становятся более мелкозернистыми. Среди них в Северо-Западном Прибайкалье В. Д. Мац предполагает присутствие дельтовых образований. Во внутренней зоне Иркутского амфитеатра отлагались сходные по составу, но менее мощные грубозернистые отложения.

В центре Средней Сибири по-прежнему существовал Тунгусский остров. В Прибайкальское море с него поступало лишь незначительное количество терригенного материала. И хотя вдоль р. Лены от Нюи до Киренска отчетливо устанавливается сокращение мощностей верхнего рифея, краевые фации этого бассейна наблюдать не удается. Возможно, они вскрыты бурением в районе Марково. Значительно сильнее ощущается влияние Тунгусской суши в Приенисейских разрезах. С запада на восток в сторону Чадобецкого поднятия мощная карбонатно-сланцевая шунтарская свита замещается гораздо менее мощной толщей песчаников и алевролитов, а более молодые отложения верхнего рифея здесь вообще отсутствуют. В пределах Енисейского кряжа в позднем рифее сохранились основные фациальные зоны среднего рифея. По восточной окраине кряжа возникла цепь низменных островных поднятий, которые обрамлялись относительно более грубыми фациями, чем в смежных районах. Более существенные фациальные изменения отмечаются к юго-западу и западу от рассматриваемой полосы поднятий — здесь в составе верхнего рифея появляются вулканогенные образования основного и среднего состава.

В восточной части Енисейского кряжа в бассейне рр. Каменка и Б. Пит терригенной толще верхнего рифея подчинены крупные месторождения осадочных сидерит-гематитовых железных руд (нижнеангарская свита). В конце рифея на Енисейском кряже господствовали условия, благоприятные для накопления карбонатных осадков, содержащих большое количество онколитов, катаграфий, а местами и строматолитов. В Туруханском районе в течение всего позднего рифея происходило накопление почти исключительно карбонатных, в своем большинстве строматолитовых отложений значительной мощности.

Некоторое расширение области суши в позднем рифее произошло на севере Сибирской платформы, где верхнерифейские отложения по сравнению со среднерифейскими известны на гораздо более ограниченных площадях, а их верхние горизонты, по-видимому, вообще отсутствуют. Суша эта представляла собой низменную равнину, так как на западном склоне Анабарского массива, в непосредственной близости к суше, а также на Таймыре в позднем рифее отлагались мелководные карбонатные илы. Более активный снос обломочного материала происходил с этой суши в северо-восточном направлении: в рифейских толщах Уждинского и отчасти Оленекского поднятий наряду с карбонатными породами заметную роль играют терригенные образования в том числе песчаники, количество которых сокращается к востоку.

В пределах Алатае-Саянской области в позднем рифее продолжалось господство морских условий, а конфигурация основных фациальных областей мало изменилась по сравнению с наблюдавшейся в среднем рифее.

На Северо-Востоке СССР, возможно, существовал очень мелководный морской бассейн, на дне которого накапливались строматолитовые и онколитовые, иногда гематитовые доломиты и известняки, а также красноцветные гематитовые известково-глинистые сланцы. С гематитовыми карбонатами связаны месторождения железа и, в частности, месторождение «Победное». Источником железа явилась лежащая восточ-

нее пенепленизированная низменная суша с интенсивными процессами химического выветривания на ней [208]. Соединялось ли море района Колымского массива с морями Сибирской платформы решить трудно. Можно однако предположить, что в той или иной мере связь существовала, поскольку строматолиты Колымского массива близки к строматолитам Сибирской платформы.

На Дальнем Востоке в позднем рифее по сравнению со средним площадь морских бассейнов резко сократилась.

ВЕНД

Очертания суши и моря в венде (прилож. 4) значительно отличались от их очертаний в более ранние этапы протерозойской истории. Эти изменения затронули, главным образом, Русскую и Сибирскую платформы и в меньшей степени проявились в обрамлявших их миогеосинклиналях. Доказательств синхронности упомянутых изменений на всей рассматриваемой территории, однако, нет. Напротив, имеются признаки того, что в разных районах они протекали несколько разновременно.

На Русской платформе в результате предвендской и вендской перестройки структурного плана, подробно рассмотренной Е. П. Брунс [36] и К. Э. Якобсоном [286], постепенно исчезает система длинных узких заливов и проливов, распространявшихся вдоль авлакогенов, и вместо них на территории современной Московской синеклизы и западных склонов Украинского щита образуются обширные морские бассейны. Их контуры устанавливаются по постепенному выклиниванию вендских толщ, а местами и по относительному обогащению их песчанным материалом [286]. Ограничениями рассматриваемых Подольского и Московского морей служили возвышенности на месте Балтийского и Сарматского щитов и Татарского свода. Последний отделялся от Сарматского щита узким Пачелмским проливом, существовавшим на месте одноименного авлакогена.

Наиболее сложной вендской историей отличались западные районы Русской платформы. В их развитии выделяются два подэтапа, отвечающих соответственно времени формирования волынской и валдайской серий. Для первого из них сохраняется ориентировка бассейна, свойственная позднему рифею и совпадающая с Оршанским прогибом. Правда, бассейн осадконакопления стал более обширным и границы его несколько отодвинулись на запад.

Начало волынской эпохи ознаменовалось оледенением значительной части Фенносарматского материка. Это оледенение, установленное первоначально в Скандинавии и Северной Атлантике, получило от О. Куллинга название «варангерского оледенения» [293]. Возможные следы его были отмечены Е. П. Брунс [36] на Русской платформе, П. М. Есиповым (1963 г.) на Полюдовом кряже и Среднем Урале и Г. Ф. Лунгерсгаузеном [148, 149] на Южном Урале. Об оледенении и его материковом характере свидетельствует широкое распространение волынских тиллитов в Оршанско-Крестецком и Пачелмском прогибах. Приладожской впадине и особенно присутствие одновозрастных марено-гляциальных отложений вдоль северо-западного и северо-восточного побережий этого палеоматерика. Ледниковая природа тиллитов и марено-гляциальных отложений подтверждена находками штрихованных валунов и варвов в Норвегии, Швеции [293], Белоруссии (Н. М. Чумаков, 1968 г.) и на Полюдовом кряже [29], штрихованного ложа в Норвегии [293] и другими признаками. Наличие марено-гляциальных отложений указывает на то, что ледники широким фронтом опускались в море, окружавшие Фенносарматию с северо-запада и востока. На составленных палеогео-

графических картах волынское оледенение Фенносарматии не могло быть отражено полностью, поскольку на них суммированы события за все вендское время.

Для волынской эпохи характерно широкое распространение в западной части Русской платформы эффузивных и туфогенных пород, которые наиболее широко распространены в западных районах Украины и Белоруссии. Наряду с вулканогенными породами распространены терригенные отложения: алеврито-глинистые тонкослоистые осадки зеленовато-серого и серого цвета, лишь изредка окрашенные в темно-серые и черные тона (редкинская свита Калининской области, калюсская свита Приднестровья). В глинах наблюдаются частые пленки ламинаритов, значительное содержание пирита, сидерита и фосфорита, нередки прослои каолинита. Глауконит присутствует в единичных зернах. На основании этих признаков можно говорить о мелководности и застойности бассейна. Н. С. Иголкина считает, что бассейн венда был опресненным. Возможно, что в сложении нижних горизонтов серии принимают участие озерные и аллювиальные отложения. Последнее наиболее вероятно для волынской серии Приднестровья (каменские, ольчедаевские и ломозовские слои); она выполняет узкие субмеридионально ориентированные впадины [286]. На основании изучения косой слоистости приходим к выводу, что снос обломочного материала происходил здесь в северном и северо-восточном направлении, в сторону Оршанского прогиба.

В валдайское время эффузивных пород на Русской платформе не отмечается; отголоском вулканических проявлений этого этапа являются прослои пепловых туфов, впервые обнаруженные А. В. Копелиовичем [128] в бассейне р. Днестра и впоследствии с успехом использовавшиеся для корреляции разрезов. Такие прослои отмечены в Подолии, на Волыни, в Белоруссии, в Центральных районах Русской платформы, в Пермской области. Вероятно, они связаны с моментами катастрофических извержений в прилегающих геосинклиналях.

Близкий по типу бассейн существовал в венде в пределах Волго-Уральской области и на Западном склоне Урала (Приуральское море); здесь наблюдается преимущественно верхняя часть вендского комплекса, выделяющаяся под именем верхнебавлинских и ашинских отложений. Они представлены чередованием песчаников и алевролитов. Нередко на поверхности пластов видны волноприбойные знаки и трещины усыхания, свидетельствующие об исключительной мелководности бассейна седиментации. В песчаниках встречается глауконит. Поднятия, ограничивающие вендский бассейн, представляли собой низменную сушу, сложенную преимущественно кристаллическими породами.

В более восточных районах Приуральского моря, в области современного восточного крыла Башкирского антиклинория и Среднего Урала, мы сталкиваемся с несколько иными палеогеографическими условиями. В пределах этой полосы очень полно представлена нижняя часть венда, сложенная песчаниками и алеврито-глинистыми породами, окрашенными в темные тона (басегская, серебрянская, криволукская серии). Среди них встречаются редкие пачки известняков и характерные толщи тиллитоподобных пород (танинская и койвинская свиты). Состав обломков в них близок к породам фундамента Фенносарматии. Рассматриваемые толщи, по-видимому, представляют собой марино-гляциальные образования, связанные с оледенением Фенносарматии и Уральских островов. Они занимают примерно то же стратиграфическое положение, что и чурочная серия Полюдова кряжа и вильчанская свита Белоруссии. Менее ясно происхождение тиллитоподобных пород криволукской серии.

Во вторую половину венда на Среднем и Северном Урале формируются песчано-глинистые толщи ашинской серии и ее аналогов. Неко-

горые разности этих пород обладают четкой ритмичностью флишевого типа. Н. С. Шатским [278] эти отложения рассматривались как моласовые образования; в последнее время это предположение подробно обосновано Ю. Р. Беккером.

В первой половине венда Приуральское море, вероятно, простиралось и в область современного Тимана, а во второй,— по-видимому, существовала суша. Существенно иной, преимущественно вулканогенный тип литогенеза, имел место в Печорском море (верхняя часть маньинской свиты).

В области Восточного склона Урала и в Мугоджарах в рассматриваемое время, по всей вероятности, располагался Тургайский пролив, отделявший Уральские острова от Казахского архипелага. В пределах этого прогиба происходило формирование мелководных песчано-глинистых толщ, изобилующих знаками ряби, косой слоистостью и т. п.

Достоверные данные для венда Казахстана и Средней Азии имеются лишь для юго-запада этого региона. Поэтому для большей части Казахстана повторена позднерифейская литолого-палеогеографическая карта. В Средней Азии, на юге и на западе Казахстана палеогеографическая обстановка в начале и в конце венда была существенно различной. В первой половине венда здесь господствовали морские осадки, среди которых широко распространены как терригенные красноцветные, нередко очень тонкослоистые разности, так и туфогенно-кремнистые породы липаритового и трахитового состава. Во второй половине венда на рассматриваемой территории следов бесспорных морских осадков нет и повсеместно развиты, по-видимому, континентальные образования — тиллитоподобные конгломераты.

Распределение суши и моря в начале венда в Средней Азии и на юге Казахстана было сложным. В районах современного Малого Каратау и Таласского хребта обособился узкий морской бассейн — пролив, в осевой зоне которого осадконакопление было непрерывным, тогда как в периферической части этого бассейна предвендское несогласие выражено очень четко. Северо-восточным ограничением пролива служило побережье Муюнкумского острова — самого крупного из островов Казахского архипелага, с которого сносилось большое количество обломков гранитоидов и кислых эффузивов.

В лежащем к западу и юго-западу от рассмотренной территории Южно-Тянь-Шаньском нагорье общие очертания зон седиментации и размыва в начале венда были унаследованы от позднерифейского времени. Но рельеф поднятий, очевидно, был снивелирован, так как нижние тиллитоподобные конгломераты, условно отнесенные к верхнему рифею, без видимого несогласия повсеместно сменяются вендскими пестроцветными тонкозернистыми песчаниками и песчано-глинистыми тонкослоистыми осадками, которые выше по разрезу становятся все более тонкими и среди глинистых пород заключают тонкие прослои карбонатных. Для многих разновидностей пород характерно обилие вкраплений сульфидов и карбонатов железа, свидетельствующих о восстановительной обстановке седиментации на дне какого-то водного бассейна. Но она была неустойчивой, поскольку среди описываемых толщ появляются целые пачки красноцветных пород с гематитом, как свидетелем окислительной обстановки.

Второму этапу вендской седиментации предшествовали региональные поднятия и размыв, в результате чего позднерифейские толщи залегают на разных горизонтах подстилающих пород. С размывом связано формирование пролювиально-аллювиальных полимиктовых конгломератов в Таласском хребте и осадочных доломитовых брекчий оползневого происхождения в Малом Каратау. Среди конгломератов

присутствуют и валунные глины, близкие тиллитоподобным конгломератам.

Поздний этап вендской седиментации в описываемой зоне характеризовался вновь резкой расчлененностью рельефа. С этим связано формирование несогласия в средней части вендской толщи и отложение в конце венда грубообломочных пород, среди которых местами господствуют тиллитоподобные конгломераты («верхние тиллиты»), местами очень напоминающие континентальные морены. Для некоторых из них описаны штрихованные валуны [98], «утюгообразные» валуны, обломки с фасетированными и вогнутыми гранями и другие признаки, связанные с ледниковыми отложениями. Среди рассматриваемых образований встречаются также тонкослоистые глины, иногда напоминающие варвы, тонкие линзы песка и гравия. Возможно, эти породы представляют собой озерно-флювиогляциальные отложения.

На Центральном Памире сохранился тот же палеогеографический план, что и в позднем рифее — здесь располагалась аккумулятивная равнина с накоплением преимущественно песчаных фаций аллювиального генезиса.

В большинстве районов Средней Сибири вендскому времени предшествовало общее поднятие территории и размыв, сменившийся затем широкой морской трансгрессией, постепенно покрывшей собой всю Сибирскую платформу. В результате обширной вендской трансгрессии затопленными оказались Тунгусский остров и значительная часть Алданского острова. В то же время по всему южному обрамлению Сибирской платформы от берегов Охотского моря, до Байкало-Патомского нагорья и далее через Прибайкалье, Восточный Саян до Енисейского кряжа в венде образовалась узкая цепочка островных поднятий, гигантским полукольцом ограничившая Сибирское море с юга и юго-запада. Существование этого полукольца, затруднявшего обмен морских вод между Сибирским и прилегающими с юга морями, наложило свой отпечаток на вендскую седиментацию Средний Сибири и во многом предопределило особенности раннекембрийского соленакопления этого района. Яркие следы вендской трансгрессии мы находим на Анабарском массиве. Здесь старореченская свита венда залегает несогласно на различных горизонтах рифея, а на южном его склоне и в Мархинской скважине переходит прямо на архей. Для этой свиты характерны мелководные, существенно биогенные (строматолитовые, онколитовые и катаграфиевые) доломиты с небольшим горизонтом базальных песчаников. На юго-западном и южном склонах Анабарского массива, в Мархинской скважине в доломитах в изобилии наблюдаются следы загипсованности (пустоты от выщелочных кристаллов и прослои гипса). К северо-востоку и северу от этого района сначала сокращается количество следов загипсованности (восточный склон Анабарского массива), затем (Оленекское и Уджинское поднятие, Хараулахский выступ) они исчезают. Это сопровождается появлением в составе вендских толщ наряду с доломитами доломитизированных известняков и известняков, а также некоторым повышением количества терригенных пород. Описанные изменения могут рассматриваться как свидетельство перехода от осолоненного бассейна к нормальному и о приближении к источнику сноса терригенного материала.

Аналогичные фациальные изменения устанавливаются в вендских толщах Алданского щита (юдомской свите). В присводовой части щита и на его северном склоне в венде обособилась специфическая фациальная область в которой чередовались моменты существования бассейна повышенной и нормальной солености. Здесь среди господствующих доломитовых толщ присутствуют прослои и линзы гипсов, каверны, вы-

полненные гипсом, следы выщелачивания кристаллов гипса и т. д. Северо-восточнее и восточнее в юдомской свите наряду с чистыми доломитами появляются известковистые разности, а затем и известняки, которые наиболее широко развиты в средней части свиты и у ее кровли. Вместе с тем в составе свиты появляются горизонты кварцевых и более редких полевошпат-кварцевых песчаников, некоторые из которых, несомненно, произошли за счет приноса терригенного материала с востока (Западное Приверхоянье). Признаки загипсованности и засолонения имеются в вендских отложениях и на северо-западном склоне Алданского щита.

Восточнее, в Охотском массиве, вендские отложения, по-видимому, выпадают из разреза. Учитывая этот факт, а также описанное выше распределение фаций юдомской свиты, можно предполагать, что Учуро-Майский район и Западное Приверхоянье в вендское время с востока обрамлялись сушей. Судя по тому, что с нее поступал лишь сравнительно мелкий кварцевый и полевошпатовый материал, это была низменная равнина, сложенная кислыми изверженными породами. К югу от Алданского щита, в области Станового хребта в венде, по-видимому, сохраняется обширная зона поднятий. По мере приближения к ней мощность юдомской свиты сильно сокращается, но обогащения пород терригенным материалом не отмечается. Вероятно, северные склоны Амурско-Станового острова были очень низменными и с них почти не сносился обломочный материал.

Бассейн повышенной солености существовал в вендское время также во внутреннем поле Иркутского амфитеатра, где среди существенно доломитовых толщ встречаются включения, а местами тонкие прослои ангидритов (скважины Марково и Киренск). Частично вендскими являются также, по-видимому, довольно мощные пласты каменной соли подосинского горизонта, поскольку в последнем обнаружены вендские онколиты и катаграфии. К периферии амфитеатра поблизости от окружающих его островов вендские отложения обогащаются терригенным материалом, а признаки засоления почти исчезают (Западное Прибайкалье, окраины Байкальского нагорья, Присаянье).

Таким образом, в районе Анабарского массива, Иркутского амфитеатра и на Алданском щите намечается существование обширных бассейнов повышенной солености. Их контуры в самом общем виде совпадают с контурами устойчивых рифейских массивов суши Тунгусского и Алданского островов, в течение всего рифея испытывавших восходящие движения. Очевидно, подобная связь не случайна: эти районы и в венде выступали как области относительного поднятия и здесь в условиях крайнего мелководья периодически возникали обособленные участки бассейна и лагуны, в пределах которых концентрация солей резко повышалась.

Совершенно иная палеогеографическая обстановка существовала по обрамлению Сибирской платформы, вблизи упоминавшейся цепи островных поднятий. Этот фациальный ряд лучше всего может быть рассмотрен при пересечении северной части Енисейского кряжа с запада на восток. В западных приенисейских разрезах в вендское время происходило формирование терригенно-известняковых толщ (вороговская свита). Обломочный материал в этот бассейн поступал с запада, с предполагаемого поднятия в пределах Западно-Сибирской низменности. В восточном направлении эти отложения выпадают из разреза, обрисовывая узкую зону поднятия — кордильеру. По другую сторону у подножия этого поднятия, вероятно, в условиях некомпенсированного прогиба, образовались грубые галечники и конгломераты, которые перемещались подводными оползнями и грязекаменными потоками в более глубокую часть трога, формируя толщи тиллитоподобных конгломератов. В их цементе вблизи

упомянутого поднятия заметную роль играют вулканогенные породы. Грубообломочный материал лишь временами достигал центральной части трога; здесь наблюдаются фациальные переходы тиллоидов в терригенные флишевые толщи. Далее к востоку полимиктовые флишевые толщи постепенно замещаются маломощными, мелководными преимущественно кварцевыми песчаниками и аргиллитами, а также доломитами. Во второй половине венда в северной части Енисейского кряжа устанавливаются более однородные условия накопления осадков; упоминавшееся поднятие частично перекрывается морем и на всей территории идет отложение красноцветных песчаных осадков. В южной части Енисейского кряжа условия осадконакопления в венде были более однородны и здесь происходило формирование преимущественно красноцветных песчано-алевролитовых полимиктовых и преимущественно кварцевых осадков в крайне мелководных условиях. Основной снос обломочного материала происходил с запада (М. А. Жарков, 1963 г.).

Несколько иной характер вендского осадконакопления можно предполагать в районе Байкальской области, где возник гористый архипелаг с чрезвычайно изрезанной и менявшей свои очертания береговой линией. В проливах и заливах этого архипелага, временами осушавшихся, накапливались мощные толщи конгломератов, песчаников и алевролитов. По мере заполнения впадин и проливов осадками рельеф становился менее расчлененным, а условия — более благоприятными для накопления тонкозернистых осадков — песчаников и алевролитов, которые слагают верхние части разреза вендских отложений этого района.

К юго-востоку от Байкальских островов располагалось мелководное море, в котором, наряду с терригенными песчано-глинистыми толщами в мелководных условиях, накапливались кислые, реже средние эффузивы и большое количество туфов, туффитов и туфоконгломератов.

На Северо-Востоке СССР, в пределах Приколымского поднятия, венду предшествовал перерыв в осадконакоплении и активный размыв. В начале этого этапа происходило формирование конгломератов, которое затем сменилось образованием красноцветных терригенных и резко подчиненных им карбонатных отложений, изобилующих косой слоистостью, бороздами размыва, трещинами усыхания и другими признаками отложения в крайнем мелководье. Р. С. Фурдуй допускает для части этих пород дельтовое происхождение. Интересной особенностью базальных горизонтов венда Приколымского поднятия является наличие в них линз тиллитоподобных пород, некоторые гальки которых несут на себе подобие штриховки и полировки. Возможно, поднятия в области Омолонского и Колымского массивов, поставлявшие обломочный материал в вендский бассейн Приколымья, были частично покрыты горными ледниками.

Экстраполируя данные о возникновении поднятий в бассейнах, обрамлявших эпиконтинентальное море Средней Сибири, можно полагать, что не только Колымский и Омолонский массивы, но и Эгехайское и Эльгинское поднятия в венде превратились в источники сноса.

На Дальнем Востоке вендские толщи, как уже говорилось, плохо отделяются от раннекембрийских, что делает принятую на картах трактовку палеогеографии этого времени весьма условной.

При рассмотрении палеогеографических карт позднего протерозоя можно видеть, что общий палеогеографический план на территории СССР существенно не меняется на протяжении огромного отрезка времени — раннего, среднего и позднего рифея. Это прежде всего объясняется устойчиво высоким стоянием древних платформ, представлявших в

основном массивы суши, и стабильностью контуров обрамлявших их прогибов, которые были заняты морями и выполнялись обломочным материалом, сносимым с поднятий платформ. Подобные соотношения не повторялись в позднейшей истории Земли [272].

Лишь в конце позднего протерозоя в связи с байкальскими движениями в миогеосинклиналях возникли или резко активизировались внутренние поднятия, а платформы были перекрыты водами вендской трансгрессии. По существу с этого момента началось устойчивое формирование крупных плит платформ.

В рифее представлены почти все типы осадконакопления, свойственные фанерозою. Здесь широко распространены шельфовые фации платформ, вместе с тем для ряда внутренних геосинклиналей удалось обособить пояса глубоководных хемогенных кремнистых осадков. Однако относительная роль определенных типов горных пород в рифее и фанерозое оказывается существенно различной. Наиболее ярко это иллюстрирует распространение олигомиктовых кварцевых обломочных толщ, а особенно первичных доломитов, которые в таком широком масштабе не известны в фанерозое.

Вопреки установившемуся мнению, поздний протерозой характеризовался очень широким распространением биогенных, преимущественно водорослевых отложений, представленных строматолитовыми и онколитово-катаграфиевыми образованиями. Само собой разумеется, что в это время не могли формироваться различные ракушняковые и угленосные фации, появившиеся в начале фанерозоя и это, конечно, представляет весьма существенные различия в фациальном облике пород рифея и фанерозоя. Роль биогенного фактора в формировании осадков проявлялась также в относительно высоком содержании органического вещества многих глинистых и карбонатно-глинистых пород, что в сочетании с региональной сульфидизацией дало начало толщам углеродистых и битуминозных сланцев и карбонатов, известных в большинстве районов распространения нижнего и среднего рифея. В некоторых районах накопление органического вещества в рифейских и особенно в вендских осадках привело к формированию древнейшей нефти, открытой совсем недавно.

Интересно также установленное в последние годы значительное распространение фосфоритоносных фаций в морских образованиях позднего протерозоя. Здесь они были обнаружены главным образом в геосинклинальных областях, тогда как в фанерозое фосфатонакопление постепенно смещается в области платформ.

Формирование железорудных фаций проявилось в позднем протерозое довольно широко, но в гораздо меньшей степени, чем в более древние эпохи. В рифее как бы сочетаются особенности дорифейской и протерозойской эпох. Отголоском раннепротерозойских условий явилось возникновение месторождений железистых кварцитов (хинганские руды), хотя господствующим в рифее и венде был фанерозойский тип железонакопления с его карбонатными, обломочными и лептохлоритовыми рудами.

Существуют количественные различия в распределении и некоторых других типов горных пород в позднем докембрии и фанерозе. Эти количественные отличия придают рифейским толщам свой облик, неповторимый в более поздние эпохи. Другими особенностями рифейских отложений являются фациальное однообразие и большая пространственная выдержанность отдельных толщ, особенно характерные для нижнего и среднего рифея. В позднем рифее фациальная обстановка становится более дифференцированной и разнообразной, а в венде разнообразие становится особенно заметным. В этом отношении венд оказывается более близким к фанерозою, чем к рифею.

Анализ разрезов, фациальных особенностей толщ, рассмотрение палеогеографических карт не подтверждают широко распространенное предположение о замедленном темпе седиментации в позднем протерозое. Большое сходство типов пород и фаций между верхним докембрием и палеозоем позволяет думать, что скорость седиментации была, вероятнее всего, примерно одинаковой. Этот факт вступает в серьезное противоречие с теми соотношениями, которые получаются между мощностями рифейских толщ и абсолютной датировкой рубежей их образования.

О климатических условиях на территории СССР в позднем протерозое в общих чертах позволяют судить литологические индикаторы климата. Формирование мощных каолиновых кор выветривания на предрифейском комплексе (а в ряде районов и позднее), широкое развитие континентальных (частично эоловых) и морских красноцветных отложений, а также мощных толщ органогенных карбонатов позволяет думать, что климат рифея на территории СССР был главным образом теплый, а иногда и жаркий.

Широкое распространение и возможное присутствие позднерифейских тиллитов предполагает мощные покровные и горные оледенения и указывает на значительное похолодание к началу венда. В последующие эпохи столь широкое развитие ледниковых пород на территории СССР повторялось лишь в четвертичном периоде. Наиболее четко в настоящее время вырисовывается варангерское (волынское) покровное оледенение Фенносарматии. Ледниковый щит, покрывавший, очевидно, всю северную часть этого материка, спускался широким фронтом на северо-запад в Грампианское, а на восток в Приуральское моря, образуя шлейфы марено-гляциальных отложений. Во второй половине венда климат, повидимому, снова стал теплым, а в Сибири, где появляются первые эвапориты, вероятно, даже жаркий.

На основании вышесказанного приходим к выводу, что рифейская палеогеография и осадконакопление, имея ряд несомненных общих черт с фанерозоем, обнаруживают и ясные отличия, придающие им неповторимую специфику. Вендское время с рассматриваемой точки зрения тяготеет к палеозою. Все эти черты сходства и различия отражают один из аспектов необратимой эволюции земной коры.

ПАЛЕОТЕКТОНИКА СССР В СРЕДНЕМ И ПОЗДНЕМ РИФЕЕ

Палеотектоника позднего протерозоя иллюстрируется одной картой (прилож. 5), составленной в основном тем же коллективом авторов, что и литолого-палеогеографические карты позднего протерозоя. Размещение авторских макетов показано на схеме-врезке к карте. В настоящем очерке в различной степени учтены также объяснительные записки, написанные авторами региональных макетов.

Палеотектоническая карта составлена для крупного интервала времени, охватывающего средний и поздний рифей (от 1350 до 700 млн. лет) и наиболее полного отражающего всю позднепротерозойскую историю в целом. Средне-позднерифейскому этапу развития предшествовали широко проявившиеся на площади тектонические движения возрастом около 1400 млн. лет.; в различных регионах СССР они проявились различно. В ряде регионов (Учуро-Майский район, Колымский массив, Байкало-Патомское нагорье, Западное Прибайкалье, Северный Тянь-Шань, Южный Урал, Дальний Восток и др.) с этими движениями связано несогласное залегание среднего рифея на более древних толщах, а местами и становление интрузий с возрастом 1350—1400 млн. лет, либо процессы радиологического «омоложения» более древних образований. В отличие от этого на севере Сибирской, а также, вероятно, на востоке

Русской платформы предсреднерифейское несогласие отсутствует. Верхним естественным рубежом рассматриваемого этапа служит поверхность предвендского несогласия. С последним связана перестройка плана Русской (Е. П. Брунс, 1963, 1964 гг.) и Сибирской платформ, возникновение сильно расчлененного рельефа в геосинклиналях, наложившего свой отпечаток на всю историю вендского литогенеза [242, 289], а местами и внедрение интрузий с возрастом около 650—700 млн. лет [260]. Все эти события можно рассматривать как проявление байкальской складчатости. В принятой в настоящем издании стратиграфической схеме граница верхнего рифея и венда проходит внутри согласно пластующейся серии отложений лишь в небольшом числе регионов (Байкало-Патомское нагорье, Алтае-Саянская область, Прибайкалье и некоторые другие).

Средне-верхнерифейский комплекс пород во многих регионах СССР образует единую серию (север Сибирской платформы, ее восточная и западная окраины и обрамляющие миогеосинклинали некоторые районы Средней Азии и др.), тогда как в других — в конце среднего рифея имели место тектонические движения, местами приведшие к перестройке структурного плана (Северный Тянь-Шань, Иркутский амфитеатр). На востоке Русской платформы, на Урале и на севере Сибирской платформы в то же время произошло внедрение гипабиссальных основных интрузий с возрастом 1000—1100 млн. лет. Прежде чем переходить к характеристике позднепротерозойских структур, необходимо отметить сложность проведения границ древних платформ и обрамлявших их миогеосинклиналей, которая объясняется слабой тектонической расчлененностью байкалид и преобладанием в них (особенно в периферической зоне) аллохтонных формаций [272]. Поэтому при проведении рассматриваемой границы приходится опираться не только на формационный признак, сколько на анализ мощностей и структуры, особое внимание уделяя трассированию зон крупных размеров, которые могли бы явиться отражением рифейских краевых швов платформы.

Русская платформа. Контуры Русской платформы для рифейского этапа намечаются не везде достаточно отчетливо. В пределах Мурманской области внешний край платформы почти везде находится под водами Баренцева моря. Лишь на очень небольшом отрезке его можно видеть на перешейке, разделяющем полуострова Средний и Рыбачий. Мощная толща сланцев и песчаников п-ова Рыбачьего надвинута здесь на пологозалегающие платформенные отложения п-ова Среднего. Западнее, в пределах Норвегии, этот надвиг переходит в систему крупных покровов (амплитуда до нескольких десятков километров), по которым на внешний край платформы надвинуты геосинклинальные серии докембрия.

На Тимане граница рифейской Русской платформы также совпадает с системой более поздних структурных швов, состоящих из нескольких кулисных отрезков. По этим разломам приведены в соприкосновение мощные геосинклинальные образования среднего и верхнего рифея с платформенными фациями венда и палеозоя опущенного блока. Внешний край рифейской платформы в Прикарпатье, Предкавказье и Прикаспийской впадине перекрыт новейшими образованиями и его ограничение с большей или меньшей достоверностью восстанавливается только по геофизическим данным и анализу осадочных формаций палеозоя. Иные соотношения наблюдаются в восточной части Русской платформы, где имеет место постепенный переход от пологозалегающих рифейских толщ ее осадочного чехла к мощным сложно дислоцированным толщам Уральской миогеосинклинали. Общие черты строения осадочных формаций при этом переходе сохраняются, но суммарная мощность рифея

возрастает от 1500 до 4000—4500 м. Граница между платформой и миогеосинклиналью намечается здесь условно и приводится по изопахите 3000 м, с которой примерно совпадает граница различно ориентированных конседиментационных структур платформы от линейно-вытянутых прогибов Уральской миогеосинклинали. Имеющиеся для внутренних районов Русской платформы определения возраста гранито-гнейсов фундамента калий-аргоновым методом, близкие к 1400 и даже 1000—1100 млн. лет, послужили Н. П. Семененко поводом для того, чтобы протянуть широкий пояс среднерифейских геосинклинальных образований готид, проходящий из Южной Швеции через Белоруссию вплоть до Западной Башкирии. Однако, этим построениям резко противоречат изотопные и палеонтологические данные о возрасте базальных горизонтов рифейского осадочного чехла платформы [41, 50, 51]. На основании чего приходим к выводу, что геосинклинальных систем на месте центральных и восточных районов Русской платформы в рифее не существовало и что вся эта территория в начале рифея вступила на платформенный путь развития. Что же касается упомянутых относительно «молодых» значений возраста, определенного, К-Ar методом, то они характеризуют не возраст гранито-гнейсов, а время их значительного преобразования, сопровождавшегося полной или значительной потерей ранее накопленного аргона (движения по разломам, внедрение основной магмы и гидротермальные изменения пород) [51].

На территории Русской платформы в среднем и позднем рифее обособилось несколько обширных массивов, испытывавших непрерывные восходящие движения (Балтийский, Татарский или Волго-Камский, Сарматский щиты) и служивших основным поставщиком обломочного материала. Наряду с ними в пределах Русской платформы выделялись длинные, узкие прогибы, выделенные Н. С. Шатским под именем авлакогенов, и контролировавшие зоны максимальных мощностей рифейских отложений и проявления среди них основного вулканизма [20]. Наиболее крупными являются Оршанский и Пачелмский авлакогены. Первый из них протягивается в северо-восточном направлении от Волыни, через центральную часть Белорусской ССР и, по мнению большинства геологов, непосредственно переходит в длинный и узкий желобообразный Крестцовский прогиб. Дальнейшее продолжение его не вполне ясно. Согласно гипотезе, изображенной на палеотектонической карте и выдвинутой впервые Е. П. Брунс (1963 г.), Оршанский прогиб приобретает меридиональное и даже северо-западное направление; продолжение его намечается выходами терригенной толщи верхнего рифея на Карельском перешейке. Другие исследователи полагают, что продолжение Оршанского прогиба следует искать вдоль осевой части Московской синеклизы; при этом Котласский прогиб трактуется как продолжение Оршанского авлакогена. Наибольшая величина погружения Оршанского прогиба в пределах БССР достигает 500 м. Второй прогиб — Пачелмский — протягивается в северо-западном направлении от района Саратова до Рязани через Пачелму (иногда его называют Рязано-Саратовским). На многих картах, опубликованных в последнее время, этот прогиб изображается в виде сравнительно простой линейной структуры, ограниченной по краям разломами. Наибольшая величина его погружения в районе Сердобска достигает 2000 м. Судя по карте поверхности дорифейского фундамента платформы, составленной для тектонической карты Европы, такая структура Пачелмского прогиба несколько упрощена. По-видимому, он состоит из двух кулисных отрезков и, не доходя до Рязани, поворачивает в западном направлении. Вместе с тем по сейсмическим данным к югу от Москвы протягивается впадина с глубиной залегания фундамента до 4000 м, ориентированная соответственно с общим простира-

нием Московской синеклизы, формировавшейся в вендское время. При таком толковании структуры можно видеть больше соответствия между общим планом тектонического строения Русской платформы в позднем рифее и в венде, чем это предполагалось ранее.

В восточной части Русской платформы буровыми скважинами вскрыты секущие и пластовые тела габбро-диабазов рифейского возраста, образующие траппову формацию.

Восточное обрамление Русской платформы. В складчатой структуре Урала отчетливо выделяются две зоны: эвгеосинклиналь Восточного склона и миогеосинклиналь осевой полосы и Западного склона Урала. Граница между ними в современной структуре совпадает с глубинным разломом, проходящим вдоль восточного склона антиклинория Урал-Тау. На севере, в пределах Харбейского антиклинория, рифейская эвгеосинклиналь переходит в осевую часть хребта. Для этой области характерно наличие эффузивных толщ и нередко метаморфических пород, свойственных эпизоне и мезозоне. Тот же тип метаморфизма свойствен и рифейским толщам антиклинория Урал-Тау. Наоборот, к западу, в пределах Башкирского антиклинория мы переходим к слабо измененным *толщам рифейской миогеосинклинали, которые по типу слагающих* формаций чрезвычайно близки к платформенным. С небольшими изменениями они повторяются и на Полюдовом кряже, Северном Урале и на Тимане в *антиклинальных поднятиях* Джежим-пармы, Вымской гряды, Четласского камня и др.

Общая последовательность осадочных формаций Урало-Тиманской миогеосинклинали вырисовывается достаточно отчетливо. На первых стадиях ее развития наряду с мелководными доломитовыми толщами отлагаются темные сланцы, по типу очень близкие к аспидной формации (бакальская и зигазино-комаровская свиты рифея Южного Урала, четласская серия Тимана). Такого типа образования в пределах платформы, как правило, отсутствуют. Исключение составляет лишь арланская свита Татарии. В начале позднего рифея эти отложения сменяются континентальной красноцветной обломочной формацией, за которой следует *глинисто-доломитовая формация, возникающая в мелководной зоне* шельфа. Эти две формации являются общими для Русской платформы и для примыкающей к ней миогеосинклинали.

Новый этап развития в пределах рассматриваемой области начался в венде. В наиболее полном своем выражении формационный ряд этого этапа можно видеть на Среднем Урале [167]. Слагающие его толщи *достигают грандиозной мощности и представлены в нижней части* кварцито-сланцевыми и вулканогенными образованиями (басегская серия), а выше так называемой спарагмитовой формацией с ленточными сланцами и тиллитами (серебрянская серия) и, наконец, нижней молассой (сылвицкая и ашинская свиты).

Магматизм рифейского времени в пределах восточного обрамления платформы изучен еще крайне недостаточно. На Восточном склоне Урала к рифею условно относятся небольшие интрузивные тела гранитоидов, габбро и ультрабазитов, *располагающихся среди выходов рифей*ских пород. Данные изотопного возраста по этим массивам отсутствуют. О нахождении в верхнем докембрии интрузивных образований кислого, *основного и ультраосновного состава свидетельствует наличие* соответствующих обломков в конгломератах верхнего рифея — венда.

Южное и западное обрамление Русской платформы. Крымско-Кавказская и Карпатская геосинклинальные системы в рифее, по-видимому, образовывали единый пояс, обрамлявший Русскую платформу с юга и юго-запада. Миогеосинклинальная зона этого пояса более или менее достоверно фиксируется буровыми скважинами в Предкарпатье [230], в

естественных выходах в Свентокшинских горах и, видимо, в Северной Добрудже. Продолжение миогеосинклинальной зоны на восток может лишь предполагаться в районах Степного Крыма и в фундаменте Предкавказского прогиба.

Внутренняя, эвгеосинклинальная зона рассматриваемого пояса намечается по выходам предположительно рифейских метаморфизованных вулканогенных пород и сланцев в Раховском массиве на Карпатах, в Южной Добрудже, а также вулканогенно-осадочных толщ в Малкинском районе Северного Кавказа [161].

На территории Средней Азии и Казахстана в среднем — позднем рифее отчетливо обособились две крупные области, отличавшиеся по своему тектоническому режиму: Казахстанская геосинклиналь и Южно-Тянь-Шаньская активизированная платформа. Последняя по внешнему ее краю обрамлялась Чаткало-Нарынским эпиплатформенным орогенным поясом. Упомянутые две области в рифее разделялись краевым швом или системой глубинных разломов [135]. Во внутренних частях геосинклинальной области выделялись Еректау—Ниязская, Майкаин-Экибастузская, Акчатауская и Балхашская эвгеосинклинали. Они представляют собой сравнительно глубоководные троги, ограниченные глубинными разломами и разделенные узкими зонами относительных поднятий. Троги заполнялись спилитовой и яшмо-фтанитовой формациями мощностью до 4000—5000 м, пронизанными комагматичными гипербазитовыми и базитовыми интрузиями.

В западной части эвгеосинклинальной области прослеживался пояс крупных внутригеосинклинальных поднятий (Улутау-Кокчетавское, Муюнкумское и Джунгаро-Балхашское), которые отличаются высоким стоянием дорифейского фундамента, сравнительно малой мощностью (до 2000 м — осадочных и вулканогенных осадочных формаций) и широким развитием среди них в среднем и позднем рифее липаритовой (порфировой) и отчасти андезитовой формаций, а в позднем рифее и венде — моласс, нередко грубообломочных. Описываемые поднятия по ряду признаков напоминают срединные массивы [289], но отличаются активизацией орогенных процессов на средних и поздних этапах своего развития. Поднятия были разобщены Джалаир-Найманским и Северо-Тянь-Шаньским узкими геосинклинальными трогами, выкроенными по глубинным разломам. На ранних этапах своей жизни эти структуры развивались по миогеосинклинальному типу, а позднее — по эвгеосинклинальному плану с господством спилитовой формации. В конце позднего рифея — в венде здесь получают широкое развитие молассовая и флишоидная формации, которые частично распространялись на края «срединных массивов».

Во внешней зоне геосинклинальной области в позднем докембрии обособилась узкая полоса со «сквозным» миогеосинклинальными развитием в течение всего рифея. Эта Каратау-Таласская миогеосинклиналь в среднем и позднем рифее заполнялась мощной (до 4000 м) терригенной и терригенно-карбонатной серией.

В пределах Чаткало-Нарынского эпиплатформенного орогенного пояса в среднем—позднем рифее преобладали восходящие дифференцированные движения, которые привели к формированию здесь в условиях расчлененного рельефа орогенных формаций — прерывистого покрова липаритовой (порфировой) формации среднего рифея и грубых моласс (тиллитоподобные конгломераты, брекчии и т. п.).

К югу от рассмотренного пояса располагалась Южно-Тянь-Шаньская платформенная область, отличающаяся высоким стоянием дорифейского кристаллического фундамента и развитием маломощного чехла красноцветных кварцитовидных песчаников и карбонатных пород

рифея—венда. Лишь в Центрально-Памирском прогибе погружения были более значительными (до 2 км), но режим седиментации сохранялся близким к типично платформенному, существовавшему на Таримском массиве и в Эльбурсе.

В пределах **Западной Сибири,** видимо, сохранялся тот же общий план тектонического строения, который в среднем — позднем рифее характеризовал Центральный Казахстан. Можно думать, что на обширных пространствах здесь располагались эвгеосинклинальные прогибы, а в низовьях Оби — крупное поднятие, которое как бы продолжает Казахстанский пояс «срединных массивов». Рядом скважин здесь вскрывается мигматизированный гранито-гнейсовый фундамент, возможно, дорифейского возраста, но пока нигде не выявлен рифейско-вендский покров. На востоке эвгеосинклинали Западной Сибири протягивались до Енисея, а местами (Енисейский кряж) переходили и на его правый берег.

Сибирская платформа в среднем и позднем рифее по своим контурам существенно не отличалась от современной. Можно, однако, полагать, что в раннем рифее Сибирская платформа простиралась несколько шире в Байкало-Патомское нагорье и в Западное Прибайкалье [59]. Здесь нижний рифей представлен метаморфизованной платформенной формацией кварцевых песков и каолиновых глин, которая несогласно перекрывается миогеосинклинальными средне-верхнерифейскими толщами.

Границы рифейской Сибирской платформы наиболее отчетливо устанавливаются по западной окраине Северобайкальского и Патомского нагорий. Здесь в современной структуре трассируется цепочка кулисообразно расположенных разломов и флексур, при переходе через которую с востока на запад наблюдается резкое сокращение мощности средне-верхнерифейской серии пород, редукция их стратиграфического объема и ослабление складчатости [82, 198]. Эта зона, находящая свое выражение и в геофизических полях, вероятно, представляет собой отражение глубинного разлома, существовавшего, по мнению С. М. Замараева [97], еще в дорифейское время. От северной оконечности Байкала примерно до р. Витим этот разлом в среднем—позднем рифее играл роль краевого шва, а севернее, очевидно, уходил в тело Сибирской платформы, ограничивая с запада Уринский авлакоген. Последний на юго-западе очень постепенно переходил в Патомскую миогеосинклиналь и поэтому здесь граница платформы устанавливается лишь условно. Более четко она трассируется на восточной окраине Патомского нагорья, где совпадает с Жуинской зоной разломов; последняя по своей роли в структуре и выражению аналогична только что рассмотренной зоне [89]. Далее к востоку граница проводится по древней системе глубинного Монголо-Охотского разлома, отделяющего зону Станового хребта от Монголо-Охотской эвгеосинклинали.

Положение восточной границы платформы вызывает большие разногласия в связи с различной трактовкой природы так называемого Юдомо-Майского прогиба и всего Северо-Востока СССР. На палеотектонической карте восточная граница Сибирской платформы проведена по зоне Нельканского и сопряженного с ним разломов, которые кулисообразно подставляя друг друга протягиваются более чем на 700 км от подножий Становища на юге до Кыллахской гряды на севере, на всем протяжении отделяя горизонтально залегающие рифейские толщи Учуро-Майской плиты от дислоцированных, значительно более мощных одновозрастных свит Юдомо-Майского прогиба [16, 46, 187, 189]. В более северных районах рассматриваемая граница проводится сугубо гипотетично по внутреннему краю Приверхоянского краевого прогиба.

Юго-западная граница средне-позднерифейской Сибирской платформы скрыта под покровом более молодых отложений и потому трассируется условно. На основании геофизических и ряда косвенных геологических данных можно думать, что она проходила по серии кулисных разломов и флексур несколько восточнее Енисейского кряжа, а далее вытягивалась к восточной окраине современного Туруханского поднятия. При такой трактовке разломы, ограничивающие это поднятие с востока, рассматриваются как отражение рифейского краевого шва. Близость рифейских толщ Восточного Таймыра к их возрастным аналогам на западном склоне Анабарского массива позволяет первый из районов условно включить в состав Сибирской платформы.

Данные о внутренней структуре Сибирской платформы в описываемый отрезок времени очень ограниченны. Видимо, вся центральная часть платформы в среднем и позднем рифее представляла собой поднятие [126, 223]. Изображенные на карте относительно простые контуры этого поднятия, названного Тунгусским щитом, в значительной мере объясняются состоянием изученности. Вероятно, платформа была рассечена системой авлакогенов подобно тому, как это имело место на Русской платформе. Авлакоген можно предполагать на продолжении Иркинеевского выступа Енисейского кряжа, возможно, в бассейне среднего течения Нижней Тунгуски и на Среднем Таймыре; более уверенно выделяются Уджинский и в особенности Уринский авлакогены.

Другое крупное поднятие Сибирской платформы — Алданский щит — вырисовывается в среднем и позднем рифее на юго-востоке рассматриваемой области. К югу от него располагалось краевое поднятие Станового хребта.

Формации средне- и верхнерифейского чехла Сибирской платформы достаточно характерны. Здесь преобладает маломощная доломитовая существенно органогенная формация с небольшой примесью терригенного материала. Последний приобретает заметную роль в краевых частях платформы, где в это время образуются терригенно-карбонатная и песчано-глинистая формации. В авлакогенах к ним добавляются трапповая (Уджинский авлакоген) и граувакковая (Уринский авлакоген) формации. Мощность средне-верхнерифейского чехла в пределах собственно платформы, как правило, не превышает первых сотен метров и значительно увеличивается (до 3000 м и более) в авлакогенах и в узких краевых зонах, граничащих с миогеосинклиналями.

Средне-позднерифейские магматические проявления на Сибирской платформе незначительны: это несколько пластов измененных основных эффузивов и их туфов Уджинского поднятия и Центрального Таймыра, приуроченные к бортам авлакогенов, силлы и дайки диабазов Оленекского поднятия и, вероятно, Учуро-Майского района. В последнем присутствуют также предвендские ультраосновные щелочные интрузии центрального типа.

Геосинклинальное обрамление Сибирской платформы. В среднем и позднем рифее Сибирскую платформу на значительном протяжении окаймляли миогеосинклинали, которые, вероятно, не образовывали сплошного однородного кольца. Наибольшей шириной и прогибанием миогеосинклинали характеризовались вблизи самых прогнутых участков платформы — авлакогенов и синеклиз: против Учуро-Майской плиты, Иркинеевского и Уринского авлакогенов. По направлению к приподнятым участкам платформы — южной части Иркутского амфитеатра и Становому поднятию — миогеосинклинали сужались и выклинивались. В результате платформа здесь по зонам разломов соприкасалась непосредственно с эвгеосинклиналями. Внутри миогеосинклиналей хорошо выделяются внешние и внутренние зоны, разнящиеся по мощностям

и степени дислоцированности отложений, магматическим проявлениям и отчасти по формациям и степени метаморфизма. Обе зоны миогеосинклинали и часть сопряженной эвгеосинклинали удается наблюдать на Енисейском кряже и в Байкало-Патомском нагорье; в первом из этих районов хорошо устанавливается, что сочленение упомянутых зон происходило по системе кулисных глубинных разломов, продолжавших свое развитие в венде. В миогеосинклиналях в среднем и позднем рифее сформировались мощные (до 6—8 км) толщи аспидной, граувакковой очень широко развитой ритмичной терригенно-карбонатной, а также доломитовой и известняковой формаций. Как уже говорилось, две последние присутствуют и на платформе, что лишний раз подчеркивает переходный характер миогеосинклиналей.

Расположенные к юго-западу, югу и юго-востоку от Сибирской платформы Алтае-Саянская, Байкальская, Монголо-Охотская и Приморская эвгеосинклинальные зоны в среднем и позднем рифее характеризовались господством существенно вулканогенных формаций и сложным тектоническим рельефом. В пределах Алтае-Саянской геосинклинальной системы на фоне общего преобладания карбонатно-вулканогенных формаций четко обособлялся ограниченный глубинными разломами активно развивающийся Западно-Саянский трог, выполнявшийся мощной терригенно-вулканогенной серией.

Байкальская эвгеосинклиналь, занимавшая территорию современного Забайкалья, отделялась Монголо-Охотским глубинным разломом от Монголо-Охотской эвгеосинклинали, а последняя почти под прямым углом, также по разлому сочленялась с Приморской эвгеосинклиналью. Между ними располагался Буреинский срединный массив, в пределах которого вдоль разломов развивались наложенные прогибы. Наиболее напряженным вулканизмом характеризовался Монголо-Охотский пояс. В Байкальской и Приморской эвгеосинклиналях вулканизм не был столь интенсивным и главную роль здесь, особенно в конце рассматриваемого этапа, играли терригенные и терригено-карбонатные формации. Замыкание упомянутых эвгеосинклинальных систем происходит на рубеже позднего рифея и венда. В Байкальской системе, по-видимому, к этому времени относится внедрение широко развитых мамско-оронских и баргузинских гранитоидов. В Приморской зоне в рассматриваемый период формируются лишь небольшие тела анатектоидных гранитов.

В миогеосинклинальной зоне Енисейского кряжа становление значительных массивов гранитоидов произошло несколько ранее, во второй половине позднего рифея, около 850±60 млн. лет назад [45]. Начиная с этого момента значительная часть этого региона переходит к орогенному развитию. В Восточном Саяне к тому же времени относится внедрение так называемых дербинских гранитов [172]. В более ранние этапы рифейской истории, около 930 млн. лет назад, на Енисейском кряже происходило формирование метасоматических гранитоидов, приуроченных к зоне сочленения эв- и миогеосинклинали (Е. А. Долгинов, 1966 г.), и предшествующих им базитов с возрастом около 100 млн. лет [172]. Рифейская история обширной территории Северо-Востока СССР восстанавливается в настоящее время весьма провизорно. Картина, изображенная на палеотектонической карте, базируется на широкой экстраполяции данных, полученных при изучении рифея Учуро-Майского района, Приколымья, Охотского и Омолонского массивов.

На основании сказанного выше можно сделать следующие выводы:

1) в течение всего рифейского эона, на протяжении почти одного миллиарда лет существовали те же структурно-фациальные области, которые мы видим в фанерозое;

2) контуры рифейских платформ сохранились примерно такими же, как и в раннем палеозое, если не считать небольших площадей, присоединившихся к платформам во время байкальской складчатости (Тиман); однако роль щитов во внутренней структуре обеих платформ была значительно большей, чем в палеозое;

3) определенным своеобразием отличались многие рифейские миогеосинклинали, обрамлявшие платформы. Они структурно и формационно как бы продолжали наиболее прогнутые участки платформы, и границы между ними и платформой иногда были нерезкие. Поднятые участки платформы не обрамлялись миогеосинклиналями; к ним по разломам примыкали эвгеосинклинали;

4) осадочные формации рифейского возраста очень близки к формациям фанерозоя, отличаясь от них явным преобладанием некоторых типов пород (доломиты, кварциты и др.). Вместе с тем здесь есть реликты формаций раннего докембрия (джеспилиты и др.) и зачатки формаций, имеющих широкое распространение в фанерозое (эвапоритовый флиш, молассы).

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ПОЗДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

С позднепротерозойскими толщами связаны многочисленные месторождения и заслуживающие внимания проявления полезных ископаемых. Ниже рассматриваются только те из них, которые имеют первично-осадочное происхождение. При этом для метаморфизованных месторождений на картах показан современный минеральный состав полезных ископаемых, хотя, строго говоря, минералообразование в них относится к другому этапу, чем тот, который иллюстрирует литолого-палеогеографическая карта.

Характерными полезными ископаемыми позднего протерозоя являются железные руды, распространенные во всех трех подразделениях рифея и, по-видимому, в венде, магнезиты, типичные для раннего и отчасти для среднего и позднего рифея, а также фосфориты, рассматриваемые ниже в отдельном очерке.

Месторождения *железных руд* представлены различными генетическими типами. Среди них незначительное распространение имеют железистые кварциты, образующие ряд мелких месторождений и рудопроявлений в рифейских толщах Кузнецкого Алатау, Западного и Восточного Саяна, а также на Хамар-Дабане и в Приморье. Для большинства этих месторождений выявлена тесная пространственная связь с основными эффузивами и кремнистыми толщами, что позволяет полагать их генетическую связь с вулканизмом [156, 273]. С подводным вулканизмом генетически связаны также среднерифейские железорудные месторождения Зейско-Селемджинского междуречья и Тлойское марганцево-железорудное месторождение Восточного Прибайкалья; последнее приурочено к толще, близкой к яшмовой и кремнисто-сланцевой формациям Н. С. Шатского. В яшмовых толщах рифея Центрального Казахстана также зафиксировано существенно повышенное содержание марганца и железа (до 30%).

Своеобразную группу образуют сидеритовые и лимонитовые месторождения позднего протерозоя Южного Урала, которые приурочены к терригенно-карбонатным толщам всех трех серий рифея. В раннем рифее это сидеритовое Ахтенское месторождение (саткинская свита) и крупнейшие сидеритовые месторождения Бакальской группы (бакальская свита); в среднем рифее — многочисленные мелкие месторождения и рудопроявления сидерита и лимонита в зигазино-комаровской и авзянской свитах, а в позднем рифее аналогичные небольшие месторож-

дения в инзерской и миньярской свитах. Во всех этих месторождениях руды являются первично-осадочными, возникшими за счет железа, мобилизованного на суше. Наиболее богатые залежи, по З. М. Старостиной [250], приурочены к зонам фациальных переходов терригенных пачек в карбонатные.

Видимо, в сходных условиях возникали в среднем и раннем рифее многочисленные мелкие (ныне магнетит-гематитовые и лимонитовые) месторождения Восточного склона Урала, небольшое магнетит-гематитовое месторождение «Победное» в позднем рифее бассейна р. Колымы, проявления лимонита, сидерита и гематита в верхних горизонтах среднего рифея в платформенной части Учуро-Майского района (лахандинская свита) и в среднем рифее восточной окраины Енисейского кряжа (погорюйская, красногорская свита). Гораздо более крупное месторождение хлорит-гематитовых и подчиненных им сидерит-магнетитовых и сидерит-гематитовых руд известно в нижнеангарской свите Енисейского кряжа, принадлежащей к верхним горизонтам верхнего рифея, а по мнению некоторых исследователей — к венду. Образование его связывается с отложениями рудных компонентов в дельте позднерифейской реки, берущей свое начало к востоку от Енисейского кряжа [211].

Своеобразные месторождения и рудопроявления железа среди тиллитоподобных конгломератов позднего рифея и венда обнаружены за последние годы в Тянь-Шане (Джетымтау), Улутау в Центральном Казахстане (Колдыбай-шаку) и на Среднем Урале. Лучше других изучены месторождения в хр. Джатымтау, где они образуют Джатымский железорудный бассейн с запасами железных руд в несколько миллиардов тонн [68]. Мощные линзы магнетито-гематитовых и гематито-магнетитовых руд со значительной примесью железистых и магнезиально-железистых хлоритов обычно приурочены к пачкам ленточно-слоистых хлорито-глинистых сланцев, заключенных среди валунных глин тиллитоподобного облика. Среди массивных зернистых руд встречаются обломочные и реликтовые оолитово-сгустковые разности. Это позволяет предполагать, что первичные руды были частью обломочными и частью оолитовыми лепто-хлоритовыми, образовавшимися в водоемах в условиях восстановительной среды. Источником рудного материала предполагаются среднерифейские вулканогенные толщи, подвергавшиеся в позднем рифее интенсивному выветриванию.

С переотложением продуктов кор выветривания архейских пород, вероятно, были связаны железисто-каолиновые аргиллиты улунтуйской свиты и железистые аргиллиты основания качератской свиты в разрезах скважин Иркутского амфитеатра.

Скопления марганца, кроме упоминавшихся выше марганцево-железорудных месторождений Дальнего Востока, известны в верхнепротерозойских отложениях Восточного Прибайкалья, где образуют небольшое Икатское месторождение. Оно приурочено к кремнисто-карбонатным сланцам икатской свиты среднего—верхнего рифея и сложено первично-карбонатными рудами.

Месторождения магнезита в позднем протерозое известны на Южном Урале, Енисейском кряже и Дальнем Востоке. На Урале они связаны с терригенно-карбонатными толщами нижнего (наиболее крупные месторождения саткинской свиты) и среднего (авзянская свита) рифея. Магнезиты здесь образуют крупные (до 100 м мощности) линзы, согласно залегающие с вмещающими породами. По мнению З. М. Старостиной [250], эти месторождения являются первично-осадочными. Сходные, но значительно более мелкие месторождения магнезита известны в мурандавской свите верхнего рифея на Малом Хингане. Повы-

шенное содержание магнезита, местами доходящее до промышленных концентраций, отмечается также в среднерифейских аладьинской и реже в джурской свитах Енисейского кряжа [101, 203]. Эти скопления обычно считают гидротермально-метасоматическими, но четкая стратиграфическая приуроченность магнезита позволяет считать, что концентрации его возникали за счет перераспределения первично-осадочного материала.

Ряд месторождений и проявлений полезных ископаемых в позднем протерозое возник за счет размыва и переотложения кор выветривания. Особое внимание заслуживают высокоглиноземистые породы пурпульской свиты нижнего рифея Патомского нагорья [59]. В зависимости от степени метаморфизма ныне они представлены различными сланцами — от серицито-пирофиллитовых до дистено-ставролит-гранатовых. Содержание Al_2O_3 в них местами достигает 45% при содержании SiO_2 не более 30—47%. Вероятно, первоначально эти породы представляли собой каолиновые глины, накопившиеся на прибрежной озерно-аллювиальной равнине Тунгусского острова и в смежной части омывавшего его моря в связи с переотложением дорифейской и раннерифейской коры выветривания. Высокие содержания Al_2O_3 позволяют предполагать, что в рассматриваемых породах глинозем иногда находился в свободной форме или в форме гидроокислов [59]. Такие же по генезису высокоглиноземистые породы (Al_2O_3 до 40%) известны в раннем рифее (анайская свита) Западного Прибайкалья, где ныне они представлены хлоритоидными и дистен-хлоритоидными сланцами. На основании этих фактов, а также учитывая широкое развитие мономиктовых кварцевых песчаников в раннем рифее по периферии Тунгусского острова, данную территорию можно считать перспективной для поисков алюминиевого сырья. Перспективными в этом отношении являются также верхнепротерозойские толщи южного и юго-западного обрамления Сибирской платформы [60], а особенно вендские отложения этих районов [233], в которых в Восточном Саяне уже известно Боксонское бокситовое месторождение. В настоящем издании это месторождение условно рассматривается как раннекембрийское.

Определенный интерес представляют собой также древние преимущественно прибрежно-морские россыпи, связанные с базальными песчано-конгломератовыми свитами отдельных подразделений рифея. Это раннерифейские рутил-цирконовые россыпи в кокчетавской свите Центрального Казахстана, циркон-магнетитовые в пурпульской свите Патомского нагорья [59], циркон-магнетитовые в спиридоновской свите бассейна р. Колымы, редкометальные в гонамской свите восточного склона Алданского щита [3], позднерифейские гематит-рутил-цирконовые россыпи зильмердакской и ослянской свит Западного склона Урала и др.

На платформах и в примыкающих к ним прогибах с позднепротерозойскими толщами связаны многочисленные нефтегазопроявления. На Русской платформе они обнаружены в рифее и в венде (нижне- и верхнебавлинские отложения Башкирии и Пермской области) и в широких масштабах известны на Сибирской платформе. Здесь в среднем рифее Учуро-Майского района на значительной площади бассейна среднего течения р. Маи в кровле малгинской свиты обособляется горизонт битуминозных сланцев и известняков, а в вышележащей ципандинской свите известны включения окисленных битумоидов и асфальтитов. Лахандинской скважиной в ней была вскрыта капельно-жидкая нефть [168]. Нефтепроявления в рифее известны также на северном склоне Алданского щита. В дикимдинской свите среднего рифея здесь описаны

включения густой нефти, а из скважины Русская речка получен выброс газа с содержанием тяжелых углеводородов до 4,5%. Твердые битумы известны в близких по возрасту отложениях Туруханского района. Более обильные нефтепроявления связаны с нижними горизонтами венда Восточной Сибири. На Ченкиямской площади (р. Толба) из этих отложений был получен приток окисленной нефти, а на Олекминской площади — пропитанный нефтью керн и газы с содержанием тяжелых углеводородов до 8,4%. Как показал В. Т. Работнов (1966 г.), с этими же толщами связан основной приток нефти и газа на Марковском месторождении, а также нефтепроявления в Иркутском амфитеатре (мотская свита) и на склонах Анабарского щита (старореченская свита Мархинской скважины). Все сказанное дает основание базальные слои венда Сибирской платформы считать наиболее благоприятными объектами для дальнейших поисков нефти и газа.

ФОСФОРИТЫ ПОЗДНЕГО ДОКЕМБРИЯ СИБИРИ

В Азии на долю докембрийских фосфоритов приходится до 30% общих запасов. Ряд месторождений и многочисленные проявления фосфоритов в последние годы были открыты в Сибири, где они приурочены главным образом к верхнерифейским и особенно к вендским отложениям. Сюда относятся многочисленные фосфоритопроявления Алтае-Саянской области и Присаянья. В среднем рифее фосфоритоносные отложения известны на Енисейском кряже в Восточном Присаянье, на Сангилене и в Западном Прибайкалье, тогда как к раннему рифею относятся, по-видимому, лишь фосфориты чайской свиты Акитканского хребта [2]. Среди этих районов наиболее изученными с точки зрения фосфоритоносности являются Западное Прибайкалье и Алтае-Саянская область.

В Западном Прибайкалье наиболее известные фосфоритопроявления приурочены к среднерифейской улунтуйской свите, к ее средней и верхней подсвите. Среднеулунтуйские фосфориты приурочены к фосфоритоносной кремнисто-карбонатной формации, верхнеулунтуйские — к терригенно-карбонатной. Эти формации размещаются узкой полосой вдоль наиболее погруженной части миогеосинклинального прогиба от верховий р. Лены на севере-востоке до р. Голоустной на юге-западе. Обе эти формации приурочены к склонам Амгинского поднятия, осложняющего строение упомянутого прогиба; на юге и на севере области их развитие ограничивается соответственно Присаянским и Северо-Байкальским поднятиями [159].

В составе кремнисто-карбонатной формации, отличающейся отсутствием терригенного материала, фосфориты представлены главным образом кремнистыми, кремнисто-карбонатными и карбонатными разностями, обычно обладающими оолитовой структурой и содержащими P_2O_5 от 14—17 до 20—22%. Мощность отдельных горизонтов фосфоритов колеблется от десятков сантиметров до 1—1,5 м; эти горизонты имеют линзовидную форму и быстро выклиниваются по простиранию. Реже в составе рассматриваемой формации встречаются слои (не более 0,2—0,3 м), сложенные сплошным фосфатом, либо фосфатными зернами в фосфатном цементе; содержание P_2O_5 в них 35—40%. Суммарная мощность формации 60—120 м. Наибольшая насыщенность ее фосфатами отмечается в переходной зоне от существенно кремнистой к карбонатной.

Фосфоритоносная карбонатно-терригенная формация пользуется более широким распространением, чем только что рассмотренная и отличается от нее отсутствием кремнистых пород и обилием обломочных и

глинистых пород. Поэтому фосфориты представлены здесь главным образом песчанистыми и псефитовыми разностями (содержание P_2O_5 до 28%), которые связаны взаимопереходами с фосфатными песчаниками и глинистыми отложениями. Реже в составе формации присутствуют прослои монофосфатов и глинистых фосфоритов с содержанием P_2O_5 от 26—28 до 35%. Фосфориты образуют маломощные (5—40 см, иногда до 70 см) пласты, прослеживающиеся на значительные расстояния, и образующие относительные сгущения в зоне перехода от существенно карбонатных к песчано-алевритовым отложениям.

Анализируя имеющиеся данные В. Д. Мац с соавторами (1957), Е. В. Павловский и О. П. Егорова (1958) пришли к выводам, что прибайкальские фосфориты приурочены к областям сочленения прогибов и поднятий, осложнявших строение Прибайкальской миогеосинклинали, и что P_2O_5 поступал в бассейн как в результате фумарольной деятельности, так и с континента (карбонатно-терригенная формация). По генетическому признаку среди морских фосфоритов Прибайкалья могут быть выделены хемогенные, хемогенно-кластические и переотложенные.

В Алтае-Саянской области фосфориты известны на разных стратиграфических уровнях, но наиболее широко распространены в венде. К венду здесь условно отнесены верхняя часть енисейской серии, выделенная в белкинскую и западно-сибирскую (Горная Шория), сосновскую (Батеневский кряж), шадкинскую (Беллакское нагорье) свиты и их аналоги — павловская и овсянковская свиты Восточного Саяна, нижняя часть нижнемонокской свиты Западного Саяна и др. Фосфоритопроявления данного уровня приурочены, как правило, к карбонатному и карбонатно-кремнистому типу разреза венда, который характеризует области относительных поднятий, окруженные интенсивно прогибавшимися зонами накопления преимущественно вулканогенных толщ того же возраста. В последних фосфориты очень редки, а содержание P_2O_5 в породах, как правило, не превышает 1—1,5%.

Представление о строении вендских фосфоритсодержащих толщ Алтае-Саянской области дает описание Белкинского месторождения Горной Шории [245]. Здесь фосфориты образуют пластообразное тело изменчивой мощности (2—52 м), со средним содержанием P_2O_5 около 10%, которое залегает среди слабо фосфатизированных (1—2% P_2O_5) массивных и реже слоистых, строматолитовых доломитов. Фосфориты рудного тела карбонатные, массивные или тонкослоистые, сложенные фосфатным веществом группы фтор—апатита, кальцитом, а также флюоритом и органическим (углистым и графитистым) веществом. Сходно построены фосфоритовые месторождения в районе пос. Боград и в бассейне р. Сисим на Восточном Саяне, которые приурочены к кремнисто карбонатной толще вендского возраста. Фосфориты в районе пос. Боград образуют протяженную линзу мощностью до 3—5 м с содержанием P_2O_5 13—14%. Ее слагают седиментационные гранитовые и брекчиевые, а также переотложенные седиментационно-диагенетические гравелито-зернистые фосфориты, отличающиеся повышенной кремнистостью. Кроме указанных месторождений, в ряде районов Алтае-Саянской области известны фосфатопроявления среди вендских кремнисто-карбонатных и карбонатных отложений. Все они являются материнскими для фосфоритов коры выветривания, которые широко развиты на рассматриваемой территории и в некоторых пунктах представляют промышленный интерес.

Палеогеографическая обстановка формирования вендских фосфатсодержащих толщ Алтае-Саянской области — зоны относительных поднятий в обширном открытом морском геосинклинальном бассейне — предопределила широкое латеральное распространение фосфатизирован-

ных пород, но была неблагоприятна для формирования крупных скоплений высококачественных фосфоритов. Последние в геосинклинальных условиях, как это установлено (месторождения Каратау и Скалистых гор), приурочены к узким полузамкнутым проливам, обрамленным пенепленизированной сушей. Тем не менее совпадение стратиграфического положения рассматриваемых фосфатоносных толщ Алтае-Саянской области и ряда крупных фосфоритовых месторождений Азии позволяет весьма оптимистически оценить перспективы фосфоритоносности геосинклинальных серий вендского возраста в Южной Сибири, в Туве и на смежной территории.

КЕМБРИЙ

Литолого-палеогеографические карты кембрийского периода составлены во ВСЕГЕИ совместно с геологами, работающими в других геологических учреждениях. В редколлегию выпуска входили Т. Н. Спижарский, М. А. Толстихина, Л. И. Боровиков, Ф. К. Волколаков, К. К. Демокидов, М. А. Жарков, Н. С. Иголкина, Д. И. Мусатов.

Для кембрийского периода составлено пять литолого-палеогеографических карт СССР в масштабе 1 : 7 500 000; две для раннего кембрия (для алданского и ленского веков), две для среднего кембрия (для амгинского и майского веков) и одна в целом для позднего кембрия.

Первоначально авторами были даны рабочие макеты литолого-палеогеографических карт для отдельных регионов Советского Союза, которые поступали в редколлегию, обсуждались и принимались на совещаниях авторских коллективов, после чего производилась их общая редакция и увязка с картами соседних площадей. Авторы этих рабочих макетов указаны на схемах, приложенных к соответствующим картам.

Научное редактирование карт осуществлялось Т. Н. Спижарским и М. А. Толстихиной. Техническое оформление карт производилось картографом Е. А. Гнусаревой. Две палеотектонические карты СССР для раннего и для среднего—позднего кембрия в масштабе 1 : 7 500 000 и *пояснительный текст к ним составлены М. А. Толстихиной.*

Кроме того, для кембрия Центрального Казахстана Р. А. Борукаевым при участии Н. Н. Боброва и Ю. А. Ракова (Геологический институт АН КазССР) были составлены литолого-палеогеографические карты в масштабе 1 : 2 500 000. Эти карты по решению Главной редколлегии Атласа помещены как дополнительные без изменения нагрузки, но с уменьшением масштаба до 1 : 7 500 000.

Степень изученности отдельных частей разреза кембрийских отложений в разных регионах Советского Союза различна, отчего, естественно, зависит и обоснованность фактическим материалом литолого-палеогеографических карт. Одни регионы, как, например Сибирская платформа, Алтае-Саянская область, лучше подкреплены фактическим материалом, другие: Казахстан, Забайкалье, Тянь-Шань — хуже, а карты для Западно-Сибирской и Туранской низменностей составлены в значительной степени по общегеологическим соображениям.

Объяснительная записка к кембрийским литолого-палеогеографическим картам составлена: М. А. Толстихиной и Т. Н. Спижарским при участии Л. И. Боровикова, Н. С. Иголкиной, Д. И. Мусатова, Ф. К. Волколакова, Г. Я. Базилевич и А. А. Глушкова. В записке использованы материалы, представленные К. К. Демокидовым, М. А. Жарковым, Е. И. Зубцовым, П. К. Куликовым, З. П. Любалинской, В. Н. Немировской, Е. В. Широковой, М. М. Язимиром и Б. В. Ясковичем.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ГРАНИЦЫ И КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ

Кембрийские отложения в пределах территории СССР широко распространены как на платформах, так и в складчатых областях. Выходы их на поверхность известны на Русской и Сибирской платформах, на Урале и Северном Кавказе, в Средней Азии и Казахстане, в Алтае-Саянской, Байкальской, Монгольской, Сихотэ-Алиньской и Таймырской складчатых областях, в Северном и Южном Верхоянье (Сеттэ-Дабан и Хараулахские горы), а также на островах арктических морей.

Подробная характеристика кембрийских отложений по регионам с описанием их литологических и биостратиграфических особенностей дана в томе «Стратиграфия СССР» — Кембрийская система (редактор Н. Е. Чернышева, 1965 г.). В настоящем разделе затронуты лишь некоторые спорные вопросы стратиграфии и корреляции кембрийских отложений СССР.

Для всех регионов Советского Союза имеются стратиграфические схемы — унифицированные, корреляционные или рабочие, обоснованность и детальность которых зависит от изученности кембрийского разреза того или иного региона.

На основе региональных стратиграфических схем в 1963 г. авторским коллективом выпуска серии литолого-палеогеографических карт кембрийского периода под руководством Н. Е. Чернышевой была разработана сводная схема корреляции кембрийских отложений СССР, положенная в основу составления кембрийских литолого-палеогеографических карт. Несмотря на то что при ее составлении был использован и учтен новейший материал по стратиграфии и литологии кембрия, выработать единой точки зрения на корреляцию кембрийских отложений СССР не удалось, так как современная стадия изучения этих отложений допускает различное толкование возраста ряда свит, что нашло свое отражение и на кембрийских литолого-палеогеографических картах.

Корреляция разрезов кембрия, особенно нижнего отдела, в некоторых случаях сопряжена с большими трудностями даже в пределах одного региона, так как часто толщи и свиты этой системы не содержат определимых и руководящих остатков фауны и характеризуются значительной литологической и фациальной изменчивостью. Находки же раннекембрийской фауны приурочены главным образом к верхним горизонтам алданского и ленскому ярусам. Нижняя граница кембрийской системы в пределах Советского Союза не является твердо установленной и вопрос о ее положении требует дальнейшего изучения. Одна группа исследователей проводит ее по основанию структурного несогласия ниже палеонтологически доказанных кембрийских слоев. К кембрию при этом относят ряд свит, располагающихся ниже заведомо кембрийских отложений и заключающих редкие, главным образом проблематичные остатки фауны. Исходя из этих представлений в Атлас литолого-палеогеографических карт СССР включена литолого-палеогеографическая карта нижнего кембрия; к кембрию здесь отнесены юдомская, жербинская, островная, мотская и устьтагульская свиты, развитые на Сибирской платформе и по ее южному обрамлению.

Другие геологи считают, что при проведении нижней границы кембрия следует учитывать в первую очередь палеонтологические данные. В решениях Уфимского совещания по пограничным слоям кембрия и докембрия (июнь 1967 г.) было отмечено, что, принимая за основу этот принцип, необходимо учитывать смену комплексов акритарх, микрофитолитов и строматолитов, дающих в пограничных слоях кембрия и докембрия отчетливые рубежи. Однако важнейшим критерием при определении нижней границы кембрия служит появление представителей скелетной фауны (археоциат, хиолитов, гастропод, лайвортелл, хиолительминтов и др.), образующих четко выраженный зональный комплекс. На Сибирской платформе это подошва зоны Aldanocyathus sunnaginicus, на Русской платформе — подошва балтийской серии с *Sabbelidites*. Принимая это положение, юдомская и мотская свиты, а также их эквиваленты на Сибирской платформе и отвечающие им пачелмская, волынская и валдайская серии Русской платформы могут быть отнесены к наиболее молодым свитам докембрия, обычно выделяемым под именем вендского или юдомского комплекса. Все эти свиты были включены

в литолого-палеогеографическую карту венда, завершающую в Атласе СССР докембрийскую серию карт. Та же точка зрения отражена на карте раннего кембрия Русской платформы.

С обоснованием границы кембрия и докембрия в геосинклинальных областях дело обстоит еще сложнее и здесь расхождения во взглядах на проведение этой границы еще более велики. В этом можно убедиться из рассмотрения регионов Дальнего Востока и Центрального Казахстана.

На Дальнем Востоке в хр. Малый Хинган давно были известны древние свиты, лишенные фауны, возраст которых допускал произвольные толкования (игинчинская свита песчаников и сланцев, мурандавская свита доломитов; рудоносная свита сланцев с железистыми и марганцевыми кварцитами, лондоковские известняки). Свиты эти были выделены С. А. Музылевым и относились к верхнему протерозою. В начале 50-х годов К. А. Львов на Кимканском железорудном месторождении обнаружил в рудоносной свите своеобразные овальные тельца, лишенные ребристости и по внешнему виду напоминающие семена фасоли. Эти образования были определены Н. Н. Яковлевым как *Modioloides priscus* Walcott и *Foordia* sp. С этих пор многие геологи начали причислять рудоносную и лондоковскую свиты к кембрию; к отложениям этого возраста они были отнесены и на корреляционной схеме, положенной в основу составления литолого-палеогеографических карт докембрия. Несмотря на это, вывод о кембрийском возрасте рудоносной и лондоковской свит не может считаться сколько-нибудь обоснованным. Повторные сборы фауны, проведенные на Кимканском месторождении, не дали положительных результатов, а найденные здесь овальные конкреции оказались вполне сравнимыми с остатками, собранными К. А. Львовым. Возможно, автор определений был введен здесь в заблуждение значительным сходством конкреций с древнейшими, лишенными ребристости пелециподами. В этом случае у нас есть все основания придерживаться первоначальной точки зрения С. А. Музылева о докембрийском возрасте древних свит Малого Хингана. Это тем более вероятно, что сопоставление с разрезами Спасского региона показывает, что первые археоциаты кембрия появляются здесь значительно выше аналогов рудоносной и лондоковской свит. Последнее послужило основанием для отнесения древних свит Малого Хингана к докембрию и включения их в литолого-палеогеографические карты позднего протерозоя. В то же время рудоносная и лондоковская свиты вошли и в литолого-палеогеографическую карту раннего кембрия.

Особенно велики расхождения в проведении границы кембрия и докембрия для Казахстана. Согласно одной точки зрения, отраженной на литолого-палеогеографической карте венда, нижняя граница кембрия проводится здесь в основании палеонтологически охарактеризованных слоев (агырекский горизонт в Центральном Казахстане, основание тамдинской серии Малого Каратау); ранее эти свиты целиком причислялись к среднему кембрию, что служило основанием для отнесения нижележащих толщ к нижнему кембрию; теперь в нижней части тамдинской серии Малого Каратау выделены слои небольшой мощности с комплексом трилобитов раннего кембрия. Таким образом, нижняя граница кембрия получила большее палеонтологическое обоснование и эта точка зрения отражена на литолого-палеогеографической карте венда.

Наоборот, при построении кембрийских литолого-палеогеографических карт кембрия была принята точка зрения Л. И. Боровикова, согласно которой к кембрию отнесены не только палеонтологически доказанные толщи этого возраста, но и мощные, разнообразно построенные

подстилающие серии пород, лишенные органических остатков. К ним относится каройская серия Малого Каратау, терригенные свиты Южного Каратау и Улутау мощностью свыше 2000 м (от улутауской до байконурской свит), мощные (свыше 3000 м) кварцито-сланцевые толщи Атасу-Моинтинского водораздела и ряд других свит. При этом расширенном понимании объема кембрийской системы разрезы ее не только не увязываются с разрезами, использованными при построении палеогеографических карт венда, но и с данными по Тянь-Шаню, принятыми при построении кембрийских карт. Избежать этих противоречий на конечном этапе построения палеогеографических карт не было возможности. Вместе с тем, принимая во внимание важность изучения кембрийских отложений Казахстана, заключающих разнообразные полезные ископаемые, в том числе месторождения фосфоритов, редакция обратилась к Р. А. Борукаеву с просьбой составить дополнительные палеогеографические карты кембрия Казахстана. Эти карты хорошо увязываются с другими картами, принятыми в Атласе; они даны на отдельном листе. Одновременно с этим Р. А. Борукаев вместе с К. Т. Табылдиевым представил очерк фосфоритоносности венда и нижнего кембрия Центрального и Южного Казахстана. Опубликовывая эти материалы, редакция надеется, что изложение в Атласе разных точек зрения на палеогеографию кембрия Казахстана привлечет внимание геологов к этим проблемам и приблизит решение существующих в настоящее время спорных и неясных вопросов.

Для составления литолого-палеогеографических карт кембрия Урала была использована «Схема стратиграфии кембрийских отложений Урала», утвержденная Межведомственным стратиграфическим комитетом в 1964 г. Согласно этой схеме на Урале выделяются два подразделения: нижний кембрий в объеме ленского яруса и верхний кембрий. Палеонтологически доказанные (археоциаты) отложения ленского яруса известны в двух районах Южного Урала — в бассейне р. Сакмары, где они выделяются под названием тереклинской свиты, и в бассейне р. Санарки (уйсанарская свита). В бассейне р. Санарки выше ленского яруса залегает ордовик, что заставляет предполагать здесь наличие регионального перерыва. Нижняя граница тереклинской и санарской свит не выявлена. В значительной мере условно выделены отложения верхнего кембрия. К ним отнесена нижняя пачка кидрясовской свиты по нахождению в ней остатков брахиопод *Billingsella akdulacensis* Andr. К северу от Урала кембрийские отложения установлены на Новой Земле.

На Кавказе палеонтологически доказанные отложения кембрия известны на ограниченных по площади участках: по северному склону Большого Кавказа в бассейне р. Малки и на Дзирульском массиве.

Для Казахстанской складчатой области имеется достаточно детальная стратиграфическая схема для средне- и верхнекембрийских отложений. Из нижнего отдела фаунистически охарактеризованы верхние горизонты ленского яруса. Алданский ярус выделяется с большой долей условности из-за отсутствия фауны соответствующего возраста. Особенно большие разногласия вызывает положение нижней границы кембрийской системы. В настоящей работе принята точка зрения Л. И. Боровикова, поскольку он является автором литолого-палеогеографических карт для кембрия Казахстана. К нижнему отделу кембрийской системы в Казахстане относятся распространенные в северо-восточной части Центрального Казахстана и в Чингиз-Тарбагатайском районе телескольская и бощекульская свиты. В западной части Центрального и Южном Казахстане нижнекембрийские отложения выделяются условно.

В Малом Каратау к нижнему кембрию отнесена каройская серия мощностью до 3000 м. На границе ее с поздним докембрием наблюдается перерыв в осадкообразовании и угловое несогласие. По литологическим признакам эта серия расчленяется на большекаройскую, коксуйскую и малокаройскую свиты. Существует точка зрения о принадлежности каройской серии к венду. Нижнекембрийские отложения также условно выделяются в пределах Чу-Балхашского водораздела и в районе плато Бетпак-Дала.

Среднекембрийские отложения изучены главным образом в восточной части Центрального Казахстана: Еременьтау-Баянаульский и Чингиз-Тарбагатайский районы. На большей части территории Казахстана они связаны постепенным переходом с верхнекембрийскими. В настоящее время возраст бощекульской свиты датируется Н. К. Ившиным и В. К. Заравняевой (1966 г.) как ранний — средний кембрий (алданский, ленский ярусы и низы амгинского) на основании комплекса трилобитов. Однако это положение нельзя считать достаточно обоснованным, так как среди палеонтологов (Н. К. Ившин, Н. Е. Чернышева и др.) нет единого мнения относительно стратиграфической принадлежности собранного из этой свиты комплекса фауны. В последнее время Р. А. Борукаев [31], Б. М. Келлер, В. Г. Королев и др. [112], опираясь на новые данные, склонны относить байконурскую и курумсакскую свиты к нижнему кембрию. Однако эта точка зрения пока не является общепризнанной.

В Малом Каратау разрез среднего кембрия представлен нижней частью шабактинской свиты тамдинской серии. В последнее время в нижней части шабактинской свиты Б. М. Келлером и В. Г. Королевым найдены отпечатки головных щитов трилобитов, среди которых Н. В. Покровской (1966 г.) определены *Ushbaspis granulata* Pokr., *U. limbata* Pokr., *Hebediscus* (?) sp. и *Pagetina* (?) sp., на основании которых она сочла возможным низы шабактинской свиты и подстилающую чулактаускую свиту тамдинской серии отнести к нижнему кембрию. Учитывая, что ископаемые остатки трилобитов *Ushbaspis* относятся к неизвестному ранее новому роду, при составлении карт нам представлялось преждевременным поднимать вопрос о пересмотре возраста шабактинской свиты. В 1971 г. Г. Х. Ергалиевым и Н. В. Покровской были опубликованы новые данные по биостратиграфическому изучению разреза Малого Каратау. Для слоев с *Ushbaspis* ими приводится *Hebediscus orientalis* Chang, для более молодых слоев — *Kootenia abacanica* (Polet.), *Redlichia chinensis* Walc., *R. noetlingi* (Redl.), *R. murakamii* In., *Palaeolenella* sp., *Cheiruroides orientalis* Endo et Ress. и другие формы раннего кембрия. Для чулактауских фосфоритов А. М. Мамбетовым и В. В. Миссаржевским указываются хиолительминты и конодонтоморфные, свойственные алданскому ярусу нижнего кембрия.

В Караганда-Прибалхашском районе и в смежной с ним западной части Бетпакдалинского района к среднему кембрию отнесена мощная (1200 м) толща сланцев, кварцитов, метаморфизованных песчаников и порфиров с прослоями и линзами известняков. В известняках содержатся остатки трилобитов *Goniagnostus spiniger* (Wgard.), *G. nathorstl* (Brogg.), *Boryagnostus* ex gr. *incertus* (Brogg). и др., позволяющие судить о принадлежности вмещающих их отложений к среднему кембрию, возможно майскому ярусу.

Верхнекембрийские отложения широко развиты на территории Казахстана. В ряде районов они связаны постепенными переходами со среднекембрийскими отложениями, поэтому нередко границы проводятся внутри литологически однородных толщ, главным образом на

основании изменения содержащихся в них комплексов фауны, либо условно. В восточной части Центрального Казахстана к верхнему отделу кембрийской системы относится нижняя часть торткудукской свиты, залегающей несогласно на подстилающих образованиях. В Сарысу-Тенизском районе верхнекембрийский возраст имеет толща, содержащая остатки трилобитов *Pseudagnostus* sp. и *Parairvingella* sp. С ними условно параллелизуется «кварцитовая» толща в Караганда-Прибалхашском районе, несогласно залегающая на среднем кембрии.

В Кендыктасских горах Л. И. Боровиковым и Л. Н. Краськовым выделена кендыктасская серия терригенных карбонатных и эффузивных пород мощностью около 2000 м, принадлежащих среднему — верхнему кембрию, подразделяющаяся на две свиты: нижнюю, или булак-айрыкскую, и верхнюю — копинскую. Свиты связаны постепенным переходом. На основании анализа фауны трилобитов булак-айрыкская свита и нижняя часть копинской свиты отнесены к верхнему отделу кембрийской системы. Верхняя часть копинской свиты, видимо, относится уже к нижнему ордовику.

В горных хребтах Средней Азии нижняя граница кембрийской системы более или менее отчетлива лишь в Среднем Тянь-Шане. Здесь она может быть проведена по кровле толщи тиллитоподобных конгломератов, сопоставляющихся с вендом Русской платформы. Но некоторые геологи не согласны с такой корреляцией и проводят нижнюю границу кембрийской системы по подошве тиллитоподобных конгломератов [8, 26, 151, 152]. Разрезы кембрия трех различных зон Северного, Среднего и Южного Тянь-Шаня в отдельных своих частях трудно сопоставимы, хотя в целом ярусное деление для них выдерживается. К нижнему отделу кембрийской системы в Северном Тянь-Шане условно относят две мощные (по 1500—2000 м) свиты — учкошойскую сланцево-известковую и карааарчинскую — спилитовую. Их стратиграфическая последовательность трактуется разными авторами противоположно. Некоторые авторы считают эти свиты частью или полностью докембрийскими. Е. И. Зубцов, составляющий палеогеографические карты для Северного Тянь-Шаня, обе свиты отнес к докембрию, вследствие чего на его картах для раннего кембрия в данном районе показана область суши.

В Среднем Тянь-Шане к нижнему кембрию отнесена нижняя часть шорторской серии (кембрий — нижний ордовик). В хр. Куруктаг (КНР), где сохраняется до деталей тот же разрез, в этих слоях имеются раннекембрийские трилобиты.

В Южном Тянь-Шане нижний отдел комбрийской системы представлен алданским и ленским ярусами. Алданский ярус — нижняя подсвита алтыкольской свиты — установлен в бассейне р. Арглы и в приосевой части Туркестанского хребта.

К среднему и верхнему кембрию в Северном Тянь-Шане относят котуджанскую свиту и ее аналоги, которые залегают на размытых более древних толщах. С этой свитой некоторые авторы сопоставляют более мощные немые отложения капкатасской свиты, развитой в восточных районах Северного Тянь-Шаня. Эта точка зрения отражена Е. И. Зубцовым на палеогеографических картах. В Каратау-Таласской зоне к среднему и верхнему кембрию относится нижняя часть доломито-известняковой шабактинской (бешташской) свиты, внизу со среднекембрийскими трилобитами. Шабактинская свита без перерыва залегает на чулактауской свите и с постепенным переходом покрывается нижним ордовиком.

В разрезе кембрия Алтае-Саянской области присутствуют отложения нижнего, среднего и верхнего отделов. Нижний отдел расчленен

на алданский и ленский ярусы. Алданский ярус включает устькундатский и баградский горизонты, ленский — санаштыкгольский и обручевский. Отложения ленского яруса палеонтологически лучше обоснованы. Граница между алданским и ленским ярусами проводится по появлению трилобитов ленского яруса в основании санаштыкгольского горизонта. Нередко она проходит в литологически однородной толще пород. Но в ряде районов Восточного Саяна и в Горном Алтае на границе между алданским и ленским ярусами фиксируется перерыв в осадконакоплении.

Проведение границы между нижним и средним кембрием также вызывает много разногласий. В большинстве разрезов она проходит в однородных эффузивно-карбонатных и карбонатных толщах и может быть установлена только по смене фаунистических комплексов.

Среднекембрийские отложения расчленяются на амгинский и майский ярусы. В составе амгинского яруса выделяется суярыкский и мундыбашский горизонты, соответственно отвечающие нижней и средней частям яруса. В майском ярусе оказалось возможным выделить три горизонта — тандошинский, иныргинский и еландинский. Границы между горизонтами устанавливаются только по смене трилобитовых комплексов.

Отложения верхнего кембрия в Алтае-Саянской области пользуются более ограниченным распространением. Верхняя граница кембрийской системы не является бесспорной и устанавливается главным образом по ископаемым остаткам фауны, так как во многих районах (Кузнецкий Алатау, юг Салаира, некоторые районы Горного Алтая) она проходит в литологически однородных толщах. В других местах (Горная Шория, Северный Салаир) она более четкая, совпадает с границами литологических комплексов, иногда подчеркивается местными перерывами в осадконакоплении.

В Горном Алтае верхний кембрий слагается кульбичской свитой, содержащей позднекембрийскую фауну трилобитов. Условно к верхнему кембрию отнесена также большая часть «немой» терригенной горноалтайской серии пород. На северном склоне Западного Саяна к верхнему кембрию условно отнесена толща пород, представленная валунными и крупногалечными конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами (2000 м), залегающая на среднекембрийских отложениях со следами перерыва и литологически сильно от них отличающаяся.

В центральных частях Западного Саяна также известны отложения, условно относимые к верхнему кембрию, выделенные под названием аласугской свиты.

В Восточном Саяне верхнекембрийские отложения пользуются весьма ограниченным распространением. Они известны в Манском прогибе, где залегают с перерывом на породах среднего кембрия.

В Западной Туве верхнекембрийские отложения, за исключением таштыгской свиты, фаунистических остатков не содержат. К верхнему кембрию они отнесены условно. В таштыгской свите, залегающей с перерывом на более древних отложениях, встречаются позднекембрийские трилобиты.

На Сибирской платформе кембрийские отложения широко представлены всеми тремя отделами. Они выходят на поверхность на Алданской антеклизе, в Иркутском амфитеатре, на Анабарском и Оленекском поднятиях, а также вскрыты рядом глубоких буровых скважин. На границе кембрия и докембрия с разной степенью достоверности фиксируется перерыв в осадконакоплении.

Стратотипический разрез нижнего кембрия Сибири располагается в Синско-Ботомском районе среднего течения р. Лены в так называемом «восточном» типе разреза нижнего кембрия Сибирской платформы. Нижняя граница кембрийской системы на платформе проводится внутри толбинской свиты по подошве ченкиямской пачки и в основании юдомской, жербинской, островной, мотской и устьтагульской свит. Однако до сих пор существуют значительные расхождения во взглядах на корреляцию нижнекембрийских отложений «восточного» и «западного» типов разреза и на положение в них нижней границы кембрийской системы. Некоторые исследователи считают, что нижнюю границу кембрийской системы в Иркутском амфитеатре следует проводить по основанию терригенно-карбонатной пачки среднемотской подсвиты, содержащей фауну — *Sabellidites*. Нижнемотскую подсвиту с абсолютным возрастом пород 609 млн. лет и жербинскую свиту 599—602 млн. лет они относят к позднему докембрию. Многими высказывается также мнение о повышении нижней границы кембрия на Алданской антеклизе до подошвы пестроцветной свиты и включении юдомской свиты в докембрий. Алданскому ярусу в этом районе отвечают юдомская и пестроцветная свиты.

Вопрос о возрасте красноцветных карбонатно-терригенных пород верхоленской свиты в настоящее время окончательно не решен: одни геологи считают ее целиком позднекембрийской, другие — средне-позднекембрийской. Согласно принятой схеме нижняя часть верхоленской свиты, распространенной на юге Сибирской платформы, относится к амгинскому и майскому ярусам, верхняя — к майскому ярусу и верхнему кембрию.

Верхнекембрийские отложения на юге Сибирской платформы и на окраинах ее складчатого обрамления представлены верхней частью верхоленской и эвенкийской свит. В центральной части Иркутского амфитеатра и в Присаянье к верхнему кембрию относится верхняя половина верхоленской свиты и выделенная из ее состава илгинская свита. В Витимо-Чайской зоне аналогом илгинской является хандинская свита, также выделенная М. А. Жарковым из состава верхоленской свиты.

Наиболее полный разрез верхнего кембрия представлен на р. Чопко — на восточном склоне Норильского плато. Здесь вскрыта толща известняков около 1000 м мощностью с позднекембрийской фауной брахиопод и трилобитов, с отпечатками медуз, ракообразных и червей.

В Верхоянско-Чукотской складчатой области кембрийские отложения известны на севере Верхоянского хребта в Хараулахских горах, в Южном Верхоянье, в отдельных пунктах на Охотском массиве и на о-ве Беннет.

В Хараулахе, в районе хр. Туора-Сись, кембрийские отложения лежат без видимого несогласия на породах позднекембрийского возраста. Они представлены всеми тремя отделами. Разрез нижнекембрийских отложений Хараулахских гор по своим литологическим особенностям сходен с разрезом Оленекского поднятия.

В разрезе нижнего кембрия Южного Верхоянья наряду с карбонатными породами большое значение приобретают терригенные сланцы, песчаники, гравелиты, мелкогалечные конгломераты. В основании юдомской свиты повсюду фиксируется слой кварцевого базального конгломерата.

В Сеттэ-Дабане к верхнему кембрию в настоящее время условно относят атырбахскую (1000 м) свиту, залегающую на улакской свите среднего кембрия с постепенным переходом. Палеонтологически эта свита не охарактеризована. На побережье Охотского моря к западу от

г. Охотска фаунистически доказан верхний кембрий; нижний и средний нуждаются в палеонтологическом обосновании.

К югу от Сибирской платформы фаунистически охарактеризованные разрезы кембрия известны в Западном Забайкалье в бассейне р. Джиды, в Восточном Забайкалье, а также в Байкальской горной стране.

В Восточном Забайкалье — Шилко-Аргунский район — нижняя граница ленского яруса проводится по подошве услонской свиты. Среднекембрийские отложения имеют в этом районе весьма ограниченное распространение. Условно к ним относится лишь верхняя часть алтачинской свиты.

В Байкальской горной стране кембрийские отложения сохранились в грабенообразных прогибах. Развиты преимущественно нижнекембрийские образования, сложенные главным образом терригенными и вулканогенными породами, редко доломитами, относящимися к алданскому ярусу. Разрез алданского яруса обычно начинается с базальных конгломератов. Ленский ярус сложен различными терригенными породами, известняками, доломитами и эффузивами. Карбонатные породы содержат многочисленную фауну археоциат и трилобитов. Среднекембрийские отложения представлены только амгинским ярусом. К ним относятся средняя и верхняя подсвиты янгудской свиты.

Для кембрийских отложений Дальнего Востока на данной стадии геологической изученности нельзя составить единую стратиграфическую схему. Имеются схемы для отдельных прогибов: Шевлинского, Джагдинского, Мельгинского, для кембрийских отложений Малого Хингана и Лесозаводского района.

В составе нижнего кембрия Дальнего Востока выделяются алданский и ленский ярусы. Возраст улигданской свиты обосновывается находками в разных ее частях многочисленных археоциат. В области Буреинского массива на Малом Хингане и в Мельгинском прогибе разрез нижнего кембрия различный. В Малом Хингане он начинается рудоносной свитой, сложенной различными сланцами, кварцитами и филлитами с подчиненными прослоями песчаников, брекчий и известняков. В основании ее присутствует прослой седиментационной брекчии. По вопросу о ее возрасте существуют различные мнения. Многие геологи относят ее к позднему докембрию. Однако найденные на Кимканском железорудном месторождении в надрудной части рудоносной свиты *Modioloides priscus* Walcott и *Fordiella* sp., известные ранее из нижнекембрийских отложений Северной Америки, позволяют отнести рудоносную свиту к нижнему кембрию. О правильности сделанного вывода свидетельствуют и данные сравнительного анализа стратиграфического положения рудоносной свиты и аналогичных в литологическом отношении, также содержащих пласты железных и марганцевых руд, отложений, распространенных за пределами СССР в пограничных районах Китая. Там эти толщи на основании заключенной в них фауны относятся к нижним горизонтам кембрия.

Отложения среднего кембрия имеют на Дальнем Востоке ограниченное распространение. Они известны в районе ст. Кноринг, пос. Рыбхолод, с. Дмитриевка и в хр. Синем, где слагаются мощной грубообломочной свитой (700 м), залегающей на размытой и закарстованной поверхности дмитриевской свиты.

Отложения верхнего кембрия, установленные в бассейне р. Шевли, имеют узколокальное распространение и представлены карбонатными породами, охарактеризованными богатым комплексом трилобитов.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Палеогеография кембрийского периода для раннего и среднего кембрия рассматривается по векам для всей территории Советского Союза, а для позднего кембрия для эпохи в целом. Исключение составляют Казахстанская и Тянь-Шаньская области, для территорий которых составлены общие палеогеографические карты для раннекембрийской эпохи ввиду того, что отложения алданского яруса выделяются здесь условно.

РАННЕКЕМБРИЙСКАЯ ЭПОХА

Раннекембрийская эпоха является связующим звеном между допалеозойским временем и палеозоем, для которого характерно развитие скелетных организмов, но изменения физико-географических условий от докембрия к кембрию происходили медленно даже в масштабе геологического времени и на рубеже этих эпох существенных изменений палеогеографических условий не было. Установлено, что для раннекембрийской эпохи многих районов характерны черты унаследованности от позднего докембрия в тектоническом развитии и в палеогеографической обстановке, так как основные регионы: платформы, складчатые и геосинклинальные области, развивавшиеся в кембрии, возникли еще в докембрии. Трансгрессия моря, начавшаяся в позднем докембрии, продолжала развиваться и в начале кембрия, распространяясь почти на всю территорию Союза. На Русской платформе она сменилась регрессией в конце алданского века; на Сибирской, так же как в Алтае-Саянской геосинклинали, в конце ленского века. В Байкальской, Монгольской и Сихотэ-Алиньской геосинклиналях площадь моря сократилась во второй половине ленского века. Климат раннего кембрия на западе страны (Русская платформа, Урал) в конце раннего кембрия стал более теплым, чем в начале, а на востоке (Сибирская платформа и примыкающие области) жарким и аридным. Большие изменения в раннекембрийскую эпоху произошли в органическом мире — появились почти все представители групп безпозвоночных.

Алданский век

К началу накопления отложений балтийской серии на Русской платформе перестает развиваться Пачелмский грабенообразный прогиб, заполненный докембрийскими отложениями. В то же время сформировались крупные отрицательные структурные формы типа синеклиз, в которых происходило накопление осадков и разделяющие их положительные формы — антеклизы, представляющие области сноса. Продолжают развиваться заложенная ранее Московская синеклиза и расположенная к юго-западу от Украинско-Воронежского массива Львовско-Кишиневская впадина (прилож. 6). Московская синеклиза, Брестская и Львовско-Кишиневская впадины представляли собой области погружения, занятые водами морского бассейна. Внутреннее Московское море было почти со всех сторон окружено обширными пространствами суши: Балтийской равниной на северо-западе, Тиманской грядой — на северо-востоке, Волго-Камской возвышенностью — на востоке и Украинско-Воронежской возвышенностью — на юге. Рельеф платформенной суши был слабо расчлененный и вся она представляла собой равнину с невысокими холмистыми возвышенностями, приуроченными к областям выходов кристаллических пород.

Трансгрессия моря, распространявшегося с запада, соединила Московское море с открытым Южно-Скандинавским морем Западной Ев-

ропы и южным морем, омывавшим западную и юго-западную окраины Украинско-Воронежского массива. Максимум трансгрессии приходится на время отложения «синих глин». К концу алданского века море обмелело, но регрессивные фации на Русской платформе не сохранились за исключением маломощной пачки песчаников, перекрывающих «синие глины» на северо-западе Прибалтики. Московское море, ограниченное с трех сторон сушей, было частично опреснено, особенно на северо-востоке, а на западе, вследствие притока вод из открытого Южно-Скандинавского моря, соленость воды была близка к нормальной и потому здесь обитала обильная фауна трилобитов и других морских животных (А. Н. Гейслер указывает на проникновение трилобитов и брахиопод только до меридиана г. Чудова). Восточнее известны находки червей, остатки которых встречаются в кернах буровых скважин. Среди осадков, накапливавшихся в Московском море, характерны тонкие илы, превратившиеся затем в глины, лишенные слоистости. Значительное содержание в них глауконита указывает, что накопление осадков происходило на глубинах, не превышающих нескольких десятков метров. В Южной Прибалтике развиты преимущественно песчаные отложения с косой слоистостью, сформировавшиеся в условиях морских течений и более интенсивного привноса обломочного материала. Неглубоким море было и на юго-западе Русской платформы. Здесь мелкозернистые песчаники с косой слоистостью переслаиваются с алевролитами, аргиллитами и глинами.

В западной части Приглинтовой полосы уменьшается мощность балтийской серии и изменяются соотношения пород различной крупности зерна. В районе г. Таллина глины составляют примерно половину разреза, в то время как в более восточных районах (к югу от г. Ленинграда) они слагают большую часть разреза. Существенно изменяется состав отложений балтийской серии по мере приближения к сводовой части Белорусско-Мазовецкого выступа [36]. Здесь глины постепенно замещаются к своду массива песками. На своде массива отложения нижнего кембрия отсутствуют. В восточной части Московской синеклизы преобладают слоистые глины с мелкими линзовидными прослойками алевролитов.

На Урале конец протерозойской эры совпал с инверсией существовавшей до этого единой Урало-Тиманской геосинклинали, перестройкой структурного плана, регрессией морского бассейна и возникновением на его месте обширной суши. Отсутствие базальных конгломератов в отложениях ленского века свидетельствует о том, что она представляла собой невысокую возвышенность, которая в ее южной части была сильно снивелирована. Севернее, в районе Новой Земли, по-видимому, располагался геосинклинальный морской бассейн, отделявшийся сушей, расположенной в области современного Баренцева моря, от Скандинавского моря.

К югу от Русской платформы — в области современного Большого Кавказа и Причерноморья на палеогеографической карте алданского века показано распространение моря, в котором отлагались преимущественно терригенные и частично карбонатные осадки, местами достигавшие большой мощности.

Большая часть Казахстана и Северного Тянь-Шаня в алданском веке была занята сушей с сильно расчлененным рельефом, а в Южном Тянь-Шане, по-видимому, были морские бассейны.

В Алтае-Саянской геосинклинальной области в раннем кембрии господствовал неустойчивый тектонический режим, обусловивший непрерывное изменение в ней границ суши и моря, что наряду с климатическими особенностями создавало сложные условия образования осад-

ков. На востоке Алтае-Саянское море соединялось с морем Монгольской геосинклинальной области, а через него с бассейнами Сихотэ-Алиньской геосинклинальной системы и Буреинским морем. От Иркутского моря, располагавшегося на Сибирской платформе, оно отделялось Канско-Бирюсинским массивом суши. Связь между этими бассейнами осуществлялась эпизодически. Глубины Алтае-Саянского моря были резко дифференцированными, особенно в Западном Саяне и Горном Алтае. В Западном Саяне в областях поднятий отложение осадков нередко происходило в пределах глубин, где сказывалось влияние волновой деятельности. Так, в Кузнецком Алатау устойчивое мелководье отмечается на Бетеневском поднятии, в то время как на западе Горного Алтая предполагаются глубины моря, достигшие многих сотен и даже тысяч метров. Московский бассейн Алтае-Саянской геосинклинальной системы, по-видимому, изобиловал многочисленными островами. Большинство из них были вулканического происхождения, поэтому они быстро разрушались, а на смену им возникали новые. Сравнительно крупные острова располагались на юге Алтае-Саянского бассейна. В строении этих островов принимали участие преимущественно вулканогенные и карбонатные породы позднего докембрия. Крупных областей сноса в пределах моря не было. Накопление осадков шло главным образом за счет разрушения островов. В результате этого огромное количество обломочного материала вулканического происхождения, помимо пепла, выбрасывающегося при извержении, сносилось в море и осаждалось на его дне. Этим объясняется значительное развитие обломочных толщ в алданском ярусе этой области. Известняки здесь имеют подчиненное значение, но западнее — в Кузнецком Алатау и Горной Шории — они слагают мощные толщи вместе с кремнистыми породами. По простиранию известняки нередко переходят в песчано-сланцевые и вулканогенные породы. В Манском и Сархойском прогибах в алданском веке отлагались преимущественно карбонатные и меньше песчано-илистые осадки.

В Восточном Саяне система Кизырского глубинного разлома разделяла две крупные литофациальные зоны: северо-восточную и юго-западную. В первой из них преобладал снос обломочного материала с Канско-Бирюсинской суши и карбонатные отложения, во второй — отложения вулканогенного типа.

В Западном Саяне существовал прогиб, располагавшийся вдоль мощной зоны глубинных разломов, что обусловило накопление внутри этого прогиба почти исключительно вулканогенных пород. На склонах внутренних поднятий отлагались маломощные доломиты и кремнистые породы.

К югу от Западного Саяна, на территории Тувы, располагалась зона относительных поднятий, которая не имела четко выраженной линейной формы. Здесь формировались вулканогенные образования, близкие к спилито-кератофировым.

Сибирская платформа в раннем кембрии находилась в обширной зоне опускания, которое началось в конце позднего докембрия и продолжало развиваться в алданском веке. Опускание вызвало обширную трансгрессию моря на платформу, поэтому в ряде мест алданский ярус залегает несогласно на более древних подстилающих образованиях. К концу алданского века под уровнем моря оказалась почти вся Сибирская платформа и обширные участки Байкальской геосинклинали. Морской бассейн платформы от геосинклинального Алтае-Саянского моря отделялся цепью поднятий, протягивавшихся вдоль южной половины Енисейского кряжа, через Восточный Саян. Наиболее крупным из этих поднятий был Канско-Бирюсинский массив суши. От моря Байкальской

геосинклинали этот бассейн отделяли небольшие массивы суши в районе Северо-Байкальского нагорья, образующие выпуклую на север островную дугу.

С востока Сибирское море ограничивалось обширной сушей, располагавшейся на месте Верхоянско-Чукотской складчатой области, несколько восточнее современного Верхоянского хребта. Она занимала и большую часть акватории современных Чукотского и Восточно-Сибирского морей. Рельеф суши, окружавшей морские бассейны Сибирской платформы, был преимущественно низменный, равнинный или холмистый. Приподнятые равнины возникли также в области Таймырского полуострова, Карского и Баренцева морей и на Северо-Востоке СССР.

На платформе еще в начале алданского века обособились моря с нормальной и повышенной соленостью: Сибирское и Иркутское, что обусловило различный состав отлагавшихся в них осадков. Иркутское море, располагавшееся в южной части платформы на севере и северо-востоке, было ограничено невысокими и подводными поднятиями, отделявшими его от Сибирского моря. Сибирское море занимало всю северную и восточную часть платформы. Оно покрывало весь Алданский щит и здесь узкой полосой суши или цепью островов отделялось от моря Сихотэ-Алиньской геосинклинали. На севере Сибирское море распространялось на Таймыр и соединялось с морем, занимающим северную часть Канады, а на западе — с Енисейским морем. Нижнекембрийские отложения, образовавшиеся в условиях бассейна с сильно повышенной соленостью вод, приурочены к юго-западной и южной частям Сибирской платформы — нижнее течение рр. Подкаменная Тунгуска и Нижняя Тунгуска, Иркутский амфитеатр, Березовский прогиб.

В прибрежных частях Иркутского моря располагались неширокие зоны нормальной солености, где отлагались известняки, доломиты и отчасти красноцветные терригенные осадки. Во внутренней части моря накапливались соли и доломитовые илы. Поэтому по мере продвижения от внутренних районов Иркутского амфитеатра к его обрамлению соленосно-карбонатные отложения почти полностью замещаются терригенной или терригенно-карбонатной красноцветной толщей. При этом сокращаются мощности отложений.

В Березовском прогибе соленосно-карбонатные отложения алданского яруса в направлении к Алданскому щиту замещаются карбонатными, а на склонах Патомского нагорья — терригенно-карбонатными толщами. Солеродный бассейн Иркутского моря возник в условиях жаркого и сухого климата. На юго-западе, юге и востоке это море ограничивалось массивами суши, а от Сибирского открытого моря оно отделялось системой подводных поднятий и островов, образующих барьер, вдоль которого развивались водорослевые биогермы. Глубины солеродной части Иркутского моря не превышали 50—60 м и редко 150—200 м.

Сибирское море нормальной солености носило черты типично эпиконтинентального бассейна. На дне его отлагались преимущественно известковые и, реже, доломитовые илы, часто с примесью пелитового материала. Обширные пространства дна были покрыты археоциатовыми колониями. В районах мелководья и мергелей обычно больше, чем в других местах, а там, где алданский ярус залегает трансгрессивно, в его основании иногда наблюдаются прослои песчаников и мелкогалечных конгломератов. Для обломочных пород алданского яруса, особенно его низких горизонтов, характерна красноцветная окраска. Терригенный материал транспортировался издалека и отлагался в условиях подвижного мелководья. На мелководность бассейна указывают волноприбойные знаки, трещины усыхания, струйчатость течений.

К концу алданского века произошло общее углубление Сибирского моря, чем было обусловлено более широкое развитие карбонатных пород даже на приподнятых участках дна.

Морской бассейн на Таймыре по своему режиму был очень похож на море северной части платформы. Такое же море было в северной части Хараулахских гор и, по-видимому, во всем прогибе, окаймлявшем платформу с востока.

В восточной части Байкальской геосинклинали в алданском веке имело место несколько разобщенных сравнительно большими участками суши бассейнов, которые временами соединялись с Иркутским морем узким проливом. На юге Байкальское море через Джидинский пролив сообщалось с Алтае-Саянским геосинклинальным морем. Байкальское море в отдельных проливах достигало значительных глубин. На западе — в Енисейской ветви, море было открытым, с более однообразными условиями. На западе, в районе современного Туруханского поднятия и Енисейского кряжа, образовывались терригенные и карбонатные породы. На востоке Байкальской геосинклинали — в районе Муйской глыбы отлагались красноцветные конгломераты, песчаники и сланцы иногда с примесью или преобладанием доломитового материала. В районе Витимского нагорья в первой половине алданского века накапливались преимущественно грубообломочные осадки и местами изливались лавы основного и кислого состава; во второй половине грубообломочные осадки сменились более мелкозернистыми и в отдельных случаях известковистыми осадками. Одновременно усилились излияния эффузивов различного состава, образовавших вдоль разломов мощные толщи вулканогенных пород. Извержения были главным образом подводные, что привело к перемежаемости лавовых потоков и терригенных отложений.

В начале алданского века в Монгольских геосинклинальных морях накапливались терригенные, а позднее карбонатные осадки — пачки доломитов, которым подчинены известняки и прослои глинистых, иногда кремнистых пород. Накопление осадочных толщ сопровождалось извержением лав основного, среднего и, реже, кислого состава. В Сихотэ-Алиньской геосинклинали, в ее северной части, примыкающей к Сибирской платформе, сформировалась мощная толща основных эффузивов с подчиненными прослоями и пачками обломочных пород, в том числе и конгломератов, иногда с линзами известняков. В южной части Сихотэ-Алиньской геосинклинали, где тектонический режим был спокойнее, отлагались карбонатные, песчано-глинистые и кремнистые осадки. В районе Буреинского срединного массива, который частично находился под уровнем моря, также отлагались карбонатные и тонкозернистые песчано-глинистые осадки, указывающие на отсутствие поблизости высокой суши.

Своеобразные условия в начале алданского века возникли на самом юге Буреинского массива — в Малом Хингане. Здесь море еще в конце протерозоя трансгрессировало на закарстованную поверхность, поэтому в основании разреза алданского яруса лежат карбонатные брекчии. Выше залегают сланцы, песчаники и доломиты, возникшие в мелководных морских условиях, а еще выше железистые кварциты, переслаивающиеся с кремнистыми породами и содержащие марганец. Эти породы образовались в прибрежной зоне регрессирующего моря.

Уже в алданском веке наметилась климатическая зональность в пределах СССР. Русская платформа и, вероятно, Урал находились в зоне умеренного и влажного климата. Моря Русской платформы, видимо, имели такую же температуру, как и современные моря, лежащие в умеренной зоне. В балтийской серии нет ни карбонатных пород, ни

следов засолонения. Отсутствуют и продукты коры выветривания в обломочном материале несмотря на спокойный тектонический режим и сглаженный рельеф суши. Особенно показательно отсутствие остатков археоциат, одной из наиболее распространенных групп фауны в алданском ярусе других районов, лежащих в зонах более высоких температур.

Сибирская платформа и прилегающие к ней области, напротив, находились в зоне жаркого аридного климата, что подтверждается обилием красноцветных и карбонатных пород и наличием пластов каменной соли в прогибах по южной ее окраине. Моря Алтае-Саянской, Монгольской и Сихотэ-Алиньской геосинклинальных систем также находились в зоне теплого климата. Этим объясняется широкое развитие в их пределах карбонатных пород, встречающихся как совместно с вулканогенными образованиями, так и образующих отдельные толщи. Для алданского века характерен сравнительно богатый, населяющий моря, органический мир. В это время широкое развитие получили скелетные организмы, остатки которых иногда встречаются в большом количестве. Они представлены археоциатами, членистоногими, брахиоподами, моллюсками и губками. Особенно многочисленны и разнообразны археоциаты. Менее распространены трилобиты, особенно в начале века. Во второй половине алданского века они становятся более разнообразными по родовому и видовому составу; резко возрастает число их особей. Среди моллюсков особенно развиты гиолиты, остатки которых встречаются в отложениях, образовавшихся в условиях морского режима. Гастроподы представлены почти исключительно мелкими формами. Из бесскелетных организмов весьма распространены черви. Растительный мир алданского века был представлен разнообразными водорослями. Об этом можно судить по многочисленным находкам микрофитолитов в отложениях алданского яруса.

Ленский век

На Сибирской платформе и в прилегающих геосинклинальных системах, а также в Уральской, Казахстанской и Тянь-Шаньской геосинклиналях в ленском веке продолжалось дальнейшее наступление моря. В это же время море из Казахстанской геосинклинали распространилось на Южный и частично Средний Урал. Русская же платформа к ленскому веку вышла из-под уровня моря (прилож. 7).

Холмистая суша располагалась на месте Балтийского щита, Украинско-Воронежского и Волго-Камского массивов. Она не поднималась высоко над окружающей ее низменной равниной. Невысокая гряда гор в это время располагалась на месте Тимана, переходившего на северо-востоке в низкую равнину. На суше господствовали денудационные процессы, но эрозия вследствие небольших высот проявилась слабо. Интенсивно шли процессы химического выветривания с образованием каолинитовой коры, которая ко времени формирования ижорских среднекембрийских песчаников, по-видимому, достигла большой мощности.

В Уральской области море в ленском веке занимало южную часть и восточный склон Среднего Урала. Центральная часть современного Уральского хребта вплоть до Пай-Хоя, по-видимому, представляла собой сушу, которая соединялась с сушей, протягивавшейся от архипелага Северная Земля.

По особенностям образования осадков в Южно-Уральском море выделяются две зоны: Сакмаро-Илекская и Санарская. В Сакмаро-Илекской зоне отлагались пески, мелкогалечные конгломераты, терригенные и карбонатные илы и кремнистые осадки, местами происхо-

дило излияние базальтовых лав. Линзы известняков содержат остатки археоциат и водорослей, что указывает на небольшие глубины бассейна. В Санарской зоне состав отложений сходен с осадками Сакмаро-Илекской зоны, но в терригенной части разреза преобладают тонкозернистые породы — филлиты, углисто-глинистые и кремнистые сланцы, указывающие на удаленность береговой линии. Вверху появляются мергелистые породы. Значительно увеличивается удельный вес вулканогенных и туфогенных пород, особенно в средней части разреза. К этой же части разреза приурочены и линзы археоциатовых известняков. К концу ленского века Урал стал воздыматься и в его пределах вновь установился на длительное время континентальный режим.

На Кавказе в ленском веке предполагается существование геосинклинального моря. В морском бассейне здесь продолжали отлагаться карбонатно-терригенные отложения и происходили подводные излияния лав. В области северного склона Большого Кавказа накапливались преимущественно терригенные отложения.

Казахстанская складчатая область, как и Тянь-Шань, в раннем кембрии переживала геосинклинальный режим. Отмечаемое всеми исследователями несогласие между докембрийскими и кембрийскими образованиями указывает, что развитие этой области в раннем кембрии началось с трансгрессии моря. Уже тогда наметилось ее подразделение на три крупные зоны, сохранившиеся в продолжении всего кембрия.

На северо-востоке и востоке возникла Ерементау-Чингизская зона; на западе Улутау-Каратауская зона. Между ними располагался регион, обладавший промежуточным характером развития и составлявший центральную зону. Нисходящие движения сопровождались интенсивной вулканической деятельностью в Ерементау-Чингизской зоне и в восточной части Северного Тянь-Шаня, особенно во второй половине раннего кембрия. Изливались преимущественно лавы основного и среднего состава, реже кислые. В Улутау-Каратауской зоне вулканические процессы проявились в образовании туфогенного материала, приуроченного к верхней части разреза нижнего кембрия. В районах, занимающих промежуточное положение, вулканические процессы были более интенсивны, чем в Улутау-Каратауской зоне, и более слабыми, чем в Ерементау-Чингизской.

Трансгрессия раннекембрийского моря происходила на суше с расчлененным и невыравненным рельефом, поэтому накопление осадков на первой стадии ограничивалось местными впадинами, в которые в большом количестве поступал обломочный материал, образовавшийся за счет разрушения выступов рельефа обширных участков суши.

В Улутау-Каратауской зоне постепенное расширение бассейна и сглаживание рельефа обусловили почти полное прекращение поступления крупнообломочного материала. В это время накапливались тонкозернистые и хорошо отмученные осадки, в ряде мест обогащенные тонкорассеянным гематитом или тонкорассеянным органическим детритом. Местами выпадали карбонатные осадки, преобразованные в дальнейшем в доломиты.

Другая обстановка сложилась в Ерементау-Чингизской зоне, а также в прогибах Киргизском и Терскей-Алатау Северного Тянь-Шаня. Здесь происходили извержения, во время которых изливались лавы основного и кислого состава и выбрасывалось огромное количество пепла. Переслаивающиеся с вулканогенными породами обломочные отложения образовались в периоды ослабления вулканической деятельности за счет продуктов разрушения ранее излившихся лав и накопившегося пирокластического материала. Между периодами пароксизма

вулканических извержений на участках, куда не поступал обломочный материал, осаждались карбонатные осадки.

В Среднем Тянь-Шане образовался комплекс преимущественно обломочных отложений. В конце раннего кембрия Средний Тянь-Шань, так же как и прилегающая с севера зона Каратау-Таласских прогибов, испытывал восходящие движения и море регрессировало из его пределов.

В Южном Тянь-Шане в алданском веке море занимало большие пространства, включая и область Памира. Оно распространялось также на запад и составляло единый бассейн с морем Среднего Тянь-Шаня. С юга береговая линия этого бассейна огибала массив суши, который занимал большую часть Туранской низменности. В ленском веке в этих районах произошло дальнейшее расширение бассейна. В море накапливались преимущественно глинистые осадки, перемежавшиеся с карбонатными илами, а на отдельных участках с полимиктовыми песками и известняковыми илами. Море в Южном Тянь-Шане не было глубоким, имело нормальную соленость и хорошо выраженное течение. Обломочный материал в бассейны осадконакопления поступал с отдаленных и выравненных участков суши.

Алтае-Саянская область и в ленском веке представляла геосинклиналь. Море распространялось далеко на север в пределы Западно-Сибирской низменности и соединялось с морями Казахстанской и Байкальской геосинклиналей. Ослабли вулканические проявления. Накапливались более однородные преимущественно карбонатные породы. В Восточном Саяне по-прежнему основной областью сноса являлась Канско-Бирюсинская суша, но берег ее несколько переместился на северо-восток. Более четко обособилась полоса островных поднятий, расположенных северо-восточнее Кизырского глубинного разлома.

В Западном Саяне появились архипелаги островов, дугообразно окаймляющих прогиб и сложенных главным образом породами алданского яруса. В Кузнецком Алатау возникли острова вулканического происхождения. На месте Северо-Минусинской котловины в первой половине ленского времени также образовались острова. В Горном Алтае цепочка довольно крупных, но невысоких островов северо-восточного простирания располагалась в междуречье Катунь — Бия и Бия — Томь. Роль сносимого с суши терригенного материала в ленском веке была незначительна.

В Восточном Саяне осаждались чисто карбонатные осадки с резким преобладанием известковистых. В Западном Саяне и Туве вокруг архипелагов островов разрастались археоциатовые биогермы и рифы, замещающиеся по простиранию терригенными или терригенно-вулканогенными осадками. В прогибах главную роль в образовании пород все еще играли вулканические процессы. Эффузивные породы чередуются с кремнистыми, глинисто-кремнистыми, туфогенно-кремнистыми. Для всех разновидностей их характерны быстрые фациальные замещения.

В Кузнецком Алатау, Салаире и частично Горном Алтае в неглубоком море карбонатные осадки накапливались как на поднятиях, так и в прогибах. Наряду с осаждением хемогенных и терригенных осадков изливались лавы среднего состава. Эти условия способствовали расцвету органического мира: археоциаты, трилобиты, гиолиты, брахиоподы, водоросли населяли морские бассейны.

Во второй половине ленского времени усиленные тектонические движения привели к образованию довольно крупных архипелагов островов, особенно на территории Кузнецкого Алатау и Горной Шории. Море значительно обмелело. В Восточном Саяне на поднятиях глубины его были 20—25 м, а в отдельных впадинах достигали 200 м и более. В Кузнец-

ком Алатау, Горном Алтае и на Салаире глубины не превышали 50 м, что подтверждается повсеместным распространением археоциат, трилобитов, брахиопод и водорослей. Более дифференцированные глубины были в Западном Саяне: близ островной суши они колебались от 0 до 100 м, а в прогибах достигали сотен, возможно, тысяч метров.

К концу ленского века значительная часть территории Алтае-Саянской геосинклинали вышла из-под уровня моря. Но в отдельных ее районах в разрезах наблюдается постепенный переход от ленского яруса к среднему кембрию, что обусловлено сохранением остаточных прогибов, где продолжалось непрерывное накопление осадков.

На Сибирской платформе в ленском веке развивалась трансгрессия моря. Основные массивы суши на платформе и на территории прилегающих районов сохранились от алданского века, но размеры их сократились. Рельеф стал более низким и выровненным. Сибирское море на северо-востоке соединялось с Канадским бассейном, а на юго-востоке через узкий пролив, отделявший Охотский срединный массив от платформы, с Сихотэ-Алиньским геосинклинальным морем. Через узкие проливы осуществлялась связь Иркутского моря с Алтае-Саянским и Байкальским геосинклинальными морями.

Моря на платформе были мелкими даже в области прогибов. Сравнительно глубоководные впадины возникли лишь в районе Суханского и Юдомского прогибов во второй половине ленского века. В Иркутском море прогибание компенсировалось выпадавшими карбонатными и галогенными осадками.

Ленский ярус на платформе и в прилегающих областях представлен разнообразными породами, но среди них преобладают различные по составу и литологическим особенностям известняки и доломиты, сульфатные, галогенные и галогенно-карбонатные породы. Особое место занимают маломощные, образовавшиеся в условиях некомпенсированных Суханского и Юдомского прогибов в Сибирском море, горючие сланцы. В распределении пород разного типа наблюдается в общем та же закономерность, которая характерна и для алданского яруса. Накопление карбонатов в морях Сибирской платформы шло главным образом путем их химического выпадения в осадок, лишь частично за счет жизнедеятельности водорослей и археоциат. Сибирское море, как и в алданском веке, было открытым. Водообмен с другими морями был свободный и благодаря этому оно было нормальной солености, несмотря на сильное испарение с поверхности.

В Березовской впадине, где соленость бассейна резко возрастала, карбонатные осадки чередовались с галогенными и сульфатными.

Иркутское море было ограничено с юга отдельными массивами суши и архипелагами островов, а на севере со стороны Сибирского моря цепью подводных поднятий. Поэтому в нем продолжали развиваться солеродные бассейны, как и в алданском веке. По временам, когда усиливался приток воды, садка солей сменялась отложением доломитов. Но в распределении фаций ленского яруса на Сибирской платформе большое значение имели тектонические структуры — прогибы и поднятия, унаследованные от алданского века.

В Таймырском море, которое составляло одно целое с Сибирским морем, образовалась толща известняков сравнительно небольшой мощности.

В Байкальской геосинклинальной области, в ее восточной части, продолжали развиваться впадины, в которых накопились мощные толщи карбонатных и терригенных пород ленского яруса, достигающие 5000 м. Однако вулканическая деятельность по сравнению с алданским веком стала значительно слабее. Излияния эффузивов отмечены только в Ви-

тимском прогибе. В Енисейском бассейне в условиях теплого моря нормальной солености отлагались мощные толщи доломитов и известняков, содержащие археоциаты.

В Монгольской и Сихотэ-Алиньской областях также сохранялся геосинклинальный режим. Несколько изменились конфигурации и площади, занятые морскими бассейнами и сушей. Значительное сокращение суши произошло на востоке Монгольской геосинклинали в результате расчленения проливами Яблоново-Станового массива. Через эти проливы Монгольское море соединялось с Байкальским. В самом конце ленского века произошла общая инверсия этих геосинклиналей и на их месте образовалась обширная расчлененная суша с отдельными бассейнами. В первой половине ленского века в западной части Монгольской геосинклинали происходили сильные вулканические извержения, но во второй половине века извержения резко сократились. Наиболее бурно вулканическая деятельность проявилась в Джидинском прогибе. Здесь образовалась мощная толща, сложенная различными по составу эффузивами и пирокластическими материалами. Ленский ярус в Монгольской и Сихотэ-Алиньской геосинклинальных областях сложен обломочными, карбонатными и вулканогенными породами. Карбонатные породы особенно широко распространены в Восточном Забайкалье и в южной части Сихотэ-Алиня, где слагают нижнюю половину ленского яруса.

Анализ имеющегося фактического материала по всей территории СССР позволяет говорить об общем потеплении климата в течение ленского века по сравнению с алданским и сохранении климатической зональности. Русская платформа и северная половина Урала находились в зоне более теплого и влажного, чем в алданском веке, климата. Районы Южного и Среднего Урала, а также окраину Западного Казахстана пересекала влажная, но еще более теплая зона, а Сибирская платформа, Байкальская и Алтае-Саянская области располагались в жаркой и аридной зоне. Еще далее на восток климат, вероятно, был менее жарким.

На Русской платформе в ленском веке в условиях влажного и теплого климата образовалась мощная каолиновая кора выветривания, размытая позднее при формировании ижорских песчаников. На Южном и Среднем Урале в теплом морском бассейне отлагались карбонатные осадки и развивались археоциаты. В более восточных районах количество карбонатных пород в разрезе ленского яруса еще более увеличивается.

В пределах Сибирской платформы отлагались главным образом карбонатные осадки и соли, а на массивах суши шло интенсивное выветривание горных пород. Продукты выветривания сносились в море и у берегов образовывались красноцветные толщи. По-видимому, на одной широте с Сибирской платформой располагались Южный Тянь-Шань и Памир.

В ленском веке произошли заметные изменения в органическом мире. Скелетные формы животных в родовом и видовом отношении стали значительно разнообразнее. В то же время археоциаты, достигнув своего расцвета к концу алданского — началу ленского века, в конце ленского века вымерли. Наиболее многочисленными и разнообразными археоциаты были в геосинклинальных морях, где они селились на неглубоких участках моря у вулканических островов в чистой воде нормальной солености. На Сибирской платформе комплекс археоциат был значительно беднее, чем в геосинклиналях. Дальнейшее развитие получили в ленском веке трилобиты. Продолжали существовать почти все надсемейства и их семейства, зародившиеся в алданском

веке. Вымерли трилобиты семейства Olenellidae. Появились новые надсемейства, а среди старых семейств новые роды и виды. Из других групп скелетных организмов наибольшее значение имели брахиоподы, которые по-прежнему были представлены беззамковыми формами, гастроподы, гиолиты, головоногие и впервые появившиеся пластинчатожаберные моллюски. Простейшие организмы были представлены радиоляриями, остатки которых встречаются в кремнистых породах. Из растительных остатков были распространены водоросли и появились первые псилофиты. Известковые водоросли приспособлялись к существованию в бассейнах повышенной солености, там где археоциаты и трилобиты не могли развиваться. В южной части Сибирской платформы их биогермы слагали целые горизонты.

СРЕДНЕКЕМБРИЙСКАЯ ЭПОХА

В среднекембрийскую эпоху на территории СССР произошли значительные физико-географические и тектонические изменения. В первой половине среднего кембрия замкнулись Байкальская, Монгольская и Сихотэ-Алиньская геосинклинали. В пределах же Казахстанской, Тянь-Шаньской и Алтае-Саянской областей продолжали развиваться геосинклинальные условия. В связи с этими изменениями произошло перераспределение суши и моря. Морские бассейны сократились к концу эпохи в Сибири, где значительно разрослась площадь суши, и увеличились в Казахстане и Средней Азии. Климат стал более ровным и влажным, хотя к концу эпохи в Сибири снова усиливается его аридизация.

Амгинский век

В амгинском веке в пределах Русской платформы наиболее погруженной оказалась центральная часть ее — между Балтийским и Украинско-Воронежским массивами, а также западная и юго-западная окраины последнего. Трансгрессией моря были захвачены большие пространства. Море на Русской платформе было мелководным, а берега его низкими с постоянно менявшимися очертаниями. В нем накапливались песчано-глинистые осадки различной зернистости, с косой, волнистой или горизонтальной слоистостью. Соленосность бассейна была пониженной, так как в него поступали в большом количестве пресные воды с суши. Наличие пирита в осадках указывает на восстановительный характер среды в бассейне осадконакопления. На западе море по-прежнему соединялось с морем Свентокшишского прогиба. На Урале в амгинском веке располагалась низкогорная суша. В Новоземельской геосинклинали море было довольно глубоким; в нем накапливались песчанистые и глинистые илы иногда с примесью карбонатного материала.

Палеогеографическая обстановка в районе Кавказа и Крыма в этот период остается неясной. Условно в районе Кавказа показан морской пролив, через который Южно-Европейское море соединялось с Казахстанским и Тянь-Шаньским морями.

В пределах Казахстана и Тянь-Шаня в амгинское время располагались геосинклинальные бассейны. В Еректау-Чингизской зоне и в восточной части Северного Тянь-Шаня после кратковременного и, по-видимому, не повсеместного перерыва в начале амгинского века вновь усилились нисходящие движения, которым сопутствовал довольно сильный вулканизм, особенно в Чингиз-Тарбагатайском прогибе, где амплитуда опускания была наибольшей. В Улутау-Каратауской зоне опускания почти не сопровождались вулканической деятельностью, но здесь

веке. Вымерли трилобиты семейства Olenellidae. Появились новые надсемейства, а среди старых семейств новые роды и виды. Из других групп скелетных организмов наибольшее значение имели брахиоподы, которые по-прежнему были представлены беззамковыми формами, гастроподы, гиолиты, головоногие и впервые появившиеся пластинчатожаберные моллюски. Простейшие организмы были представлены радиоляриями, остатки которых встречаются в кремнистых породах. Из растительных остатков были распространены водоросли и появились первые псилофиты. Известковые водоросли приспособлялись к существованию в бассейнах повышенной солености, там где археоциаты и трилобиты не могли развиваться. В южной части Сибирской платформы их биогермы слагали целые горизонты.

СРЕДНЕКЕМБРИЙСКАЯ ЭПОХА

В среднекембрийскую эпоху на территории СССР произошли значительные физико-географические и тектонические изменения. В первой половине среднего кембрия замкнулись Байкальская, Монгольская и Сихотэ-Алиньская геосинклинали. В пределах же Казахстанской, Тянь-Шаньской и Алтае-Саянской областей продолжали развиваться геосинклинальные условия. В связи с этими изменениями произошло перераспределение суши и моря. Морские бассейны сократились к концу эпохи в Сибири, где значительно разрослась площадь суши, и увеличились в Казахстане и Средней Азии. Климат стал более ровным и влажным, хотя к концу эпохи в Сибири снова усиливается его аридизация.

Амгинский век

В амгинском веке в пределах Русской платформы наиболее погруженной оказалась центральная часть ее — между Балтийским и Украинско-Воронежским массивами, а также западная и юго-западная окраины последнего. Трансгрессией моря были захвачены большие пространства. Море на Русской платформе было мелководным, а берега его низкими с постоянно менявшимися очертаниями. В нем накапливались песчано-глинистые осадки различной зернистости, с косой, волнистой или горизонтальной слоистостью. Соленосность бассейна была пониженной, так как в него поступали в большом количестве пресные воды с суши. Наличие пирита в осадках указывает на восстановительный характер среды в бассейне осадконакопления. На западе море попрежнему соединялось с морем Свентокшишского прогиба. На Урале в амгинском веке располагалась низкогорная суша. В Новоземельской геосинклинали море было довольно глубоким; в нем накапливались песчанистые и глинистые илы иногда с примесью карбонатного материала.

Палеогеографическая обстановка в районе Кавказа и Крыма в этот период остается неясной. Условно в районе Кавказа показан морской пролив, через который Южно-Европейское море соединялось с Казахстанским и Тянь-Шаньским морями.

В пределах Казахстана и Тянь-Шаня в амгинское время располагались геосинклинальные бассейны. В Ементау-Чингизской зоне и в восточной части Северного Тянь-Шаня после кратковременного и, по-видимому, не повсеместного перерыва в начале амгинского века вновь усилились нисходящие движения, которым сопутствовал довольно сильный вулканизм, особенно в Чингиз-Тарбагатайском прогибе, где амплитуда опускания была наибольшей. В Улутау-Каратауской зоне опускания почти не сопровождались вулканической деятельностью, но здесь

наблюдается резкая смена фаций среднего кембрия как по вертикали, так и по горизонтали. Это указывает на резко менявшийся гидрологический режим моря, при котором происходило накопление осадков.

В Тянь-Шаньской области, а также в пределах Туранской низменности продолжались опускания, наследовавшие движения раннего кембрия. В Южном Тянь-Шане в первой половине века проявлялись сравнительно слабые вулканические процессы.

Большие массивы суши продолжали существовать в центральной части Казахстана, между Ерментау-Чингизской и Улутау-Каратауской зонами, что доказывается отсутствием здесь фаунистически охарактеризованных амгинских отложений. Море проникло в эти районы, по-видимому, лишь в конце амгинского века. Его наступление происходило на возвышенную и расчлененную сушу. Особенно неровный рельеф был на западе и юго-западе Казахстана и в районе Таласского Алатау. Море, располагавшееся в восточной части Казахстана, на севере и северо-востоке соединялось с Алтае-Саянским бассейном, а на юге проливами через центральные районы с морем Улутау-Каратауской зоны.

На севере в Ерментау-Чингизской зоне накапливались преимущественно обломочные образования, временами в осадок выпадали известковистые илы. Сортировка материала по гранулометрическому составу дает основание предполагать, что седиментация происходила при довольно спокойном режиме. В южной части зоны осадкообразование нарушалось мощными процессами вулканизма.

В Улутау-Каратауской зоне период накопления осадков протекал в условиях сложного рельефа прибрежной части морского дна, а также побережья, в пределах которого скалистые участки чередовались с отлогими. Временами возникали изолированные бассейны с несколько повышенной соленостью. В Караганда-Прибалхашском районе в амгинском веке накапливались преимущественно обломочные и вулканогенные толщи.

В Тянь-Шаньской области, особенно на юге, произошло расширение морского бассейна. Это море соединялось на севере с Казахстанским. В нем накапливались в западной части преимущественно песчано-глинистые и местами кремнистые осадки; на востоке, наряду с терригенными осадками, отлагались карбонатные илы. На отдельных участках образовались туфогенные толщи.

На территории Западной Сибири в амгинском веке продолжалось наступление моря, в результате чего к концу эпохи произошло соединение морей Алтае-Саянской геосинклинали с северными морями Сибирской платформы и Таймыра. Открылся пролив и к северу от Полярного Урала, способствовавший проникновению в моря Сибирской платформы и Алтае-Саянской геосинклинали фауны трилобитов Атлантической зоогеографической провинции.

В Алтае-Саянской геосинклинали общая тенденция к поднятию, проявившаяся в позднеленское время, продолжалась и в амгинском веке, в связи с чем там значительно увеличилась площадь суши. В ряде районов море сильно обмелело. В глубоких прогибах, где на протяжении амгинского века сохранялись морские бассейны, формировались осадочно-вулканогенные толщи мощностью до 3000 м. Вулканическая деятельность проявилась во многих местах Алтае-Саянской геосинклинали: в Горной Шории, на северном склоне Западного Саяна и вдоль Кизирского разлома. На западе Алтае-Саянской геосинклинали в начале среднего кембрия расстилался почти сплошной морской бассейн. Здесь только по временам возникали вулканические острова, которые быстро размывались. Но к концу амгинского века площадь островных

участков суши сильно увеличилась На востоке области, в отличие от раннего кембрия, суша преобладала.

Значительные изменения в амгинском веке произошли в южной части Сибирской платформы. Иркутское море постепенно мелело и его граница смещалась в северном направлении. Территория, занятая солеродным бассейном, значительно сократилась и он распался на отдельные части. В северной половине платформы на Таймыре, в пределах Хараулаха и Юдомского прогиба, а также на Охотском массиве и в Верхоянско-Чукотской области, продолжались нисходящие движения в продолжение всего амгинского века. Устанавливается морской режим и в районе о-ва Беннет. Сибирское море стало по своему режиму более однородным по сравнению с морем ленского времени. К западу от Анабарского поднятия соленость его была несколько повышенной — здесь осаждались доломитовые илы. Большие глубины сохранились попрежнему лишь в Суханской впадине и в зоне, примыкающей к Южному Верхоянью. В первую половину амгинского века накапливались преимущественно карбонатные осадки, в Суханской впадине и в Юдомском прогибе — тонкие битуминозные илы и в небольшом количестве известковистые и кремнистые осадки. В конце амгинского века, когда Суханская впадина стала менее глубоководной, накопление органических илов сменилось накоплением карбонатных толщ, иногда глинистых. Обломочный материал выносился главным образом в Иркутское море, но тоже в незначительном количестве, к тому же большие площади только что поднялись из-под уровня моря и были сложены карбонатными породами. На Таймыре в открытом море нормальной солености отлагались преимущественно известковистые осадки. Небольшое количество обломочного материала поступало в него с низкой суши, располагавшейся на северо-западе полуострова.

В Байкальской геосинклинали происходило общее сокращение морского бассейна. Но на северо-востоке и юге ее продолжали накапливаться известняки, а в отдельных прогибах — песчано-глинистые осадки. В области Енисейского кряжа была низкая суша, тогда как в Туруханском районе отлагались карбонатные илы.

В Монгольской и Сихотэ-Алиньской геосинклиналях уже в начале амгинского века происходит общая регрессия моря. С этого времени они вступают в стадию континентального развития. Восходящие движения привели к возникновению на их месте массивов суши с горным рельефом.

В амгинском веке климатическая зональность в пределах территории СССР прослеживается не так четко. Русская платформа, Новая Земля, Урал и западная окраина Центрального Казахстана относятся к зоне влажного и, по-видимому, сравнительно теплого климата. Восточные и юго-восточные районы располагались в более теплой, возможно даже жаркой климатической зоне, которая пересекала Таймыр, Сибирскую платформу, Алтае-Саянскую область, большую часть Казахстана и Южный Тянь-Шань. В теплых морских бассейнах этой зоны выпадали карбонатные и отчасти соленосные осадки.

Органический мир на рубеже ленского и амгинского веков претерпел существенные изменения: почти совсем вымерли археоциаты, господствующее положение среди скелетных организмов заняли трилобиты. Последние населяли почти все моря с более или менее устойчивым температурным и гидрологическим режимом, и были распространены как в глубоководных водоемах, так и в области мелководья. Среди них намечается специализация, выражающаяся в приспособлении к фациальным особенностям осадков, накапливавшихся в бассейнах, где они обитали. Среди брахиопод начали появляться замковые формы.

Майский век

В майском веке Русская платформа представляла собой низкую равнину с отдельными холмистыми возвышенностями, так же как и примыкающая к ней западная часть Урала. Эти районы медленно поднимались. Восточная часть Урала опускалась. Новоземельское море на востоке соединялось через Таймыр и северную часть Западной Сибири с морем Сибирской платформы. Контуры майского бассейна на Кавказе показаны на картах условно, хотя его существование не вызывает сомнений. В Казахстане майский век характеризуется широким развитием морской трансгрессии. К концу его под уровень моря погрузилась значительная часть суши, за исключением, вероятно, северной части Кокчетавского массива.

Широкое распространение обломочных пород при слабом развитии вулканических процессов дает основание предполагать, что среди водного пространства поднимались многочисленные острова, с которых поступал кластический материал.

Море Казахстанской геосинклинали на западе имело связь с морями Атлантической провинции, а на востоке с Алтае-Саянским морем. Майский ярус, сложенный в Казахстане преимущественно осадочными породами, формировался в различных условиях. В Ерементау-Чингизской зоне накапливались главным образом обломочные отложения — от конгломератов и песков до песчанистых и глинистых илов. Одновременно выпадали карбонатные осадки, которые примешивались к обломочным отложениям или образовывали прослои и линзы известняков. В Улутау-Каратауской зоне и прилегающих районах преобладали доломиты, известняки и смешанные карбонатные илы, что указывает на удаленность береговой линии. В центральных частях Казахстана в условиях трансгрессировавшего моря накапливались преимущественно обломочные осадки, в том числе и крупнообломочные.

Тянь-Шаньское море по-прежнему соединялось с Казахстанским и Китайским бассейнами, а на западе с Кавказским морем. В северной части (Северный и Средний Тянь-Шань) отлагались преимущественно карбонатные илы, на юге карбонатные и глинистые, а местами песчано-глинистые осадки или пески. Окружающая суша была невысокой и снос материала с нее был незначительным.

В пределах Западной Сибири в майском веке площадь, занимаемая морем, продолжала увеличиваться. Начала опускаться восточная часть Уральской складчатой области, что вызвало трансгрессию моря в Зауралье с севера со стороны Новой Земли и с юга — из Казахстанской геосинклинали. Вследствие этого образовались глубоко вдающиеся в сушу, расположенные один против другого, заливы. Установилась еще более тесная связь Сибирского и Алтае-Саянского морей с морями Атлантической зоогеографической провинции.

В Алтае-Саянской области продолжали развиваться геосинклинальные процессы, но в отличие от предыдущих эпох усилились, особенно к концу века, восходящие движения, вследствие чего площадь осадконакопления заметно сократилась. Сравнительно глубокие прогибы сохранились на территории Кузнецкого Алатау, Горной Шории, Горного Алтая и в районе северного склона Западного Саяна. В некоторых из них мощность отложений майского яруса достигает 2000 м и более.

К востоку от Западного Саяна располагалась суша, составляющая часть огромной страны, включавшей и Байкальскую складчатую область. Суша располагалась и западнее Катунского антиклинория.

Море Алтае-Саянской геосинклинали было теплым и имело нормальную соленость воды. Осадки в нем образовывались преимущест-

венно за счет сноса с островов терригенного материала. По-прежнему оставалась значительной роль вулканогенных пород. Известняки сравнительно редки. Они образовывались на участках, расположенных вдали от береговой линии. В Кузнецком Алатау и в Горной Шории, напротив, в прогибах сформировались преимущественно толщи вулканогенных пород. Излияние эффузивов происходило в подводных условиях и лишь частично в наземных. В Горном Алтае вулканизм не имел столь широкого развития как в Кузнецком Алатау.

В пределах Сибирской платформы в майском веке открытое море занимало северную и восточную части платформы. В самом конце майского века на северо-востоке платформы отдельные участки морского дна временно вышли на поверхность. Этим был обусловлен кратковременный перерыв между отложениями верхнего и среднего кембрия на Оленекском и Мунском поднятиях и в других местах. Море, по режиму близкое к платформенному, занимало и Таймырскую область. Наиболее интенсивно опускалась северо-западная часть платформы, где мощность отложений майского яруса достигает 1000 м.

Сибирское море было открыто на север и на восток. Оно соединялось через Арктический бассейн с морем Северной Америки, на западе через Новоземельское море со Скандинавским бассейном и на юге через широкий пролив с морем Алтае-Саянской области. В нем отлагались преимущественно карбонатные осадки, сменявшиеся по временам глинистыми и карбонатно-глинистыми. Западнее Анабарского поднятия по-прежнему накапливались доломитовые и известково-доломитовые осадки. Вследствие того, что к морям платформы примыкали обширные участки суши, подвергшиеся выветриванию в условиях морского и влажного климата, создавались благоприятные условия для образования красноцветных пород. Почти всюду мергели и глины майского яруса окрашены в красные или пестрые тона, особенно в толщах образовавшихся в мелководных условиях.

К востоку от Сибирской платформы на месте Верхоянско-Чукотской области находилась суша. Но здесь наметились обширные зоны опускания, в частности на месте хр. Черского.

На месте Байкальской, Монгольской и Сихотэ-Алиньской геосинклиналей располагалась обширная суша. В связи с усилившимися восходящими движениями сформировался горный рельеф. В межгорных впадинах накапливались континентальные отложения. Одновременно на крайнем востоке к югу от Охотского массива начал формироваться крупный прогиб, получивший дальнейшее развитие в верхнем кембрии.

В майском веке на большей части территории СССР установился теплый климат. Это создавало благоприятные условия для развития органической жизни и образования в морских бассейнах карбонатных пород. В сравнительно холодной зоне находилась Новая Земля. Восточная Сибирь лежала в жаркой зоне, для которой характерно было чередование сухих и влажных сезонов. Это способствовало энергичному химическому выветриванию горных пород, особенно на равнинных пространствах юга платформы и слабо расчлененной поверхности окружавших ее возвышенностей.

Среди животных организмов господствующей группой оставались трилобиты, населявшие морские бассейны. Больших изменений в этой группе не произошло. Многие надсемейства и семейства перешли сюда из амгинского века. Появились роды семейства Agnostidae, представители которого стали более разнообразными и получили широкое распространение, Anomocaridae и др. Впервые замечены представители иглокожих и древнейших граптолитов. В породах майского яруса обнаружены также остатки стеблей наземных плаунообразных растений.

ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКАЯ ЭПОХА

В позднем кембрии древние платформы вновь начали опускаться. Но в Алтае-Саянской геосинклинали еще более усилились восходящие движения, а также в Байкальской и Монгольской областях. В связи с этим распределение морских бассейнов и суши на территории Советского Союза изменилось.

На территории Русской платформы верхнекембрийские отложения не доказаны. Возможно, что после поднятия платформы в среднем кембрии почти вся ее территория представляла собой низкую равнину, а местами приподнятую холмистую сушу. Можно предполагать, что морской бассейн из западной части платформы в конце позднего кембрия — начале ордовика проник в пределы центральной части Русской платформы.

В позднекембрийское время нисходящие движения проявились на восточном склоне Уральской области и в Новоземельской геосинклинали, где имеются фаунистически доказанные верхнекембрийские отложения. В это время в Зауралье соединились заливы, образовавшиеся еще в майском веке. Отложение осадков на Урале и Пай-Хое происходило в условиях развивающейся трансгрессии на довольно расчлененную сушу, поэтому здесь они состоят из кластогенного, нередко грубообломочного и плохо отсортированного материала. Значительную роль в осадкообразовании играл вулканогенный материал. В геосинклинальных прогибах Новой Земли накапливались более тонкозернистые осадки, глинистые илы и мелкозернистые пески.

На Кавказе в позднем кембрии существовала палеогеографическая обстановка, сходная с той, которая там была в майском веке. В позднем кембрии здесь, вероятно, началась регрессия морского бассейна. Вышележащие толщи, относимые к силуру, залегают несогласно на отложениях предположительно среднекембрийского возраста.

В Казахстанской геосинклинали общее опускание сопровождалось усилением контрастности движений, что привело к возобновлению вулканической деятельности на юге Ерементау-Чингизской зоны и к ее усилению в некоторых районах центральной зоны и в Киргизском хребте. Особенно интенсивные извержения были в Чингиз-Тарбагатайском прогибе, где изливались лавы преимущественно основного и среднего состава.

Позднекембрийское море в Казахстанской области было самым обширным по сравнению с предыдущими морями кембрия. Оно соединялось с Алтае-Саянским морем и с морями Атлантической провинции. Особенно усилилась связь с последней во вторую половину позднего кембрия. Соединение осуществлялось главным образом через территорию Западно-Сибирской низменности и Новую Землю. Во внутренних частях Казахстанского моря располагались многочисленные острова, разделявшиеся широкими проливами. Некоторые мелкие острова возникли в результате вулканической деятельности. Казахстанское море имело нормальную соленость. В нем отлагались преимущественно обломочные осадки различного гранулометрического состава. Местами осаждались карбонатные илы, образовавшие линзы и прослои известняков.

Тянь-Шаньское море в позднем кембрии увеличилось в размерах. В Среднем Тянь-Шане под его уровень погрузились многие острова существовавшие в районе Сандалашского хребта и в Алай-Кокшальской зоне. Трансгрессия, видимо, развивалась на западе в Туранской низменности. В Тянь-Шаньском геосинклинальном бассейне наряду с извест-

ковистыми илами накапливались терригенные, а местами кремнистые осадки.

В Алтае-Саянской области площади, занимаемые водными бассейнами, заметно сократились. Моря нормальной солености, разделенные массивами островной суши и соединявшиеся между собой широкими проливами, все же сохранились: в Горном Алтае, Салаире, Кузнецком Алатау, Горной Шории и на юге Тувы. Через Западную Сибирь осуществлялась связь с морем Сибирской платформы. Образование осадков происходило в мелководных условиях. Накапливались преимущественно различные обломочные отложения, чередующиеся в разрезе и замещающиеся по простиранию. В периоды, когда в результате выравнивания рельефа суши снос обломочного материала ослабевал, накапливались известковые илы. В отличие от предыдущих эпох сократилась вулканическая деятельность. Примесь туфогенного материала характерна лишь для верхнекембрийских отложений Салаира и некоторых других мест.

На юге Сибирской платформы (Иркутский амфитеатр) в первой половине позднего кембрия сохранились условия, установившиеся еще в майском веке. Здесь существовала низменность, большие пространства которой время от времени заливались морем. К концу кембрия здесь установился режим мелкого моря. На низменности располагались обширные озера и лагуны со своеобразным режимом засоленных бассейнов, в которые с прилегавших возвышенностей сносился в большом количестве обломочный материал. В озерных и мелководных лагунах отлагались песчаные и глинистые красноцветные осадки, сменявшиеся по разрезу и простиранию глинисто-карбонатными, а далее к северу доломитовыми и, реже, известковистыми. Ввиду неустойчивого режима происходило частое изменение состава осадков, но время от времени формировались мощные и выдержанные пачки песчаников или карбонатных пород. Нередко в осадок выпадали сульфаты, главным образом гипсы, образующие прослои и линзы. Сносу обломочного материала способствовало интенсивное выветривание пород, слагавших окружающую сушу.

Сибирское море по-прежнему покрывало северную часть платформы. В области Алданской антеклизы возникла низменная суша. Но в Юдомском прогибе морской бассейн сохранился. На севере Сибирское море переходило в Таймырское и затем в Североамериканское, на западе, севернее Енисейского кряжа, соединялось с бассейном Западно-Сибирской низменности и через него — с Алтае-Саянским геосинклинальным морем. В Сибирском море отлагались главным образом известковистые осадки, к которым примешивался иногда в значительном количестве тонкий илистый материал. В конце кембрия усилилось выпадение доломитовых илов, что связано с обмелением бассейна. Более грубозернистый обломочный материал осаждался в районе архипелага Северная Земля. В районе о-ва Беннет отлагались преимущественно терригенные и в меньшем количестве карбонатные осадки.

Примыкавшая с юга к платформе суша имела расчлененный рельеф, но у края платформы располагались сравнительно невысокие плоские возвышенности. Этим объясняется незначительное развитие конгломератов в верхоленской свите. Во внутренней зоне Байкальской складчатой области горные хребты чередовались с глубокими долинами и межгорными впадинами, в которых местами возникали замкнутые бассейны с часто меняющимся уровнем воды и извилистыми береговыми линиями. Во впадинах накапливались главным образом красноцветные обломочные отложения типа моласс: песчаные илы, пески и галечники.

Сихотэ-Алиньская область, так же как и Буреинский массив, в позднем кембрии продолжала развиваться как орогенная система.

Следует предполагать в этих регионах существование горного расчлененного рельефа с впадинами, в которых также накапливались отложения типа моласс. Однако в Приамурье в позднем кембрии образовался прогиб широтного простирания, занятый морем. Это море распространялось на восток и частично покрывало Охотский массив и, вероятно, область Корякского хребта, где соединялось с Тихоокеанским бассейном. На это указывают найденные в верхнекембрийских отложениях Приамурья остатки трилобитов Тихоокеанской биогеографической провинции.

Климатическая обстановка позднекембрийской эпохи на территории СССР характеризовалась усилением аридности и распространением потепления на ее Европейскую часть. Восточнее — Казахстан, Сибирь — проходила более сухая и жаркая зона. В морях этой зоны шло накопление карбонатных осадков. На юге платформы в условиях мелководья и жаркого климата происходило интенсивное испарение, что способствовало засолонению бассейнов, отложению доломитовых илов, гипсов и ангидритов и образованию красноцветных пород. Органический мир в позднекембрийскую эпоху вновь подвергся значительным изменениям. Скелетные организмы стали более разнообразными, а их представители более многочисленными. Среди трилобитов вымерли некоторые надсемейства и появились новые. Продолжали развиваться граптолиты, остатки которых найдены в разных местах на Сибирской платформе.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

К кембрийским отложениям на территории СССР приурочены следующие полезные ископаемые: железо, медь, марганец, фосфориты, соли, нефть и газ, горючие сланцы.

Железо. Среди железорудных месторождений кембрийского возраста наибольший интерес представляют месторождения, известные на Дальнем Востоке, в Малом Хингане и в Приморье. Это месторождения метаморфогенного типа, представленные первично-осадочными рудами. Они приурочены к рудоносной свите, а в хр. Джагды к улиганской и частично оннетокской свитам. Всего установлено около 50 месторождений железа, причем свыше 40 на Малом Хингане. Руды представлены железистыми кварцитами с полосчатой структурой. Содержание рудных минералов (магнетит, железная слюдка, гематит, лимонит) от 15 до 90%. Содержание железа около 35%. Наиболее крупным железорудным месторождением является Кимканское. В хр. Джагды железные руды слагают 6 пластов и линз, по простиранию переходящих в песчаники и алевролиты. Мощность пластов от нескольких десятков сантиметров до полутора сотен метров. Содержание железа 25—60%.

Марганец. Наиболее крупные скопления марганцевых руд в кембрийских отложениях известны в Алтае-Саянской области и на Дальнем Востоке. Осадочные марганценосные отложения наиболее четко выражены в Кузнецком Алатау и Горной Шории. Они представлены кремнисто-карбонатными осадками нижнего кембрия. К этим отложениям приурочено Усинское месторождение марганцевых руд. Залежи их слагаются пластообразными телами, достигающими нескольких метров мощности. В Западной Сибири, к югу от Чулымо-Енисейского бассейна, месторождение окисно-карбонатных марганцевых руд (Мазульское) установлено в северо-восточной части хр. Арга в вулканогенно-осадочных отложениях условно раннекембрийского возраста. Аналогичные условия образования характерны для месторождения окисных марганцевых руд, приуроченных к нижне-среднекембрийским отложениям на Салаире (Дурновское месторождение).

На Дальнем Востоке месторождения и рудопроявления марганца тесно связаны с железорудными месторождениями и приурочены к рудоносной свите нижнего кембрия, где локализуются в лежачем боку железорудных горизонтов. Генетически эти месторождения являются первично-осадочными, регионально- и контактово-метаморфизованными с последующим образованием в зоне окисления марганцевых шляп.

На Малом Хингане известно 12 месторождений и 22 рудопроявления марганца. Марганцевые руды представлены браунитовыми, окисно-карбонатно-родохрозито-гаусманитовыми, халцедоно-родохрозитовыми разновидностями.

В хр. Джагды марганцевые руды встречаются менее часто, чем железные, и приурочиваются к телам яшм и других кремнистых пород. Они слагают линзы от 1 до 7 м мощностью и до нескольких сотен метров протяженностью.

Медь. Крупные месторождения меди в кембрийских отложениях СССР пока не обнаружены. Но невысокие концентрации этого металла известны в пестроцветных карбонатно-терригенных отложениях ряда районов Советского Союза. В частности, в Иркутском амфитеатре в верхоленской свите среднего — позднекембрийского возраста имеется горизонт медистых песчаников небольшой мощности. Распространение его наблюдается главным образом в периферийных частях верхоленского бассейна — Прибайкальском и Присаянском прогибах.

Незначительные по размерам медепроявления известны в кембрийских отложениях Северной Киргизии в Терской-Алатау и в Таласском Алатау, где они также связаны с красноцветными карбонатно-терригенными отложениями.

Фосфориты. Месторождения фосфоритов и фосфатопроявления связаны с кембрийскими отложениями, развитыми на территориях Центрального Казахстана, Тянь-Шаня, Алтае-Саянской области и Дальнего Востока. Наиболее крупное из них приурочено к тамдинской серии в хр. Малый Каратау в Казахстане. Месторождения фосфоритов известны также в Большом Каратау, в районе Байконурского синклинория, в Северном Прибалхашье, в Кендыктасе, в Джунгарии и в других районах. На западе Центрального Казахстана отложения, содержащие пласты фосфоритов, алюмофосфатных руд и пород с повышенным содержанием фосфора, прослеживаются от района Ишимской Луки на севере, через Улутау до Каратау и продолжаются в хребты Таласский Алатау и Терскей-Алатау (Северный Тянь-Шань).

В Байконурском синклинории и Каратау фосфориты приурочены к нижним частям улутауской серии или ее аналогам и к курумсакской свите. Горизонт пород, обогащенных фосфором, отмечается в Улутау в верхней части курайлинской и булантинской свит. В курумсакской свите Большого Каратау характерно присутствие фосфатных конкреций с содержанием P_2O_5 до 20%. В Большом Каратау с точки зрения фосфоритоносности интерес представляет верхняя часть косшокинской свиты, где в большом количестве присутствуют фосфатные конкреции. В Северо-Западном Каратау и Джебаглы, так же как и в Байконурском синклинории, фосфоритоносность связана с курумсакской свитой среднего кембрия. В ней и здесь содержатся фосфатные конкреции с большой концентрацией фосфора. В районе Ишимской Луки фосфатоносна ишимская свита. Наиболее крупные месторождения фосфоритов Казахстана — Чулактауское, Джанытасское, Коксуйское, Аксайское и другие приурочены к чулактауской свите нижнего кембрия в Малом Каратау и Таласском Алатау. В Чу-Илийских горах фосфоритоносность характерна для верхних горизонтов джамбульской свиты (возможно, поздний докембрий). Повышенная концентрация фосфора отмечается в кар-

бонатных и кремнистых породах среднего кембрия района Кендыктаса (*от 30 до 15% P_2O_5*). *Здесь встречаются и линзы фосфоритов до 0,5 м* мощностью.

В целом кембрийские фосфоритовые месторождения Центрального Казахстана связаны с кремнисто-глинистыми и углисто-кремнистыми сланцами, обогащенными в той или иной степени ванадием и другими металлами.

В Алтае-Саянской области наиболее крупные скопления фосфоритов и фосфатопроявления известны в Горной Шории, в Кузнецком Алатау, на Салаире, в Батеневском кряже и в Восточном Саяне. Все они связаны главным образом с отложениями нормально-осадочного терригенно-карбонатного комплекса пород. Фосфориты обычно слагают невыдержанные по простиранию пласты и линзы, достигающие иногда нескольких метров мощности. Они представлены брекчиевыми и брекчиевидными разностями. В Алтае-Саянской области фосфориты и фосфатопроявления приурочены в основном к отложениям нижнего кембрия.

На Малом Хингане выявлена фосфоритоносность брекчиевидных карбонатных пород в алданском и низах ленского яруса нижнего кембрия. Мощность прослоев фосфато-доломитовых брекчий в этих отложениях колеблется от 2—4 до 10—15 м. Чаще фосфороносным является цемент брекчий. В хр. Джагды фосфориты встречаются среди яшм, известняков, эффузивных пород; особенно среди известняков рифогенного характера. Здесь они, по всей вероятности, являются вторичными, возникшими в результате разрушения первичных пластовых фосфоритов.

Соли. В кембрийское время условия, благоприятные для солеобразования, неоднократно возникали на Сибирской платформе. Солеродные бассейны в каждую эпоху соленакопления имели свои размеры, конфигурацию и особенности гидрологического режима. Площадь развития нижнекембрийских соленосных отложений, охватывающих усольскую, бельскую и ангарскую соленосные свиты в Иркутском амфитеатре и толбинскую свиту в Березовском прогибе, огромная; она включает центральную и юго-западную части платформы. Соляные породы в нижнекембрийских отложениях располагаются на пяти стратиграфических уровнях. Наблюдается закономерная смена по разрезу пластов и пачек каменной соли ангидритами, карбонатными и карбонатно-терригенными породами. Такая же смена пород прослеживается и по простиранию соляных пород по направлению к периферическим частям бассейна. Основная роль в сложении соленосных горизонтов принадлежит каменной соли, образующей пространственно выдержанные пласты мощностью от нескольких сантиметров до 75 м и более. Коэффициент соленасыщения нижнекембрийской соленосной толщи приближается к 50%.

Среднекембрийский солеродный бассейн занимает меньшую площадь. Он охватывает южную часть платформы — Приенисейский, Присаянский, Прибайкальский и Березовский прогибы. Формирование солей в этом бассейне происходило в сходных палеогеографических условиях. Среднекембрийское соленакопление на Сибирской платформе менее значительно, чем раннекембрийское. Максимальная мощность пластов каменной соли в Иркутском амфитеатре не превышает 35 м. По направлению к периферическим частям солеродного бассейна пласты соли выклиниваются или замещаются карбонатными породами.

Еще менее значительным было соленакопление в позднем кембрии. В отложениях верхнего кембрия в южной части Сибирской платформы содержатся небольшие по мощности пласты и линзы гипса, ангидрита и, реже, каменной соли.

Нефть, газ, горючие сланцы. В настоящее время нефтепроявления в кембрийских отложениях известны во многих районах Советского Союза, но только на Сибирской платформе в Иркутском амфитеатре (Марковская площадь) впервые были получены притоки нефти. Малодебитные нефтяные месторождения открыты на Атовской и Осинской площадях. Наиболее перспективными в отношении поисков нефти в этом районе являются нижнекембрийские отложения. В целом в кембрийском разрезе Иркутского амфитеатра выявлено несколько региональных нефте- и газоносных пластов и многочисленные битумонефтепроявления.

На востоке Сибирской платформы проявления жидкой нефти приурочены к песчаным горизонтам в нижней и средней частях толбинской свиты. Из верхнего горизонта песчаников на Ченкиямской площади получены притоки нефти. Прямыми, но незначительными признаками нефтеносности характеризуются отложения пестроцветной свиты и вышележащих отложений кембрия, например прослои битуминозных доломитов в Русскореченской скважине.

На Русской платформе в последнее десятилетие были также обнаружены признаки нефти. Опорной скважиной в районе г. Советска в песчаной толще, залегающей на кристаллических породах фундамента, были встречены углеводородные газы. Часть этой толщи отнесена к ордовику, часть к ижорским слоям среднего кембрия. Высокое содержание в газе тяжелых углеводородов указывает на его генетическое родство с нефтью. Кроме того, в опорной скважине близ Калининграда под отложениями ордовика вскрыта толща немых песчаников мощностью 48 м, напитанных легкой нефтью. Структурные и гидрогеологические условия этой территории, захватывающей погруженную часть Балтийской синеклизы, следует считать благоприятными как для образования нефтяных залежей, так и для их сохранения.

Газы, связанные с кембрийскими отложениями, известны в Средней Азии, Эстонии и в Сибири.

Обнаружение нефти и газа в кембрийских отложениях СССР или повышенная их битуминозность в ряде районов обосновывают перспективность поисков в этих отложениях месторождений нефти и газа.

Горючие сланцы слагают ленский и низы амгинского яруса на востоке и северо-востоке Сибирской платформы (иниканская и куонамская свиты) и представляют собой прослои и пачки листоватых битуминозных пород до 0,8 м, чередующихся в разрезе с известняками и известковистыми глинами. Прослои горючих сланцев меньшей мощности известны и на северо-западе Сибирской платформы — в районе Туруханского поднятия.

ПАЛЕОТЕКТОНИКА

Для кембрийского периода составлены две палеотектонические карты территории Советского Союза, из которых первая соответствует раннекембрийскому этапу ее развития (прилож. 8) и вторая — этапу, охватившему весь средний и поздний кембрий. При составлении этих карт были использованы опубликованные материалы Э. Э. Фотиади [263], Э. Н. Янова [287], А. Л. Яншина [288, 289], Т. Н. Спижарского [274], Л. И. Салопа [225] и др., в которых дается описание тектоники и истории развития как отдельных регионов Советского Союза, так и всей его территории в целом. Работу над палеотектоническими картами кембрийского периода облегчило также использование Международной тектонической карты Европы масштаба 1:2 500 000 под ред. А. А. Богданова Тектонической карты Евразии масштаба 1:5 000 000

под ред. А. Л. Яншина, Тектонической карты СССР масштаба 1 : 2 500 000 под ред. Т. Н. Спижарского, на которых, наряду с другими, обобщены и данные по мощности, магматизму и структурным особенностям кембрийских отложений.

Большую помощь в реконструкции тектонической обстановки кембрийского времени для отдельных регионов Советского Союза оказали материалы Н. С. Иголкиной — по Восточно-Европейской платформе, Л. И. Боровикова — по Казахстану, Ф. К. Волколакова и М. М. Язмира — по Забайкалью.

РАННИЙ КЕМБРИЙ

Несмотря на то что основные структурные единицы, слагающие территорию Советского Союза в раннем кембрии, заложились еще в протерозое и венде, ранний кембрий может рассматриваться и как самостоятельный этап в истории развития территории СССР. Именно в это время регрессия моря, начавшаяся в конце позднего докембрия на большей части площади, сменилась трансгрессией, которая достигла своего максимума в ленском веке раннего кембрия.

В кембрийском периоде в пределах территории Советского Союза существовали крупные регионы, отличавшиеся друг от друга типом тектонического режима и историей своего развития. Основу структурного плана составляли Восточно-Европейская и Сибирская платформы и окружающие их геосинклинальные системы и области, находившиеся на разных этапах развития: Крымско-Кавказская, Тянь-Шаньская, Казахстанская, Алтае-Саянская, Енисейская, Байкальская, Монголо-Амурская, Сихотэ-Алиньская, испытавшие геосинклинальное развитие; Тиманско-Печорская, Уральская и Верхояно-Чукотская — эпигеосинклинальные орогенные области; Таймырская — переходная от орогена к платформе область. В центральных районах Западной Сибири располагался Тобольский срединный массив; еще два крупных срединных массива намечаются в районе современной акватории Карского моря и к югу от Урала (Устюртский срединный массив).

Русская платформа в кембрийское время представляла собой крупную тектоническую единицу земной коры, разрез которой характеризовался наличием двух структурных этажей — фундамента и платформенного чехла. В строении верхнего этажа участвовали осадочные, почти не метаморфизованные и слабо дислоцированные отложения, соответствующие платформенному этапу развития; они отделялись от фундамента крупными региональными перерывами. Формирование осадочного чехла на Русской платформе началось в позднем докембрии — с начала образования полесской серии и ее аналогов — сердобской и нижнебавлинской серий. В раннекембрийский этап развития сформировались отложения балтийской серии.

Площадь, которую занимала Русская платформа в кембрийское время, хорошо видна на палеотектонических картах Атласа. Границы ее определялись зонами глубинных разломов, которые имели прямолинейный характер и протягивались на многие сотни и тысячи километров, уходя далеко за пределы территории СССР. На юге платформа была ограничена зоной глубинных разломов, отделившей ее от Крымско-Кавказской геосинклинали, на востоке к ней примыкала Уральская, а на севере Тимано-Печорская эпигеосинклинальные орогенные области. На северо-западе Восточно-Европейская платформа, также по зоне глубинных разломов, граничила с геосинклинальной системой норвежских каледонид.

Основные структурные элементы осадочного чехла платформы определились еще на ранних стадиях ее развития, когда в тесной связи с тектоническими процессами, которые происходили в окружающих платформу геосинклинальных и орогенных системах, возникли древние щиты и поднятия, свободные от осадочного покрова, и начали формироваться прогибы внутри платформы и по ее краям. После перерыва в осадконакоплении на границе волынского и валдайского веков произошла крупная перестройка структурного плана платформы, а в раннем кембрии (балтийский век) продолжалось его дальнейшее преобразование. Обращают на себя внимание изменения, которые произошли в юго-восточной и восточной частях платформы, где значительно расширились площади Украинско-Воронежского и Волго-Камского поднятий, прекратил свое развитие Предуральский краевой прогиб, замыкается Пачелмский грабенообразный прогиб, заполненный докембрийскими отложениями. Одновременно с этим начинают проявляться общие широтные простирания платформенных структур. В начале кембрия усилилось погружение Балтийского щита, открывшее свободный доступ трансгрессии с запада через Прибалтийскую впадину в Московскую синеклизу, которая и в раннем кембрии продолжала оставаться основной областью осадконакопления. Общий характер структуры ее по сравнению с вендом изменился мало. Она по-прежнему представляла собой широкую, погружающуюся на северо-восток впадину [35]. Мощность балтийской серии, представленной песчаными и глинисто-песчаными отложениями с глауконитом, постепенно возрастает с запада на северо-восток от Прибалтики к Тиману от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Распределение фациальных типов осадков в Московской синеклизе в общем совпадает с их распределением в предыдущем — вендском этапе развития. Песчано-глинистые и песчаные фации опресненного бассейна приурочены к восточной части синеклизы, причем крупно- и грубокластические осадки распространены в прибортовых частях ее и в прогибе у подножия Тиманского поднятия. Карбонатно-терригенная платформенная формация известна лишь на крайнем западе Прибалтийской впадины у границы со Швецией и Норвегией. В пределах погруженной части Балтийского щита накапливались главным образом кварцевые пески.

К юго-западу и западу от Украинско-Воронежского поднятия располагались Львовская и Брестская впадины, амплитуда погружения фундамента в которых не превышала 200 м. Эта часть региона по типу отложений и их мощности подобна Прибалтийской впадине.

В целом тектонические движения на платформе в начале раннего кембрия были значительно менее выражены, чем в позднем докембрии (венде).

Во второй половине раннего кембрия началось интенсивное поднятие Русской платформы, сопровождавшееся регрессией моря. В ленском веке вся платформа была выведена из-под уровня моря и представляла собой единый приподнятый массив, в пределах которого осадконакопления не происходило.

К югу от Русской платформы — в Крыму, в области современного Кавказа и Закавказья на палеотектонической схеме раннего кембрия показана Крымско-Кавказская геосинклинальная область. Недостаточное количество фактических данных не позволяет нам с уверенностью реконструировать ее распространение, развитие и особенности тектонического режима. Известно лишь, что в раннем кембрии (ленский век) в этой области накапливались очень мощные, преимущественно терригенные и в меньшей степени вулканогенные отложения. Крымско-Кав-

казская геосинклиналь на западе соединялась со Свентокшишской геосинклиналью, а на востоке с Тянь-Шаньской и Арало-Тургайской.

В пределах Казахстана в раннем палеозое отчетливо наметились две области, различные по своим структурно-фациальным особенностям. На северо-востоке и востоке Центрального Казахстана располагалась Казахская эвгеосинклинальная область, в пределах которой выделяется несколько структурно-фациальных зон и внутри этих зон ряд прогибов [Селетинский, Конский, Чу-Илийский, Восточно-Кокчетавский (Степняковский), Чингиз-Тарбагатайский и др.]. Интенсивное погружение в рассматриваемой области сопровождалось расколами фундамента и излияниями лав, главным образом основного и среднего состава. Внутри них возник Джунгаро-Балхашский срединный массив. К западу от предыдущей области, от р. Ишим на севере, вплоть до Таласского Алатау в Северном Тянь-Шане, прослеживается Северо-Тянь-Шаньская миогеосинклинальная область, в пределах которой выделяются две зоны. Западная из них включает Калмыккульский (Южно-Кокчетавский), Байконурский и Чаткало-Нарынский миогеосинклинальные прогибы, восточная представляет собой геосинклинальную зону, иногда называемую Кокчетау-Каратауской, показанную на карте как срединный массив. В пределах этой области развиты как карбонатные, так и терригенные разрезы кембрия, но вулканические проявления не имеют сколько-нибудь широкого распространения.

Конец протерозойской эры на Урале совпал с инверсией, существовавшей до этого единой Урало-Тиманской геосинклинали перестройкой структурного плана региона. И Урал, и Тиманское поднятие, так же как и расположенный к северу от него Печорский массив, в раннем кембрии представляли собой эпигеосинклинальную орогенную область, расчлененную глубинными разломами на блоки, которые испытывали различную, преимущественно небольшую скорость восходящих движений. Вследствие этого здесь возникли сравнительно невысокие складчатые сооружения, выравнивание которых шло быстрыми темпами.

Геосинклинальный режим сохранился в районе Североземельского прогиба. Здесь накапливались мощные флишоидные карбонатно-терригенные толщи.

На Восточном склоне Урала в начале ленского века образовался меридиональный прогиб (Санарская зона). Опускание фундамента в нем сопровождалось расколами, по которым происходило излияние базальтовых лав. К концу ленского века Санарская зона Урала вновь стала испытывать тенденцию к поднятию.

В центральной части Западно-Сибирской низменности располагался крупный Тобольский массив, который к началу кембрийского периода был приподнят и снивелирован. По своему режиму, положению и истории тектонического развития он относится к срединным массивам. В начале кембрия Тобольский срединный массив со всех сторон был окружен геосинклиналями, находящимися на ранних стадиях развития и испытывал их сильное влияние, в результате чего в его пределах возникло много разломов большой глубины заложения. Эти разломы раскололи срединный массив на блоки, которые были вовлечены в колебательные движения, различные по скорости и знаку.

К востоку от Тобольского срединного массива располагалась Енисейская геосинклиналь, отделявшая его от Сибирской платформы. На участке от Красноярска до Туруханска простирание этой геосинклинали было близким к меридиональному, но дальше оно менялось на северо-западное, в результате чего Енисейская геосинклиналь, пересекая северную часть Западно-Сибирской низменности, соединялась с Новоземельской ветвью Уральской геосинклинальной области.

На основании имеющихся геофизических материалов по северной части Западно-Сибирской низменности [257, 264] установлено, что на данном участке низменности прослеживаются северо-западные простирания магнитных аномалий, которые могут отражать аналогичные простирания складчатых комплексов (Енисейской геосинклинали), слагающих домезозойский фундамент этого района низменности. Согласно другим представлениям (Т. Н. Спижарский, Ю. А. Косыгин и др.) Енисейская геосинклиналь севернее г. Туруханска поворачивает на северо-восток и выклинивается на границе с Таймырской эпигеосинклинальной областью. Автору представляется наиболее правильным отнести Хантайский грабенообразный прогиб, сформировавшийся на входящем угле Енисейской геосинклинали к платформенной структуре — авлакогену.

Южнее Тобольского срединного массива располагалась Алтае-Саянская геосинклинальная область, которая на западе соединялась с Казахстанской областью геосинклинального режима, а на востоке с Байкальской и Монголо-Амурской. Последняя протягивалась в широтном направлении до Сихотэ-Алиня. Алтае-Саянская геосинклиналь заложилась в позднем докембрии [287]. Сформировавшаяся при ее заложении сеть глубинных разломов обусловила глыбовое строение этой области. Геосинклинальное развитие ее началось общим прогибанием с накоплением карбонатных и кремнисто-вулканогенных толщ большой мощности. В результате разнонаправленных тектонических движений уже в начале кембрия в Алтае-Саянской области обособились внутригеосинклинальные поднятия и прогибы. В ленском веке они продолжали развиваться и заметно расширились. К приразломным зонам были приурочены мощные излияния эффузивов, среди которых преобладающим развитием пользовались спилитовая и спилито-кератофировая формации. Интрузивные комплексы были представлены ультрабазитами, габбро-пироксенитами и габбро-плагиогранитами [171]. В Восточном Саяне вдоль границы с Байкальской геосинклинальной областью, вступившей в стадию инверсионного развития, формировались Манско-Агульский и Боксон-Сархойский прогибы. Вулканизм в Восточном Саяне локализовался только вдоль Кизирского глубинного разлома. Усиление восходящих движений в конце раннего кембрия привело к тому, что значительная часть территории Алтае-Саянской области была заметно приподнята.

В пределах Тувинско-Монгольского срединного массива в раннем кембрии установился режим, приближающийся к платформенному.

В начале кембрийского периода восходящие движения приобрели большой размах в Байкальской геосинклинали, которая в результате интенсивной складчатости и внедрения колоссальных масс гранитов вступила в инверсионную стадию тектонического развития еще в конце позднего докембрия. В ее пределах вдоль границы с Сибирской платформой возникли линейные, иногда значительные по площади развития, но сравнительно невысокие поднятия, с которых обломочный материал сносился в платформенные прогибы.

В раннем кембрии во внутренней части байкалид располагалась остаточная геосинклиналь [226], сообщавшаяся с геосинклинальными прогибами Монголо-Амурской геосинклинальной области. В области Байкало-Витимского поднятия в это время началось формирование межгорных впадин, приуроченных к грабенам и зонам разрывных нарушений более древнего заложения. Вулканическая деятельность этого периода была связана с глубинными разломами, проходящими по границе Байкальской и Монголо-Амурской геосинклинальных систем. Здесь происходили мощные излияния основных и кислых лав.

Во второй половине раннего кембрия (ленский век) значительная часть Байкальской области, особенно примыкающая к Сибирской платформе, была вовлечена в опускание и захвачена морской трансгрессией. Заметно опускалась и северная часть Патомского нагорья, где мощность ленского яруса достигает нескольких сотен метров. Наиболее широко распространенными типами осадков в Байкальской геосинклинальной области были красноцветные терригенные и терригенно-карбонатные, а также различные эффузивные образования (ряд геосинклинальных формаций). По литологическим особенностям и тектоническим условиям формирования кембрийские образования межгорных впадин Байкало-Витимского поднятия напоминают раннюю молассу — континентальные красноцветные отложения.

Раннепалеозойская история развития Монголо-Амурской геосинклинальной области изучена недостаточно хорошо. Известно, что в раннем кембрии входящие в ее состав прогибы испытывали интенсивные опускания, компенсировавшиеся мощными вулканогенно-терригенными и терригенными накоплениями [6]. В соответствии с тектоническим режимом проявлялись и магматические процессы. В западной части Монголо-Амурской области вулканизм был сравнительно сильный, но к концу раннего кембрия извержения резко сократились. И уже в Сихотэ-Алине следов вулканической деятельности не установлено. Осадочные отложения в раннекембрийских прогибах Монголо-Амурской области представлены наряду с вулканогенными формациями карбонатно-терригенными и терригенными флишоидными и флишевыми формациями.

В Забайкалье — район Селенгино-Яблонового прогиба — в раннем кембрии резко обособилась Удино-Витимская зона, где также наряду с образованием флишоидных карбонатно-терригенных толщ накапливались вулканогенные осадки. Характерно, что здесь среди разломов, различных по глубине заложения и морфоструктурным особенностям, преимущественным развитием пользуются глубинные разломы близкого к широтному простиранию, влиявшие на структурный план этого региона и обусловившие расчленение Монголо-Амурской области на отдельные внутригеосинклинальные прогибы и поднятия, различные структурно-фациальные области. Для Сихотэ-Алиньской геосинклинальной системы характерны простирания разломов и других структурных элементов, близкие к меридиональным.

Главные черты раннекембрийского структурного плана Сибирской платформы, так же как и Восточно-Европейской, определялись еще в начальные стадии ее развития, когда под воздействием тектонических процессов, протекающих в окружающих ее геосинклиналях, началось формирование платформенного чехла.

Сибирская платформа со всех сторон была ограничена зонами разрывных нарушений, отделявшими ее от окружающих геосинклинальных и складчатых систем. На западе к платформе примыкала Енисейская геосинклиналь, на юге — Байкальская и Монголо-Амурская, на востоке — Верхоянско-Чукотская эпигеосинклинальная орогенная область и на севере — Таймырская область, которая по своему тектоническому режиму соответствовала области, переходной от эпигеосинклинального орогена к платформе.

Тектонический режим и развитие окружающих платформу регионов в кембрийское время оказали сильное влияние на формирование структурных форм осадочного чехла Сибирской платформы.

В раннем кембрии значительные по площади участки Сибирской платформы испытывали нисходящие движения. Этими движениями была охвачена большая часть платформы. Максимальной амплитудой погру-

жения характеризовались прогибы, приуроченные к грабенам, возникшим на продолжении входящих углов геосинклинальных систем — Хантайский, Иркинеевский, Уринский — и прогибы, развивавшиеся по краям платформы вдоль границ с окружающими ее геосинклиналями. Наименьшей амплитудой погружения, естественной, характеризовались области поднятий и антеклизы.

К концу раннего кембрия (ленский век) по краям Сибирской платформы сформировались заложившиеся ранее — Приенисейский, Присаянский, Прибайкальский, Березовский, Юдомский и Ленский прогибы, а также Центральный внутриплатформенный прогиб. Постепенно начал проявляться и Суханский прогиб, разделяющий Анабарскую и Оленекскую антеклизы. Достаточно хорошо проявились, как положительные структуры осадочного чехла, Анабарская, Оленекская и Алданская антеклизы, Мунское, Тунгусско-Котуйское и Катангское поднятия. Наибольшим распространением в раннем кембрии на Сибирской платформе пользовались эвапоритовые формации — соленосная, сульфатно-карбонатная, получившие развитие в южной, юго-западной и центральных частях платформы, где располагался солеродный полузамкнутый бассейн. Преимущественно в областях, примыкающих к геосинклинальному и складчатому обрамлению, сравнительно узким шлейфом протягивалась карбонатно-терригенная формация. На севере и востоке платформы широко развиты формации карбонатных пород, представленные главным образом различными известняками. А в относительно глубоких впадинах — Суханском и Юдомском прогибах получила распространение формация битуминозных известняков и горючих сланцев, которая сформировалась, видимо, в условиях неполной компенсации прогибания осадконакоплением.

Тектонический режим Верхояно-Чукотской области в кембрии остался во многом не выясненным, так как фаунистически охарактеризованные кембрийские отложения в этой области имеют очень ограниченное распространение. Но судя по тому, что примыкающий к ней край Сибирской платформы уже в раннем кембрии интенсивно погружался, о чем свидетельствует мощность карбонатно-терригенных отложений в Хараулахе и особенно в Юдомском прогибе и Южном Верхоянье, достигающая нескольких сотен метров, сопряженная с платформой часть Верхоянско-Чукотской области поднималась, причем восходящие движения, вероятно, охватывали здесь гораздо большие площади, чем в венде, когда еще имели место значительные прогибания отдельных частей этой территории. Гранулометрический состав осадков нижнего кембрия, накопившихся в Ленском и Юдомском прогибах, свидетельствует о том, что в северной части Верхоянско-Чукотского орогена — у границы с Сибирской платформой амплитуда поднятия не была значительной, тогда как на юге она достигала нескольких сотен, а возможно и более тысячи метров.

СРЕДНИЙ—ПОЗДНИЙ КЕМБРИЙ

С амгинского века среднего кембрия в стадию эпигеосинклинального орогенного развития вступили Монголо-Охотская и Сихотэ-Алиньская геосинклинальные системы, а также значительная часть Алтае-Саянской геосинклинальной области. Нисходящие движения в среднем кембрии широко проявлялись в Казахстанской геосинклинальной области, в западной части и в отдельных прогибах на востоке Алтае-Саянской области, на западе и севере Сибирской платформы, и в некоторых других регионах.

В самом начале этой эпохи (амгинский век) прогибания захватили и центральную часть Восточно-Европейской платформы, но здесь они в скором времени сменились поднятием. Временное погружение было связано с подвижками, происходившими в каледонской геосинклинальной системе и с общей, обширной в Европе, среднекембрийской трансгрессией моря. Судя по мощности толщи ижорских песчаников, достигающей в наиболее прогнутой части Балтийско-Московской синеклизы всего 160 м, амплитуда нисходящих движений была незначительной. Ижорская трансгрессия была кратковременной. Вслед за ней восходящие движения вывели всю платформу из-под уровня моря и на ее площади наступил длительный континентальный перерыв в осадкообразовании.

На территории современного Крыма, Кавказа и Закавказья в среднем и позднем кембрии сохранялся геосинклинальный режим. Видимо, здесь по-прежнему происходило накопление мощных осадочно-вулканогенных толщ. Несколько усилившаяся дифференциация тектонических движений привела к расширению внутригеосинклинальных поднятий.

Уральский эпигеосинклинальный ороген также в среднем кембрии испытывал движения положительного знака. Но здесь возникли сравнительно невысокие поднятия. Возможно, что к востоку от осевой части Урала в области, погруженной в настоящее время под осадочный покров Западно-Сибирской низменности, располагался геосинклинальный прогиб, отделявший Урал от Тобольского срединного массива, и который заложился еще в раннем кембрии или венде.

На Новой Земле в результате интенсивного прогибания в среднем и позднем кембрии продолжал развиваться геосинклинальный прогиб. В нем шло образование мощных терригенных флишоидных толщ.

Расположенная к северу от Восточно-Европейской платформы Тимано-Печорская область окончательно консолидировалась и примкнула к платформе. На карте, составленной для средне-позднекембрийского этапа развития, она рассматривается как платформенное поднятие, амплитуда которого в отдельных его частях не превышала нескольких сотен метров.

Казахстанская и Тянь-Шаньская области в среднем и позднем кембрии продолжали свое геосинклинальное развитие. Но их тектонический режим был различным. Наиболее ярко в среднем кембрии геосинклинальные процессы проявились в Ерементау-Чингизской зоне Казахстана и восточной части Северного Тянь-Шаня [27]. Здесь после кратковременного и, по-видимому, не повсеместного перерыва в конце раннего — начале среднего кембрия вновь усилились нисходящие движения, которым сопутствовал довольно сильный вулканизм, особенно в Чингиз-Тарбагатайском прогибе, где амплитуда погружения была наибольшая. Там изливались лавы преимущественно основного и среднего состава. Севернее интенсивность прогибания постепенно уменьшалась, ослабевали и вулканические проявления. По-прежнему в условиях своеобразного тектонического режима находилась западная — Улутау-Каратауская зона Казахстана. Здесь прогибания почти не сопровождались вулканической деятельностью.

В Тянь-Шаньской геосинклинальной области, а также в пределах современной Туранской низменности, продолжали развиваться внутригеосинклинальные прогибы, заложившиеся еще в докембрии. Одновременно усилилась контрастность тектонических движений, вызвавшая образование линейных поднятий. В Южном Тянь-Шане тектонические подвижки в начале среднего кембрия сопровождались сравнительно слабыми вулканическими процессами. Возможно, что в конце позднего кембрия погружения в ряде районов Тянь-Шаня сменились восходя-

щими движениями, чем был обусловлен размыв кембрия в предсилурийское время.

В среднем и позднем кембрии тектонические движения, унаследованные от предыдущего этапа, продолжали развиваться и в Западной Сибири. В результате усилившейся дифференциации тектонических движений подверглись неравномерному опусканию отдельные блоки Тобольского срединного массива и сам он несколько сократился по площади. К северу от Енисейской геосинклинали, в пределах площади, занимаемой в настоящее время Карским морем, образовался еще один срединный массив (Карский), отколовшийся от западной части Таймырской, переходной от орогена к платформе области. В Енисейской геосинклинальной области появились зоны относительно высоких поднятий, выступавших над уровнем моря, с которых сносился обломочный материал в прогибы, формирующиеся по краю Сибирской платформы.

В Алтае-Саянской области общая тенденция к поднятию, проявившаяся в конце раннего кембрия, продолжала развиваться и в среднем кембрии, что было связано с салаирской фазой складчатости, достигшей максимума в первой половине среднего кембрия. Наиболее интенсивно поднимались восточные районы Саяно-Алтайской области, где возникли сравнительно высокие поднятия, в пределах которых на границе раннего и среднего кембрия осадконакопления не происходило. В западных районах Саяно-Алтайской области — в Кузнецком Алатау, Салаире, Горном Алтае — эти движения проявились локально. В геосинклинальных прогибах, продолжавших развиваться в средней части Саяно-Алтайской области, формировались мощные толщи вулканогенно-осадочных толщ. Вулканическая деятельность, связанная с возникновением и развитием внутригеосинклинальных поднятий, проявилась очень интенсивно почти во всех районах Саяно-Алтайской геосинклинальной области. Во второй половине среднего кембрия восходящие движения в Саяно-Алтайской области приобрели еще больший размах, особенно на востоке и северо-востоке ее — в районе, примыкающем к байкалидам. Но в Горной Шории, Кузнецком Алатау и Горном Алтае сохранились геосинклинальные прогибы, в которых продолжалось интенсивное накопление осадочно-вулканогенных толщ. В зонах максимального прогибания и в позднем кембрии накапливались флишоидные толщи карбонатно-терригенных пород. Но в это время уже большая часть Алтае-Саянской области испытывала восходящие движения, в результате которых площади поднятий значительно расширились. Продолжалось инверсионное развитие геосинклинальной области. Амплитуда перемещения отдельных блоков на востоке и юго-востоке Саяно-Алтайской области достигла нескольких тысяч метров. В отличие от других эпох в позднем кембрии здесь резко сократилась вулканическая деятельность. Лишь на Салаире в первую половину позднего кембрия происходили небольшие излияния лав и выброс пеплового материала. Примесь туфогенных частиц в породах наблюдается и в некоторых других районах.

В Байкальской геосинклинали в среднем кембрии интенсивный размах приобрели восходящие движения заключительной стадии геосинклинального развития, знаменующие ее превращение в эпигеосинклинальную орогенную область. В начале среднего кембрия в эпигеосинклинальном бассейне во внутренней области байкалид все еще накапливались карбонатные толщи пород, но во второй его половине существенное значение приобрели терригенные и молассовые формации. Среднекембрийская эпоха закончилась фазой складчатости, охватившей всю территорию байкалид. Байкальская геосинклиналь замкнулась. В позднем кембрии на большей части Байкальской складчатой области

осадкообразования не происходило. Продолжалась стадия орогенного развития. Лишь в отдельных межгорных впадинах формировались красноцветные континентальные толщи, близкие к молассовым формациям. На более древних отложениях они залегают с угловым, а иногда и азимутальным несогласием, свидетельствуя об очень глубоком размыве [226].

В Монголо-Амурской и Сихотэ-Алиньской областях в начале среднего кембрия в связи с резким усилением восходящих движений происходила общая регрессия моря. С этого времени и эти системы вступают в стадию орогенного развития. Восходящие движения в Сихотэ-Алиньской и Монголо-Амурской областях продолжались в течение всего среднего и позднего кембрия, в результате чего на их месте возникло высокогорное складчатое сооружение. Во второй половине позднего кембрия тектонические движения отдельных блоков Монголо-Амурского орогена носили более дифференцированный характер по скорости движения, амплитуде и знаку, что способствовало образованию в Приамурье — прогиба широтного простирания, в котором накопились сотни метров карбонатно-терригенных и терригенных отложений. По глубоким разломам, в грабенах, заложились отдельные межгорные впадины, наиболее четко оформившиеся уже в ордовике.

Тектонические движения, проявившиеся в начале среднего кембрия на Сибирской платформе в основном наследовали движения предыдущего этапа, поэтому особых изменений и в расположении платформенных структур для этого времени не наблюдается. В пределах платформы под влиянием инверсионного развития обрамляющих ее с запада, юга и востока геосинклинальных систем, активно развивались краевые прогибы, амплитуда погружения которых достигла многих сотен метров. Опускания имели место в северной, восточной и центральной частях платформы. В конце среднего кембрия на северо-востоке платформы — северо-западный склон Оленекской антеклизы, Мунское поднятие и др. — отдельные блоки фундамента были приподняты на такую высоту, что возникли кратковременные перерывы в осадкообразовании между средним и верхним кембрием.

В пределах Алданской антеклизы опускалась только ее северо-восточная часть, прилегающая к Южному Верхоянью — Юдомский прогиб. Но в начале позднего кембрия нисходящие движения прекратились почти на всей площади Алданской антеклизы, за исключением Юдомского прогиба. Очень интенсивно в майском веке опускалась вся северо-западная часть Сибирской платформы, где мощность майского яруса превышает 1000 м. В позднем кембрии в результате изменения направления тектонических движений происходила перестройка структурного плана Сибирской платформы. В северо-восточной части ее — районы Анабарской и Оленекской антеклиз и Суханского прогиба — к концу кембрийского периода погружения сменились поднятиями. В течение почти всего позднего кембрия поднимался и Алданский щит. Амплитуда прогибания в отдельных краевых прогибах достигала более 1000 м. В целом область максимального прогибания и осадконакопления в позднем кембрии располагалась в западной половине платформы.

Формационный состав отложений на Сибирской платформе в среднем — позднем кембрии очень разнообразен, хотя общие закономерности размещения осадочных формаций в общем остаются теми же: на юге, у границы с воздымающейся Байкальской областью, преимущественным развитием пользуются красноцветные терригенные и карбонатно-терригенные отложения, близкие к молассоидным и молассовым формациям, отвечающим орогенному этапу развития байкалид (верхоленская свита). Во внутренних частях платформы и на ее северо-западной

окраине распространены соленосные или карбонатные формации. На северо-востоке — в районе Суханского прогиба — и в Юдомском прогибе — в начале этапа (первая половина среднего кембрия) продолжают накапливаться битуминозные и горючие сланцы, которые позже сменились карбонатными отложениями.

На Таймыре в среднем — позднем кембрии установился режим, близкий к платформенному. Эта территория испытывала главным образом медленное погружение, амплитуда которого не превысила 300—400 м. Фациальный состав накопившихся здесь в этот промежуток времени отложений близок к таковому северной части Сибирской платформы, где осаждались главным образом карбонатные илы. Нисходящие движения геосинклинального режима в этот период развития проявились также на Северной Земле и в районе о-ва Беннета, где мощность средне-верхнекембрийских отложений более 500 м.

В Верхоянско-Чукотской эпигеосинклинальной орогенной области, медленно продолжающей подниматься, в позднем кембрии наметилась некоторая контрастность тектонических движений, что, возможно, привело к возникновению в конце кембрия прогибов, в которых накапливались континентальные отложения. В ордовике эти прогибы были уже достаточно хорошо выражены.

УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ФОСФОРИТОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВЕНДА И НИЖНЕГО КЕМБРИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА

Целью настоящего раздела является обобщение геологических и палеогеографических материалов и условий формирования известных месторождений и рудопроявлений фосфатного сырья позднего докембрия и раннего кембрия Восточного Казахстана, показанных на палеогеографической карте венда и алданского яруса кембрия этих районов. На указанной территории для байкальского каледонского времени выделяется ряд основных тектонических структур, характеризующихся как своей специфической историей развития, так и соответствующими ей палеогеографическими условиями. Этими структурами являлись: Тургай-Кызылкумский, Муюнкумский, Тенизский, Карагандинский, Иртышский, Джунгаро-Балхашский и Иртыш-Зайсанский срединные массивы, служившие в рассматриваемое время преимущественно областями сноса; Северо-Тянь-Шаньская, Чу-Балхашская, Селеты-Бощекульская и Чингиз-Тарбагатайская геосинклинальные системы, бывшие областями осадконакопления. Вероятно, с позднего рифея начинается медленное опускание юго-западной окраины Джунгаро-Балхашского срединного массива и накопление на его поверхности осадков, характер которых говорит об их близости к типу миогеосинклинальных отложений. Эта структурно-тектоническая единица выделена в особый краевой геосинклинальный прогиб, названный Киикско-Текелийским. Этот краевой прогиб существовал, вероятно, в рифее и раннем палеозое вдоль северо-восточной окраины Джунгаро-Балхашского срединного массива.

Ниже рассматриваются палеогеографические особенности территории Северо-Тянь-Шаньской и Чу-Балхашской геосинклинальных систем, благоприятных для накопления фосфоритоносных отложений венда и нижнего кембрия (алданский век), а также Селеты-Бощекульской и Чингиз-Тарбагатайской систем, представляющих в этом отношении значительный интерес.

Северо-Тянь-Шаньская геосинклинальная система, наиболее богатая фосфоритоносными осадками венда и нижнего кембрия, охватывает район Ишимской Луки, Улутау, Каратау, Таласский, Терскейский хребты вплоть до гор Куруктаг в Северо-Западном Китае.

В системе выделяются три структурно-фациальные зоны: краевые Байконур-Чаткало-Нарынская и Улутау-Терскейская и срединная Каратау-Таласская.

В Байконур-Чаткало-Нарынской зоне, прослеживающейся от Ишимской Луки через Байконурский синклинорий, Большой Каратау до Чаткальского хребта фосфоритоносные отложения отмечаются в нижней половине улутауской серии и синхронных ей образованиях вендского комплекса (Ишимская Лука, Байконур) и курумсакской свите нижнего кембрия (Большой Каратау, Джебаглы).

Улутауская серия венда в Байконурском синклинории включает пять свит. В основании на породах рифея залегают базальные конгломераты улутауской свиты, выше которых следуют песчаники с линзами алевролитов и прослоями диабазов. На улутаускую свиту несогласно налегает жалтауская свита [123], характеризующаяся резко переменной мощностью — фациальной изменчивостью. Свита состоит из конгломератов, кварцевых песчаников и гравелитов, оолитовых окремненных пород («халцедонолитов»), силицитов, оолитовых известняков. К верхней части свиты приурочены пласты и пропластки (0,1—0,5 м) фосфоритов и алюмофосфатных руд, переслаивающихся с фосфоритизированными сланцами*. Вышележащая булантинская свита включает пестроцветные филлитовидные, кремнистые и кремнисто-углистые сланцы с прослоями известняков, и постепенно сменяется сланцево-карбонатной толщей курайлинской свиты. К вендскому же комплексу относится и байконурская свита тиллитоподобных конгломератов и песчаников с редкими прослойками доломитов.

Бассейн формировавшихся отложений представлял, по А. Л. Книпперу и З. Д. Поповой, проливообразный прогиб, который отделялся от открытого моря, по всей вероятности, архипелагом островов или подводным барьером. В нем накапливался тонкодисперсный глинистый, органогенный и хемогенный кремнистый материал. Осаждение фосфатного материала шло одновременно с кремнистым, глинистым и углистым веществом в форме геля фосфатов кальция и геля алюмокальциевого состава**. Таким образом, ландшафтная обстановка «фосфатного шельфа», присутствие подводного барьера предопределили и сравнительно спокойный гидродинамический режим с небольшой скоростью перемещения водных масс, достаточно постоянной для равномерного смещения вод, транспортировавшихся из областей питания. Это обусловило исключительное постоянство и выдержанность содержаний в породах ряда элементов таких, как фосфор, алюминий, магний и др. [123, 206].

В этих условиях сформировались участки месторождений алюмофосфатов Сарысай и Басалтуайт, рудопроявления Надежда, Алтуайт, Сатан, Жалтау и ряд других. О размерах бассейна фосфатонакопления говорит тот факт, что, по данным З. Д. Поповой (1963 г.), продуктивная толща жалатауской свиты прослеживается от гор Жалтау на севере до гор Басалтуайт на юге, при мощности толщи 30—40 м. При этом толща представлена пластами и пропластками (0,1—5,0 м) фосфоритов и алюмофосфатных руд, переслаивающихся с фосфатизиро-

---

* В последней работе Ю. А. Зайцева, Л. И. Филатовой и др. [95] фосфоритоносные отложения западного крыла Майтюбинского антиклинория выделяются в так называемую басалтуаитскую свиту, охватывающую как желтаускую, так и частично булантинскую свиты.

** Одновременное образование в морских условиях фосфоритов и алюмофосфатных пород не может считаться доказанным. Не исключено, что алюмофосфаты образовались в результате гипергенных процессов.— *Прим. ред.*

ванными сланцами (мощностью 0,02—12,0 м) различного состава и прослоями алевролитов и песчаников.

Кембрийские отложения Байконурского синклинория, содержащие повышенные концентрации фосфора, представлены курумсакской свитой. Последняя, по Г. Х. Ергалиеву, содержит лидиты, яшмовидные, кремнисто-глинистые сланцы, переходящие выше в углистые, углисто-глинистые и глинистые сланцы. Возраст свиты условно ранне-среднекембрийский [32, 77]. Кремнисто-углистые сланцы курумсакской свиты нередко содержат фосфатные и кремнистые конкреции, наличие которых указывает на возможность открытия фосфоритных залежей в этом горизонте. Поэтому для поисков месторождений сырья в Байконурском синклинории рекомендуется район в пределах распространения как вендских образований, так и пород курумсакской свиты нижнего — среднего кембрия.

С. Г. Анкинович [8] особо подчеркивает фосфатизацию нижней части разреза, залегающей выше ванадиеносного (верхнего) горизонта. Содержание фосфора в этом горизонте колеблется от 1—2 до 6—8%. В пределах этой фосфатоносной части кремнисто-углистых сланцев конкреции размещены равномерно, количество их уменьшается вверх по разрезу. Конкреции часто сложены аморфным фосфатом, подолитом, апатитом, часто имеют концентрически-зональное строение, достигая размеров от 4 до 10 см, редко 20—25 см в поперечнике. Содержание фосфора в конкрециях варьирует от 10—15 до 30%.

Таким образом, в Северо-Западном Каратау вторым перспективным стратиграфическим горизонтом для фосфоритов является курумсакская свита нижнего — среднего кембрия, в частности контакт кровли ванадиеносного горизонта с вышележащими кремнисто-углистыми и углисто-глинистыми сланцами. Последнее обстоятельство может служить литологическим критерием поисков и, пожалуй, частным формационным парагенезисом.

Менее ясна перспективность района Ишимской Луки на севере описываемой Байконур-Чаткало-Нарынской зоны. Здесь фосфатоносные отложения отмечаются в шинсайской свите венда [266], представленной кремнистыми сланцами, рассланцованными кварцитами и известняками. Большинство исследователей района Ишимской Луки шинсайскую свиту параллелизует с булантинской Южного Улутау, указывая на полную идентичность вещественного состава и стратиграфического положения и относит ее по возрасту к венду. В связи с плохой обнаженностью здесь нет достаточно четких палеонтологически охарактеризованных полных разрезов, поэтому и палеогеографические построения страдают большой условностью. По мнению авторов, судя по геологическим условиям, в данном районе возможно промышленное скопление фосфоритов, приуроченных к нижней кремнисто-сланцевой толще шинсайской свиты, в которой отмечаются конкреции фосфатов. Именно к этой части свиты приурочено единственное в районе Ишимской Луки Державинское фосфатопроявление. Работами В. В. Покатило установлено в породах свиты несколько повышенное содержание P_2O_5 — от 0,04 до 0,58%. В углисто-глинистых и углисто-глинисто-кремнистых сланцах шинсайской свиты отмечаются также повышенные содержания P_2O_5 (до 0,7%). На южном продолжении Байконур-Чаткало-Нарынской структурно-фациальной зоны в горах Джебаглы фосфатоносные отложения вероятны только в кембрийских породах (алданский век).

В нижнекембрийских осадках гор Джебаглы, представленных, по Г. Х. Ергалиеву [77], кремнисто-углисто-сланцевой толщей курумсакской свиты, характерно присутствие фосфоритовых и кремнисто-фосфоритовых конкреций (3—5 см в поперечнике). Наибольшая концентра-

ция этих конкреций типична для 10—15 м слоя, непосредственно налегающего на ванадиеносный горизонт [8]. Палеогеографическая обстановка этого времени, как и ранее, по-видимому, была близка району Северо-Западного Каратау. Поэтому вероятность открытия фосфоритов в кембрийских отложениях гор Джебаглы аналогична названному участку.

Каратау-Таласская срединная структурно-фациальная зона Северо-Тянь-Шаньской геосинклинальной системы охватывает хребты Малого Каратау и Таласского Алатау. В Малом Каратау к венду относятся верхняя часть коксуйской, чичканская, курганская свиты и толща «нижних доломитов», залегающая под чулактауской свитой, относящейся к нижнему кембрию [32, 114]. Здесь в начале венда осадки носили характер прибрежной красноцветной молассовой формации (конгломераты, гравелиты и аркозовые песчаники коксуйской свиты). В середине и во второй половине венда в мелководных условиях шло образование кремнистых алевролитов, углистых сланцев, лидитов и известняков со строматолитовыми биогермами (чичканская и курганская свиты). Кокджотское поднятие, представлявшее собой в начале вендского периода гористые острова, исчезло, по-видимому, лишь в начале кембрия, ко времени накопления чулактауской свиты, что сказалось на скорости и объеме фосфатоотложения из вод, перемещаемых восходящими глубинными течениями на мелкоморье. В этот период образуются доломиты и кремнисто-фосфоритоносные горизонты чулактауской свиты Малого Каратау.

Строение и мощность чулактауской свиты в разных частях бассейна различны, но в целом для района ее можно подразделить на три горизонта (снизу вверх):

1. Горизонт «нижних» доломитов, с размывом залегающий на породах малокаройской свиты (венд) и представленный массивными тонкокристаллическими доломитами и доломитизированными известняками. В верхней части наблюдаются кремнистые и фосфоритовые прожилочки. В доломитах и доломитизированных известняках содержится 12—19% MgO, 7—20% нерастворимого остатка и до 5% P_2O_5. Мощность колеблется от 2 до 15 м.

2. Кремнистый горизонт, залегающий на неровной поверхности «нижних» доломитов. Сложен главным образом массивными и плитчатыми кремнями. Основная масса последних состоит из криптокристаллического халцедона, переходящего в кварц (SiO_2 80%). В виде примесей присутствуют пелитоморфный материал, бурые окислы железа, окислы марганца, редкие зерна фосфата и карбоната, чешуйки хлорита и серицита. Имеются также немногочисленные фосфоритизированные прослоечки, состоящие в основном из халцедона с включенными в него фосфатными зернами разнообразной формы. Максимальная мощность горизонта 25 м.

3. Продуктивный горизонт, состоящий из одного или нескольких фосфоритных пластов с пропластками фосфатно-кремнистых пород и фосфатно-известково-кремнистых сланцев. Общая мощность горизонта достигает 60 м, а суммарная мощность фосфоритных пластов 30—35 м.

Содержание P_2O_5 в фосфоритах достигает 37—39%, в кремнисто-глинистых сланцах — 5% и в фосфатно-кремнистых породах — 10%.

Фосфориты различаются высококачественные, карбонатные, кремнистые, кремнисто-карбонатные и т. д. Высококачественные фосфориты состоят из фосфатных зерен и оолитов, сцементированных фосфатным же материалом. Карбонатные, кремнистые и другие разновидности их выделяются по составу цемента; в них содержание P_2O_5 значительно меньше.

В геохимическом отношении фосфориты Каратау характерны наличием в них значительных концентраций редких земель, хрома, свинца, натрия, молибдена. В пределах фосфоритоносного бассейна продуктивный горизонт имеет сложное строение и на многих фосфоритовых месторождениях делится на ряд пачек и слоев.

Чу-Балхашская геосинклинальная система прослеживается от Атасуйского района Центрального Казахстана через Чу-Илийские горы до верховьев р. Или. Выделяются структурно-тектонические единицы: Джалаир-Найманская и Сарытумская структурно-фациальные зоны и разделяющая их в центральной части системы Джильтавская «глыба» (антиклинорий).

В Джалаир-Найманской структурно-фациальной зоне, расположенной к западу от Джильтавской глыбы (юго-западная часть Чу-Илийских гор), фосфоритоносные отложения встречены в районе гор Джамбул. Они приурочены к верхам джамбульской свиты, подразделяющейся здесь на три подсвиты. Для нижней, залегающей с размывом на разных горизонтах среднего рифея, характерно переслаивание кварцевых песчаников с зелеными яшмами. Средняя представлена однообразной толщей существенно полимиктовых песчаников мощностью около 2000 м. Верхняя состоит из толщи андезито-базальтовых порфиритов и перекрывающей ее толщи углисто-глинисто-кремнистых сланцев. Раннекембрийские водоросли, найденные в этих сланцах, позволили А. А. Недовизину [177] отнести первые две подсвиты к венду, а верхнюю к нижнему кембрию (алданскому веку).

История развития Джалаир-Найманской структурно-фациальной зоны для участка Джамбульских гор рисуется следующим образом. В начале венда зона была вовлечена в нисходящие движения и захвачена морской трансгрессией вдоль вновь образовавшихся геоантиклиналей. Интенсивный размыв рифейских геоантиклиналей и древних срединных массивов, имеющих расчлененный рельеф, при быстром погружении дна прогиба способствовал накоплению мощной (до 2500 м) толщи сероцветных полимиктовых песчаников. В раннем кембрии произошло обновление глубинных разломов, излияние по ним лав и выбросы пирокластолитов андезитовой формации. На пологом, очевидно, мелководном шельфе морского бассейна Джалаир-Найманской зоны после (?) андезитовой формации формировалась углисто-кремнистая. Во время образования кремнисто-сланцевой формации наступил субплатформенный режим, характеризующийся очень малой подвижностью геосинклинали. В мелководных бассейнах в условиях теплового климата бурно развивалась органическая жизнь, на что указывает обилие органического материала в породах формации. В областях денудации преобладал равнинный рельеф, вследствие чего аккумулировались глинистые и кремнистые илы, нередко переполненные органическим веществом, радиоляриями и спикулами губок. В отдельные периоды этого времени при активизации тектонической деятельности отлагались полимиктовые песчаники. Повышенное содержание P_2O_5 в этом районе, по всей вероятности, объясняется концентрацией фосфора органическими остатками, принесенными как континентальными водами, так и подводными течениями из Среднеазиатского фосфоритоносного бассейна. Стратиграфическими и литологическими критериями для поисков фосфоритоносных отложений в Джамбульских горах являются кремнисто-углистые, углисто-глинистые сланцы верхней части джамбульской свиты.

Другим интересным районом для поисков фосфоритов являются горы Кендыктас на юго-восточном продолжении Чу-Балхашской геосинклинальной системы. Здесь в наркызылской карбонатно-сланцевой свите, залегающей согласно на терригенной сугандинской свите, отмечаются повышенные концентрации фосфора, приуроченные к карбонатным и кремнистым породам. Имеющиеся линзы фосфоритов достигают 0,5-метровой мощности с содержанием P_2O_5 25—32%. Судя по фациальному анализу свит, локализация фосфоритоносных отложений на

этой площади происходила в палеогеографических условиях, близких к описанным для участков Большого Каратау и Байконурского синклинория. В отличие от Джамбульских гор вулканическая деятельность здесь отсутствовала, что, вероятно, объясняется незначительной тектонической активностью, выражавшейся в основном в постепенном прогибании дна морского бассейна и расширении морской трансгрессии на запад в сторону Муюнкумского срединного массива. Фосфоритоносные отложения образовались при смене фациальных условий — переходе грубозернистых пород в тонкозернистые и хемогенные.

Возраст фосфоритсодержащих пород гор Кендыктаса всеми предыдущими исследователями (К. И. Дворцова, Л. И. Боровиков, Л. Н. Краськов и др.) трактуется однозначно на основании фауны среднекембрийских трилобитов, найденной, якобы, в образованиях, залегающих над фосфоритоносным горизонтом. Однако интенсивная тектоника и метаморфизм пород, а также приуроченность фосфоритов и часто тяготеющих к ним ванадиеносных отложений на территории Средней Азии, преимущественно к породам нижнего кембрия, заставляет сомневаться в точности датировки данных фосфоритов. Как известно, длительное время фосфориты Каратау относились к среднему кембрию, на основании чего и был сделан вывод о среднекембрийском возрасте фосфоритов Кендыктаса (К. И. Дворцова, С. Г. Анкинович, Л. И. Боровиков и др.). Однако уже ранее некоторые исследователи [132, 288 и др.] предполагали синхронность или близость по времени формирования каратауских фосфоритов с китайскими (Куруктаг, Юго-Восточный Китай) и даже с северовьетнамскими, охарактеризованными фауной раннего кембрия и позднего докембрия [132]. Находки фосфоритов в Алтае-Саянской области, Туве, Енисейском кряже, Корее свидетельствуют о существовании крупнейшей в истории развития азиатской части Земного шара эпохи фосфатонакопления, охватывающей, вероятно, вендское и раннекембрийское время.

В Сарытумской структурно-фациальной зоне Чу-Балхашской геосинклинальной системы повышенные содержания фосфора отмечаются в условно кембрийских породах района Атасу.

Кинкско-Текелийский краевой прогиб юго-западного борта Джунгаро-Балхашского срединного массива прослеживается от района ст. Киик на юго-восток и далее уходит в Джунгарский Алатау.

В Джунгарском Алатау фосфатоносные отложения встречены в текелийской свите. Свита представлена чередованием известково-глинистых, глинисто-кремнистых, углистых, песчано-глинистых и других промежуточных разностей пород с горизонтами и прослоями конгломератов, песчаников, известняков, доломитов и диабазовых порфиритов. Нижеописанные геохимические особенности сближают текелийскую свиту с фосфатоносными образованиями Байконур-Чаткало-Нарынской и Джалаир-Найманской структурно-фациальных зон.

Перспективными фосфоритоносными горизонтами в древнейших образованиях Джунгарского Алатау являются районы распространения терригенно-карбонатных пород сарычабынской свиты и глинисто-карбонатные отложения текелийской свиты.

Чингиз-Тарбагатайская эвгеосинклинальная система совместно с Селеты-Бощекульской составляют одну из больших зон, где отложения кембрия распространены довольно широко, но степень изученности их не везде одинакова. Эта зона охватывает территорию от бассейна р. Ишим на западе и до хр. Тарбагатай на востоке. Здесь имело место бурное проявление вулканической деятельности и накопление осадочно-эффузивных образований.

Несмотря на то что на площадях вышеназванных геосинклинальных систем не обнаружена значительная фосфатизация пород, все же эти отложения (в основном алданского яруса) представляют некоторый интерес в связи с синхронностью их образования с осадками фосфоритоносного бассейна Каратау, фосфатизированными породами Джебаглы, Северо-Западного Каратау, Кендыктаса, Чу-Илийских гор и др.

Обобщая вышеприведенный материал по накоплению фосфоритов в вендское и раннекембрийское время, в качестве поисковых признаков месторождений фосфоритов и алюмофосфатов можно рекомендовать такие факторы, как:

1) стратиграфическая приуроченность руд к вендскому и кембрийским комплексам, в частности к песчано-сланцевой толще желтауской свиты Байконурского синклинория, чулактауской свите Малого Каратау, джамбульской свите Джалаир-Найманской структурно-фациальной зоны и т. д.;

2) явная приуроченность месторождений к миогеосинклиналям, в частности к Байконур-Чаткало-Нарынской структурно-фациальной зоне Северо-Тянь-Шаньской геосинклинальной системы;

3) литологическая связь фосфоритов и алюмофосфоритов с кремнисто-сланцевой и отдаленной кремнистой формациями, в частности, с участками терригенных пачек, переходящих выше в тонкотерригенные и тонкохемогенные образования;

4) размещение месторождений фосфоритов в районах развития крупных трансгрессий, приводящих к возникновению эпиконтинентальных бассейнов;

5) наличие дополнительной определенной палеогеографической обстановки: теплого и влажного климата или даже аридного шельфа, отделенного от моря подводным барьером или архипелагом, но не препятствующим притоку океанических вод, наличия развитой органической жизни.

Исходя из вышеназванных критериев, на литолого-палеогеографических картах кембрийского периода Восточного Казахстана (см. Атлас, том I, лист 51) показаны известные месторождения и рудопроявления фосфора и перспективные прогнозные участки.

ОРДОВИК

Для ордовикского периода составлены три литолого-палеогеографические карты масштаба 1 : 7 500 000, отвечающие трем эпохам: ранней, средней и позднеордовикской (ответственные редакторы: Б. С. Соколов — ИГ и Г СО АН СССР и Н. С. Крылов — ВСЕГЕИ). В состав редколлегии вошли редакторы региональных литолого-палеогеографических карт, список которых дан на схемах, приложенных к картам. Макеты литолого-палеогеографических карт для территорий, где наличие ордовикских отложений допускается предположительно, или где осадконакопление в течение ордовикского времени не происходило вообще, составлялись непосредственно редколлегией выпуска.

СТРАТИГРАФИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ

Стратиграфической основой для составления литолого-палеогеографических карт явилась межрегиональная корреляционная схема стратиграфии ордовикских отложений Союза, принятая на заседании Редколлегии выпуска совместно с постоянной стратиграфической комиссией МСК по ордовикским отложениям. Материалом же для последней послужили унифицированные и утвержденные на МСК стратиграфические схемы отдельных регионов СССР, в которых были учтены новейшие данные, касающиеся биостратиграфии ордовика (Русская платформа, Урал, Казахстан, Арктика, Сибирская платформа, Алтае-Саянская область). Для регионов же, по которым схемы не утверждались, были использованы рабочие схемы (Средняя Азия, Западная Сибирь, Северо-Восток СССР, Дальний Восток).

Следует отметить различную степень изученности ордовикских отложений в разных регионах СССР. Это связано в первую очередь с разным уровнем детальности проводившихся работ, с характером обнаженности и распределения материала по площади. В связи с этим не могли не возникнуть определенные трудности при проведении межрегиональной корреляции. Однако существующая корреляционная схема ордовикских отложений СССР вполне удовлетворяет требованиям составления литолого-палеогеографических карт для трех эпох ордовикского периода. Ниже излагаются основные черты стратиграфии ордовикских отложений по регионам и корреляция ордовика СССР.

Русская платформа. В процессе длительных исследований значительно детализирована стратиграфическая схема ордовика Советской Прибалтики и смежных областей, ставшая одним из наиболее полных стратиграфических эталонов ордовика в Европе; выделение же крупных стратиграфических подразделений в этой схеме (отделов, серий, ярусов) встретило трудности.

Дискуссию вызвал вопрос о положении пакеортского горизонта (зоны Obolus apollinia и Dyctyonema flabelliforme). Этот горизонт с несомненностью отвечает нижней части тремадокского яруса, но в большинстве случаев резко отличен от вышележащих горизонтов мяэкюла и леэтсе (нижняя зона Thysanotus siluricus и верхняя зона Pliomeroides primigenus var. lamanskii), принадлежащих верхам тремадока. Местами пакеортский горизонт полностью уничтожен (например, на северо-западе Белоруссии) во время, предшествующее наиболее обширной в ордовике волховской трансгрессии. В настоящее время нижнюю границу ордовика проводят в основании пакеортского горизонта, что совпадает с подошвой оболового конгломерата Швеции.

Вопрос о верхней границе ордовика сводится к стратиграфическому положению горизонта поркуни. Ряд исследователей высказывается в пользу отнесения горизонта поркуни к самым низам лландоверийского яруса, т. е. к силуру. В этом горизонте несомненно происходит существенное обновление в составе фауны кораллов (массовое появление фавозитид, новых родов ругоз), мшанок, наутилоидей, трилобитов, граптолитов, но присутствует большое количество и ордовикских родов. В то же время горизонт поркуни принято сопоставлять со слоями с *Dalmanitina* Швеции и слоями 5 «в» Норвегии, над которыми непосредственно (в низах слоев 6 «а» района Осло) был найден граптолит — *Climacograptus scalaris normalis*, предположительно фиксирующий основание силура в Южном Уэлсе. Учитывая это, верхняя граница ордовика условно проводится в кровле горизонта поркуни.

Внутри ордовика существенный интерес представляет граница между нижним и средним и между средним и верхним отделами. Начиная с известных исследований П. Раймонда и А. Ф. Лесниковой, первая проводилась по подошве горизонта азери (т. е. таллинского горизонта) и соответствует границе между зонами Didimograptus bifidus и Didimograptus murchisoni. Этот вариант проведения границы между нижним и средним ордовиком принят в унифицированной стратиграфической схеме ордовикских отложений Русской платформы. Однако необходимо отметить, что именно подошвы зоны D. bifidus может быть принята в качестве наиболее обоснованной границы нижнего и среднего ордовика и, таким образом, на Русской платформе она должна быть опущена до подошвы горизонта кунда или слоев B_{III}.

По вопросу о границе среднего и верхнего ордовика существуют некоторые расхождения взглядов. Ряд исследователей считает, что ракверский горизонт (слои Е везенбергского горизонта) следует включать в средний ордовик (верхняя часть зоны Dicranograptus clingani). Однако в соответствии с решениями Межведомственного стратиграфического совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы граница между средним и верхним ордовиком проводится по подошве горизонта раквере (везенбергского). Эта граница одновременно является и границей вирусской и харьюской серий схемы эстонских стратиграфов.

В Приднестровье к ордовику относится маломощный молодовский горизонт, охарактеризованный, по заключению Т. Н. Алиховой (1956), позднеордовикской и, возможно, отчасти среднеордовикской фауной.

Урал. В пределах Уральского региона могут быть выделены четыре крупные структурно-фациальные зоны: 1) Западно-Уральская, 2) Центрально-Уральская, 3) Восточно-Уральская, 4) Зауральская.

Для Западно-Уральской зоны характерны терригенные отложения (нижний и, частично, средний одровик) и карбонатные, иногда с прослоями известковистых сланцев (средний и верхний ордовик). Ордовикские отложения в этой фациальной зоне наиболее хорошо расчленены, так как именно здесь установлено наибольшее число разрезов, охарактеризованных фауной. Кроме того, для этой зоны характерна полнота разрезов и отсутствие существенных перерывов. Затруднения возникают лишь при расчленении среднего и верхнего ордовика (нижний ордовик от среднего отчленяется легко по смене терригенных отложений терригенно-карбонатными). В некоторых районах (Средний, частично Северный и Приполярный Урал) такое расчленение удается сделать по фауне, несмотря на то, что литологически верхняя часть среднего ордовика не отличается от верхнего ордовика. В значительном числе случаев свиты, охватывающие верхнюю часть среднего ордовика и верхний ордовик, пришлось условно разделять на две части.

Нижняя из них учитывалась при составлении карты среднеордовикского времени, верхняя — позднеордовикского.

Ордовик Центрально-Уральской структурно-фациальной зоны, как правило, имеет незначительную мощность, зачастую наблюдаются перерывы в осадконакоплении; характерны терригенно-сланцевые отложения с прослоями вулканогенных пород, причем количество последних возрастает с запада на восток. Фауна встречается спорадически в незначительном количестве, что затрудняет корреляцию разрезов, за исключением образований тремадокского яруса, которые на Урале выделены в кидрясовские слои. Принадлежность некоторых немых свит к ордовику до сих пор не доказана и оспаривается многими исследователями.

Восточно-Уральская структурно-фациальная зона объединяет отложения, характерные для внутренней части геосинклинали, где преобладали условия устойчивого прогибания. Их на Урале не много, а образования, содержащие ордовикскую фауну, вообще единичны. Для этой зоны типичен существенно вулканогенный состав пород. Карбонатные и терригенные образования (в основном алеврито-сланцевые прослои) встречаются в незначительном количестве. Обычна большая мощность и непрерывность в осадконакоплении, а также отсутствие перерыва между ордовиком и силуром.

В разрезах ордовикских отложений Зауральской зоны преобладают кластические породы обычно со значительной примесью туфового материала. Вулканогенные породы здесь также присутствуют, хотя и не преобладают, как в Восточно-Уральской зоне. Карбонатные породы встречены лишь в незначительном числе прослоев. В рассматриваемой зоне установлено несколько мест захоронения фауны. Однако обнаженность данной территории (Зауральские степи) и сильный метаморфизм пород затрудняют прослеживание по простиранию пачек, содержащих ордовикскую фауну. Поэтому многие пачки пород отнесены к ордовику условно. Н. Ф. Мамаев [154] считает, что между ордовикскими отложениями и подстилающими их гнейсами и метаморфическими сланцами (чулаксайская, кусоканская и другие свиты) имеется угловое и азимутальное несогласие. Поэтому сильно метаморфизованные породы, объединенные Н. Ф. Мамаевым в вышеперечисленные свиты, отнесены им к более древним, чем ордовик, образованиям: кембрию и в основном протерозою. Другая группа геологов (Ю. П. Бердюгин и др.) полагает, что мощный комплекс гнейсов и метаморфических сланцев (ильменогорские гнейсы, а также метаморфические сланцы к востоку и югу от г. Троицка), залегающий ниже образований среднего — верхнего ордовика с соответствующей фауной, должен быть отнесен к нижнему ордовику на основании отсутствия перерыва между этими двумя комплексами. При составлении литолого-палеогеографических карт ордовика эти сильно метаморфизованные отложения не учитывались.

В Казахстане выделяются следующие структурно-фациальные зоны, каждая из которых характеризуется определенным типом разреза ордовика: 1) Кокчетау-Каратауская, 2) Степняк-Бетпакдалинская, 3) Ерментау-Чуилийская, 4) Чингиз-Тарбагатайская, 5) Джунгаро-Балхашская, 6) Горноалтайская.

Кокчетау-Каратауская зона. В Ишим-Каратауской подзоне разрез расчленяется на три части. Относительно маломощная нижняя часть представлена во всех этих областях кремнисто-сланцевым комплексом, содержащим органические остатки тремадока, аренига и лланвирна. Лишь на крайнем севере зоны, в Северо-Западном Приишимье, в отложениях, отнесенных к тремадоку, пока не обнаруже-

на фауна, и возраст их устанавливается по аналогии с южными районами и по стратиграфическому положению. Средняя часть разреза во всех этих областях представлена зеленоцветной терригенно-флишоидной толщей с лландейльской и ранне-среднекарадокской фауной. На юге, в Большом Каратау, в верхах этой толщи появляется фауна позднего ордовика. На севере, в Байконурском синклинории и в Приишимье, верхи разреза сложены вулканогенными осадками, преимущественно среднего состава, среди которых залегают известняки с позднеордовикскими органическими остатками.

В Калмыккульской подзоне разрез близок к разрезу Ишим-Каратауской подзоны. На юге, в Малом Каратау, терригенные отложения замещаются карбонатными образованиями. В Калмыккульском синклинории к нижнему ордовику и к низам среднего ордовика (к лланвирну) условно относится терригенная толща с плохо определимыми остатками граптолитов. К лландейльскому ярусу здесь условно может быть отнесена толща кремнистых алевролитов и яшм с климакограптами. Вышележащие отложения представлены зеленоцветным, терригенным, флишоидным комплексом, в нижней части которого встречаются граптолиты раннего и среднего карадока, а в верхах — граптолиты позднего ордовика. Эффузивные образования в верхах ордовика в пределах этой зоны отмечаются лишь на крайнем востоке. В Малом Каратау в непрерывном карбонатном разрезе по остаткам трилобитов, брахиопод и головоногих выделяются отложения нижнего и среднего ордовика.

К юго-востоку (западная часть Киргизского хребта) эти отложения замещаются терригенными осадками с граптолитами. В районе сопок Эскулы наблюдается плохо охарактеризованный фауной разрез, который может рассматриваться как переходный между карбонатным разрезом Малого Каратау и терригенным разрезом на севере Казахстана. Условно здесь выделяются отложения нижнего — среднего и верхнего ордовика.

Степняк-Бетпакдалинская зона характеризуется интенсивными проявлениями вулканизма, максимумы которого отмечаются дважды в ордовике — в низах среднего ордовика и в позднем ордовике. Многочисленные остатки фауны, встречающиеся здесь как среди вулканогенных образований, так и среди осадочных толщ, дают основание выделять отложения нижнего, среднего и верхнего ордовика, а в ряде случаев позволяют расчленить эти отложения более дробно.

Ерментау-Чуилийская зона. Вулканогенные проявления в ордовике в пределах этой зоны отмечаются лишь в низах нижнего ордовика на севере зоны. Отложения верхов среднего ордовика и верхнего ордовика в бассейнах рр. Селенты и Оленты, в Атасуйском мелкосопочнике, в Чу-Илийских горах, в области Сарытумы и в северных предгорьях Заилийского Алатау представлены зеленоцветным терригенным комплексом. В низах среднего и в нижнем ордовике здесь распространены кремнисто-терригенные и местами вулканогенные образования. На юго-востоке зоны в районе Агадыря, Киика и в Джунгарском хребте обособляется область распространения карбонатных осадков, аналогичных малокаратауским. Ордовикские отложения Селетинского прогиба, запада Бощекульского прогиба (бассейн р. Оленты), Джалаир-Найманской зоны и Сарытумы содержат разнообразную фауну раннего, среднего и позднего ордовика и хорошо сопоставляются как между собой, так и с сопредельными областями. Образования ордовика Атасуйского района почти не охарактеризованы фауной и расчленяются по аналогии со смежными областями. В Заилийском Алатау пока достоверно установлены лишь отложения верхов среднего и верхнего

ордовика. В районе станций Агадырь, Киик и Моикты карбонатные отложения содержат фауну раннего и среднего ордовика. Достоверные осадки верхнего ордовика здесь неизвестны. Карбонатные и кремнисто-терригенные осадки Джунгарского хребта не содержат фауны и относятся соответственно к раннему и среднему ордовику условно, по аналогии с Агадырь-Моинтинской областью.

Чингиз-Тарбагайская зона, так же как и Степняк-Бетпакдалинская, характеризуется мощными проявлениями вулканической деятельности в раннем, среднем и позднем ордовике.

Ордовикские отложения запада Бощекульского прогиба и Чингиза содержат разнообразную фауну брахиопод, трилобитов, граптолитов, а в позднем ордовике — кораллов и хорошо сопоставляются между собой и с сопредельными областями. Лишь нижний ордовик на востоке Бощекульского прогиба по настоящее время остается не охарактеризованным фауной и выделяется здесь условно по стратиграфическому положению (ниже отложений лланвирна). В области Майкаина и в районе Калмык-Кургана достаточно хорошо изучены и фаунистически охарактеризованы лишь отложения верхнего ордовика. В бассейне Ащису известны местонахождения фауны всех трех отделов ордовика, однако в целом эти отложения здесь по настоящее время остаются слабо изученными.

Джунгаро-Балхашская зона. Здесь выделяются лишь вулканогенно-осадочные образования верхнего ордовика, содержащие разнообразную фауну брахиопод, трилобитов и кораллов. К настоящему времени не известно ни одного выхода отложений, содержащих фауну раннего или среднего ордовика, это дает основание полагать, что в раннем и среднем ордовике эта территория представляла собой сушу.

Горноалтайская зона. В пределах Зайсанской геосинклинали ордовикские отложения неизвестны, и лишь на крайнем востоке Казахстана, в Горном Алтае, они слагают значительные площади, относящиеся уже к Саяно-Алтайской складчатой области. В Казахстанской части этой области ордовикские отложения распространены главным образом в Холзунско-Чуйском антиклинории, где они представлены монотонной толщей терригенных пород, охарактеризованной фауной лишь в верхней части (поздний ордовик).

В заключение обзора стратиграфии ордовика Казахстана остановимся на спорных вопросах корреляции и на существующих особых мнениях по ним. Наиболее острым в настоящее время является вопрос о возрасте осадков, подстилающих в Джунгаро-Балхашской области отложения верхнего ордовика или силура и представленных яшмо-диабазовым комплексом. Эти отложения широко распространены по восточному и северному обрамлению Джунгаро-Балхашской области. Большинством исследователей они относятся к докембрию или кембрию, по аналогии с другими областями Центрального Казахстана. Наряду с этим высказывается предположение о принадлежности этих отложений к ордовику, основанное главным образом на общности тектонических структур. При составлении литолого-палеогеографических карт рассматриваемые отложения отнесены к доордовикским образованиям.

Необходимо также отметить, что существует иная точка зрения на возраст эффузивных образований среднего ордовика Степняк-Бетпакдалинской зоны. По мнению Р. А. Борукаева, эффузивы савидской свиты Сарысу-Тенизского водораздела должны быть отнесены к кембрию, а возраст сарыбидакской свиты Пристепнякского района и Чингизской зоны должен быть ограничен лланвирном. Кроме того, Р. А. Борукаевым отрицается наличие эффузивов в еркебидаикской свите При-

степнякского района, и эти образования относятся им к жарсорской свите верхнего ордовика. По его заключению, вулканогенные образования (жарсорская свита) пользуются широким распространением в верхнем ордовике Ементау-Чуилийской зоны (бассейны рек Селеты и Оленты). В настоящей работе они не включены в состав ордовика и считаются более молодыми, поскольку нижележащий терригенный комплекс в ряде мест содержит ашгильскую фауну.

Арктика. Корреляция дробных подразделений ордовика Арктики проведена в рамках унифицированных региональных стратиграфических схем, разработанных в настоящее время для территории Сибирской платформы, Пайхойско-Новоземельской области и юго-восточной зоны Таймыра.

Относительно достоверности межрегиональной корреляции необходимо сказать следующее. Арктика располагается на стыке двух ордовикских зоогеографических областей — Тихоокеанской, к которой относятся области Сибирской платформы, Таймыра и Новосибирских островов и Атлантической, в пределах Арктики, охватывающей Новоземельско-Пайхойскую область. Поэтому корреляция фациально сходных разрезов в пределах одной зоогеографической области проводится с большой степенью достоверности. Межобластная корреляция оказывается значительно сложнее. В пределах Атлантической области сопоставление разрезов в настоящее время не вызывает особых осложнений. В Тихоокеанской зоогеографической области довольно уверенно сопоставляются разрезы ордовика Новосибирских островов, юго-восточной зоны Таймыра и Сибирской платформы. Неясности в корреляции этих разрезов обусловлены либо плохим знанием стратиграфии каких-либо районов, либо разными точками зрения относительно общих вопросов стратиграфии ордовика, как это, в частности, имеет место на Таймыре и Сибирской платформе, где граница среднего и верхнего отделов проведена на разных уровнях.

Корреляция ордовикских отложений этих регионов проводится формально, и верхнеордовикские отложения юго-восточной зоны Таймыра сопоставлены с верхнеордовикскими отложениями Сибирской платформы в том объеме, как это принято для каждого из регионов. Из-за отсутствия переходных типов разрезов весьма сложным оказался вопрос корреляции разрезов северо-западной (сланцевые толщи с граптолитами) и юго-восточной зон (карбонатные толщи с бентонной фауной). Сопоставление разрезов этих зон проведено лишь косвенным путем.

На **Сибирской платформе** основными подразделениями ордовикской системы являются три отдела, которые в свою очередь делятся на шесть местных ярусов. Нижний ордовик включает устькутский и чуньский, средний ордовик — криволуцкий и мангазейский и верхний — долборский и кетский ярусы.

Нижняя граница ордовика в пределах Сибирской платформы не везде четкая. Для территории северо-запада эта граница принимается по появлению *Tetralobula* и *Pletopeltides magnus*. Для юго-запада Тунгусской синеклизы она принята по подошве пролетарской свиты, для Иркутского амфитеатра — по подошве устькутской свиты, для юго-запада Вилюйской синеклизы — по подошве тогильнинской свиты и для северо-востока Тунгусской синеклизы — по подошве олдолдинской свиты. Указанный уровень границы кембрия и ордовика в пределах платформы представляется в настоящее время наиболее вероятным, но не общепринятым. Так, для северо-запада платформы эта граница проводится значительно выше, а именно, по появлению *Nyaya, Apatokefa-*

lus и *Apheorthis melita*. На юго-западе Тунгусской синеклизы граница кембрия и ордовика проводится некоторыми исследователями по подошве турамской свиты, а на северо-востоке синеклизы — по подошве маркинской свиты. Высказываются также мнения о принадлежности нижних горизонтов устькутской свиты Иркутского амфитеатра к кембрию.

Граница между нижним и средним ордовиком почти во всех районах Сибирской платформы четкая и сопровождается стратиграфическим перерывом.

Граница между средним и верхним ордовиком проводится в большинстве районов платформы на основании фаунистических данных и не связана со значительными изменениями литологических комплексов. В большинстве районов северо-запада платформы отложения верхнего и частично среднего ордовика отсутствуют ввиду предсилурийского размыва. Достоверно верхнеордовикские отложения известны в пределах этой области только в бассейне р. Хантайки, где за границу отделов принят уровень появления видов *Cyrtophyllum orthis* и *Öpikina gibbosa*; этот же уровень принят и на севере платформы (р. Мойеро). На юго-западе Тунгусской синеклизы граница между средним и верхним ордовиком проводится по подошве кораллового горизонта, в основании долборской свиты; в восточных районах Иркутского амфитеатра — по кровле баксанского горизонта макаровской свиты, а в западных районах амфитеатра — предположительно внутри братской свиты. Для северо-востока Тунгусской синеклизы граница между средним и верхним ордовиком принимается условно по подошве пачки загипсованных мергелей и аргиллитов.

Верхний ордовик принимается в объеме долборской, нирундинской и бурской свит юго-западной окраины Тунгусской синеклизы и их стратиграфических аналогов. В Иркутском амфитеатре к верхнему ордовику относятся большая верхняя часть братской (для западных районов) и макаровской (для восточных районов) свит. Силурийские отложения в пределах платформы перекрывают ордовикские с несогласием, определяющимся размывом значительной части верхнего ордовика и отсутствием нижних горизонтов силура.

Средняя Азия. В Северном Тянь-Шане разрез ордовика начинается мощными конгломератами, несогласно лежащими на кембрийских и более древних образованиях. Над конгломератами залегает песчано-алевролито-сланцевая толща с прослоями порфиритов и туфов и, реже, известняков. По южной окраине осевой зоны прогиба, в горах Молдотау, развиты, возможно, и более высокие слои, охарактеризованные фауной верхнего карадока. Мощность описанных отложений достигает 2000—3000 м. Они покрываются, нередко с угловым несогласием, красноцветным комплексом непостоянного вулканогенно-терригенного состава, который условно на основании немногочисленных находок беззамковых брахиопод и гастропод, относится к позднему ордовику. Мощность его колеблется от нескольких сотен метров до 2000—4000 м. В периферических частях Северного Тянь-Шаня ордовикские отложения отличаются меньшей мощностью и иным строением разреза. В западной части хребтов Заилийского Алатау и Кунгей-Алатау к нижнему и среднему ордовику относится песчано-сланцевая толща с прослоями известняков, местами замещающаяся известняковыми рифами (100—1200 м). В ней обнаружены остатки трилобитов и граптолитов. В вышележащей толще, также терригенного состава, местами с известняковыми рифами, обнаружены остатки трилобитов. Мощность этой толщи 1000—1500 м. К верхнему ордовику, по аналогии с центральной частью Северного Тянь-Шаня, относятся вулканогенно-осадочные красноцвет-

ные отложения, большей частью немые. Восточнее нижний ордовик отсутствует и на немых метаморфизованных толщах несогласно лежит сланцевая толща среднего ордовика мощностью 300—350 м, содержащая остатки граптолитов. На ней и более древних отложениях трансгрессивно лежит песчано-сланцевая толща с остатками брахиопод позднего карадока. Мощность ее 700 м. Юго-западная часть Северного Тянь-Шаня (хр. Малый Каратау и большая часть Таласского хребта) характеризуется непрерывным разрезом кембрия и ордовика, которые образуют единую толщу известняков и доломитистых известняков. На долю ордовика приходится верхняя часть последней мощностью 1000 м, с остатками брахиопод, трилобитов и наутилоидей. Верхний ордовик здесь отсутствует.

В Среднем Тянь-Шане ордовикские отложения отличаются относительным постоянством состава и мощности, полнотой и непрерывностью разреза. В хр. Большом Каратау, в обрамлении Нарынской впадины и на восточном продолжении последней обособляются две части разреза. Внизу выделяется толща глинистых и кремнистых, часто битуминозных сланцев мощностью 100—250 м, тесно связанная с подстилающими кембрийскими отложениями. На отдельных участках в ней развиты железисто-кремнистые марганценосные породы. Выше выделяется флишеподобная толща песчаников, алевролитов и глинистых сланцев — ичкебашская свита — мощностью 1300—1500 м. Восточнее, на р. Сарыджаз, кремнисто-сланцевая толща нижнего ордовика и лланвирна, характерная для Среднего Тянь-Шаня, согласно покрывается сарыджазской свитой грубых аркозовых песчаников, не содержащей органических остатков. По возрасту она, вероятно, относится к лландейло и раннему карадоку, так как выше несогласно и с глубоким размывом лежит глинисто-сланцевая тезская свита верхнего ордовика. В юго-западной части Среднего Тянь-Шаня, в Пскемском и Сандалашском хребтах, нижний и средний ордовик вместе с кембрийскими отложениями входят в состав единой толщи глинистых и кремнистых, часто битуминозных («углистых») сланцев, с прослоями известняков и доломитов. Эта толща — сандалашская свита, мощностью более 1000 м, содержит внизу остатки трилобитов среднего и позднего кембрия, а вверху — граптолитов раннего и среднего ордовика. Южнее, в районе причленения к Чаткальскому хребту Кураминского хребта (на р. Терс), а также в юго-западной части последнего (в горах Моголтау) развита мощная, более 1000 м, флишоидная песчано-сланцевая толща нижнего и среднего ордовика с остатками граптолитов. Основание этой толщи неизвестно, покрывается же она нижним силуром.

В Южном Тянь-Шане наиболее северная фациальная зона приурочена к северному склону Алайского и северным предгорьям Туркестанского хребта. Здесь известны маломощные, 150—200 м, толщи известняков, глинистых и битуминозных сланцев с трилобитами раннего и среднего ордовика. Вторая зона, охватывающая южный склон Алайского хребта, главную часть Туркестанского хребта и, вероятно, горы Нурата, характеризуется наличием толщи глинистых сланцев с граптолитами раннего ордовика. В третьей зоне, занимающей наиболее южное положение (Зеравшанский хребет, Зирабулакские горы и Кульджуктау), развиты карбонатные и терригенные отложения мощностью до 100—200 м, среднего и верхнего ордовика с остатками колониальных кораллов. Эта толща связана постепенным переходом с покрывающими ее отложениями нижнего силура.

В Центральном Памире на средне- верхнекембрийских отложениях с постепенным переходом лежит тоуташская свита фиолетовых, зеленых и черных кремнистых сланцев и водорослевых известняков. Мощ-

ность 200—300 м. Выше согласно залегает кызашуйская свита песчаников с прослоями эффузивов и глинистых сланцев мощностью 400 м. Обе свиты условно относятся к нижнему ордовику. Еще выше залегает зорабатская свита пестроцветных известняков и доломитов с прослоями глинистых сланцев, кислых эффузивов и туфов мощностью 140—550 м. В ее нижней части содержатся остатки раннеордовикских, а в самой верхней — среднеордовикских наутилоидей и трилобитов. Разрез венчается козындыйской свитой глинистых сланцев и песчаников с подчиненными прослоями известняков мощностью 600—800 м. Внизу она содержит среднеордовикские брахиоподы, а в верхней части — остатки табулят и граптолитов позднего ордовика. На этой свите согласно лежат известняки лландовери.

Алтае-Саянская область. Схема стратиграфии ордовикских отложений для палеогеографических карт этого региона была утверждена на специальном заседании в г. Новосибирске в 1963 г. Для палеогеографических карт в принятой схеме ордовик Западного Саяна не расчленен. В Туве комплекс терригенных отложений подразделен на три горизонта: нижний — по находкам ангарелл отнесен к раннему ордовику, средний — содержит руководящие окаменелости среднего ордовика, верхний — условно определен как позднеордовикский, по положению в разрезе (залегает согласно на среднем ордовике и с постепенным переходом сменяется силуром) и находкам ордовикских органических остатков. Границы между горизонтами проведены по литологическим признакам. В Туве предполагается полный разрез ордовика, однако палеонтологически доказанных тремадокских отложений здесь не обнаружено.

В Восточном Саяне к нижнему ордовику условно отнесена черемшанская свита (по находкам ангарелл).

Литолого-палеогеографические карты рассматриваемого района составлены в основном по принятой схеме (табл. 3).

Западная Сибирь. Палеозойские отложения образуют фундамент Западно-Сибирской плиты и залегают, как правило, на большой глубине. Они вскрыты сравнительно редкой сетью скважин на большей части низменности, за исключением северных районов. Ордовикские отложения распространены, как показало глубокое бурение, в основном вдоль восточной и южной окраин низменности, известны в Усть-Енисейском районе и отсутствуют в центральных, приобских, районах. Возраст отложений определен условно, по литологическому сходству с разрезами Урала, Салаира и Казахстана. В южных районах низменности широко распространен эффузивно-осадочный геосинклинальный комплекс. Возраст комплекса условно определяется как раннепалеозойский. В пользу этого свидетельствует сходство геофизических полей данного района и смежной части Центрального Казахстана, непосредственное соединение этих полей [158 и др.] и большое литологическое сходство этого комплекса с разрезами Центрального Казахстана.

Фаунистически охарактеризованные ордовикские отложения вскрыты скважиной Малохетской II в интервале 1143—1800 м [164]. Это существенно карбонатная толща мощностью около 600 м. Условно к ордовику отнесены серицито-хлорито-кварцевые, биотито-кварцевые, амфиболовые, актинолито-хлоритовые, графито-кварцевые сланцы с прослоями кварцитов, вскрытые скважинами, расположенными в пределах погребенного Урала. По степени метаморфизма эти породы отличаются от всех более молодых образований и слагают бортовые части синклинориев. А. Л. Матвеевская [158] относит к ордовику метаморфизованные зеленоцветные осадочные отложения, пробуренные вблизи

Таблица 3

Схема стратиграфии ордовикских отложений, *использованная при* составлении палеогеографических карт Алтае-Саянской области

	Алтай	Салаир	Кузнецкий Алатау, Горная Шория	Западный Саян	Тува	*Восточный Саян*
O_3	Диеткенская свита	Веберовская свита		Ордовик нерасчлененный	Верхнешемушдагский горизонт	
	Орловская свита	Чумышская свита	Амзасская свита (верхняя часть)			
O_2	Ханхаринская свита	Бедренская свита	Амзасская свита (нижняя часть)		Среднешемушдагский горизонт	
	Бугрышихинская свита	Карастунская свита				
O_1	Чойская свита	*Иловатская свита*	Алгаинская свита		Нижнешемушдагский горизонт	Черемшанская свита
		Ельцовская свита				
	Cm_3, Cm_1	Cm_3, Cm_2	Cm_3	Cm_3	Cm_3, Cm_1	Cm_1

ст. Арбузовки и г. Камень-на-Оби, сопоставляя их с зелено-фиолетовой свитой Горного Алтая и Салаира.

Ордовикско-девонскими условно считаются существенно эффузивные (основные и средние, реже кислые) образования, распространенные в пределах погребенного Урала. По составу, метаморфизму, условиям залегания эти образования не отличаются от зеленокаменной формации Урала и в ряде случаев представляют собой непосредственное продолжение последней под осадочный чехол Западно-Сибирской плиты.

Северо-Восток СССР. Наиболее надежное расчленение получили ордовикские отложения на западе рассматриваемого региона в Омулевских и Эльгенчакских горах, где известны их полные разрезы. Менее полные разрезы имеются в бассейне р. Омолона. Однако присутствие в ордовикских породах характерных фаунистических сообществ позволяет коррелировать их со стратотипическими разрезами нижнего и среднего ордовика Омулевских и Эльгенчакских гор. Наименее полные сведения имеются об ордовике Чукотского полуострова и Корякско-Камчатской области; в обоих районах известны отложения только верхнего ордовика. Возраст этих пород датируется лишь в пределах отдела. Условно они сопоставляются с верхнеордовикскими толщами бассейна р. Ясачной (ирюдийский горизонт). В Охотском районе обнаруженные в последние годы отложения нижнего ордовика вполне сопоставимы с разрезом Эльгенчакских гор. Одним из спорных вопросов является соотношение нижнеордовикских отложений северо-западной части Омулевских гор, неохарактеризованных фаунистически, с точно установленными отложениями нижнего отдела в Эльгенчакских горах. С раннеордовикским временем связывается в указанном районе накопление лайминской, жуирской и уочатской свит. Существует мнение о кембрийском [234] и докембрийском возрасте [186] лайминской свиты.

Нижняя граница ордовикской системы нигде на территории Северо-Востока СССР не вскрыта. Предполагается, что на большей части площади ордовикские отложения с размывом залегают на рифейских образованиях, хотя не исключается присутствие на некоторых площадях кембрийских осадков, которые до настоящего времени не получили палеонтологического обоснования. Нижний ордовик расчленен на два горизонта — инаньинский, соответствующий его низам, и хитинский — верхам.

Граница между нижним и средним отделами обоснована появлением обновленных фаунистических сообществ. К среднему отделу отнесены эльгенчакский, мокринский, дарпирский и, частично, харкинджинский горизонты. Граница между отложениями среднего и верхнего отделов лежит внутри харкинджинского горизонта и проводится по появлению граптолитов из зоны Pleurograptus linearis. Наиболее четко эта граница выступает в Омулевских горах. В карбонатной толще ордовика (в бассейне р. Ясачной), где граптолиты отсутствуют, эта граница проводится по смене литологических комплексов (в основании мощной толщи мергелей) и по появлению обновленного комплекса брахиопод и табулят. Различные точки зрения в отношении положения этой границы сводятся к стремлению ряда исследователей относить харкинджинский горизонт к среднему ордовику. Харкинджинский горизонт представлен единой литофацией промежуточного типа, он знаменует почти повсеместно смену карбонатного осадконакопления терригенно-карбонатным в конце среднеордовикской эпохи. Верхнему ордовику в унифицированной схеме отвечает ирюдийский горизонт, имеющий широкое распространение в Омулевской геосинклинали.

На **Дальнем Востоке** мощные толщи преимущественно карбонатного состава охарактеризованы единичными находками остатков фауны, которые не всегда устанавливают возраст вмещающих отложений с точностью до отдела. Поэтому для литолого-палеогеографических карт принято условное разделение этих отложений на три или две части в зависимости от возрастного интервала, устанавливаемого по находкам фауны в этих районах.

В Южном Верхоянье (хр. Сеттэ-Дабан) к нижнему ордовику условно отнесены известняки саккырырской свиты, согласно залегающие на отложениях позднего кембрия и также согласно перекрывающиеся фаунистически охарактеризованными породами среднего ордовика. Последние (лабыстахская свита) представлены также преимущественно известняками с многочисленными остатками брахиопод, наутилоидей и мшанок. Известняки лабыстахской свиты согласно перекрываются доломитами и известняками верхнеордовикской кулонской свиты, содержащими остатки брахиопод и кораллов.

В хр. Прибрежном к условно ордовикским отложениям отнесены известняки алдомской свиты, в верхах которой содержатся ядра позднеордовикских брахиопод.

Наконец, в хр. Джагды (бассейн р. Уда) на карбонатных породах позднекембрийского возраста с размывом залегает карбонатно-терригенная толща, содержащая остатки водорослей, брахиопод и трилобитов раннего ордовика. К среднему ордовику в этом районе условно отнесена нерасчлененная толща песчаников, алевролитов и известняков, расположенная выше фаунистически охарактеризованных пород нижнего ордовика.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

В ордовикском периоде четко намечаются два обширных эпиконтинентальных бассейна, охвативших северо-западную часть Русской платформы и большую часть Сибирской платформы. Огромные пространства между ними представляли собой либо столь же обширные поднятия, служившие источником сноса, либо геосинклинальные области сложного строения, включавшие бассейны с различным режимом осадконакопления, проявлением вулканизма и зоны внутренних поднятий с разнообразным рельефом (Урал, Восточный Казахстан, Средняя Азия, Алтае-Саянская область, Арктика, Сибирская платформа, Северо-Восток СССР, Дальний Восток).

Достоверность ордовикских литолого-палеогеографических карт для разных районов СССР неравноценна. На обширных пространствах Скифско-Туранской плиты и Кавказа, в акватории Северного Ледовитого и Тихого океанов, большей части Русской платформы, наконец, Западно-Сибирской низменности до настоящего времени не вызывающие сомнения отложения ордовикского возраста не установлены. Изображаемая для этих территорий палеогеографическая обстановка установлена на основе различных косвенных данных.

РАННИЙ ОРДОВИК

Сравнивая литолого-палеогеографические карты раннего ордовика (прилож. 9) и позднего кембрия приходим к выводу, что на рубеже этих двух эпох произошли значительные перестройки, которые не могли не сказаться на характере палеогеографической обстановки в раннем ордовике.

Обширное, но довольно мелкое Палеобалтийское море распространилось на северо-западе огромного Балто-Сарматского материка, заняв территорию Балтийской и Московской синеклиз. В раннем ордовике началось заложение собственно Уральской геосинклинали (Уральское море), характеризовавшейся в раннем и среднем палеозое наличием в ее внутренней и внешней частях двух вытянутых субмеридиональных прогибов, история развития которых была различной. Происходит разрастание Тобольского материка за счет объединения его с южным из Карских островов. В восточной части Балхашского моря возникает обширный, но сравнительно низменный Джунгарский остров, на территории современной Джунгаро-Балхашской складчатой области. Связь Балхашского и Алтайского морей с эпиконтинентальным Тунгусским морем, занимавшим пространство Восточной Сибири, более ограничена, чем это было в позднем кембрии. Анабарский массив и прилегающие к нему районы получают выражение как положительные формы рельефа. Возникает обширная Анабарская равнина. Это приводит к увеличению изолированности Тунгусского моря и ограничению его связи с Арктическим бассейном. Как следствие этого, Тунгусское море в чуньское время приобретает черты внутреннего бассейна с повышенной соленостью. Широкое развитие получают здесь красноцветные карбонатные породы. В раннем ордовике намечается периодическая связь Верхоянского моря с морем Китайской платформы, осуществлявшаяся через, временами, существовавший Амурский пролив.

Наиболее ярко эволюция палеогеографической обстановки проявилась на рубеже позднего кембрия и раннего ордовика на огромных пространствах Северо-Востока СССР. Здесь значительные опускания обширных участков суши и связанная с ними трансгрессия Верхоянского и Чукотского морей привели к образованию морских проливов и накоплению в них сравнительно мощных толщ карбонатных и терригенно-карбонатных осадков.

В северо-западной части Русской платформы эпиконтинентальный бассейн просуществовал без значительных изменений в течение всего ордовикского периода. Анализ фаций, вещественного состава пород ордовика с той детальностью, какая требуется при составлении литолого-палеогеографических карт для таких крупных подразделений, как эпоха, не дает возможности реконструировать эволюцию ордовикского бассейна и уловить сколько-нибудь существенные изменения, происходившие с ним во времени. Поэтому в настоящем очерке развитие ордовикского эпиконтинентального моря северо-запада Русской платформы рассматривается в ином плане — с отступлением от общепринятого, в котором разбираются другие регионы.

Для северо-запада Русской платформы составлено 13 дополнительных литолого-фациальных схем * по отдельным горизонтам ордовика: для пакеркортского времени (ранний тремадок), хуннебергского (ранний арениг), биллингенского (ранний арениг), кундаского (ранний лланвирн), ухакуского (лландейло), кукрузеского (ранний карадок), йыхвиского (ранний карадок), оандуского (ранний карадок), паэкнаского (поздний карадок), сауньяского (поздний карадок), вормсиского (поздний карадок), нийбиского или раннепиргуского (ашгилл) и для поркуниского (ашгилл).

На схемах хорошо видно, что господствующим типом осадков рассматриваемого бассейна были известковые илы, в частности детритовые. Распределение отдельных типов этих осадков в пространстве и во

* Здесь и далее см. литолого-фациальные схемы ордовика северо-запада Русской платформы (Атлас, т. I, лист 52).

времени подчинялось определенным закономерностям и довольно строго контролировалось особенностями тектонической структуры данной территории. Основными и наиболее устойчивыми элементами этой структуры в течение всего ордовика являлись Финский выступ фундамента на севере и Белорусский на юге и располагавшаяся между ними так называемая Прибалтийская впадина. Эти основные элементы тектонической структуры определяли существование на данной территории в течение всего ордовика трех главных фациальных зон — северной (эстонской), южной (литовской) и осевой (шведско-латвийской). Две первые зоны представляют собой прибрежную (внешнюю неритовую) фацию ордовикского моря и, как правило, имели сходные осадки (главным образом, детритовые известковые), в то время как осадки средней (осевой) зоны Прибалтики были более глинисты и мелкозернисты и сходны или идентичны с осадками скандинавской части бассейна.

Тремадокское время в данном бассейне, в отличие от всей остальной части ордовикского периода, характеризуется развитием исключительно бескарбонатных терригенных осадков — кварцевых песков и граптолитовых илов. Во второй половине тремадока — цератопигевое время — осадконакопление, видимо, было приурочено только к узкому Елгавскому прогибу, возникшему еще в раннем тремадоке. Распределение основных литофаций в тремадоке еще слабо изучено, но по распространению тонкозернистых терригенных осадков (в данном случае— граптолитовых илов) оно довольно резко отличается от их распространения в последующие этапы развития ордовикского бассейна.

За позднетремадокской регрессией следовала новая, аренигская трансгрессия, для ранней стадии которой (хуннебергское время) были еще характерны исключительно терригенные осадки, главным образом глауконитовые пески. Следующая биллингенская стадия характеризуется уже появлением в прибрежных зонах известковых осадков, а в осевой зоне — красноцветных. В последующее время песчаные терригенные осадки практически полностью исчезают, а красноцветные отложения обогащаются известковыми и охватывают всю территорию осевой зоны Прибалтики. В таких границах красноцветы распространялись в течение всего волховского, кундаского, азериского, также в первой половине ласнамягиского времени, т. е. почти до самого конца лланвирна. После этого они полностью исчезли и появились заново только в ашгилле. Наряду с красноцветными отложениями, для аренигского — лланвирнского времени характерно развитие глауконитовых и оолитовых осадков (в прибрежных зонах).

Урал. С ордовикского времени началось заложение собственно Уральской геосинклинали, характеризовавшейся на протяжении раннего и среднего палеозоя наличием в ее внешней и внутренней частях двух вытянутых линейных субмеридиональных прогибов, каждый из которых развивался различно внутри единой геосинклинали.

На севере региона в раннем ордовике береговая линия, вероятно, постепенно несколько отступала с востока на запад. Среднее ее положение зафиксировано на карте. Западнее этой линии во многих скважинах и обнажениях наблюдается налегание среднепалеозойских осадков (в основном средне- и верхнедевонских) на доордовикские образования. Спорным остается вопрос о возрасте ижма-омринского комплекса. Сейчас некоторые исследователи допускают ордовикский возраст его верхней части или даже всего комплекса. Другие исследователи считают, что возраст ижма-омринского комплекса не может быть моложе возраста балтийской серии Русской платформы. При составлении карт была принята первая точка зрения.

На территории современного Тимана и большей части Печорской низменности располагалась суша, которая давала обильный кластический материал в пределы зарождавшегося внешнего прогиба геосинклинали. О том, что прогибание на многих участках (зоны поперечных прогибов) было значительным, свидетельствуют большие мощности нижнеордовикских грубообломочных пород. В этих прогибах они достигают 2000—3000 м. Чрезвычайно характерно для нижнеордовикских конгломератов, гравелитов и грубообломочных песчаников присутствие обломков железистых пород типа джеспилитов, свойственных для фундамента Русской платформы.

Вся приплатформенная часть бассейна не обладала сколько-нибудь значительными глубинами. Это была мелкая часть шельфа, временами претерпевавшая осушение, о чем свидетельствуют находки трещин усыхания, на которые накладываются (в одной плите) знаки волноприбойной ряби. Косая слоистость в кварцитовидных песчаниках обычно имеет потоковое происхождение, реже наблюдаются косые серии прибрежно-морского типа. В пределах современной Уральской горной системы на территории мелководного раннеордовикского бассейна с достоверностью устанавливается цепь островов, вытянутая с севера на юг (от г. Воркуты до г. Свердловска). Все эти острова являлись источниками сноса и давали обломочный материал, за счет которого в приостровных частях бассейна возникали полимиктовые конгломераты и грубозернистые песчаники. В конце раннего ордовика все эти острова были в значительной степени эродированы и уже не могли поставлять в бассейн грубообломочный материал. Образование карбонатсодержащих терригенных пород происходило лишь на участках относительно устойчивого прогибания, где в пределах более глубокого шельфа (неритовой зоны моря) условия для обитания фауны были более благоприятными и видовой ее состав на этих площадях шельфа более богат.

К востоку от линии Уральских островов на территории современного Восточного склона Урала в раннем ордовике, видимо, существовало относительно глубокое (глубже 200 м) море. Однако достоверных нижнеордовикских отложений с соответствующими органическими остатками здесь не установлено.

На юге Среднего Урала можно предполагать наличие глубокого шельфа на протяжении почти всей раннеордовикской эпохи, так как условия литорали здесь, видимо, существовали лишь в самых низах ордовика, представленных грубообломочными породами и залегающих ниже слоев с тремадокской фауной.

На западном склоне Южного Урала, за исключением Сакмарского района, осадконакопление в раннеордовикское время не происходило. Хотя на карте в северной части западного склона Южного Урала показан мелководный залив, но это сделано в значительной степени условно, на основании того, что многие исследователи относят нижнюю часть бактинской свиты к нижнему ордовику. Это мнение оспаривается рядом исследователей (С. Н. Краузе, А. А. Маслов, 1961 г.), которые считают, что возраст бактинской свиты не может быть древнее среднего ордовика. Нижнеордовикские отложения с богатым комплексом и тремадокской, и аренигской фауны установлены в Сакмарском районе Южного Урала, где соприкасаются друг с другом фации Восточного и Западного склонов Урала.

В районах Зауралья на всем протяжении раннего ордовика существовали условия, соответствующие глубокому шельфу. Каких-либо крупных достоверных островных поднятий здесь не установлено, хотя повсеместно присутствуют грубообломочные осадки. По-видимому, этот материал поступал в мелководный бассейн с запада, с суши, бере-

говая линия которой располагалась восточнее Миасса и Магнитогорска, но западнее Бреды, Карталы и Троицка.

Восточный Казахстан в раннеордовикскую эпоху представлял собой часть обширного морского бассейна, среди которого обособлялись отдельные массивы суши и дугообразные системы островов. Наиболее крупный массив суши намечается в Джунгаро-Балхашской области, где неизвестны осадки нижнего и среднего ордовика, а отложения верхнего ордовика трансгрессивно налегают на условно доордовикские образования. Аналогичный массив суши, но меньшего размера, намечается северней в области Майкаина. К северо-западу, западу и юго-западу от этих островов устанавливается дугообразная островная система, протягивающаяся вдоль Ерментау-Ниязского антиклинория на севере, Бурунтау-Джильтауского и Муюмкумского на юге. Существование этой системы подтверждается отсутствием осадков ордовикского возраста и распределением песчанистых осадков в областях морского бассейна, прилегающих к этим островам. Можно предполагать о наличии островного массива на севере Центрального Казахстана в области Кокчетавской глыбы. Южнее в Улутауском антиклинории на значительной площади также неизвестны отложения ордовика, и осадки среднего девона трансгрессивно налегают на отложения докембрия. Однако пространственное размещение осадков по периферии Улутауского антиклинория побуждает полагать, что эта площадь в раннем ордовике была покрыта морем и здесь, в удалении от областей сноса, накапливались относительно маломощные (первые сотни метров) глинисто-кремнистые или глинисто-карбонатные осадки.

По характеру осадков в морском бассейне Восточного Казахстана обособляются две области. Большая часть Восточного Казахстана, располагавшаяся к востоку от Каратау, Улутау и включающая западное обрамление Кокчетавской глыбы на севере, представляла собой верхнюю, наиболее мелководную часть шельфа, на котором накапливались глинистые и мелкопесчанистые, преимущественно кварц-полевошпатовые осадки, а местами органогенно-обломочные известняки с остатками донной фауны (Чу-Илийские горы). В пределах этой области между Джунгаро-Балхашской сушей и Бурунтау-Джильтаускими островами намечается полоса накопления карбонатных илов, водорослевых и оолитовых известняков. От Северо-Западного Прибалхашья эта полоса, очевидно, протягивалась на юго-восток в Джунгарию. Мелкообломочные терригенные осадки, сносившиеся с Джунгаро-Балхашской суши на юго-запад, не достигали центральной части этой впадины и, по-видимому, накапливались в виде узкой полосы вдоль суши.

К западу и юго-западу от области верхнего шельфа вдоль западного обрамления Центрального Казахстана прослеживается полоса относительно маломощных кремнисто-глинистых и карбонатных осадков, отлагавшихся в нижней части шельфа, а возможно и на континентальном склоне. К юго-западу от Муюнкумской суши обособляется область накопления карбонатных илов, аналогичная наблюдающейся в Северо-Западном Прибалхашье. От Малого Каратау эти осадки, очевидно, протягивались на север, достигая района Джезказгана (сопки Эскулы), а на юго-восток в северо-восточную часть Таласского хребта. Далее на север и юго-восток карбонатные илы замещались терригенными образованиями.

К юго-западу и западу от области накопления карбонатных осадков в более глубоководной зоне накапливались кремнисто-терригенные отложения, прослеживающиеся от Большого Каратау на север вдоль западного обрамления Улутау до Ишимской Луки и далее, по западной периферии Кокчетавской глыбы.

Вулканическая деятельность в раннем ордовике отмечается в области шельфа вдоль северо-восточного и северного обрамления Джунгаро-Балхашской суши, в восточной части Бощекульского прогиба, на севере Селетинского прогиба, к западу от Кокчетавского массива, в центральной и южной частях Джаланр-Найманского прогиба. Наиболее интенсивно она проявилась в восточных областях, где в нижнем ордовике накапливались мощные толщи лав и пирокластов основного и среднего состава. Наибольшие колебания мощностей нижнеордовикских отложений и их максимальные значения отмечаются в областях, где проявилась вулканическая деятельность. Несмотря на то что области сноса в раннем ордовике, судя по петрографическому составу докембрийских и кембрийских отложений, были сложены разнообразными породами, среди которых значительную роль играли продукты основного вулканизма, терригенные осадки раннего ордовика во всем Восточном Казахстане имеют существенно кварц-полевошпатовый состав. Исключение составляют лишь те участки бассейна, где в раннем ордовике в той или иной степени интенсивно проявилась вулканическая деятельность. Здесь, наряду с кварц-полевошпатовыми осадками, появляются осадки полимиктового и грауваккового состава. Такое преобладание кварц-полевошпатовых осадков при разнообразном составе пород может быть объяснено лишь длительным и интенсивным выветриванием и преобладанием равнинного и низкогорного рельефа.

Средняя Азия. В раннеордовикское время произошло осушение значительных площадей в центральной и северной частях современного Северного Тянь-Шаня, с образованием возвышенного рельефа. Во второй половине аренигского века этот рельеф был частично денудирован. Широкие морские проливы расчленили существовавшую в первой половине раннего ордовика возвышенную сушу. В проливах шло интенсивное накопление крупнообломочного материала. С юго-запада полоса поднятий ограничивалась неглубокой Каратау-Таласской морской впадиной, унаследованной с кембрийского времени. В ней продолжалось непрерывное накопление известковых и доломитовых илов. С известковыми осадками связаны сообщества брахиопод, трилобитов и наутилоидей.

В Среднем Тянь-Шане существовал морской бассейн, также сохранившийся с кембрийского времени. Правда, в начале ордовика, вследствие восходящих движений в соседних областях, на смену преимущественно карбонатным осадкам стал поступать алеврито-глинистый и, отчасти, кремнистый материал. Характерно также обогащение осадков органическим веществом. Средне-Тянь-Шаньский бассейн с юго-запада граничил с гипотетической сушей, располагавшейся на месте Сырдарьинской жесткой глыбы. Предполагается также существование участков суши на месте кристаллических глыб современного Атбашинского хребта и бассейна р. Кассансай. Названный бассейн был, вероятно, тесно связан с аналогичным бассейном северной части Южного Тянь-Шаня, о котором имеется мало данных. Здесь в районе р. Акбура известны маломощные и, очевидно, мелководные глинистые и карбонатные осадки с остатками трилобитов. Несколько южнее шло образование более глубоководных песчано-глинистых толщ с граптолитами. Возможно, бассейны Среднего и Южного Тянь-Шаня сообщались с бассейном Таримского платформенного массива.

Тянь-Шаньское море распространялось и на юг, покрывая территорию современного Северного и Центрального Памира, что было вызвано начавшимся в кембрии погружением на больших площадях. В памирской части Тянь-Шаньского моря шло накопление сравнительно мощных песчано-глинистых осадков, со значительной примесью карбо-

натного материала в зоне Центрального Памира, с многочисленными остатками водорослей, наутилоидей и трилобитов. Обломочный материал поступал в морской бассейн, вероятно, с возвышенной суши, существовавшей в районе современного Юго-Западного Памира и, отчасти, с территории современной Южно-Таджикской депрессии.

В **Алтае-Саянской области** салаирские складчатые движения создали горные сооружения и возвышенные районы, в течение всего ордовика остававшиеся областями разрушения и сноса. Это территория Восточного Саяна, Минусинских котловин, Кузнецкого Алатау, Восточно-Тувинского нагорья. Вместе с тем в ордовике развивались прогибы, в которых шло накопление мощных осадочных толщ. Прогибы разделялись устойчивыми поднятиями, сохранявшими главным образом возвышенный характер рельефа, но временами краевые части поднятий заливались морем. Накопление ордовикских отложений происходило в разнообразной фациальной обстановке. В пределах Алтае-Саянской складчатой области количество фациальных зон значительно, масштаб карт не позволяет показать все их многообразие. На прилагаемых картах область возможного распространения ордовикских отложений показана упрощенным контуром, охватывающим современные выходы. За пределами этого контура более молодые отложения (силур, девон) залегают на кембрийских отложениях.

По сравнению с поздним кембрием, на западе области сокращается площадь осадконакопления, весь Алтай становится районом денудации. Одновременно расширяются районы накопления осадков в Кузнецком прогибе, появляются новые прогибы (Уйменско-Лебедский и Тувинский) на месте кембрийских массивов, продолжается опускание Западно-Саянского прогиба. В Кузнецком и Уйменско-Лебедском прогибах располагается мелководный морской бассейн. Грубообломочный материал и его полимиктовый состав на восточной окраине Кузнецкого прогиба свидетельствует не только о мелководье, но и о разрушении довольно высокой суши. Островные поднятия располагались, видимо, на западе Салаира и ограничивали Кузнецкий морской бассейн с запада. В этом же районе имела место незначительная вулканическая деятельность. Проявлялся вулканизм и на востоке прогиба. Вулканическая деятельность связана с обновлением глубинных разломов по окраинам Кузнецкого прогиба. Морской бассейн располагался не только в Кузнецком прогибе, но захватывал и краевые части Салаирского и Кузнецкого поднятий. Море проникало в северную часть Уйменско-Лебединского прогиба, где шло накопление пестроцветных мелкообломочных отложений с галечниками. Существование морского бассейна доказывается многочисленными находками в раннеордовикских (тремадокских) отложениях Кузнецкого прогиба и в чойской свите Уйменско-Лебедского прогиба остатков трилобитов и брахиопод.

Аренигские отложения в настоящее время известны всего в трех районах Кузнецкого прогиба, они маломощны, но содержат остатки морской фауны, что по-прежнему указывает на связь с открытыми морскими бассейнами.

На востоке Алтае-Саянской области раннеордовикские отложения накапливались в Западно-Саянском и Тувинском прогибах, разделявшихся островным Куртушибинским поднятием. На большей части Западного Саяна шло накопление немых полимиктовых ритмично-переслаивающихся флишеподобных песчано-глинистых осадков. В юго-западном направлении увеличивается грубозернистость материала. В манчурекской свите на юго-западе Западного Саяна встречаются прослои гравелитов и конгломератов. В этом же направлении появляются красноцветные прослои. Расположенная на юге Саяно-Тувинского бас-

сейна суша была, видимо, достаточно возвышенной, так как отложения нижнешемушдагского горизонта повсеместно грубообломочные. Область накопления осадков на территории Тувы располагалась в виде узкой полосы по ее северной окраине и расширялась на северо-востоке. Здесь отлагались грубообломочные породы, преимущественно красноцветные. *Только к концу раннешемушдагского времени появляются* сероцветные песчаники. Накопление раннеордовикских отложений на востоке Алтае-Саянской области происходило преимущественно в водных бассейнах, о чем свидетельствует параллельная слоистость, знаки водной ряби, местами присутствующий карбонатный цемент. Вместе с тем этот бассейн не был морским. Лишь изредка появлялась связь с морскими бассейнами на западе, поэтому раннеордовикские отложения на востоке области бедны органическими остатками.

Соединение западных и восточных бассейнов, видимо, происходило к северу от Чулышманского поднятия. Здесь в верховьях р. Б. Абакан описаны Л. Г. Майминой и А. Б. Дергуновым вулканические породы и красноцветные песчано-глинистые отложения (нижнееринатская подсвита) с ангареллами. Соединение бассейнов происходило в зоне стыка Западно-Саянских и Алтайских структур и связано, видимо, с оживлением движений по глыбовым расколам, располагающимся на месте стыка. Зона разломов (Башкауский разлом) прослеживается в юго-восточном направлении, и на крайнем юго-западе Тувы в бассейне р. Каргы на продолжении разлома нижний ордовик представлен мощной толщей вулканических пород.

В отличие от западной части Алтае-Саянской области на востоке осадконакопление шло непрерывно и несогласного залегания внутри отложений, отнесенных к нижнему ордовику, не известно.

В **Западной Сибири** ордовик начинается значительной морской трансгрессией. Эта трансгрессия совпала по времени с регенерацией *геосинклинального режима на Урале, вследствие чего западная окраина* низменности становится ареной напряженного подводного вулканизма. Раннеордовикская трансгрессия привела к тому, что разобщенные ранее морские бассейны соединились между собой и произошел обмен фауной Салаирского и Алтайского морей с морями Сибирской платформы, Таймыра, Урала и Казахстана. Прямой связи фаунистических провинций Урала и Сибирской платформы не было: их разделял, *вероятно, субмеридиональный низкий континент, о существовании* которого говорит также отсутствие ордовикских отложений в центральных районах Западно-Сибирской низменности. Другой значительный участок суши располагался на юго-востоке низменности. Этот участок был возвышенным и, вместе с более южными горными сооружениями, поставлял терригенный материал в бассейны Сибирской платформы, Салаира и Колывань-Томской зоны. Полоса Томск — Таз *затапливалась морем, по-видимому, периодически, поэтому связь морей Таймыра* и Сибирской платформы с морями юга Западной Сибири не была еще устойчивой. Это показывает, что прогибание земной коры в северных районах Объ-Зайсанской зоны в раннеордовикское время было очень незначительным и что геосинклинальный режим установился здесь гораздо позднее.

Арктика. На северо-востоке Сибирской платформы, в области позднекембрийского шельфового моря в раннем ордовике образовалась низкая суша, с которой в бассейн в небольших количествах стал поступать кластический материал. В западных областях Арктики (Пай-Хой, Новая Земля) формировались также терригенные толщи. В средней части Таймыра шло формирование карбонатно-терригенной толщи с граптолитами. Текстурные признаки — волноприбойные знаки, косая

слоистость, следы внутрислойных размывов позволяют предполагать образование этой толщи в мелководных условиях. Сходные условия формирования граптолитовых толщ существовали в раннем ордовике и на территории Северо-Восточного Пай-Хоя. Неясны условия образования нижнеордовикских пород на о-ве Беннета в архипелаге Новосибирских островов. Однако, учитывая существенную примесь кластического материала в породах и наличие текстур, характеризующих высокую гидродинамическую активность среды образования этих пород, их, вероятно, следует относить к шельфовой зоне, к области компенсированного осадконакопления.

Состав осадков, накапливающихся в седиментационных бассейнах, позволяет сделать определенные выводы о петрографическом составе некоторых областей сноса. Эти выводы, естественно, справедливы для реконструкции состава пород размывавшейся суши для всего ордовика. С большой уверенностью можно определить, например, состав области сноса, расположенной на северо-востоке Сибирской платформы. В этой области в кембрийское время накапливались мощные карбонатные толщи. В ордовике эта территория подверглась размыву. Сравнивая состав ордовикских и кембрийских осадков этих районов, можно установить их родство.

Резко отлична по составу область сноса, примыкающая с запада и востока к южной части Пай-Хойско-Новоземельского прогиба. Горные сооружения в этих районах образовались в результате сильной складчастости. Как следствие этого процесса, в области сноса на поверхность были выведены различные типы пород.

Сибирская платформа. В раннеордовикскую эпоху площадь эпиконтинентального Среднесибирского (Тунгусского) моря резко сократилась в северной части, оставаясь на остальной территории в границах, в значительной степени унаследованных с кембрийского времени. На основании однотипности фаунистических сообществ Тунгусского и Верхоянского морей, существовавшей в раннеордовикскую эпоху, предполагается наличие прямых связей этих бассейнов. Следует отметить, что данная точка зрения достаточно условна. О возможностях миграции фауны Алтае-Саянского моря на восток указывалось выше. Не вызывает сомнений связь Тунгусского моря с Таймырским.

В северо-западной части акватории Тунгусского моря шло накопление терригенно-карбонатных осадков. При этом накопление терригенного материала увеличивается к концу раннеордовикской эпохи, значительно возрастая с севера на юг. Отмечаются многочисленные следы мелководья, а также загипсованность пород. Нормально-морские карбонатные фации распространены только в бассейне р. Хантайки в устькутский и раннечуньский века.

В юго-западной части бассейна отлагались в основном седиментационные, водорослевые, оолитовые сероцветные и красноцветные доломиты. В устькутский век районы, прилежащие к современному Енисейскому кряжу, характеризуются повышенным содержанием терригенного материала. В чуньский же век количество терригенного материала резко увеличивается к западу, где отложения верхов чуньского яруса представлены достаточно мощной толщей байкитских песчаников, а на севере Енисейского кряжа чуньские отложения полностью сложены конгломератами и песчаниками. В южной части Тунгусского моря (Иркутский амфитеатр) терригенно-карбонатные осадки преобладают. В устькутское время происходило накопление в основном карбонатных отложений, представленных оолитовыми, строматопоровыми и седиментационными известняками и доломитами. Среди терригенных пород ведущее место принадлежит песчаникам и аргиллитам. В вос-

точной части амфитеатра преобладают терригенно-известковые породы, в западной — терригенно-известково-доломитовые и в северной — известково-доломитовые; характерно присутствие морской фауны. В чуньское время здесь шло отложение преимущественно красноцветных терригенных пород (лагунные, подводно-дельтовые, возможно, континентальные), чередующихся и в западной части амфитеатра с пачками сероцветных терригенных пород, содержащих остатки морской фауны.

В северной и восточной частях Тунгусского моря характерно накопление терригенно-карбонатных осадков с преобладанием доломитов. Увеличение песчанистости пород свойственно для осадконакопления чуньского времени, что отмечается в бассейне верхнего течения р. Вилюй и в Березовской впадине. В центральной зоне северо-востока Тунгусской синеклизы (бассейн рек Мойеро, Н. и В. Томба) наблюдаются загипсованные породы.

Учитывая увеличение терригенного материала в бассейне р. Тычаны и в верхнем течении р. Вилюй, а также уменьшение мощности карбонатных отложений в северо-восточной части Иркутского амфитеатра, можно предполагать в раннеордовикскую эпоху наличие источника сноса в центральной части Тунгусской синеклизы.

Сравнивая фациальные обстановки, приходим к выводу, что на большей площади Тунгусское море имело нормальный морской режим, который вследствие жаркого климата периодического обмеления моря и возникающих подводных барьеров в северной части бассейна (на севере платформы) часто нарушался в сторону засолонения. В то же время мощный приток пресных вод с юга значительно опреснял южные окраины моря. Достоверными областями размыва в раннеордовикскую эпоху, как и для всего ордовикского периода, являлись Саянская и Байкальская зоны, представляющие собой в это время горную страну. *Значительная речная сеть обеспечивала интенсивный размыв осадочных*, метаморфических и интрузивных комплексов, слагающих эти области. Предполагаемые области суши центральной части платформы и Анабарского массива, по всей вероятности, не играли существенной роли в питании Тунгусского моря обломочным материалом.

На **Северо-Востоке СССР** наступление моря шло в основном, как и в районах Сибирской платформы, из северных арктических областей. Однако обнаруженный в данном районе брахиоподовый комплекс включает виды, распространенные в западной и центральной частях Северной Америки, что свидетельствует о наличии прямых связей этого бассейна с Верхоянским морем. Древний Колымо-Омолонский массив, по-видимому, на всем протяжении ордовикской истории оставался приподнятым, только несколько меняя свои очертания, в связи с большей трансгрессией моря в среднеордовикскую эпоху. Западная часть этого массива, вероятнее всего, представляла собой низкую равнинную сушу, снос с которой был замедленным; в восточной части (Столбовское поднятие), скорее всего, располагалась более высокая равнинная или гористая суша, которая и являлась главным источником сноса материала в располагавшийся южнее миогеосинклинальный прогиб. На юго-востоке Колымо-Омолонская суша сближалась с Тайгоносской. Между ними существовал довольно широкий пролив, расположенный на площади Кедонской впадины. В южной части региона, на площади Охотского поднятия, располагалась суша. Островной участок предполагается также в северо-восточной части территории и выделяется под названием Эскимосского. Наибольшей мощности (1900 м) ордовикские осадки достигают в центральной части Верхоянского моря. Здесь накапливались преимущественно глинистые и карбонатные илы, образованные, вероятно, в глубокой части шельфа. Северо-восточнее состав

осадков существенно меняется; вблизи суши осаждались карбонатные илы с большой примесью алевритового, органогенно-обломочного и оолитового материала, отложенные уже в мелкой зоне шельфа. В северо-западной части моря откладывались граптолитовые терригенно-карбонатные осадки; в их составе наблюдается значительная примесь алевритового материала, а мощности уменьшаются в 3—4 раза. Граптолитовые карбонатные илы откладывались, по-видимому, вблизи устойчивой суши или в области, которая периодически затоплялась морем; повсеместное отсутствие тремадокских граптолитовых слоев и широкое развитие аренигских сланцев говорит об усилении трансгрессии в конце раннеордовикского времени. Мощность граптолитовых толщ нижнего ордовика (верхняя его часть) варьирует от 80 до 250 м.

Связь с Чукотским морем осуществлялась через Коркодонский пролив, где откладывались органогенные известковые илы, известковые глины и аркозовые пески небольшой мощности (не более 585 м).

На **Дальнем Востоке** отложения нижнего ордовика устанавливаются в двух разобщенных районах: в Южном Верхоянье (хр. Сеттэ-Дабан) и в собственно Приморье — хребты Удокан, Джагды, Прибрежный.

Ордовикские отложения Южного Верхоянья представлены исключительно карбонатными образованиями. Это — известняки, водорослевые и доломитовые известняки, доломиты, развитые в удаленных от областей размыва участках единого эпиконтинентального бассейна. В них содержатся остатки ископаемых организмов, населявшие мелководный, теплый морской бассейн нормальной солености и нормального газового режима. В морском же бассейне, покрывавшем территории современных хребтов Удокан и Джагды, в раннем ордовике шло накопление терригенных осадков, частично глауконитовых. Широкое развитие в этих отложениях косослоистых текстур, многочисленные остатки обитателей мелкого шельфа (брахиопод и трилобитов), широко развитые здесь породообразующие водоросли свидетельствуют о сравнительной близости береговой линии.

Для территории современного Забайкалья с широким развитием ордовикских гранитоидов предполагается наличие обширной суши, образованной сильно метаморфизованными породами кембрия и докембрия. Часть этой сравнительно высокой суши с расчлененным рельефом интенсивно размывалась, обеспечивая привнос обломочного материала в расположенный восточнее морской бассейн. Кроме того, по мнению ряда исследователей, нижнепалеозойские молассы, развитые в бассейне р. Керулен, возможно, имеют ордовикский возраст.

Показанная на литолого-палеогеографических картах связь Дальневосточного раннеордовикского моря с морем Китайской платформы предполагается не всеми исследователями. Однако анализ распространения и сравнение комплексов брахиопод, трилобитов и наутилоидей, обнаруженных в дальневосточных районах СССР, с одной стороны, и на Китайской платформе с другой, подтверждает принятую нами точку зрения.

СРЕДНИЙ ОРДОВИК

Переход к среднему ордовику ознаменовался значительными изменениями палеогеографической обстановки для большей части рассматриваемой территории. Происходит понижение суши в северо-восточной части Балто-Сарматского материала, вызвавшее трансгрессию Уральского моря в районы современной Печорской синеклизы, что приводит к накоплению терригенных осадков Ижма-Омринского комплекса. Про-

цесс разрастания Тобольского материка продолжается и в среднем ордовике. В эту эпоху объединившиеся Карские острова примыкают с севера к Тобольскому материку, в результате чего происходит изоляция северной (таймырской) части Тунгусского моря от Новоземельского моря. Вместе с тем в результате этих перестроек в центральной части Арктики (на территории современной Северной Земли) возникает полуизолированный бассейн, в котором накапливаются осадки, свидетельствующие о его ненормальной солености.

Связь Тунгусского моря с Верхоянским становится более ограниченной из-за появления вытянутой с северо-запада на юго-восток низменной суши, временами заливавшейся морем. Таким образом, происходит разрастание Ангарского материка за счет его объединения с Анабарской равниной. Тунгусское море в среднем ордовике испытывает трансгрессию, что приводит к меньшей засолоненности бассейна. Осадки, свидетельствующие о ненормальной солености бассейна, накапливаются лишь в восточной его части.

Уральское море характеризуется максимальной трансгрессией в среднем ордовике; береговая линия занимает крайнее западное положение. Анализ трилобитовой фауны свидетельствует о связи Уральского и Балхашского морей в эту эпоху. В Балхашском море отмечается регрессия в западных районах и трансгрессия на востоке. Кроме того, происходит резкое, по сравнению с ранним ордовиком, усиление подводного вулканизма, особенно в центральной части Балхашского моря.

В северной части Тунгусского моря, на территории современного Таймыра, происходит возникновение двух зон, осадконакопление в каждой из которых имеет резко различный характер на протяжении всей последующей эволюции бассейна в раннем палеозое. Это глубоководная северо-западная и мелководная юго-восточная зоны.

На **Русской платформе** рубеж раннего и среднего ордовика не ознаменовался заметным изменением условий осадконакопления. В ухакуское время (лландейло) продолжается развитие в прибрежных зонах серых детритовых известковых осадков, а в осевой зоне — светло-серых известковых илов.

В начале карадока произошла перестройка структурно-тектонического плана территории, что совпадало по времени с вулканической и орогенической активностью Каледонской геосинклинали. В Прибалтике произошло выравнивание дна в осевой зоне бассейна и появились прогибы к северу и к югу от этой зоны (Северо-Эстонский и Средне-Литовский прогибы). Фациальной зональности, столь характерной для предыдущих времен, почти не наблюдается. Для начальной стадии раннекарадокского этапа — кукрузеского времени — характерно развитие в осевой зоне детритовых известковых осадков (с крупным пиритизированным детритом), а в северной — известковых осадков в чередовании с кратковременными периодами накопления кукерситовых илов. В последующие стадии (идаверское и йыхвиское время) на всей территории Прибалтики накапливались глинистые детритовые известковые осадки, мощность которых в южной и особенно в осевой зоне значительно меньше, чем в северной.

На **Урале** максимум ордовикской трансгрессии приходится на среднеордовикскую эпоху. На севере региона, примерно до широты нижнего течения р. Илыч, суша к этому времени была значительно снивелирована. В начале среднего ордовика в бассейн еще поступал мелкообломочный алевритовый и глинистый материал, слагающий сланцевую хыдейскую свиту. К середине среднего ордовика поступление его прекратилось, и почти на всей территории западного склона северной час-

ти Урала отлагались карбонатные осадки в пределах относительно глубокого шельфа. На территории современной водораздельной полосы Урала существовала целая серия плоских островных поднятий, дававших мелкообломочный материал в прибрежные части бассейна, а временами заливавшихся морем.

Южнее широты нижнего течения р. Илыч характер суши несколько меняется. По-видимому, здесь существовала более возвышенная часть континента, представлявшая собой всхолмленную равнину. Эта суша поставляла мелкообломочный материал в прибрежную часть бассейна в течение всего среднего ордовика. В более восточной части бассейна существовали условия неритовой зоны моря. В нижней части среднеордовикского разреза и здесь преобладают карбонатные сланцы, а выше он почти целиком сложен карбонатными породами. Эта зона морского бассейна, практически лишенная проявлений вулканизма, тянется в пределах Западного склона Урала почти до широты г. Свердловска.

Восточнее зоны относительных поднятий Уральское море резко углублялось, и на современном Восточном склоне продолжал существовать морской бассейн, отвечающий типичному эвгеосинклинальному бассейну с обильными проявлениями вулканизма.

На широте нижнего течения р. Юрюзань, несколько севернее Уфы, холмистая равнина сменилась равниной возвышенной, с которой сносился в прилегающий среднеордовикский бассейн грубообломочный материал, приведший к образованию конгломератов, гравелитов и кварцитовидных песчаников тирлянской и уразинской свит. По сравнению с ранним ордовиком, береговая линия здесь отступила значительно на запад и северо-запад. В то же время на территории современного Магнитогорского синклинория в ордовике существовала суша, очертания которой от эпохи к эпохе менялись. В среднем ордовике она имела наименьшие размеры.

На территории Юго-Восточного Зауралья (к югу от Челябинска) происходило накопление осадочно-вулканогенных толщ в условиях глубокого шельфа. Обломочный материал в этот бассейн поступал в небольшом количестве как с запада, с островной суши на территорию современного Магнитогорского синклинория, так и с востока, из пределов современной Кустанайской области. Для среднеордовикских разрезов характерно наличие пирокластов. Можно считать доказанным, что рассматриваемый бассейн был связан с морями, расположенными в среднеордовикскую эпоху на территории Казахстана. Об этом свидетельствует идентичность фауны трилобитов.

Казахстан. Среднеордовикская эпоха характеризуется обмелением морского бассейна и началом регрессии в западной части Восточного Казахстана и трансгрессией на востоке. По-прежнему продолжает существовать обширная Джунгаро-Балхашская суша. Расположенная северней Майкаинская суша узким проливом расчленяется на две части. За счет трансгрессии моря с запада несколько сокращается суша, существовавшая в пределах Ерементау-Ниязского антиклинория. Об этом свидетельствуют терригенные осадки среднего ордовика, залегающие трансгрессивно на отложениях кембрия в восточной части Селетинского прогиба. Появление грубообломочных терригенных осадков по периферии Улутауского антиклинория и на западе Киргизского хребта указывает на возникновение здесь островной суши; последняя, по-видимому, возникла в области Макбальского антиклинория. Не исключена возможность существования суши к юго-западу от Большого Каратау, за счет размыва которой накапливались терригенные осадки, распространенные в пределах этого хребта. Возникновение островной

системы на западе Центрального Казахстана привело к обмелению морского бассейна и, судя по широко распространенным во всем Восточном Казахстане песчанистым, а нередко грубообломочным, гравийным осадкам, вся эта область относилась к верхней части шельфа. В пределах шельфа с раннего ордовика сохраняются две дугообразные впадины, в которых продолжают накапливаться карбонатные осадки.

В распределении вулканизма в среднем ордовике произошли значительные изменения. По-прежнему интенсивно он проявлялся в Чингизе и на востоке Бощекульского прогиба. В отличие от раннего ордовика, исключительно интенсивной вулканическая деятельность была в Степняк-Бетпакдалинской зоне. Здесь, преимущественно в подводных условиях, накапливались мощные толщи лав и пирокластов главным образом основного и среднего состава. Зато в Селетинском и Джалаир-Найманском прогибах и к западу от Кокчетавской суши вулканическая деятельность полностью прекратилась и ее проявления не фиксируются как во внешней Кокчетау-Каратауской зоне, так и во внутренней Еременьтау-Чу-Илийской.

Терригенные осадки, накапливавшиеся в морском бассейне Центрального и Южного Казахстана, в отличие от нижележащих отложений, имеют полимиктовый или грауваккоВый состав. Горные массивы в среднем ордовике, очевидно, возникали: 1) на востоке Кокчетавской суши, 2) на Улутауских островах, 3) в западной части Еременьтау-Ниязской и Бурунтау-Джильтауской островных систем, 4) на Муюнкумской суше и 5) на востоке и северо-востоке Джунгаро-Балхашской суши. Фиксирующиеся местные перерывы и несогласия в областях интенсивной вулканической деятельности свидетельствуют о том, что возникшие здесь вулканические постройки временами оказывались выше уровня моря и служили источником обломочного материала грауваккового состава, накапливавшегося в морском бассейне. Главным образом, к этим же областям приурочены одиночные рифовые массивы известняков.

Средняя Азия. В среднем ордовике отмечается существенное сокращение суши и отчетливое зональное распределение осадков в части Тянь-Шаньского моря, покрывавшей территорию современного Северного Тянь-Шаня. Морская впадина на месте современных хребтов Кендыктас, Заилийский и Кунгей Алатау заполняется вулканогенным и обломочным материалом. Южнее располагалась, видимо, более глубоководная часть бассейна, в которой отлагались мощные флишоидные песчано-глинистые осадки с незначительной примесью вулканических продуктов. В унаследованной от раннего ордовика Каратау-Таласской впадине продолжается накопление мощных карбонатных толщ, богатых органическими остатками. С северо-востока бассейн карбонатного осадконакопления ограничивался узкой, более мелководной полосой, в которой накапливались сравнительно маломощные песчано-сланцевые толщи, а среди представителей органического мира преобладали граптолиты и брахиоподы. Описанная область с юга, вероятно, обрамлялась цепью узких островных поднятий, приуроченных к тектонической линии В. А. Николаева.

В области Среднего Тянь-Шаня продолжал существовать морской бассейн, в котором еще в лланвирнском веке сохранялся седиментационный режим раннего ордовика и шло накопление богатых органическим веществом глинистых и кремнистых осадков. Среди последних характерно наличие железисто-марганцовистых пород. Как следствие частичного воздымания близлежащих участков суши, произошедшего, видимо, в начале лландейльского века, во второй половине среднего ордовика отмечается погрубение гранулометрического состава отложений — накапливается флишоидная песчано-алевритовая толща с энде-

мичной, преимущественно брахиоподовой, фауной. Исключением, по-видимому, является восточная часть бассейна, где устанавливается переход в осаднакоплении от грубозернистых к более тонкозернистым терригенным и частью карбонатным осадкам. Переход этот осуществляется в направлении с севера на юг, в сторону морского бассейна Таримской платформы.

В южной части Тянь-Шаньского моря обособляется бассейн, видимо, связанный с более южными морями, о чем свидетельствует специфический состав фауны кораллов, брахиопод и триболитов индо-европейского типа. Этот бассейн характеризуют маломощные карбонатно-терригенные осадки платформенного типа, анализ которых свидетельствует о мелководности бассейна осадконакопления. Барьер суши, отделявший южную область Тянь-Шаньского моря, располагался, видимо, в северной части современного Южного Тянь-Шаня и существовал еще в раннем ордовике.

Памирскому среднеордовикскому морю свойственно некоторое обмеление, произошедшее в результате увеличения площадей суши, располагавшихся в районе современных Юго-Западного и Юго-Восточного Памира. Об обмелении описываемого бассейна свидетельствует и, сравнительное с ранним ордовиком, погрубение состава отлагавшихся толщ. Карбонатные разности пород устанавливаются лишь в виде подчиненных прослоев. С осадконакоплением в среднем ордовике связано проявление вулканизма и образование пирокластических и пирокласто-осадочных пород кварц-кератофирового состава в конце лландейльского века.

Среднеордовикские отложения на Алтае, Салаире, в Кузбассе и центральной части Уйменско-Лебедского синклинория ложатся несогласно на подстилающие породы. По сравнению с нижним ордовиком, среднеордовикские отложения в Туве занимают большие площади. На западе Алтае-Саянской области увеличивается площадь, занятая морем. Эти морские бассейны в начале среднеордовикской эпохи были окружены сравнительно невысокой сушей. В самом начале среднего ордовика в моря поступал в основном песчаный материал, местами с примесью гравия и гальки. В дальнейшем накапливаются тонкозернистые осадки, характерны темно-серые, почти черные алеврито-глинистые, местами глинисто-кремнистые отложения. В это же время в Уйменско-Лебедском прогибе отлагаются песчаные, частично красноцветные полимиктовые осадки, нередко с грубообломочным материалом. Областью разрушения является возвышенное Чулышманское поднятие, откуда и поступает грубый материал в Уйменско-Лебедской прогиб.

В середине среднего ордовика после кратковременных поднятий, вызвавших перерывы и несогласия между лландейльскими и карадокскими отложениями в ряде мест на Алтае и Салаире, море снова занимает прежнее положение. На Алтае в более или менее спокойной обстановке идет накопление в основном песчаного материала. В Кузнецком бассейне условия осадкообразования и разрушения окружающей суши были более сложными, об этом свидетельствует появление в разрезе конгломерато-гравелитовых пачек. Алтайский и Кузнецкий бассейны в среднем ордовике были мелководными морями нормальной солености с благоприятными условиями для обитания различных групп фауны.

На востоке **Алтае-Саянской области** в среднеордовикскую эпоху продолжал существовать Западно-Саянский бассейн и расширялся Тувинский бассейн. В Западно-Саянском бассейне по-прежнему сохраняется своеобразный режим и накапливаются мощные песчано-глинистые отложения, ритмично построенные, практически лишенные органических остатков, преимущественно сероцветные. По своему характеру

подобные отложения близки к флишеподобным породам. Лишь на трех небольших участках, в пределах огромной территории Западного Саяна, были встречены известковые песчаники с остатками среднеордовикских мшанок, брахиопод, трилобитов, криноидей.

Изменяется характер осадконакопления в Тувинском бассейне. На северо-востоке Тувы вместо сероцветных песчаников с ангареллами конца раннешемушдагского времени начинается накопление грубообломочных красноцветных отложений. Обломочный материал плохо отсортирован, часто встречаются угловатые обломки и зерна. Кроме того, во многих районах северо-востока Тувы проявляется вулканическая деятельность — образуются кислые эффузивы и их туфы. Заметно меняются отложения в среднешемушдагское время и на северной окраине Тувинского прогиба. Грубообломочные отложения сменяются песчано-глинистыми и карбонатно-глинистыми, появляются линзовидные прослои карбонатных пород, увеличивается тонкозернистость отложений. Изменяется окраска: красноцветные породы уступают место сероцветным. На западе Тувы характер осадконакопления заметно не меняется. Здесь продолжается накопление обломочных отложений. Для начала среднешемушдагского времени характерно повсеместное накопление грубообломочного материала, что указывает, видимо, на более интенсивный размыв прилегающей суши. Грубый материал быстро сменяется сероцветными песчаными отложениями.

В среднем ордовике море проникает на восток Алтае-Саянской области. На опускание, имевшее здесь место, указывают мощные обломочные отложения среднеэринатской подсвиты. Вероятно, значительная часть среднеордовикских отложений в этом районе была уничтожена последующим размывом.

На крайнем юго-западе Тувы (бассейн р. Каргы) в начале среднего ордовика заканчивается вулканическая деятельность и после складчатых движений на эффузивы мугураксинской свиты несогласно ложатся осадки среднего ордовика (нижнекаргинская подсвита). Они — грубообломочные, сначала с гальками и обломками подстилающих пород, но затем быстро сменяются песчаными и глинисто-карбонатными отложениями. Эти отложения резко отличаются от одновозрастных осадков Тувы, залегают в узком грабене и сходны со среднеордовикскими отложениями Алтая. Соединение с Алтайским бассейном происходило на территории Монголии.

В пределах **Арктики** изменения условий осадконакопления на рубеже раннего и среднего ордовика весьма отчетливы. Низкая суша, возникшая в начале ордовика на северо-востоке Сибирской платформы, в среднем ордовике испытывала тенденцию к расширению. Есть основания считать, что аналогичное явление происходило и на территории современных Карского моря и Западной Сибири. Если в раннем ордовике фауны западных (Пай-Хой и Новая Земля) и центральных (Таймыр и Сибирская платформа) областей Арктики указывают на определенную их связь, то в среднем ордовике сходство значительно меньше. Это обстоятельство вызвано осушением проливов в среднем ордовике. Наряду с общим расширением областей суши, в течение ордовика происходит их нивелировка, что выражено сменой нижнеордовикских терригенных пород карбонатными породами среднего ордовика.

На Северной Земле смена типа осадков во времени в общем сходна с западными районами. Отличие здесь только в том, что уже в среднем ордовике происходит изоляция Северо-Земельского бассейна, в результате которой в бассейне накапливаются красноцветные загипсованные толщи.

Наряду с развитием регрессии и нивелировкой суши, в центральных областях Арктики в среднем ордовике четко ощущается и другой процесс — декомпенсация прогибов и соответственное углубление отдельных частей бассейнов седиментации. Исчезают текстурные признаки, характеризующие высокую гидродинамическую активность среды, осадки становятся однороднее, тоньше. Наряду с этим в юго-восточной части рассматриваемой зоны, где образовывались карбонатные породы, в среднем ордовике довольно часты текстуры ряби, косой слоистости; характерна красноцветность отдельных частей разреза и обычные для этих толщ трещины усыхания. В низах разрезов этой зоны (в толлевском горизонте) встречены оползневые складки, дающие основание предполагать наличие наклона морского дна. Анализируя эти складки, приходим к выводу, что направление смещения материала шло с юго-востока на северо-запад.

Таким образом, сравнение толщ нижне- и среднеордовикских пород в зоне образования граптолитовых фаций показывает, что развитие бассейна седиментации шло в сторону резкого снижения гидродинамической его активности. Имеются основания считать, что, начиная со среднего ордовика граптолитовые породы на Таймыре являются фацией некомпенсированного прогиба. Именно поэтому, начиная со среднего отдела, мощности отложений в зоне образования граптолитовых фаций раза в 3—4 меньше, чем мощности в одновозрастных карбонатных толщах (соответственно 300 и 1200 м).

Сибирская платформа. Тунгусское эпиконтинентальное море в среднем ордовике во многом сохраняет те же границы, что и в раннеордовикское время. Возможно незначительно сократился лишь залив Иркутского амфитеатра, несколько разрослись Анабарская и Тобольская суша. Вопрос о связи с Верхоянским морем остается дискуссионным. Отложение осадков связано в основном с трансгрессией, которая наступила в конце раннеордовикской эпохи. Отсутствие нижних горизонтов среднего ордовика свидетельствует об осушении значительной территории Сибирской платформы в начале среднеордовикской эпохи. В общем, по сравнению с ранним ордовиком, особенно устькутским веком, для среднего ордовика свойственно увеличение терригенных осадков. Карбонатные отложения играют существенную роль в пределах севера платформы. Характерным является также пестроцветность окраски отложений в отдельных районах и содержание фосфатов.

На крайнем северо-западе отлагаются известняки, доломиты и аргиллиты. В пределах южных районов северо-запада платформы продолжают накапливаться терригенные породы. Значительную роль играют восходящие движения земной коры, вследствие чего наблюдаются частные размывы и перерывы в осадконакоплении. На юго-западе Тунгусской синеклизы для криволуцкого века характерны красноцветные терригенно-карбонатные отложения, а для мангазейского — сероцветные алевролиты с примесью карбонатного материала. В Иркутском амфитеатре происходило накопление в основном терригенных пород, обогащенных фосфоритовым материалом. Область наиболее глубоководных отложений находилась в бассейне р. Лены и протягивалась далее к северу. Западная часть залива значительно опреснялась, о чем свидетельствуют массовые скопления лингулид. В восточной и северо-восточной частях среднеордовикского моря условия осадконакопления несколько отличались от южных окраин. Здесь, наряду с терригенным материалом, широко распространенным на юго-востоке платформы (среднее течение р. Лены), появляются в значительном количестве карбонаты, и немаловажную роль играют гипсы. В целом среднеордовикское эпиконтинентальное море сохранило нормально-морской режим со значительным

опреснением на юго-западе и некоторым засолонением на северо-востоке платформы.

В среднеордовикское время море было окружено низменной сушей, представляющей, по-видимому, сглаженный пенеплен, и только на юге рельеф был, возможно, гористый. Климат среднеордовикской эпохи, судя по составу осадков, содержащих фосфаты, железо и глауконит, был жарким и влажным. Как показали В. Н. Доминиковский, В. И. Драгунов, В. Л. Либрович [71], в среднеордовикскую эпоху на севере сохранялся аридный, а на юге — гумидный климат. Интересны также данные С. Н. Храмова, который отмечает, что зона с повышенной соленостью в среднеордовикскую эпоху находилась между экватором и 15° с. ш., т. е. в зоне аридного климата.

Северо-Восток СССР. Среднеордовикская трансгрессия постепенно сменила раннеордовикскую, не изменяя значительным образом физико-географическую обстановку в пределах рассматриваемой территории. В связи с более широкой трансгрессией в это время предполагается сокращение площади Колымско-Омолонской и Тайгоносской суши. Между западной и восточной частями Колымской суши образовался пролив, в котором накапливались граптолитовые карбонатные илы с большой примесью песчаного материала. Карбонатные осадки отлагались в Верхоянском море в различных зонах шельфа. В верхней (мелкой) зоне отлагались известковые илы с органогенно-обломочным и алевритовым материалом, образовывались оолитовые известняки и создавались благоприятные условия для существования различных стеногалинных фаун (бассейн р. Эльгенчак). Восточнее ощущается близость суши (бассейн р. Ясачной): появляются вишнево-красные известковые глины и доломиты, образование которых связывается с периодически возникавшими лагунными условиями, где устанавливается режим повышенной солености. О нарушении режима солености в этом районе свидетельствует и уменьшение количества фауны, представленной только редкими угнетенными брахиоподами. Южнее (бассейн р. Инаньи) накапливались сравнительно более глубоководные осадки, представленные уже не органогенными, а пелитоморфными известняками без различимой слоистости и почти без примеси алевритового материала. Образование пелитоморфных карбонатных илов происходило, по всей вероятности, в нижней (глубокой) части шельфа. На западе (Омулевские горы) известняки перемежаются с тонкослоистыми известково-глинистыми сланцами. Мощность осадков здесь значительно возрастает.

На локальном участке в Верхоянском море отмечается вулканическая деятельность. Наиболее активно она проявилась вблизи глубинного разлома на границе Колымо-Омолонского массива и Яно-Колымской геосинклинальной системы. Мощные пачки туффитов, трахиандезитов чередуются с пачками песчаников и глинистых сланцев с граптолитами. Мощность вулканогенно-осадочных пород достигает 1900 м [160]. Юго-восточнее пирокластический материал в породах встречается эпизодически.

В Коркодонском проливе (бассейны рек Омолона и Коркодона) известковые илы содержат значительную примесь песчаного материала. Остатки фауны здесь встречаются редко и представлены они преимущественно гастроподами и брахиоподами. В северной части пролива вблизи Колымо-Омолонской суши отлагались преимущественно кварц-полевошпатовые пески и глины. Для восточной части региона нет обоснованных данных о нахождении осадков этого времени. Предполагается, что на Чукотском полуострове среднеордовикские осадки входят в состав карбонатной толщи, подстилающей верхнеордовикскую.

Для территории Дальнего Востока СССР палеогеографическая обстановка в среднеордовикское время может быть восстановлена в самых общих чертах, поскольку отложения этого возраста установлены лишь в Южном Верхоянье. Распределение участков суши и морских бассейнов, по сравнению с раннеордовикским временем, не претерпевает каких-либо изменений. Обнаруженные здесь многочисленные органические остатки (основные сборы приходятся на сопредельные территории Китая и Кореи) свидетельствуют о существовании в этом районе открытого моря. Сравнительный же анализ комплексов фауны и флоры говорит о принадлежности в среднеордовикское время Северо-Востока СССР, Сибирской и Китайской платформ к единому бассейну.

ПОЗДНИЙ ОРДОВИК

С началом позднеордовикской эпохи связано распространение трансгрессии Палеобалтийского моря к югу (прилож. 10). В результате ее западные окраины Балто-Сарматского материка оказываются погруженными под воду, и морской бассейн достигает Подолии. Еще большее понижение суши происходит в северо-восточной части Балто-Сарматского материка, которое предшествовало обширной лландоверийской трансгрессии. Уральское море в своей центральной и южной частях испытывает значительное обмеление, и отложившиеся ранее осадки частично размываются. Только восточная часть Уральского моря характеризуется накоплением мощных вулканогенно-обломочных толщ. В позднем ордовике продолжается трансгрессия Балхашского моря на восток. Как следствие этого, огромный Джунгарский остров целиком погружается под воду. Зато в западной части моря возникает цепь островных дуг, которая почти исключает возможность прямых связей с Уральским морем. Северо-восточная часть Ангарского материка (Анабарская и Алданская равнины) становится еще выше и целиком выходит из-под воды. В результате этого прекращается прямая связь Тунгусского и Верхоянского морей.

Русская платформа. Развитие эпиконтинентального бассейна, занимавшего территорию северо-запада Русской платформы в позднем ордовике, характеризуется в общем увеличением поступления в бассейн тонкозернистого терригенного материала, широким развитием тонкозернистых граптолитовых и светлых известковых илов и сильно подчиненным количеством детритовых осадков. По сравнению с раннекарадокским временем, важной особенностью данного этапа является довольно хорошо выраженная фациальная зональность, которая отсутствовала только в течение сауньякского времени. Однако по распределению мощностей отложений данный этап развития бассейна сходен со среднеордовикским. Для начала позднекарадокского этапа характерно развитие в северной зоне бассейна рифовой фации, а в ракверское и сауньякое времена — широкое развитие светло-серых тонких известковых илов. Указанные периоды чередовались с периодами преимущественного накопления глинистых отложений в оандуское, паэкнаское и вормсиское время, причем в двух первых в осевой зоне бассейна накапливались глинистые илы, а в вормсикское (и предположительно также в ракверескоe) — граптолитовые илы. Для паэкнаского времени, наряду с этим, свойственно накопление в периферической части осевой зоны глауконитовых известковых илов небольшой мощности. Последний, ашгиллский этап развития ордовикского моря Прибалтики характеризуется почти полным отсутствием граптолитовых илов, кратковременным развитием красноцветов, широким развитием рифовой фации и детритовых осад-

ков, местами сильно обогащенных терригенным материалом. Зональность и распределение осадков по-прежнему хорошо выражена.

В первой фазе ашгиллского этапа — раннепиргуское или нийбиское время — в осевой зоне накапливались красноцветные отложения (в Елгавском прогибе — глинистые, по периферии осевой зоны — известковые), в северной и южной — сероцветные известковые осадки. В северной зоне развивались рифовые образования.

В следующей фазе (в позднепиргуское или адилаское время) дифференцированность осадков в бассейне в некоторой степени сглаживалась (были широко развиты сероцветные глинистые детритовые осадки), но в завершающей фазе — в поркуниское время — зональность и дифференцированность осадков выступают снова отчетливо. В дополнение к этому в поркуниское время в бассейн поступает значительно большее количество алевритового и песчаного терригенного материала, чем в предыдущих фазах. В северной зоне бассейна в это время широко развивалась рифовая фация, в узкой осевой полосе — фация глинистых и алевритовых мелководных известковых осадков, а в обширной южной части бассейна, охватывавшей и значительную территорию осевой зоны,— светло-серые тонкие известковые илы.

Ордовик завершился в Прибалтике развитием на значительных площадях в ее средней и южной частях оолитовых осадков, которые местами предшествовали перерыву, соответствующему самому началу силурийского периода.

На **Урале** процессы денудации привели к тому, что низменная равнина подошла с севера к широте г. Березники, а далее на юг простиралась лишь всхолмленная равнина до самого юга Южного Урала. Возвышенной равнины к этому времени уже не существовало — она была снивелирована. Грубообломочный материал в позднеордовикский бассейн не поступал.

На Южном Урале произошло расширение суши на месте современного Магнитогорского синклинория. Западная часть этой суши, так же как и в среднем ордовике, была более возвышенна, чем восточная. Именно эта ее часть давала кластический материал кварцитов уразинской свиты. В позднеордовикскую эпоху пролив, существовавший на территории современного верхнего течения р. Белая, несколько сузился. Грубообломочный материал, в связи с нивелировкой суши, почти перестал сюда поступать. Появились условия для образования карбонатсодержащих (доломитистых) прослоев в песчаниковой толще. В южной части Южного Урала и в Северных Мугоджарах в позднем ордовике открытый морской бассейн уже не существовал. Таким образом, море, находившееся в это время в пределах территории Юго-Восточного Зауралья, на юге не соединялось с проливом Прибельской полосы. Это соединение могло происходить лишь на севере в верховьях р. Уфы. В Юго-Восточном Зауралье продолжалось накопление вулканогенно-осадочных пород с большим количеством прослоев пирокластов. Этот бассейн, представляющий собой, по-видимому, глубокий шельф, соединялся с казахстанскими позднеордовикскими морями.

На значительной части территории Западного склона Урала и его водораздельной полосы зафиксирован предсилурийский размыв, который в зоне относительных поднятий зачастую уничтожал верхнеордовикские осадки полностью, а местами привел к частичной денудации и среднеордовикские отложения (Лемвинское поднятие). Перерыва не было лишь в осевых частях поперечных прогибов. Здесь верхнеордовикские отложения согласно перекрываются лландовери.

В пределах восточного склона Северного Урала, где был режим открытого моря, характерный для эвгеосинклинальных бассейнов, пред-

силурийский размыв, видимо, не имел места. Лишь в юго-восточном Зауралье, где существовали условия шельфа, такой размыв в краевых частях бассейна (как с запада, так и с востока) может быть установлен.

Казахстан. В позднеордовикскую эпоху в западной части Восточного Казахстана происходит дальнейшее обмеление морского бассейна и расширение площадей суши. Помимо существовавших ранее островов в областях Кокчетавской глыбы и Улутау крупные массивы суши возникли на юге в Малом Каратау. Восточнее по-прежнему продолжает обособляться Еременьтау-Ниязская и Бурунтау-Джильтауская островная суша, несколько сократившаяся за счет трансгрессии мелкого моря с востока. Трансгрессивное залегание верхнеордовикских осадков на отложениях докембрия отмечается на севере в Еременьтау-Ниязском антиклинории и на юге в Чу-Илийских горах. В Джунгаро-Балхашской области морские, фаунистически охарактеризованные осадки верхнего ордовика пользуются широким распространением. Обширная Джунгаро-Балхашская суша, намечавшаяся здесь в раннем и среднем ордовике, в позднем ордовике распалась на ряд островов. В морском бассейне позднего ордовика, представлявшем собой область шельфа, накапливались терригенные осадки полимиктового или граувакового состава и вулканогенные образования преимущественно среднего, реже кислого и основного состава. Впадины Малого Каратау, Северо-Западного Прибалхашья и Джунгарии, в которых в раннем и среднем ордовике отлагался карбонатный материал, по-видимому, перестали существовать в позднем ордовике. Значительные скопления карбонатного материала отмечаются в эту эпоху лишь в областях распространения рифов.

Вулканическая деятельность в позднем ордовике проявилась на отдельных участках внешней зоны Центрального Казахстана — в Приишимье и в Байконурском синклинории. Мощные вулканогенные образования, преимущественно среднего состава, здесь чередуются с пластами зеленоцветных морских осадков и красноцветов. Это свидетельствует о том, что вулканические извержения происходили в мелководном морском бассейне вблизи суши. Восточнее, в Степняк-Бетпакдалинской зоне, также в мелководном морском бассейне вулканическая деятельность отмечается на более обширной площади в Восточно-Кокчетавском прогибе, на Сарысу-Тенизском водоразделе и в Бетпак-Дале. Наконец, на востоке Центрального Казахстана в области, прилегающей к Майкаин-Экибастузскому антиклинорию, в Чингизе и Тарбагатае, вулканическая деятельность проявилась особенно интенсивно. Здесь вулканогенные образования среднего, реже основного и кислого состава чередуются с мелководными морскими терригенными осадками. К концу позднего ордовика в Чингизе и на северо-востоке Центрального Казахстана вулканическая деятельность полностью прекратилась, и здесь накапливались исключительно терригенные морские осадки. В Джунгаро-Балхашской области достоверные проявления вулканической деятельности устанавливаются лишь в Северо-Восточном Прибалхашье, где пласты лав и пирокластов преимущественно кислого состава чередуются с морскими грубообломочными терригенными осадками. В Юго-Западном Предчингизье с вулканической деятельностью, очевидно, связано накопление относительно мощных пачек яшм и кремнисто-глинистых осадков.

Терригенные осадки морского бассейна Восточного Казахстана в позднем ордовике имеют полимиктовый и граувакковый состав и содержат большое количество грубообломочного материала. Это свиде-

тельствует о хорошо расчлененном, в ряде случаев, горном рельефе, существовавшем в эту эпоху в областях суши, сложенной изверженными, метаморфическими и осадочными породами. Судя по распределению грубообломочных осадков, горные массивы продолжали существовать там, где они наметились еще в среднем ордовике. Существенно красноцветный облик терригенных осадков, предположительно относящихся к верхнему ордовику в сопках Эскулы, позволяет полагать, что в области Улутауской суши в позднем ордовике существовала обширная прибрежная равнина, временами заливавшаяся морем. В позднем ордовике Восточного Казахстана не устанавливается значительных перерывов в осадконакоплении.

В северных районах Тянь-Шаньского моря происходит некоторая перестройка, вызванная восходящими тектоническими движениями. Вдоль границы со Среднем Тянь-Шанем возникают большие массивы суши, в том числе и на месте Каратау-Таласского района, где в течение раннего и среднего ордовика шло интенсивное накопление мощных карбонатных толщ. С них в мелководные морские бассейны центральной и северной частей этой области сносятся красноцветные продукты выветривания, указывающие на теплый и влажный климат. Вулканическая деятельность достигает максимального проявления. Изменение физико-географической обстановки вызвало обеднение фауны. В Среднем Тянь-Шане отголоски этих движений обусловили оживление разломов и излияние основных лав (в районе современного Чаткальского хребта). В остальных частях этой области продолжают отлагаться морские, преимущественно песчаные осадки, местами обогащенные галечным материалом, сносимым с внутренних и обрамляющих бассейн поднятий. В южной части Южного Тянь-Шаня продолжает существовать морской бассейн. Наметившаяся в раннем ордовике изоляция его от более северных частей Тянь-Шаньского моря сохраняется и в позднем ордовике. Южно-Тянь-Шаньский позднеордовикский бассейн был тесно связан с Памирским. Анализ осадков последнего свидетельствует о продолжавшемся со среднего ордовика обмелении Памирского моря. Увеличивается область суши Юго-Западного и Юго-Восточного Памира, она становится более возвышенной. Как следствие этого, в самом бассейне происходит накопление преимущественно грубозернистых алеврито-песчаных толщ. Обедняется, по сравнению со средним ордовиком, состав фауны.

Алтае-Саянская область. В конце среднеордовикской эпохи складчатые движения на Алтае и частично Салаире вызвали кратковременные поднятия. Этим объясняется несогласие между отложениями среднего и верхнего ордовика на западе области. В позднем ордовике на западе Алтае-Саянской области поднятия сменяются опусканиями, и морской бассейн занимает примерно ту же площадь, что и в среднем ордовике. Однако прилегающая суша становится более низменной. В морские бассейны поступает тонкозернистый материал и повсеместно повышается роль карбонатных осадков. Увеличение роли терригенного материала наблюдается лишь в Уйменско-Лебедском прогибе, по мере приближения к восточным поднятиям. Накопление преимущественно обломочных отложений происходило на востоке Салаира (район Гурьевска). Однако и здесь присутствуют в разрезе известняки. Позднеордовикский бассейн запада Алтае-Саянской области был теплым морем нормальной солености с широко развитой разнообразной фауной.

В конце ордовика — начале силура на западе Алтае-Саянской области происходят складчатые движения. На Салаире и почти по всему Алтаю силурийские отложения ложатся несогласно на ордовикские. Такие же взаимоотношения наблюдаются на крайнем юго-западе Тувы.

На востоке Алтае-Саянской области позднеордовикское осадконакопление имело другой характер. Здесь по-прежнему существуют Западно-Саянский и Тувинский полузамкнутые бассейны с затрудненным и временами прекращающимся сообщением с открытыми морями на западе. Соединение, видимо, возникало в тех же районах, что и ранее (верховья р. Абакан). Отнесенные здесь условно к верхнему ордовику отложения верхнеэринатской подсвиты представлены чередующимися пачками порфиритов, туфов, туфопесчаников и туфоконгломератов, свидетельствующими об обновлении системы разломов на месте стыка Алтая и Западного Саяна. В Западно-Саянском прогибе по-прежнему накапливаются флишеподобные песчано-глинистые отложения. В отличие от среднеордовикских, здесь не встречено известковистых пород и окаменелостей, характерных для позднего ордовика. Одинаковый характер верхнеордовикских и силурийских отложений в Западном Саяне, а также постепенный переход между ними говорят о спокойных условиях осадконакопления в конце ордовика и начале силура в Западно-Саянском прогибе.

В позднем ордовике расширяется область осадконакопления в Западной и Центральной Туве. В начале позднешемушдагского времени повсеместно в этих районах отлагались грубообломочные осадки, быстро сменившиеся песчаными и алеврито-глинистыми. К концу ордовика по всей площади Тувы, в том числе и на северо-востоке, накапливаются красноцветные тонкозернистые, правильно слоистые отложения с редкими раковинками лингул. В единичных сероцветных прослоях в самой верхней части разреза ордовика в нескольких пунктах были найдены раковины пелеципод и в трех местах обнаружены остатки трилобитов, брахиопод, мшанок, наутилоидей. Вероятно, в конце ордовика возникает соединение с западными морями.

В **Арктике** в позднем ордовике сохраняется тенденция к расширению областей суши в северо-восточной части Сибирской платформы, что приводит к почти полной изоляции седиментационного бассейна на Сибирской платформе от северных областей. Этот же процесс происходит и на территории современных Карского моря и Западной Сибири. В западных районах Арктики продолжается формирование карбонатных толщ, начавшееся в среднем ордовике, что свидетельствует о нивелировке областей суши. Возникшие в среднем ордовике северо-западная и юго-восточная структурно-фациальные зоны Таймыра продолжают развиваться и в позднем ордовике. В районе современных островов Северная Земля сохраняется изолированный бассейн, в котором продолжается накопление красноцветных загипсованных толщ.

На **Сибирской платформе** конфигурация очертаний морского бассейна в позднем ордовике почти не изменилась по сравнению со среднеордовикской эпохой, хотя контуры моря сократились. Различие в фациальных обстановках восточной части Тунгусского моря и ближайшей на восток области распространения верхнеордовикских отложений (Сеттэ-Дабан), несходство их по фаунистическим комплексам дают основание предполагать полную изоляцию Среднесибирского моря от восточных морей. Значительный размыв, а также полное отсутствие верхнеордовикских отложений на западе платформы позволяют сделать вывод о смещении на восток границы моря по сравнению со среднеордовикской эпохой.

Отложения позднего ордовика представлены в основном терригенными породами. Карбонатные осадки отлагаются только в центральной части платформы. Для всего севера Сибирской платформы характерны сероцветные аргиллиты. На юго-западе Тунгусской синеклизы аргиллито-карбонатные фации западных районов постепенно замещаются на

восток чистыми известняками с богатой бентонной фауной. В западных частях Иркутского залива отлагаются преимущественно песчаники и алевролиты; далее на восток в составе отложений преобладают аргиллиты с прослоями гипсов. В северо-западной части Иркутского амфитеатра отложения представлены аргиллитами с редкими прослоями карбонатов. Восточные районы Сибирской платформы характеризуются загипсованностью пород и отложением, наряду с терригенным материалом, доломитов и известняков. В самом конце ордовика Тунгусское море резко регрессирует. В начале раннего силура происходит значительный размыв ордовикских отложений. Суша, опоясывающая Среднесибирское море, в позднем ордовике остается, по всей вероятности, низменной.

На территории **Северо-Востока СССР** в позднеордовикскую эпоху существенных изменений не произошло. Наметившаяся в конце ордовика общая регрессия моря привела к некоторому сокращению морских бассейнов. Продолжала существовать связь Верхоянского бассейна с Чукотским морем. Об этом свидетельствует чрезвычайное сходство фауны табулятоморфных кораллов обоих районов. Представляется вероятным, что эта связь осуществлялась через Коркодонский пролив, продолжавший свое существование, но несколько сузившийся. Пролив разделял Колымо-Омолонскую и Тайгоносскую суши. Вероятно, на суше существовали условия гумидного выветривания, что привело к накоплению в прибрежной полосе толщи красноцветных песчаников и конгломератов. Увеличивается в размерах Охотская суша. Вулканическая деятельность в северной части бассейна постепенно ослабевала и к концу ордовика окончательно прекратилась. Море было, видимо, неглубоким, с целым рядом широких коралловых отмелей и островов—биогермов, временами выступавших из воды. Развитие карбонатных пород, обогащенных остатками кораллов в участках моря, примыкавших к Колымо-Омолонской суше, и более глинистые и алевритистые фации, обращенные в сторону открытого моря, свидетельствуют о существовании гумидной суши, окруженной коралловым мелким шельфом и низкими барьерными рифами, временами отгораживавшими мелководные лагуны с накоплением карбонатно-терригенных и хемогенных осадков в условиях жаркого климата. В районе Чукотского моря, вероятно, существовали сходные условия. Все указанные морские бассейны, несомненно, имели связь с Арктическим бассейном, с морями Канады, а также с Кореей и Северо-Восточным Китаем, о чем свидетельствует большое сходство фауны кораллов.

Дальний Восток. Палеогеографическая обстановка была, по-видимому, такая же как в позднеордовикское время. Никаких палеогеографических перестроек, по сравнению с ранним и средним ордовиком, из-за бедности фактического материала установить не удалось.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Нефть. Из всех районов СССР лишь территория Западно-Сибирской низменности может представлять интерес, с точки зрения возможности развития нефтематеринских толщ ордовика. Поскольку значительная часть этой территории в ордовикское время была параплатформой, прогибалась и являлась областью накопления морских и лагунно-морских отложений, это предположение вполне допустимо.

Горючие сланцы. Горючие сланцы ордовикского возраста широко распространены на севере Эстонии и в западной части Ленинградской области. Они образуют здесь Прибалтийский сланцевый бассейн. Формирование последнего шло практически в течение всего сред-

него ордовика. Однако образование горючих сланцев приурочено главным образом к средней его части (кукрузесское время, нижний карадок). Кукерские горючие сланцы возникали в северной части среднеордовикского Палеобалтийского моря. Сланценосные толщи кукрезесского горизонта представляют собой отложения мелкого морского платформенного водоема. Характерной их особенностью является наличие многочисленных перерывов, часто с размывами, между отдельными пластами. Как в горючих сланцах, так и во вмещающих породах концентрация углерода, водорода и серы превышает их кларковые значения во много раз.

Марганец. Ряд мелких месторождений марганца связан с нижнеордовикскими отложениями Атбасарского района Северного Казахстана. Рудные тела здесь представляют собой пластовые залежи среди кремнистых осадков, накапливавшихся, по-видимому, в пределах шельфа. Определенный интерес для нахождения марганца представляют среднеордовикские толщи яшм и кремнистых пород, распространенные в Восточном Казахстане, в зонах, сопредельных с областями вулканической деятельности (Калмыккульский синклинорий и др.).

Фосфор. Повышенные содержания фосфора отмечаются в карбонатных осадках нижнего ордовика в Северо-Западном Прибалхашье и в Агадырском районе, однако промышленных концентраций здесь пока не обнаружено. То же самое отмечается и для среднеордовикских карбонатных толщ Агадырского района. Маломощные залежи фосфоритов встречены на Новой Земле и Вайгаче, где они залегают среди карбонатных толщ среднего ордовика.

С криволуцким временем среднего ордовика связано возникновение маломощных линз фосфоритов с остатками фосфорсодержащих раковин и пластовых залежей фосфоритов на Сибирской платформе (в правобережье Енисея и в бассейне р. Мойеро).

Наиболее значительными в отношении фосфоритоносности являются среднеордовикские отложения юга Сибирской платформы (Иркутский амфитеатр), где фосфоритопроявления приурочены к сероцветной формации криволуцкого и мангазейского ярусов среднего ордовика. Стратиграфическое положение фосфоритоносных отложений установлено О. И. Никифоровой [184]. По составу и структурным особенностям среди них выделяются фосфоритовые ракушняки, детритусово-зернистые фосфориты, фосфоритовые конгломераты и фосфатно-железистые породы. Наибольшие содержания P_2O_5 (до 14%) устанавливаются в фосфоритовых ракушняках, развитых в основании фосфатной серии Гурьевского месторождения (р. Подкаменная Тунгуска), по р. Ангаре в районе г. Братска, по р. Вихоревой. Мощность пластов, образованных фосфоритовыми ракушняками, достигает 0,6 м. С практической точки зрения наиболее интересны фосфориты, связанные с отложениями зоны опресненного мелководья, с активным гидродинамическим режимом. По заключению В. Н. Доминиковского и др. [71], пока нет оснований считать среднеордовикские отложения перспективными в отношении поисков в них крупных месторождений фосфоритов. Упомянутое выше Гурьевское месторождение низкосортных, плохо поддающихся обогащению фосфоритов имеет небольшие запасы.

Медь. Признаки меди встречаются в ордовикских отложениях Восточного склона Урала.

ПАЛЕОТЕКТОНИКА

Для ордовикского периода составлена одна палеотектоническая карта, охватывающая весь период в целом (прилож. 11).

Общий тектонический план территории СССР в ордовике был в значительной степени унаследован от кембрийского времени. Однако к границе кембрия и ордовика приурочен целый ряд крупных структурных перестроек, произошедших в разных частях этого региона.

Одной из крупнейших тектонических единиц, существовавших в ордовике в пределах территории СССР, была Русская платформа, которая в течение позднего кембрия претерпевала длительный континентальный перерыв. С началом ордовикского периода связана активизация отрицательных движений фундамента в западных районах платформы, в результате чего территория Балтийско-Московской синеклизы была вновь вовлечена в погружение и перекрыта осадками ордовика. Контуры возникшего бассейна не оставались постоянными. Эпоха максимальной регрессии приходится на поздний ордовик. Одновременно с этим трансгрессия охватила западную окраину платформы (Львовскую впадину и западный склон Украинского щита). Вся остальная территория Русской платформы представляла собой положительную структуру с относительно повышенными участками, соответствовавшими Балтийскому щиту, Украинскому щиту и Воронежскому своду. В пределах погруженной части платформы можно наметить ряд структур второго порядка, влиявших на осадконакопление в течение ордовика. Наиболее интенсивному прогибанию в течение ордовика подвергалась центральная часть Московской синеклизы, где мощность отложений ордовика превышает 250 м. Наименьшая амплитуда прогибания отмечается для западного склона Украинского щита. Мощность отложений верхнего ордовика здесь не превышает первых десятков метров. В наиболее погруженных участках Прибалтийской впадины мощность ордовика колеблется от 150 до 200 м. Предполагаемая ось вала, разделявшего Прибалтийскую впадину и Московскую синеклизу, проходила субмеридионально через район современного оз. Ильмень.

С ордовикским осадконакоплением связано образование сравнительно однообразного набора платформенных терригенных и хемогенно-биогенных формаций. Осадконакопление в Прибалтийской впадине характеризовалось накоплением пород известняковой и терригенной (с существенным содержанием красноцветов) формаций. В северной части Львовской впадины в раннем ордовике возникла песчаная формация, а в среднем и позднем так же, как и вдоль западного склона Украинского щита,— карбонатно-терригенная формация. В Московской синеклизе в раннем и среднем ордовике шло формирование карбонатно-терригенной, а в позднем — известняковой и доломитовой формаций. Характер изменения формаций во времени, отмечаемый многими авторами, циклическое строение ордовикских отложений и существование локальных прогибов и поднятий в пределах западной и северо-западной частей Русской платформы свидетельствуют о проявлениях сравнительно активной тектонической жизни бассейна.

С юга и юго-востока Восточно-Европейская платформа по глубинным разломам граничила с Крымско-Кавказской и Арало-Тургайской геосинклинальными областями. Поскольку для последних достоверные ордовикские отложения не установлены, допускается существование в пределах этих территорий обширного миогеосинклинального бассейна, унаследованного от кембрийского периода. В пределах бассейна выделяются положительные структуры земной коры типа срединных массивов. Их выделение произведено на основании имеющихся геофизических данных. Арало-Тургайская геосинклиналь была непосредственно связана с Тянь-Шаньской, Казахской и, окаймлявшей Русскую платформу с востока, Уральской геосинклиналями.

Раннеордовикское время явилось началом заложения Уральской герцинской геосинклинали. В раннем ордовике произошло прогибание территории современного Урала и в его пределах началась трансгрессия моря, которое заливало невыравненную поверхность сформировавшегося к этому времени байкальского субстрата. Трансгрессия двигалась с востока на запад (на севере Уральской геосинклинали) и с юго-востока (на юге). В пределах Уральской геосинклинальной области четко выделяются внутренняя и внешняя части. Граница между ними проходит по зоне глубинного разлома, заложение которого произошло в ордовикское время. Во внешней части геосинклинали четко фиксируются зоны относительных погружений и поднятий. Зона относительных преимущественных поднятий характеризуется сравнительно малой мощностью (до 1000 м) отложений, преобладанием существенно обломочных пород по всему разрезу (терригенно-флишоидная формация), наличием предсилурийского размыва. Для зоны преимущественных прогибаний характерна полнота разрезов, большая мощность слагающих их осадков (до 2000—3500 м), наличие карбонатных пород в верхних частях разреза (терригенно-карбонатная формация), почти полное отсутствие вулканогенных образований. С этой же зоной связано развитие трех комплексов интрузивных образований: сарановского (железисто-гарцбургитового), вишерского (перидотит-пироксенитового) и дублинского (габбро-диабазового и габбро-норитового). Все эти три комплекса связаны с начальными этапами жизни Уральской геосинклинали герцинского возраста.

Во внутренней, эвгеосинклинальной части Уральской геосинклинальной области севернее широты г. Свердловска в течение ордовикского периода возникали базальто-андезитовая и кератофиро-спилитовая формации. На восточном склоне Южного Урала, в зоне прилегающей к Магнитогорскому поднятию, развита терригенно-флишоидная, а в периферической части зоны — вулканогенно-кремнистая формации.

Конец кембрийского и начало ордовикского периода является одним из наиболее существенных переломных моментов в геологической истории Западной Сибири. С регенерацией геосинклинального режима в области Урала роль геосинклиналей в структурном плане Западной Сибири резко увеличилась. В ордовикское время режим, переходный от орогенного к платформенному, сохраняется только в центральной и восточной частях этой области и примыкающей к ней акватории Карского моря (Тобольско-Жарская переходная область). Ордовикские геосинклинали обрамляли ее с запада и юга. Ограничение, вероятно, осуществлялось по системам глубинных разломов, образовывавшим, по данным геофизики, ломаные линии. Условно ордовикскими считаются существенно эффузивные образования, распространенные по всей западной окраине низменности, практически не отличимые от зеленокаменной толщи палеозоя Восточного склона Урала и объединенные в кератофиро-спилитовую и базальто-андезитовую формации. Мощность ордовикских отложений здесь достигала, как и на Восточном склоне Урала, 2500 м.

Непосредственным северным продолжением Уральской геосинклинальной области в ордовике была Новоземельская геосинклинальная зона, которая ограничивала с севера Тобольско-Карскую область. В пределах Новоземельской геосинклинали шло накопление довольно мощных пород карбонатно-терригенной формации. Особо следует выделить область осадков восточного склона Пай-Хоя, где, начиная с раннего ордовика, обособился участок некомпенсированного осадконакопления [24]. Значительное сходство Новоземельская геосинклиналь имеет с Североземельским прогибом, в котором в течение ордовика воз-

никали мощные карбонатно-терригенные, частично галогенные, толщи в условиях геосинклинального режима осадконакопления.

Эвгеосинклинальный бассейн внутренней зоны Уральской геосинклинальной области непрерывной широкой полосой протягивался на юг и был в течение ордовика связан с геосинклинальной системой Восточного Казахстана (Казахская геосинклинальная область). Заложение каледонской геосинклинальной системы Восточного Казахстана относится еще к началу кембрия, в течение которого возникали формации начальной стадии геосинклинального развития. В отличие от кембрийского, ордовикский период охватывает среднюю стадию геосинклинального развития, которая в отдельных зонах и прогибах началась, по-видимому, еще в кембрийском периоде. В пределах Казахской эвгеосинклинальной области по характеру истории геосинклинального развития выделяется несколько структурно-фациальных зон.

Кокчетау-Каратаусская зона объединяет систему поднятий и прогибов, прослеживающихся вдоль западной окраины Центрального Казахстана, в хр. Каратау и далее в северные дуги Тянь-Шаня. Поднятия в пределах рассматриваемой зоны представляли собой области размыва, возникшие в раннем или в начале среднего ордовика и значительно расширившиеся к концу ордовика за счет прилегающих прогибов. В большинстве прогибов в раннем и в начале среднего ордовика накапливались маломощные кремнисто-глинистые осадки. В среднем и верхнем ордовике в этих прогибах отлагались мощные флишоидные осадки. И те и другие объединяются в терригенно-флишоидную формацию. В конце ордовика в отдельных прогибах отмечается накопление вулканогенных образований андезитовой формации (карагайлинская свита).

В Мало-Каратаусском прогибе в течение раннего и среднего ордовика накапливались осадки известняковой формации. Этот прогиб отделялся от соседнего с юго-запада прогиба Большого Каратау глубинным Талассо-Ферганским разломом, заложенным еще в кембрии. Осадконакопление в прогибах Кокчетау-Каратаусской геоантиклинали протекало непрерывно в течение всего раннего палеозоя. Интенсивные поднятия и складкообразовательные движения проявились здесь лишь в конце ордовика, и на границе ордовика и силура привели к существенной консолидации этой области и к концу ордовика обусловили переход ее в орогенную стадию развития.

Проявление интрузивного магматизма ограничивалось возникновением нескольких массивов, преимущественно гранодиоритового состава.

Степняк-Бетпакдалинская структурно-фациальная зона в ордовике характеризовалась интенсивным проявлением вулканической деятельности и типично эвгеосинклинальным набором формаций. В низах ордовика, в описываемой зоне, в большинстве прогибов отмечается накопление кремнисто-терригенных образований. На юге зоны в раннем ордовике отмечаются, кроме того, карбонатные осадки (Кендыктас). В среднем и начале позднего ордовика в большинстве прогибов происходило накопление мощных вулканогенных осадков андезитовой формации и рифовых известняков.

Ерементау-Чу-Илийская зона протягивается от северной окраины Центрального Казахстана до северных дуг Тянь-Шаня. В пределах рассматриваемой зоны, в Селетинском и местами Чу-Илийском прогибах, в течение лландейльского века и позднего карадока обособляются толщи, состоящие из чередования зеленоцветных осадков и гематизированных алевролитов, туффитов и мелкообломочных туфов и флишевая формация приобретает туфогенный облик. В восточных прогибах (Олентийский и Нуринский) туфогенный флиш отмечается в раннем ордо-

вике и в позднем карадоке. В отличие от рассмотренных прогибов на юго-востоке зоны — в Агадырском прогибе и в Джунгарии — в раннем и среднем ордовике накапливались карбонатные осадки известняковой геосинклинальной формации.

Чингиз-Тарбагатайская геосинклиналь прослеживается вдоль восточной окраины Центрального Казахстана. На севере этой зоны в Кендыкинском прогибе в раннем ордовике шло накопление вулканогенных осадков базальто-андезитовой формации (кендыкинская свита). В среднем ордовике здесь преобладает формация туфогенного флиша (сарыбидаикская и еркебидаикская свиты). В позднем ордовике терригенные осадки сменились мощными вулканогенными толщами андезитовой формации (баянская свита), перекрытыми в конце ордовика зеленоцветными терригенными осадками флишевой формации и карбонатными образованиями рифогенных известняков. В Чингизе в раннем ордовике накапливались вулканогенно-осадочные образования андезитовой формации (олентинская свита), сменившиеся в конце раннего и в начале среднего ордовика терригенными песчано-сланцевыми толщами. В лландейльское время здесь накапливались мощные вулканогенные образования базальто-андезитовой формации (абаевская свита). В прогибах, прилегающих к Чингизскому поднятию, эти отложения в конце среднего ордовика перекрывались терригенными флишевыми осадками (бестамакская и саргалдакская свиты). В позднем ордовике как в областях прогибов, так и на разделяющем их поднятии шло накопление вулканогенных образований андезитовой формации (намасская свита). В области Акчатауского поднятия, ограничивавшего с юга Абралинский прогиб, в конце ордовика накапливались зеленоцветные терригенные осадки флишевой формации и рифовые известняки (акдамбакская свита).

К Джунгаро-Балхашскому срединному массиву относится обширная область центральной части Казахской геосинклинали, ограниченная с запада дугообразной системой Ерементау-Чу-Илийской геоантиклинали, а с востока и с севера Чингиз-Тарбагатайской геосинклиналью. Достоверные ордовикские отложения в пределах этой структуры ограничиваются ее центральной частью, где выделяются только грубообломочные туфогенно-осадочные образования с пачками эффузивов андезито-дацитового состава джамантурукской свиты верхнего ордовика. Отложения верхнего ордовика залегают без видимого несогласия со скрытым перерывом на осадках вулканогенно-кремнистой (яшмово-диабазовой) формации позднего докембрия или кембрия и с постепенным переходом перекрываются терригенными осадками нижнего силура. Необходимо отметить, что ряд исследователей, основываясь на тесной структурной связи верхнеордовикских осадков и подстилающих их яшмово-диабазовых образований, относят последние к раннему и среднему ордовику. Такое толкование возраста кремнисто-вулканогенных осадков побуждает рассматривать Джунгаро-Балхашскую область в раннем и среднем ордовике как геосинклиналь на ее начальном этапе развития.

Как уже отмечалось выше, между Казахской геосинклиналью и Северо-Тянь-Шаньской зоной Тянь-Шаньской геосинклинали в течение ордовика существовала тесная связь. На большей части своей территории, за исключением западной Каратау-Таласской зоны, Северо-Тянь-Шаньская геосинклиналь в течение ордовика имела типично эвгеосинклинальные черты развития. Начиная со второй половины раннего ордовика здесь шло накопление пород терригенно-флишоидной формации, сопровождавшееся в среднем и, особенно, позднем ордовике интенсивной вулканической деятельностью с образованием базальто-андезитовой

и порфиритовой формаций. Наряду с интенсивным эффузивным магматизмом здесь в позднем ордовике отмечаются значительные интрузивные проявления (гранитоидная магматическая формация).

На протяжении всей ордовикской истории развития Северо-Тянь-Шаньская геосинклиналь характеризовалась наличием стабильных положительных структур типа срединных массивов (Макбальское и Иссыккульское поднятия). В пределах Каратау-Таласской зоны в течение раннего и среднего ордовика существовал бассейн с миогеосинклинальным режимом осадконакопления. Здесь шло начавшееся еще в кембрии непрерывное накопление мощных карбонатных толщ известняковой формации. В конце среднего ордовика эта зона испытала инверсию тектонического режима и в позднем ордовике представляла собой положительную структуру.

В средней и южной частях Тянь-Шаньской геосинклинали в течение ордовика существовал миогеосинклинальный бассейн, о чем свидетельствует специфический набор формаций, незначительные мощности отложений (по сравнению с северной зоной), весьма слабые проявления вулканической деятельности. Граница с Северо-Тянь-Шаньской зоной происходила по глубинным разломам доордовикского заложения — Таласско-Ферганскому разлому и «тектонической линии В. А. Николаева». В Средне-Тянь-Шаньской зоне в раннем и среднем ордовике в обстановке спокойного тектонического режима шло накопление маломощных толщ терригенного флиша и терригенно-флишоидной формации. В позднем ордовике здесь, в связи с активизацией тектонического режима северной зоны, происходит оживление разломов и излияний лав основного состава. В пределах современного Чаткальского хребта формируется вулканогенно-кремнистая формация. Юго-западная граница Средне-Тянь-Шаньской зоны проходила вдоль гипотетической положительной структуры, располагавшейся на месте Сырдарьинской жесткой глыбы. Предполагается также существование Кассансайской и Атбашинской положительных структур.

Границы Средне- и Южно-Тянь-Шаньских зон Тянь-Шаньской геосинклинали не ясны. Южно-Тянь-Шаньский бассейн в ордовике имел большое сходство с Памирским. В этих бассейнах, в обстановке, близкой к платформенной, шло накопление пород карбонатно-терригенной формации. Для Памирской зоны в течение ордовика отмечается усиление положительных движений, что привело к увеличению площади положительных структур (Южно-Таджикское и Южно-Памирское поднятия). Средне- и Южно-Тянь-Шаньские зоны Тянь-Шаньской геосинклинали по своей ордовикской истории тектонического развития сходны с Алтае-Саянской миогеосинклиналью. Последняя ограничивала с юга Тобольско-Карскую переходную область и примыкала к восточной границе Саяно-Байкальской орогенной области.

Доордовикская история Алтае-Саянской складчатой области характеризуется созданием жесткого фундамента, сложенного дислоцированными метаморфизованными кембрийскими толщами, прорванными интрузиями. На этом фундаменте в конце кембрия располагались прогибы, в которых накапливались мощные толщи песчано-глинистых отложений: горноалтайская серия на Алтае, аласугская свита и ее аналоги в Западном Саяне и в Присаянской части Тувы. Один из таких прогибов — Западно-Саянский — продолжает существовать в ордовике. В области развития горноалтайской серии в конце кембрия происходит складчатость, и Алтай становится возвышенной сушей. Таким образом, к началу ордовика значительная часть Алтае-Саянской области была приподнята.

В ордовике начинают формироваться новые миогеосинклинальные прогибы: Тувинский, Уйменско-Лебедской, Кузнецкий, Чарышско-Ануйский. Возникновение прогибов и образование новых областей осадконакопления было связано с блоковыми движениями по разломам, заложенным ранее и обновленным в начале ордовика. Глыбовые поднятия на месте современного Кузнецкого Алатау, Минусинских котловин, Восточного Саяна, Юго-Восточной Тувы остаются положительными структурами в течение всего ордовика и силура и относятся к Саяно-Байкальской эпигеосинклинальной области. Вероятно, поднятием была и территория Рудного Алтая.

В позднем ордовике восточные бассейны приобретают черты внутриконтинентального моря, в них продолжают отлагаться мощные терригенные толщи. В западной части Алтае-Саянской геосинклинали шло накопление карбонатных и карбонатно-глинистых отложений (Кузнецкий и Алтайский прогибы). Таким образом, в разных районах геосинклинали возникали различные типы формаций в течение ордовика. Для западных областей характерны морские, терригенные и карбонатно-терригенные формации. В Западно-Саянском прогибе развита терригенно-флишоидная формация, в Тувинском — песчано-глинистая формация молассового типа.

Мощность ордовикских отложений значительна во всех районах осадконакопления и, как правило, превышает 2000 м.

Для Алтае-Саянской геосинклинальной области вулканизм не характерен. Вулканические породы распространены на небольших площадях и приурочены к зонам разломов.

Тектоническое развитие Сибирской платформы в ордовике определялось структурным планом, в основных чертах унаследованным от кембрийского периода, и в то же время отличалось рядом специфических черт. Среди крупных положительных структурных форм в пределах платформы выделяются: Анабаро-Оленекский массив, Алданский щит, Катангская и Туруханская антеклизы. Южная и восточная части Алданского щита являлись областями размыва, а северная и западная представляли собой область седиментации. Катангская антеклиза отчетливо выражена в пределах северной части Иркутского амфитеатра, о чем свидетельствует изменение мощностей нижнего и среднего ордовика. В центральных районах платформы контуры ее гипотетичны. Туруханская антеклиза, расположенная в северо-западной части платформы, характеризуется сравнительно меньшими мощностями ордовикских отложений и их частичным размывом. Здесь полностью отсутствуют отложения криволукского яруса и породы верхнего ордовика. Среди основных отрицательных тектонических структур выделяются прогибы и впадины внутри платформы и вдоль окраинных складчатых сооружений. В южной, юго-восточной и юго-западной частях платформы выделяются Березовская впадина, Прибайкальский и Присаяно-Приенисейский (включая Канско-Тасеевскую впадину) краевые прогибы. Каждый из краевых прогибов отличается значительной мощностью отложений (более 1500 м), линейностью, а также относительной узостью зон максимального осадконакопления. Для Березовской впадины свойственны меньшая мощность отложений и изометричные контуры. В северо-западной части платформы выделяется Притаймырский прогиб с суммарной мощностью отложений ордовика свыше 1000 м. В пределах внутренних частей платформы наиболее крупными структурами являлись Оленекский прогиб и Вилюйская седловина. Оленекский прогиб был ориентирован с северо-запада на юго-восток и располагался между Анабаро-Оленекским массивом и Катангской антеклизой. Вилюйская седловина, ограниченная на севере южной оконечностью Ана-

баро-Оленекского массива и на юге северным склоном Алданского щита, выделяется предположительно. Тектонический режим в ордовике в пределах платформы был достаточно активным и характеризовался дифференцированными движениями, проявившимися в возникновении ряда стратиграфических несогласий.

Для ордовика Сибирской платформы свойственны формации осадочных пород, образовавшихся в морских и лагунно-морских условиях. Основные из них — терригенная, терригенно-хемогенная и хемогенно-биогенная группы формаций, а для лагунно-морских условий осадконакопления — также хемогенно-гипсоносная группа формаций. Терригенная группа формаций включает терригенную красноцветную, терригенную пестроцветную и терригенную сероцветную формации. В состав хемогенно-биогенной группы формаций входят известняковая и доломитовая формации. Терригенно-хемогенная группа включает известняково-терригенную, известняково-доломитово-терригенную, доломитово-терригенную и известняково-терригенно-гипсоносную формации. Эти формации характеризуются чередованием слоев и пачек терригенных и хемогенных пород, являясь переходными от собственно терригенных к хемогенно-биогенным формациям.

К началу ордовика на Таймыре обособились две зоны, характеризовавшиеся самостоятельными типами осадконакопления. В северной зоне происходит формирование пород известняковой и глинистой формаций в условиях некомпенсированного прогибания. Одновременно, в южной зоне в условиях компенсированного осадконакопления идет образование карбонатных формаций (известняковой, известняково-органогенной и известняково-глинистой). Южная зона может рассматриваться как окраинная часть области накопления карбонатных осадков на Сибирской платформе [24].

В пределах Новосибирских островов, начиная со среднего ордовика, шло накопление мощных карбонатных толщ. На островах Де-Лонга развиты песчано-глинистые отложения нижнего и среднего ордовика. Соотношение прогибов Новосибирских островов и островов Де-Лонга с окружающими их структурами остается неясным. Условно допускается связь этих прогибов в течение ордовика с Верхояно-Чукотской миогеосинклинальной областью.

В результате наметившейся к концу кембрия контрастности тектонических движений в пределах Северо-Востока СССР произошла значительная перестройка существовавшей здесь в кембрии Верхояно-Чукотской эпигеосинклинальной орогенной области. В начале ордовика тектонический план этой территории определялся крупным Колымским срединным массивом и окружающими его миогеосинклинальными зонами, принадлежащими Верхояно-Чукотской геосинклинальной области. К концу раннеордовикской эпохи началось прогибание центральной части Колымского массива, что привело к обособлению Анюйского, Токурского, Тайгоносского и Столбовского поднятий, которые, принимая различные очертания, продолжали существовать в течение всего ордовикского периода. Между Тайгоносским и Токурским поднятиями образовалась Кедонская впадина типа платформенной синеклизы с мощностью осадков ордовика, достигающей первых тысяч метров. Максимальному прогибанию в ордовикское время подвергалась центральная часть Верхояно-Чукотской геосинклинальной области, расположенная между Охотским и Колымским срединными массивами (Омулевская геосинклиналь). Здесь шло накопление формаций миогеосинклинального типа (известняковой, известняковой органогенной, карбонатно-терригенной и подчиненной им андезитовой формации). Вулканическая деятельность здесь была приурочена к зоне глубинного разлома на гра-

нице с Колымским срединным массивом. Характерна значительная мощность (более 500 м) осадков ордовика в этой зоне. Северо-западнее, в пределах Неро-Кулинской геосинклинали в течение ордовика отлагалась карбонатно-терригенная формация (3000 м). В Кедонской впадине Колымского массива известняковая органогенная и карбонатно-терригенная формации не превышают 2000 м. Сведения о строении более восточных частей Верхояно-Чукотской геосинклинальной области очень ограничены. Там можно предположительно выделить Анадырско-Корякскую и Чукотскую геосинклинали, где накапливались осадки, относящиеся к известняковой и карбонатно-терригенной формациям. На восточной окраине рассматриваемой территории возможно существование положительной структуры типа срединного массива (Эскимосский массив).

Следует отметить, что исследователями НИИГА (1967 г.) прогибы западного обрамления Колымского срединного массива рассматриваются как платформенные и в структурном плане связываются с прогибами Таймыра. При составлении палеогеографической карты была принята точка зрения Н. А. Богданова [23], который рассматривает эти прогибы как миогеосинклинальные.

Непосредственным южным продолжением Верхояно-Чукотской геосинклинальной области была Приморская геосинклиналь. Ордовикские отложения представлены здесь породами карбонатно-терригенной формации. Максимальные прогибания испытывали северные районы Приморской геосинклинали, где мощность ордовика достигает 3000 м. Юго-западная ветвь Приморской геосинклинали, ограничивающая Буреинский срединный массив с северо-запада (Амурский прогиб), признается не всеми исследователями.

С юга Сибирскую платформу ограничивала Саяно-Байкальская область, где в течение ордовика продолжал существовать орогенный режим, унаследованный от кембрия. О характере тектонических движений в пределах этой территории судить не представляется возможным из-за отсутствия фактического материала.

Учитывая особенности развития Монголо-Амурской области в течение среднего палеозоя, можно предположить, что в ордовике здесь существовал режим, переходный от орогенного к платформенному. Как в Саяно-Байкальской, так и в Монголо-Амурской областях с ордовикским периодом связано широкое развитие интрузивных пород гранитоидной формации.

СИЛУР

Для силурийского периода составлено четыре литолого-палеогеографические карты, соответствующие четырем векам — лландоверийскому, венлокскому, лудловскому и тиверскому. В составлении карт принимало участие более 40 человек из 20 геологических организаций; список их дан на схемах, приложенных к картам.

Объяснительная записка к картам написана О. И. Никифоровой и Н. Н. Предтеченским. При ее составлении были использованы материалы региональных очерков, подготовленных А. Г. Кондиайн, А. С. Мельниковым и Р. И. Ерошевской — по Уралу, С. М. Бандалетовым — по Казахстану, Е. В. Владимирской, А. В. Кривободровой и В. М. Сенниковым — по Алтае-Саянской области и Б. В. Преображенским — по Северо-Востоку СССР. Редактирование карт для всей территории СССР и реконструкция палеогеографических обстановок на площадях, не захваченных вышеперечисленными региональными картами, осуществлялось также О. И. Никифоровой и Н. Н. Предтеченским.

В процессе подготовки карт по общим вопросам палеогеографии и геологии редакторы пользовались консультациями В. Н. Верещагина, В. Д. Наливкина, А. В. Хабакова и др., а по отдельным регионам — А. П. Глушкова (по Приморью), М. Г. Хисамутдинова и Д. П. Аврова (по Алтае-Саянской области), Б. И. Борсука (по Казахстану), Ю. И. Ситина (по западу Средней Азии) и др., за что приносят всем этим лицам глубокую благодарность.

При составлении карт силурийского периода были использованы также многочисленные опубликованные материалы, касающиеся как территории СССР в целом, так и отдельных регионов. В первую очередь были учтены палеогеографические карты позднего лландовери и тиверского веков, составленные О. И. Никифоровой и А. М. Обутом для всей территории Советского Союза, а также Атлас палеогеографических карт Украинской и Молдавской ССР под редакцией В. Г. Бондарчука (1960 г.) и особенно детальные и значительно дополненные литолого-палеогеографические карты силура Русской платформы и ее геосинклинального обрамления под редакцией А. П. Виноградова, Б. С. Соколова (1961 г.), монография В. М. Синицина [235] и др. Наряду с такими сравнительно крупными картами, принято во внимание довольно большое количество палеогеографических карт, посвященных небольшим регионам, в частности югу Русской платформы, как, например, первые схематические карты для силура Подолии, составленные Т. Васкауцану [309], А. Г. Завидоновой [93]; для Казахстана впервые такие карты были составлены Н. Г. Кассиным [107], для Сибирской платформы О. И. Никифоровой [184].

Некоторые сведения о распределении морей и континентов в силуре, о конфигурации суши и морских бассейнов, их глубинах, о климатических условиях, можно найти в работах А. М. Обута [192, 193]. Кроме того, для увязки палеогеографических контуров, выходящих за пределы территории СССР, использовались зарубежные атласы палеобиогеографических карт — карты распределения суши и моря в раннесилурийском периоде на всей территории земного шара, в частности составленные Жоло [296] по данным распространения граптолитов и палеобиогеографические структурные карты для всего силура мира Термье [306, 307]. В 1957 г. вышел в свет Атлас палеогеографических карт Северной

Америки (Ч. Шухерт, 1957 г.), в котором дано десять палеогеографических карт для разных отрезков времени силура. Схематические литолого-фациальные карты для различных веков силурийского периода территории Чехословакии были составлены Р. Горны в 1955 г. [294]. В 1960 г. был опубликован геологический Атлас Польши, в котором палеогеографические карты силура были составлены Г. Томчиком [308].

Степень обоснованности представляемых карт фактическим материалом для различных регионов весьма неравноценна. Здесь так же, как и на картах, составленных для силурийского периода, наиболее детально изученными являются районы запада Русской платформы, Урала, Средней Азии, Казахстана, Алтае-Саянской складчатой области и Сибирской платформы. История геологического развития других районов — таких как Западная Сибирь, Дальний Восток и значительная часть Северо-Востока СССР, несмотря на получение новых данных за последние годы, остается еще в значительной мере проблематичной. Совершенно условной является рисовка палеогеографических контуров для большинства акваторий современных морей, Советской Арктики, Дальнего Востока, а также закрытых территорий запада Средней Азии, Кавказа и отчасти, Западной Сибири.

Вместе с тем следует отметить, что литолого-палеогеографические карты силура, составленные для всех трех веков силурийского периода, представляют собой значительный шаг вперед по сравнению с двумя палеогеографическими картами, опубликованными в томе «Стратиграфия СССР» (Силурийская система). Они являются более полными как по объему использованного фактического материала, так и по детальности изображения контуров суши и моря и по реконструкции фациальных условий накопления осадков.

СТРАТИГРАФИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ РАЗРЕЗОВ

Стратиграфической основой для литолого-палеогеографических карт силура послужил том «Стратиграфия СССР» (Силурийская система), изданный в 1965 г. В нем можно найти подробные сведения о составе, строении и корреляции подразделений силура. В общую и региональные схемы, помещенные в этом томе, были внесены при составлении карт небольшие поправки и добавления для Алтае-Саянской области, Сибирской платформы — по материалам Сибирского совещания 1964 г., по Дальнему Востоку — совещание 1965 г., а также по Уралу — совещание 1963 г.

В дальнейшем, с 1966 по 1972 г., были получены существенно новые данные, значительно изменившие корреляцию местных стратиграфических подразделений с общей стратиграфической шкалой. Особенно это касается верхнего силура, большая часть которого (тиверский ярус) рассматривается теперь в составе нижнего девона.

В связи с тем что палеогеографические карты силурийской системы опубликованы в 1968 г., авторы могут внести лишь незначительные исправления в ранее составленную объяснительную записку, которые сводятся к следующему:

1) граница ордовика и силура в настоящее время большинством исследователей проводится не по подошве, а по кровле слоев с *Holorhynchus giganteus* и *Conchidium münsteri* (Казахстан). К ордовику также отнесены нижнеарчалыкские слои Средней Азии, на карте показанные как раннесилурийские. В подразделениях лландоверийского яруса в настоящее время горизонт Тамсалу в Прибалтике рассматривается в составе горизонта Юуру [106], китайгородский горизонт в Подолии, относившийся ранее полностью к верхнему лландоверии, после находок

Cyrtograptus murchisoni [276] отнесен к венлокскому ярусу. Однако не исключено, что базальная часть рестевских слоев этого горизонта может принадлежать еще лландоверийскому ярусу [276, 299];

2) из состава венлокского яруса переведен в лудловский ярус малиновецкий горизонт Подолии [212];

3) ряд подразделений, относившихся прежде к лудловскому ярусу, рассматривается теперь в составе «надлудлова» (пржидольского яруса); к таковым относятся: верхняя половина скальского горизонта Подолии, юраские и миниякие слои Литвы и слои Каугатума и Охесааре Эстонии. Часть подразделений, относившихся ранее к тиверскому ярусу — гребенской горизонт Новой Земли, Вайгача и Западного склона Урала, исфаринские слои Средней Азии, коррелируются теперь с надлудловом или пржидольским ярусом;

4) тиверский ярус в составе борщовского и чортковского (s. l.) горизонтов Подолии отошел к жединскому ярусу нижнего девона. Это было связано с тем, что в последние годы были проведены обширные исследования пограничных слоев силурийских и девонских отложений на различных континентах для уточнения границы между силуром и девоном. Полученные результаты обсуждались на Международных симпозиумах, организованных Международным геологическим комитетом по изучению границ этих систем. При этом стало очевидно, что стратотип тиверского яруса Подолии, основание которого совпадает с пограничной зоной Monograptus uniformis, соответствует низам нижнего девона — жединскому ярусу МСШ, так же как и его аналоги в СССР: тильжеские слои в Литве, вайгачский горизонт на Новой Земле, Вайгаче и на Западном склоне Урала, средняя и верхняя части петропавловской свиты (маргиналиевые слои) Восточного склона Урала, кунжакский горизонт Средней Азии, айнасуйский горизонт в Казахстане и томь-чумышские слои в Кузбассе.

Силурийские отложения на территории СССР представлены главным образом морскими карбонатными и терригенными породами. Типично континентальные осадки до сих пор еще слабо изучены. В строении складчатых областей принимают участие вулканогенные образования. *Морские силурийские отложения обычно хорошо и разнообразно* фаунистически охарактеризованы и во многих районах, в особенности в платформенных областях, представлены полными разрезами. В геосинклиналях они характеризуются значительным разнообразием фаций, большими мощностями и часто неполными разрезами.

В СССР силурийские отложения во время составления палеогеографических карт подразделялись на два отдела — нижний и верхний и четыре яруса — лландоверийский, венлокский, лудловский и тиверский. Нижний отдел содержит, кроме элементов типичной силурийской фауны, еще довольно большое количество ордовикских представителей, тогда как в верхнем отделе появляется значительное число новых родов, многие из которых переходят в девон и достигают там расцвета.

На **Русской платформе** силурийские отложения распространены *главным образом на ее западной окраине — на северном крыле* Балтийской синеклизы, где известны их выходы на поверхность в центральной части Эстонской ССР и на островах Сааремаа (Эзель) и Хиума (Ваго). На территории Латвийской, Литовской и Белорусской ССР — в местах наибольшего современного погружения — они вскрыты глубоким бурением. На юго-западе, вдоль западного склона Украинского щита, они обнаружены в бассейне Днестра в Подолии. Кроме того, небольшие выходы известны на Тимане и Канине.

Лучше изученными являются силурийские разрезы Эстонии и Подолии, которые, дополняя друг друга, дают наиболее полное представ-

ление о силурийских отложениях Европейской части Советского Союза.

Силурийские отложения Эстонской ССР представлены преимущественно морскими карбонатными породами различного состава, количество терригенных разностей увеличивается к юго-востоку. Вся толща силурийских пород здесь подразделяется на отделы, ярусы и хорошо различающиеся стратиграфические горизонты. Последние при составлении литолого-палеогеографических карт данного выпуска сопоставлялись следующим образом: Юуру, Тамсалу, Райккюла, Адавере — с лландоверийским ярусом; Яани, Яагораху — с венлокским ярусом, а Каарма, Паадла, Каугатума и Охесааре — с лудловским ярусом. Нижняя граница силура проводится в Эстонии в настоящее время по кровле горизонта Поркуни. Верхняя часть силурийских отложений размыта и заканчивается верхами лудловского яруса — горизонтом Охесааре.

Детальное описание стратиграфии силура данного региона в настоящем выпуске не приводится, так как оно дано с исчерпывающей полнотой в недавно опубликованной сводной работе по силуру Эстонии [105].

В Южной Прибалтике — в Латвии, Литве, Калининградской области и Белоруссии силурийские отложения, вскрытые глубокими скважинами, характеризуются двумя типами разрезов — терригенным и карбонатным. Первый представлен наиболее полно, сложен преимущественно граптолитовыми сланцами и развит в Польско-Литовской синеклизе и Латвийском прогибе, где он достигает мощности до 960 м. Он имеет наибольшее сходство с разрезами Восточной Польши, в нем по граптолитам выделяются все ярусы силура (скв. Владимиров и скв. Стонишкяй). Второй тип разреза — карбонатный — приурочен преимущественно к краевым частям Белорусско-Мазурской антеклизы, имеет значительно меньшую мощность (до 150 м) и большее сходство с разрезами Подолии.

На юго-западе Русской платформы силурийские отложения обнажены в бассейне р. Днестра и представлены наиболее полным разрезом, особенно в верхней части, граничащей с девоном. Кроме того, они вскрыты буровыми скважинами на территории Белоруссии, Западной Украины, Молдавии и Одесской области. Силурийская толща на Днестре залегает трансгрессивно на нижней части верхнего ордовика. Она имеет мощность более 850 м и характеризуется в основании карбонатными породами, переходящими выше по разрезу в карбонатно-терригенные, терригенно-карбонатные и, наконец, в терригенные разности. Силурийские отложения Подолии содержат многочисленные и разнообразные остатки фауны и подразделяются снизу вверх на китайгородский, мукшинский, устьевский, малиновецкий, скальский, борщовский и чортковский горизонты.

В настоящее время опубликовано описание опорного разреза силура и нижнего девона Подолии (1972 г.), где можно найти подробную характеристику всех вышеуказанных горизонтов.

Тиман и полуостров Канин. Силурийские отложения обнажаются на Северном Тимане — в бассейне рек Великой, Васькиной и Черной, а также на побережье Чешской губы. Они представлены карбонатными и терригенными фаунистически охарактеризованными породами лландоверийского яруса (великорецкая, чернорецкая и хальмерская свиты) мощностью до 70 м. Венлокские отложения пока не обнаружены. На лландоверийские отложения ложатся с перерывом известковистые пестроцветные песчаники мощностью до 7 м, содержащие остатки рыб, известных из горизонтов Каугатума и Охесааре Прибалтики и относящихся к лудловскому ярусу. Выше по разрезу также с перерывом залегает толща песчаников с остатками рыб, сопоставляющимися

Д. В. Обручевым [190] с верхами даунтона и низами диттона Англии. На п-ове Канин известен единственный небольшой выход лландоверийских отложений (мощностью до 1,5 м), вскрытый на р. Б. Ельгер-Яга.

Выходы силурийских отложений в Кавказской геосинклинальной области известны только на Северном Кавказе — в бассейне р. Малки. Они представлены слабо метаморфизованными морскими терригенными и отчасти карбонатными породами. Нижняя часть разреза характеризуется толщей аркозовых и кварцевых песчаников мощностью до 1100 м, а в верхней — филлитовыми сланцами с линзовидными прослоями (до 70 м) известняков общей мощностью до 450 м. В известняках встречена фауна чешского типа, относящаяся к лудловскому ярусу.

Урал совместно с Новой Землей и Вайгачем представляет сложно построенную складчатую область, расположенную меридионально вдоль восточной окраины Русской платформы. В процессе ее геологического развития в конце ордовика и в начале силура произошло окончательное расчленение первичного Уральского геосинклинального прогиба на две, резко отличные по своим структурам, части, соответствующие Западному и Восточному склонам Урала или миогеосинклинальной и эвгеосинклинальной подобластям. На Новой Земле, Вайгаче, Пай-Хое и Западном склоне Урала развиты силурийские отложения миогеосинклинального типа. Они представлены преимущественно карбонатными и в меньшей степени терригенными морскими осадками мощностью до 2000 м; содержат многочисленные остатки фауны и характеризуются относительно полными разрезами и постоянным расположением структурно-фациальных зон.

Силурийские отложения Восточного склона Урала распространены от Байдарацкой губы на севере до Мугоджар на юге. Они принадлежат эвгеосинклинальной подобласти, для которой была характерна напряженная вулканогенная и интрузивная деятельность; отличаются резкими изменениями мощностей, наличием перерывов, угловых несогласий, пестрым составом отложений с преобладанием вулканогенных образований. Структурно-фациальные зоны этой области характеризуются высокой подвижностью, многократным смещением уровней максимального прогибания, изменением размещения по разрезу интрузий, вулканических центров и рудных образований силурийского возраста. Мощность вулканогенных пород в прогибах меняется от 1000 до 5000 м; карбонатных толщ, располагающихся в краевых частях прогибов от 1000 до 1500 м и кремнисто-глинистых граптолитовых сланцев от 500 до 600 м.

Новая Земля, Вайгач, Пай-Хой. Силурийские отложения на Новой Земле широко известны на Южном острове — от пролива Карские Ворота до долины Южная Тайная, а на Северном острове от губы Безымянной до мыса Желания. На Вайгаче они протягиваются главным образом по восточному побережью и частично захватывают юго-западный берег; на Пай-Хое — вскрыты в его центральной и восточной частях, продолжаясь далее на юг вдоль всего Западного склона Урала. В них различают три типа разрезов: карбонатный, карбонатно-терригенный и терригенный. Увеличение терригенности наблюдается в раннем силуре в направлении с запада на восток, а в позднем силуре — с юга на север. Вся толща силурийских пород обычно охарактеризована разнообразной фауной. Максимальная мощность силура, представленного в этих районах всеми ярусами, достигает 2000 м. Граница между ордовиком и силуром на Новой Земле точно не установлена.

Лландоверийские отложения, представленные преимущественно известняками и доломитами (до 600 м), содержат обильные остатки раз-

личных групп фауны и развиты главным образом на Южном острове Новой Земли, Вайгаче и Западном Пай-Хое. Терригенные породы приурочены к северо-восточной части северного острова Новой Земли и центральной и восточной частям Пай-Хоя. Лландоверийский ярус в данном районе подразделяют на две части: нижнюю — обычно немую на Новой Земле и реже охарактеризованную смешанным ордовикско-силурийским комплексом фауны — на Вайгаче (зона Conchidium münsteri) и верхнюю — средний и верхний лландовери — более широко распространенную. В последней выделены местные зоны: Virgiana barrandei, Pentamerus oblongus и Petalolithus palmeus. Венлокские отложения Новой Земли и Вайгача характеризуются мощной (до 700 м) толщей известняков и глинистых сланцев с остатками строматопороидей, кораллов и редких раковин брахиопод. Терригенные породы содержат венлокские граптолиты — *Cyrtograptus murchisoni* (Carr.) и др., часто встречающиеся на Северном острове Новой Земли и на Пай-Хое.

Лудловские отложения широко распространены на Южном и Северном островах Новой Земли, Вайгаче и в меньшей степени на Пай-Хое. Они представлены карбонатно-терригенными породами мощностью 440 м. В них встречены: табуляты, брахиоподы — *Didymothyris didyma* (Dalm.), *Lissatrypa linguata* Buch, остракоды — *Kiaeria kiaeri* Gleb. и др., а также типично лудловские граптолиты — *Neodiversograptus nilssoni* (Barr.), *Bohemograptus bohemicus* (Barr.), *Saetograptus chimaera* (Barr.) и др.

Тиверские отложения на Новой Земле и Вайгаче представлены внизу гребенским, а вверху — вайгачским горизонтами. Они залегают местами на лудловских граптолитовых сланцах и характеризуются также карбонатно-терригенным составом пород с некоторым преобладанием последних в разрезах Северного острова Новой Земли. Их мощности колеблются в пределах 200—330 м. Наибольшим распространением пользуется гребенский горизонт. Вайгачский горизонт (относящийся теперь к нижнему девону) связан постепенным переходом с гребенским горизонтом верхнего силура. Он распространен главным образом на о-ве Вайгач, где представлен доломитизированными известняками и доломитами мощностью 130 м с многочисленными остракодами. Граница между силуром и девоном установлена только на Пай-Хое [129].

Силурийские отложения на Западном склоне Урала широко распространены и известны, начиная от Полярного и Северного Урала до Южного Урала. Они приурочены к двум основным фациальным зонам — Бельско-Елецкой и Сакмаро-Лемвинской. В Бельско-Елецкой зоне — самой западной краевой части Урала силурийские отложения в целом характеризуются наиболее полными разрезами, значительными мощностями и обычно постепенными переходами к нижне- и вышезалегающим ордовикским и девонским толщам. В Сакмаро-Лемвинской зоне, расположенной восточнее, силур представлен, главным образом, терригенно-кремнистыми и подчиненными им карбонатными породами, в составе которых местами присутствуют эффузивы. Разрезы этой зоны характеризуются внутриформационными перерывами и небольшими мощностями. Отложения этого возраста трансгрессивно залегают на ордовикских и более древних толщах и покрываются различными горизонтами девона.

В силурийских отложениях Западного склона Урала выделяются нижний и верхний отделы и все ярусы, однако границы и объем их требуют дальнейшего уточнения.

Лландоверийские отложения на Западном склоне Урала установлены почти во всех районах развития силурийских пород, но часто не

в полном объеме. Они обычно содержат остатки широкораспространенных видов лландоверийских табулят, брахиопод и граптолитов и наиболее полно развиты в Бельско-Елецкой зоне, достигая 500—600 м мощности. Они представлены карбонатными породами, среди которых преобладают доломиты и доломитизированные известняки. В районе Безгодовской синклинали лландоверийские и венлокские отложения представляют собой единую толщу (до 2000 м) терригенных пород верхней части безгодовской свиты (нижняя ее часть относится к верхнему ордовику). В Уфимском амфитеатре и Прибельско-Юрезанском фациальном районе среди песчанистых доломитов и кварцевых песчаников появляются прослои граптолитовых сланцев. Лландоверийские отложения Сакмаро-Лемвинской зоны характеризуются терригенно-кремнистыми и терригенно-карбонатными породами небольшой мощности, обычно залегающими несогласно на более древних образованиях и постепенно сменяющихся кверху венлокскими отложениями. В Лемвинском районе они охарактеризованы кремнисто-глинистыми сланцами с граптолитами (100—150 м). Южнее, в Верхне-Илычском районе, развита шантымская свита, объединяющая разнообразные доломиты с прослоями сланцев и линзами кремней, остатками табулят, брахиопод и граптолитов. В восточном борту Зилаирского синклинория и в Сакмаро-Илекском районе лландоверийские и местами нерасчлененные венлокско-лландоверийские отложения представлены толщей кремнисто-глинистых сланцев с граптолитами среднего и позднего лландовери с линзами известняков и основными эффузивами мощностью до 300 м.

Венлокские отложения обычно тесно связаны с лландоверийскими, но слабо фаунистически охарактеризованы. В Бельско-Елецкой зоне венлокские отложения представлены доломитами, доломитизированными известняками, местами сильно окремненными, мощностью до 350 м. В них встречаются остатки строматопороидей и табулят. Они также полно представлены и на гряде Чернышева, где достигают 600 м мощности. В Уфимском амфитеатре венлок охарактеризован доломитизированными известняками и доломитами с прослоями глинистых сланцев, кварцевых песчаников и известняковых конгломератов (мощностью до 200 м) с брахиоподами. Близкий тип разреза развит и в Прибельско-Юрезанском районе. Венлокские отложения Сакмаро-Лемвинской зоны характеризуются кремнисто-глинистыми и терригенно-карбонатными породами, среди которых на юге появляются вулканогенные образования. Мощность их не превышает 300 м.

Лудловские отложения представлены на Западном склоне Урала карбонатными и карбонатно-терригенными породами. В Бельско-Елецкой зоне в Усинском районе к ним относится толща доломитизированных и кристаллических известняков с многочисленными брахиоподами, известными на Восточном склоне Урала. В Щугорско-Кожимском районе и на гряде Чернышева эти отложения мощностью до 250 м охарактеризованы брахиоподами и табулятами. В Верхне-Печорском и Прибельско-Юрезанском районах они представлены нерасчлененной лудловско-тиверской толщей мощностью до 600 м. В Усьво-Вишерском районе лудловские карбонатные отложения выделяются только на востоке. Местами на западе в основании разреза лудлова появляются кварцевые песчаники и глинистые сланцы с остракодами, переходящими вверх в глинистые фаунистически охарактеризованные известняки, типичные для гребенского горизонта. Далее на юг, в Уфимском амфитеатре, они остаются литологически сходными, но содержат более разнообразный комплекс фауны.

Верхнесилурийские отложения Сакмаро-Лемвинской зоны характеризуются сланцевыми и кремнистыми породами, содержащими позд-

несилурийские граптолиты *Neodiversograptus nilssoni* (Barr.), *Pristiograptus transgrediens* (Perner) и др., и в меньшей степени карбонатно-терригенными породами с остракодами, табулятами и брахиоподами.

В Сакмаро-Илекском фациальном районе лудловские отложения характеризуются кремнисто-сланцевыми и вулканогенными образованиями с прослоями граптолитовых сланцев. В Мугоджарах выделяется карабутакская свита, содержащая в своем составе известняки, аркозовые и плагиоклазовые песчаники, конгломераты, глинистые, кремнистые сланцы и эффузивы с остатками лудловской фауны чешского типа. Местами на Западном склоне Урала в основании лудлова присутствуют пачки конгломератов и песчаников, указывающих на размыв в предлудловское время.

Силурийские отложения на Восточном склоне Урала развиты в Тагило-Магнитогорской, Восточно-Уральской, Алапаевско-Брединской, Тобольской и Притобольской структурно-фациальных зонах. Здесь они характеризуются преимущественным развитием лав, туфов, слоистых туффитов и кремнистых пород. Известняки и кремнисто-глинистые битуминозные сланцы с граптолитами обычно образуют прослои среди вулканогенных толщ и приурочены к внутренним прогибам, располагаясь по периферии вулканогенных зон. Фаунистически охарактеризованные силурийские отложения распространены главным образом в Тагило-Магнитогорской зоне, где развиты наиболее полно, в других зонах они представлены лишь частично отложениями различных ярусов. Лландоверийские образования на Восточном склоне Урала имеют ограниченное распространение. Они местами тесно связаны с венлокскими, как, например, в Приполярном и Полярном Урале. На Северном и Среднем Урале в лландовери выделяют мощную толщу базальтовых и андезитобазальтовых порфиритов и их туфов, верхи которой местами охарактеризованы глинистыми и кремнистыми сланцами с граптолитами верхнего лландовери. На Южном Урале достоверные лландоверийские отложения известны в краевых частях Тагило-Магнитогорской и Притобольской зон. В первой они развиты в Орско-Халиловском районе, где представлены глинисто-кремнистыми сланцами с подчиненными покровами спилитов и диабазов, составляющих нижнюю часть сакмарской свиты. В них встречены граптолиты среднего и позднего лландовери. Во второй зоне они сложены песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами среднего лландовери.

Венлокские образования представлены преимущественно вулканогенными толщами и характеризуются спилитами и диабазами с прослоями кремнистых сланцев, слоистых туфов и туффитов. Фауна обычно встречается редко, главным образом в известняках семеновского горизонта Тагило-Магнитогорской зоны. Выше по разрезу залегают туфопесчаники и известняки павдинского горизонта верхнего венлока. Южнее — в Исовском районе — к венлокскому ярусу относится елкинская свита (верхний венлок). По-видимому, такого же типа фаунистически охарактеризованные известняки присутствуют местами в Алапаевско-Броденской зоне. На Южном Урале достоверные венлокские отложения известны в тех же пунктах Тагило-Магнитогорской и Притобольской зон, что и лландоверийские. Они объединены совместно с ними в сакмарскую свиту (нижняя часть) и представлены разнообразными вулканогенными породами основного состава с редкими включениями кремнистых и углисто-кремнистых сланцев с граптолитами.

В разрезе лудловских образований эвгеосинклинальной подобласти вулканогенные породы также преобладают над осадочными, однако последние, по сравнению с венлокскими, распространены более широко.

Известняки в виде мощных толщ иногда слагают значительную часть или весь лудловский разрез, а иногда, так же как и кремнистые породы, образуют только прослои среди вулканогенных и туфогенных толщ. Вулканогенные лудловские отложения более разнообразны, чем венлокские, с которыми местами образуют нерасчлененные толщи. Они представлены порфиритами андезитового, дацитового и базальтового состава и их туфами. Вулканогенные толщи лудлова обычно залегают трансгрессивно, иногда с конгломератами в основании. Карбонатные лудловские отложения известны начиная с Приполярного Урала и наиболее широко развиты и хорошо фаунистически охарактеризованы в Тагило-Магнитогорской зоне Северного и Среднего Урала, где характеризуются светлыми рифогенными известняками с *Brooksina striata* Eichw., *Pentamerifera taltiensis* Tschern. и др. и выделяются в стриатовый горизонт (=воскресенская свита). Стратиграфически выше залегает толща темно-серых глинистых известняков, чередующихся со сланцами, песчаниками и конгломератами, содержащими остатки *Conchidium vogulicum* Vern., *C. pseudoknighti* Tschern. и др., относящиеся к банковскому горизонту. Сходный тип разреза распространен также южнее в Восточно-Уральской зоне. На Южном Урале лудловские отложения представлены кремнисто-глинистыми граптолитовыми сланцами, подчиненными вулканогенным образованиям основного состава (верхняя часть сакмарской свиты). Они широко распространены в Тагило-Магнитогорской зоне; в них встречены лудловские граптолиты: *Bohemograptus bohemicus* (Barr.), *Pristiograptus ludlowensis* Bouček.

Тиверские отложения на Восточном склоне Урала имеют ограниченное распространение. Они местами залегают на подстилающих породах несогласно и представлены вулканогенно-туфогенными и карбонатными породами. На Приполярном и Полярном Урале развиты мощные осадочно-вулканогенные толщи тиверского яруса. В Тагило-Магнитогорской зоне они также достигают большой мощности и представлены главным образом массивными, часто рифогенными известняками; выделяются в петропавловскую свиту, в основании содержащую остатки — *Sphaerirhynchia* (?) *tarda* Barr., *Uncinulina* (?) *berenice* Barr., *Lissatrypa kuschvensis* Tschern., а вверху — *Gypidula optata* Barr., *Karpinskia vagranensis* Khod. и др. В ряде пунктов разрез тиверских отложений венчается вулканогенными и туфогенно-осадочными породами или замещается ими по простиранию. Граница между силуром и девоном проводится внутри петропавловской свиты. На Южном Урале тиверские отложения местами также представлены фаунистически охарактеризованными известняками, относящимися к маргиналиевым слоям, а местами замещаются туфогенными породами.

Силурийские отложения в пределах Тянь-Шаньской геосинклинальной области распространены преимущественно в виде широтных прерывистых полос в Южном Тянь-Шане, где они слагают значительную часть территории хребтов Кок-Шаала, Ферганского, Алайского, Туркестанского, Зеравшанского, отчасти Гиссарского, Нуратинского и западные отроги Тянь-Шаня и протягиваются в Кызылкумы. Кроме того, силурийские отложения известны на южном склоне Чаткальского хребта, на Памире и в Дарвазе. Сложное геологическое развитие Тянь-Шаньской геосинклинальной области привело к значительному разнообразию фаций и возникновению различных типов разрезов, соответствующих разным структурно-фациальным зонам: Туркестано-Алайской, Туркестано-Зеравшанской, Зеравшано-Гиссарской, Баубашатинской, Яссы-Атбашинской, Аксайской, Джингджирской и Чаткальской. Силурийские разрезы Памира и Дарваза, так же как и восточная око-

нечность Алайской горной области, имеют свои особенности и не входят в перечисленные зоны.

Наиболее полные фаунистически хорошо охарактеризованные разрезы известны в Туркестано-Алайской зоне по рр. Исфаре, Кунжаку, Дальяну и Етткичу, а также в Зеравшано-Гиссарской зоне по рр. Кашкадарья и Арг и на горе Даурич. В силуре Тянь-Шаня установлены оба отдела и все ярусы этой системы. Наряду с этими подразделениями выделено много различных местных свит.

Особенностью силурийских отложений Средней Азии является преобладание терригенных толщ в нижней части разреза и преимущественно карбонатных — в верхней. Терригенные толщи обычно представлены разнообразными песчаниками и сланцами с граптолитами и с редкими прослоями основных эффузивов и их туфов. Они достигают до 4000 м мощности. Стратиграфический объем песчано-сланцевых толщ на разных участках территории Тянь-Шаня неодинаков. В результате изучения граптолитов выделены местные зоны, почти полностью совпадающие с зонами общей шкалы. Имеются разрезы, основание которых представлено карбонатными породами, на горе Даурич, бассейн р. Кашкадарья, перевал Шахриомон [213]. В них была прослежена граница между ордовиком и силуром в непрерывной толще фаунистически охарактеризованных пород. Нижние и верхние арчалыкские слои содержат многочисленный и разнообразный комплекс фауны ордовикско-силурийского возраста. Среди нее встречены: табуляты — *Agetolites, Palaeofavosites, Mesofavosites, Catenipora, Lyopora, Plasmoporella, Acdalopora*, брахиоподы — *Holorhynchus, Conchidium, Sowerbyella, Dolerorthis*. Эта толща рассматривалась в данном выпуске карт как основание силурийского разреза, однако теперь она относится к ордовику.

Лландоверийские отложения в карбонатных разрезах Зеравшано-Гиссарской зоны изучены более подробно на горе Даурич, где они подразделены на ряд слоев, отвечающих в нижней части среднему лландовери, а в верхней части — верхнему лландовери. Терригенные лландоверийские отложения наиболее полно представлены в Туркестано-Зеравшанской зоне, где встречены некоторые зональные формы граптолитов раннего лландовери и полностью среднего и позднего лландовери. Выделенная в Туркестано-Алайской зоне сюгетская свита отвечает лландоверийскому ярусу только своей нижней частью, а мокшеватская свита, в Зеравшано-Гиссарской зоне, охватывает лландовери-венлокские отложения.

Венлокские карбонатные отложения Зеравшано-Гиссарской зоны характеризуются в нижней половине доломитизированными известняками и доломитами с *Multisolenia tortuosa* Fritz., *Antherolites hemiseptosus* Lel., *Cystiphyllum cylindricus* Londs., *Acanthospirifer edalschteini* Men. и др. В верхней половине они представлены доломитами, переполненными амфипорами и строматопороидеями. В Туркестано-Алайской зоне к венлоку относится меришкорский горизонт, а также нижняя часть пентамеровых слоев в разрезе р. Исфары. Возможно, что венлоку принадлежит частично и карасуйская толща Аксайской зоны. Венлокские терригенные отложения, охарактеризованные остатками граптолитов, развиты в Туркестано-Алайской зоне, где они выделяются в архакаринскую и частично пульгонскую свиты. В Зеравшано-Гиссарской зоне они входят в состав мокшеватской свиты, в Баубашатинской зоне выделены в турасускую свиту.

Верхнесилурийские отложения Тянь-Шаньской геосинклинальной области, широко распространенные и представленные разными типами разрезов, участвуют в строении большинства структурно-фациальных зон. Они характеризуются большим разнообразием карбонатных и кар-

бонатно-обломочных пород, в которых выделено три горизонта — дальянский (пентамеровый), соответствующий лудловскому ярусу, исфаринский и кунжакский (маргиналиевый), относящиеся к тиверскому ярусу.

Верхнесилурийские отложения в Туркестано-Алайской зоне выделены в матчайскую свиту, в Зеравшано-Гиссарской — в аргскую свиту, а в Джангдажрской — в карачукурскую. Лудловские карбонатные отложения наиболее полно представлены в Туркестано-Алайской зоне, где они выделены в дальянский горизонт с *Clathrodictyon microfastigiatum* Riab., *C. regulare* Ros., *Favosites* aff. *forbesi* Edw. et Haime, *F. kunjakensis* Chekh., *Conchidium knighti* Sow. и др. К лудловскому ярусу в Зеравшано-Гиссарской зоне относится нижнеаргская подсвита, сложенная известняками и доломитами с *Amphipora socialis* Rom., в Баубашатинской зоне — нижняя часть караункурской толщи, в Яссы-Атбашинской зоне — муставасская свита, в Аксайской зоне — верхняя часть карасуйской толщи. Терригенные отложения лудловского яруса известны на востоке Туркестано-Алайской зоны и в Туркестано-Зеравшанской зоне, где они охарактеризованы граптолитами всего лудловского яруса от зоны Pristiograptus vulgaris до зоны Saetograptus leintwardinensis включительно.

Тиверские отложения в Тянь-Шаньской геосинклинальной области (исфаринский и кунжакский горизонты) представляют существенную часть верхнесилурийских отложений и распространены почти во всех структурно-фациальных зонах.

Исфаринский горизонт, слагающий основание тиверского яруса, представлен глинистыми, обычно тонкоплитчатыми известняками мощностью 100—400 м, содержащими *Favosites ferganensis* (Orlov), *F. effusus* Klaam., *F. pseudoforbesi* Sok., *Squameofavosites thetidis* Chekh., *Heliolites decipiens* McCoy, *Lissatrypa prunum* His., *Retziella weberi* Nikif. и др. К нему относятся нижняя часть верхнеаргской подсвиты караункурской толщи, туюкбогоштинская (кипгальминская) свита и нижнекарачукурская подсвита.

Кунжакский горизонт, которому принадлежит верхнеаргская подсвита, верхнекатачукурская подсвита, возможно аюлюторская, верхи караганташской подсвиты и другие, представлен преимущественно криноидными известняками мощностью 350—400 м с разнообразным комплексом фауны — *Squameofavosites singularis* Sok., *Pachyfavosites kozlowski minima* Chekh., *Plectatrypa marginalis* Dalm., *Uncinulis* (?) *berenice* Barr. и др.

В пределах Дарваза и Памира силурийские отложения известны только на Северном и Центральном Памире. На Северном Памире они представлены известняками венлокского яруса мощностью до 200 м, а на Центральном (рр. Ванч, Язгулем и район оз. Танкуль) — известняками с подчиненными им прослоями глинистых и песчанистых сланцев и песчаников, достигающих до 1800 м мощности. Они содержат разнообразные комплексы фауны табулят, брахиопод, наутилоидей, криноидей, трилобитов и граптолитов, еще очень слабо изученных, но позволяющих предполагать наличие всех ярусов силура.

В Казахстанской геосинклинальной области силурийские отложения наиболее широко развиты в пределах Восточного Казахстана, в Центральном и Южном Казахстане. Сложное геологическое строение этой области, обусловившее большое фациальное разнообразие при осадконакоплении силурийских отложений, послужило основанием для выделения трех структурно-фациальных зон: Еректау-Чингиз-Тарбагатайской, Бетпак-Дала-Южно-Джунгарской, Джунгаро-Балхашской.

Нижнесилурийские отложения наиболее хорошо изучены в Чингиз-Тарбагатайском районе, где развиты образования нижнего силура и

нижняя половина верхнего. Верхнесилурийские отложения более детально изучены и расчленены в Караганда-Прибалхашском районе. В составе силурийских отложений Казахстана участвуют преимущественно обломочные терригенные породы, главным образом разнозернистые песчаники, гравелиты и алевролиты. Известняки, нередко окремненные, представлены в виде линз или прослоев. Местами существенное значение имеют вулканогенные образования. Силурийские осадочные породы во многих районах довольно хорошо фаунистически охарактеризованы остатками табулят, ругоз, брахиопод, криноидей, граптолитов, в меньшей мере строматопороидей, пелеципод и трилобитов. Детальное изучение разрезов и фауны позволило выделить в Казахстане оба отдела и все ярусы силурийской системы и установить ряд горизонтов — альпеисский, жумакский, акканский, айнасуйский и караэспинский, отвечающий балинским слоям (горизонту).

Границы силурийской системы в Казахстане устанавливаются только в некоторых районах. Так, нижняя граница изучена в разрезах Чингиза, где наблюдался постепенный переход от ордовика к силуру. Верхняя граница в непрерывном разрезе была изучена в Северном Прибалхашье.

Лландоверийские отложения в Центральном Казахстане представлены на севере и северо-востоке преимущественно осадочными терригенными породами и подчиненными им линзами известняков и реже эффузивов. На юго-западе наряду с осадочными развиты в значительной мере вулканогенные и кремнистые породы.

В Ерементау-Чингиз-Тарбагатайской зоне — в хр. Чингиз лландоверийский ярус представлен альпеисской свитой (до 2500 м мощностью). Она характеризуется в основании конгломератами, песчаниками, алевролитами и известняками, в верхней части развиты эффузивы и туфы основного и среднего состава. Они подразделяются (снизу вверх) на слои с *Holorhynchus giganteus*, слои с *Holorhynchus činghizicus*, слои с *Eospirifer činghizicus* и слои с *Pentamerus longiseptatus*. Нижние слои с *Holorhynchus giganteus* на основании новых данных следует относить к верхам верхнего ордовика. В хр. Тарбагатай лландоверийские образования представлены акчокинской свитой мощностью до 1100 м. На правобережье р. Шидерты развиты отложения шансорской свиты, нижняя конгломерато-песчаниковая часть которой сопоставляется с альпеисской свитой. В ней выделяются слои с *Holorhynchus giganteus* и слои с *Eospirifer činghizicus* и др.

В Бетпак-Дала — Южно-Джунгарской зоне лландоверийские отложения четких стратиграфических границ пока не имеют и, по сравнению с предыдущей зоной, значительно более слабо фаунистически охарактеризованы. В Центральной части Бетпак-Далы к лландоверийскому ярусу относится нижняя часть нерасчлененной толщи конгломератов, гравелитов, разнозернистых песчаников с единичными линзами известняков с *Trochonema* cf. *minus* Koken., *Pentagonocyclicus multifidus* Yelt. и др., залегающей с тектоническим контактом на верхне- и среднеордовикских отложениях и покрывающейся вулканогенными породами.

В Северо-Западном Прибалхашье имеются выходы более или менее достоверных лландоверийских пород только на ур. Акшют и Каражингли, где они представлены однообразной толщей (до 1500 м мощности) алевролитов, сланцев, мергелей и песчаников с остатками фауны плохой сохранности.

В Юго-Западном Прибалхашье лландоверийские отложения представлены с наибольшей полнотой на южном склоне Чу-Балхашского водораздела, где в их основании среди кремнистых известняков обнаружены: *Palaeofavosites rugosus* Sok., *Holorhynchus* sp., *Conchidium*

münsteri Kiaer. и др. Выше в толще переслаивающихся песчаников, сланцев, пепловых туфов и порфиритов встречены граптолиты среднего лландовери — *Pseudoclimacograptus hughesi* Nich., *Glyptograptus tamariscus* Nich. и др. Верхи лландовери сложены туфами, порфиритами, песчаниками, конгломератами с линзами известняков с *Mesofavosites* aff. *multitabulatus* (Rukh.), *Propora conferta* E. et H., *Atrypa praeaspera* Nikif., *Eospirifer* ex gr. *radiatus* Sow. и др. В Южной Джунгарии — в Джунгарском Алатау — лландоверийские отложения представлены конгломератами с галькой гранитоидов, жильных пород и кварцитов с остатками фауны в цементе — *Holorhynchus cinghizicus* M. Bor., *Palaeofavosites* sp., выше в массивных известняках встречены *Plectatrypa praemarginalis* Sav., *Virgiana* sp. и *Anastrophia* sp.

Венлокские отложения характеризуются значительным развитием, в особенности на северо-востоке и востоке Центрального Казахстана, мощных покровов эффузивов андезито-базальтового, андезито-дацитового состава. На юге и юго-западе эффузивная деятельность проявлялась менее интенсивно.

В Ерементау-Чингиз-Тарбагатайской зоне — в хр. Чингиз — венлокские образования также широко распространены как и лландоверийские. Они здесь выделяются в качестве жумакской свиты, являющейся стратотипом жумакского горизонта, и представлены главным образом вулканогенным комплексом пород — порфиритами андезито-базальтового состава и их туфами с подчиненным развитием альбитофиров. В основании разреза эффузивы и их туфы переслаиваются с осадочными, преимущественно грубообломочными породами, содержащими остатки фауны венлокского яруса. В Ерементау-Баянаульском районе распространена верхняя эффузивно-осадочная толща шансорской свиты, считающаяся аналогом жумакской свиты. К востоку от хр. Чингиз развита доненжальская свита, подразделяющаяся: на нижнюю подсвиту, характеризующуюся главным образом зеленоцветными мелкозернистыми песчаниками, алевропесчаниками и алевролитами, а также известняками с остатками фауны *Multisolenia tortuosa* Fritz, *Antherolites septosus* Sok., *Cariophyllum kazachstanicum* Nikol., *Nalivkinia kasachica* M. Bor., *Monograptus priodon* Bronn. и др.; и верхнюю подсвиту, сложенную покровами серо-зеленых миндалекаменных порфиритов основного состава, реже альбитофиров, с прослоями крупногалечных конгломератов.

В хр. Тарбагатай аналогом доненжальской свиты является аягузская свита, состоящая преимущественно из чередующихся песчаников, алевролитов мелкогалечных конгломератов и реже известняков с *Aphyllum sociale* Soschk., *Multisolenia tortuosa* Fritz, *Monograptus riccartonensis* Lapw., *Cyrtograptus* cf. *murchisoni* Carr. Верхняя часть свиты сложена порфиритами и альбитофирами.

В Бетпак-Дала — Южно-Джунгарской зоне венлокские отложения развиты наиболее полно, где они представлены главным образом осадочными породами приблизительно с таким же составом фауны, как и в Тарбагатае.

В Южной Джунгарии имеется наиболее полный разрез венлокского яруса, где в нижней части преобладают осадочные породы, а вулканогенные имеют подчиненное значение. В верхней части более развиты вулканогенные и в меньшей степени осадочные. Во всей толще венлока этого района наблюдаются прослои известняка с остатками фауны: *Halysites catenularius* L., *Plectatrypa* ex gr. *praemarginalis* Sav., *Eospirifer* ex gr. *radiatus* Sow., *Retiolites geinitzianus* Barr. и др.

Лудловские отложения распространены крайне неравномерно и представлены преимущественно карбонатными породами. В Ерементау-

Чингиз-Тарбагатайской зоне в хр. Чингиз к лудловскому ярусу условно относятся вулканогенные отложения верхней части доненжальской свиты, а в хр. Тарбагатай, по-видимому, ему соответствуют верхи аягузской свиты. В Бетпак-Дала — Южно-Джунгарской зоне верхнесилурийские отложения слабо фаунистически охарактеризованы. В Западном Прибалхашье выделен акканский горизонт, содержащий *Favosites stepanovi* Kov., *Heliolites interstinctus* L., *Conchidium knighti* Sow. и др. В Южной Джунгарии разрезы лудловских отложений представлены в основном вулканогенными толщами с маломощными прослоями известняков с *Pentamerus* cf. *oblongiformis* Nikif. и *Eospirifer* sp. В Джунгаро-Балхашской зоне к лудловскому ярусу относится песчано-сланцевая толща с линзами известняков с фауной акканского горизонта. К лудловскому ярусу принадлежит и нижняя часть исеньской свиты Атасуйского района и ряд других отдельных выходов известняков с соответствующими остатками фауны.

Тиверские отложения известны в Ерментау-Чингиз-Тарбагатайской зоне только в хр. Тарбагатай. В прослоях известняков среди вулканогенной толщи найдены: *Favosites pseudoforbesi* Sok., *Heliolites interstinctus* L., *Phaulactis cyathophilloides* Ryd., *Fistulipora orbiculata* Astr., *Leptostrophia filosa* Sow. Джунгаро-Балхашская зона является районом наиболее полного развития тиверских отложений. В Северном Прибалхашье они подразделяются на айнасуйский и караэспинский горизонты.

В окраинных частях Казахстана морской силурийский разрез заканчивается отложениями венлокского яруса, а во внутренней части этой страны верхнесилурийские отложения являются наиболее древними и начинают почти повсюду разрез среднего палеозоя.

Алтае-Саянская область имеет сложное геологическое строение и объединяет ряд крупных регионов — Алтай, Салаир, Саяны и Туву.

В силурийских отложениях Алтае-Саянской области устанавливается два комплекса — нижний, представленный морскими отложениями, соответствующий в основном нижнему отделу, и верхний, характеризующийся в одних районах морскими, а в других — континентальными осадками, относящийся к верхнему отделу. Наиболее полный фаунистически охарактеризованный разрез силурийских отложений, в котором выделяются все ярусы, известен на Алтае.

Границы силурийской системы во многих случаях не выяснены. В большинстве районов наблюдаются угловые несогласия между ордовиком и силуром. Граница силура и девона также преимущественно определяется несогласным залеганием нижнего и среднего девона на различных толщах силура. Единственным местом, где, по мнению большинства исследователей, наблюдается граница между силуром и девоном в морских фациях, является Салаир, однако и там этот вопрос еще требует уточнения.

Силурийская фауна в Алтае-Саянской области представлена почти всеми группами, но еще слабо изучена. Нижнесилурийские отложения на Алтае наиболее широко развиты в Чарышско-Инском синклинории, где они выделяются в качестве чинетинской свиты, подразделяемой на две подсвиты. Нижнечинетинская подсвита представлена песчаниками и сланцами с прослоями известняков и содержит граптолиты — *Hedrograptus rectangularis* (M'Coy), *Monoclimacis griestoniensis* Nicol. и др., а также кораллы и брахиоподы лландоверийского яруса. Верхнечинетинская подсвита, сложенная сланцами и известняками, характеризуется многочисленными кораллами и брахиоподами и принадлежит венлокскому ярусу.

Небольшие выходы палеонтологически охарактеризованного нижнего силура известны в Южном Алтае под названием середчихинской свиты, характеризующейся остатками фауны позднелландоверийского и венлокского ярусов. На северном склоне Курайского хребта — по р. Ильдугему, на Сайлюгемском хребте, в верховьях р. Муруктай-булак и других районах обнаружены песчано-глинистые отложения, характеризующиеся тувинским комплексом фауны.

В **Салаире** нижнесилурийские фаунистически охарактеризованные отложения представлены на горе Глядень толщей венлокских известково-глинистых сланцев с остатками фауны: *Mesosolenia festiva* Tchern., *Mesofavosites regularis* (Ozaki), *Altaja silurica* Zhelt., *«Camarotoechia» nucula* Sow., *Nalivkinia grünewaldtiaeformis* Petz и другие.

На западе Западного Саяна выделяется онинская свита (мощностью до 2800 м), подразделяющаяся на три подсвиты: 1) нижнеонинскую — главным образом песчано-сланцевую с кораллами *Paleofavosites forbesiformis* Sok., *P. paulus* Sok. и др., сопоставляющуюся с нижней половиной лландоверийского яруса; 2) среднеонинскую — известняковую с *Paleofavosites alveolaris* (Goldf.), *Pentamerus oblongus* Sow. и др., относящуюся к верхней половине лландовери, и 3) верхнеонинскую — также известняковую. В верхах нижнего силура выделяется также тостугская свита с *Altaja siluria* Zhelt., *Tuvaella rackovski* Tchern. — фауной тувинского типа. На востоке Западного Саяна по р. Отусуг известняки и песчаники по остаткам мшанок отнесены к нижнему силуру.

В Туве широко развиты силурийские отложения чергакской свиты [42], захватывающей весь нижний силур и нижнюю часть верхнего. Она представлена на западе и в центральной части Тувы разнообразной толщей песчано-глинистых, глинисто-карбонатных и карбонатных пород мощностью до 4000 м и охарактеризована своеобразным тувинским комплексом фауны, который прослежен во многих районах Алтая, Южного Казахстана и в Монголо-Охотской геосинклинали (бассейн Амура). Выделены нижнечергакский и верхнечергакский горизонты. В Восточной Туве развиты красноцветные породы с прослоями известковистых песчаников и песчано-глинистых известняков с более скудной фауной. В Северо-Восточной Туве выделена семибратинская свита, представленная немой песчано-сланцевой толщей, отнесенная к нижнему отделу и низам верхнего.

Верхнесилурийские отложения Калбы, Северо-Западного и Центрального Алтая выделяются в чагырский горизонт, представленный различными известняками, достигающими на западе 1200 м мощности. Чагырский горизонт * наиболее полно представлен в Чарышско-Инском и Ануйско-Чуйском синклинориях, где характеризуется толщей (до 1000 м мощности) известняков с большим количеством остатков фауны: *Clathrodictyon savaliense* Riab., *Mesofavosites khalfini* Dz., *Taxopora altaica* Miron., *Pycnostylus guelphensis* Whit., *Brooksina striata* (Eichw.) и др. лудловского яруса. В Калбе верхнесилурийские отложения известны в виде изолированных выходов в районе пос. Батуринки, где они представлены известняками с остатками фауны лудловского яруса — чагырского горизонта.

Верхнесилурийские отложения Салаира представлены тремя свитами баскусканской, сухой и томьчумышской **. Первая отвечает, веро-

---

* Как выяснилось позднее, к этому горизонту отнесены венлокские и лудловские отложения.

** Последние две свиты сейчас рассматриваются в составе нижнего девона.

ятно, лудловскому ярусу и характеризуется бело-розовыми известняками с кораллами — *Taxopora salairica* Miron., *Halysites pseudoorthopteroides* Tchern., *Pycnostylus guelphensis* Whit., *Conchidium knighti* (Sow.) и др. Сухая свита сложена песчаниками и сланцами и содержит остатки: строматопороидей — *Syringostroma minima* V. Khalf., кораллов — *Hillaepora spica* Miron., *Neomphyma kuzbassica* Zhelt., брахиопод — *Howellella* cf. *angustiplicata* Kozl.

В пределах Западного Саяна верхнесилурийские отложения выделяются в шиштыкскую свиту (общей мощностью до 4000 м). В ней встречен ряд форм — *Conchidium* sp., *«Protathyris didyma»* Dalm., *Paterophyllum* ex gr. *apertum* Pocta, *Heterotrypa enormis* Astr., *Favosites* aff. *gothlandicus* Lam., указывающих на принадлежность ее к верхнему силуру.

Верхнесилурийские отложения Тувы выделены в хондергейскую свиту, распространенную в Западной и Центральной Туве. Она представлена монотонной песчано-сланцевой красноцветной толщей со скудными остатками фауны — лингулид, остракод, пелеципод и рыб. Эта толща связана постепенным переходом с чергакской свитой, в верхах которой встречается лудловская фауна и перекрывается в большинстве районов несогласно осадочно-эффузивной толщей нижнего девона.

Силурийские отложения на Сибирской платформе приурочены преимущественно к северной, западной и в меньшей степени к центральной и южной ее частям, обнажаясь главным образом на западе и юго-западе Тунгусской синеклизы, отдельными пятнами в ее центральной части, по западной и южной окраине Анабарской антеклизы, в Вилюйской синеклизе, по среднему течению р. Лены, по ее притокам Бирюку и Нюе, на Енисейском кряже по р. Вороговке. В Иркутском амфитеатре достоверные отложения этого возраста известны только в его центральной части. *Нижняя часть разреза силурийских отложений Сибирской* платформы представлена карбонатными и карбонатно-терригенными фаунистически охарактеризованными породами. Верхнюю его часть слагают карбонатно-терригенные и терригенные, часто красноцветные и хемогенные породы с редкими или вовсе отсутствующими органическими остатками. Мощность силурийских отложений колеблется от 50 до 840 м, достигая максимума на северо-западе.

Нижняя граница силурийских отложений обычно отмечается перерывом различной амплитуды, захватывающей верхний, местами средний, а иногда и верхи нижнего ордовика. Однако в последние годы обнаружены разрезы, в которых, по-видимому, наблюдается постепенный переход от ордовика к силуру. Верхняя граница силура достоверно нигде не установлена. Наиболее полные, хорошо изученные и фаунистически охарактеризованные разрезы силура развиты на р. Мойеро, в Норильском районе, в бассейне рек Хантайки и Рыбной. Разрозненные выходы силурийских отложений известны на рр. Курейке, Летней, Бахте, в бассейне р. Подкаменной Тунгуски, в среднем течении р. Вилюя, в среднем течении р. Лены и местами в Иркутском амфитеатре.

В силуре Сибирской платформы выделяются фаунистически охарактеризованные лландоверийский и венлокский ярусы и слабо палеонтологически обоснованные лудловский и тиверский ярусы. Кроме того, выделены местные зоны и свиты.

Лландоверийские отложения имеют самое большое распространение и известны во всех районах развития силура на Сибирской платформе, достигая 250 м мощности. Они представлены органогенными, глинистыми известняками с пачками аргиллитов, часто в основании с граптолитовыми сланцами; во многих районах они подстилаются конгломератами или песчаниками обычно небольшой мощности. Лландо-

верийский ярус подразделяется на нижний, средний и верхний подъярусы. Наиболее древние фаунистически охарактеризованные отложения — верхи нижнего лландовери с *Diplograptus modestus sibiricus* Obut. обнаружены на Подкаменной Тунгуске. В большинстве других районов развиты главным образом средне- и верхнелландоверийские *отложения с разнообразным комплексом фауны — ругоз, табулят, мша*нок, брахиопод, криноидей, остракод, трилобитов, граптолитов и других групп.

Для северо-западной части Сибирской платформы характерно преобладание в среднем и верхнем лландовери граптолитовых толщ до 100 м мощности. На юге Сибирской платформы — в Иркутском амфитеатре — к этому ярусу условно отнесены песчанистые, песчано-карбонатные и глинистые породы кемежской свиты, залегающие, по-видимому, с перерывом на братской свите верхнего ордовика. Они характеризуются остатками плохой сохранности табулят, ругоз, брахиопод, головоногих и остракод, возможно, лландоверийского возраста.

В лландоверийском ярусе выделены три местные зоны: 1) Diplograptus modestus, 2) Palaeofavosites paulus balticus — Zygospiraella duboisi — Pristiograptus gregarius и 3) Subalveolites volutus — Pentamerus borealis schmidti — Eocoelia hemisphaerica.

Венлокские отложения имеют более ограниченное распространение, чем лландоверийские, и приурочены почти к тем же районам развития, за исключением Иркутского амфитеатра, где они пока фаунистически не доказаны. Они представлены толщей известняков, доломитов, мергелей с редкими прослоями известняковых конгломератов и кремнистых образований общей мощностью до 250 м и охарактеризованы преимущественно остатками кораллов, строматопороидей, водорослей и в меньшей степени брахиопод, остракод и другой фауны. Границы венлокского яруса проводятся на основании изменения видового состава табулят, ругоз, брахиопод, так же как и его разделение на нижний и верхний подъярусы. Выделены местные зоны: 1) Multisolenia formosa — Meristella norilica — Nalivkinia rara и 2) Favosites (Sapporipora) favositoides — Subalveolites subulosus — Parastriatopora tebenjkovi.

Лудловские отложения распространены значительно меньше по сравнению с венлокскими и располагаются только на северо-западе Тунгусской синеклизы и на юге Анабарской антеклизы. Они представлены в основании толщей известняков, переходящих выше по разрезу в доломиты и мергели, местами с трещинами усыхания на поверхностях напластования и линзами гипсов общей мощностью до 100 м. Литологические особенности данной толщи и наличие редких остатков остракод, брахиопод, табулят и строматопороидей, имеющих сходство с известными лудловскими видами других районов СССР, позволило с некоторой долей условности относить ее к лудловскому ярусу. На основании остракод, встречающихся в этой толще в различных частях Сибирской платформы, выделена местная зона — Leperditia lumaea — Schrenkia multa. Границы лудловского яруса остаются неопределенными.

Тиверские отложения занимают крайне ограниченную площадь на севере Сибирской платформы. Они известны в бассейне р. Хантайки, в Норильском районе и на р. Мойеро. К ним условно отнесены немые пестроцветные отложения — доломиты, аргиллиты, мергели и гипсоносные глины с гипсами мощностью до 240 м. Граница с девонскими отложениями не выяснена.

На Таймыре силурийские отложения распространены в виде нескольких прерывающихся полос северо-восточного простирания. На Северной Земле они имеют наибольшее развитие на о-ве Октябрьская

Революция, на юго-западном побережье о-ва Комсомолец и на островах Седова; в Новосибирском архипелаге они известны на островах Котельном и Бельковском. По фаунистическим данным в силуре п-ова Таймыр установлены все ярусы, кроме лудлова южной зоны, где последний выделен только по стратиграфическому положению в разрезе.

Нижняя граница силурийской системы еще недостаточно изучена. В граптолитовых толщах известны граптолиты среднего лландовери. Верхняя граница силура не выяснена. Лландоверийские отложения на Таймыре в южной зоне представлены известняками с включениями кремней, доломитизированными известняками и доломитами (мощностью до 205 м) с остатками табулят и брахиопод среднего и верхнего лландовери. В северной зоне они характеризуются глинистыми, кремнистыми и известковистыми сланцами и глинистыми известняками со средне- и позднелландоверийскими граптолитами.

На Северной Земле лландоверийский ярус слагают серые и черные известняки, до 500 м мощности, содержащие остатки строматопороидей, табулят и брахиопод.

На Новосибирских островах развита толща тонкоплитчатых известняков и доломитизированных известняков мощностью до 800 м, принадлежащих к нерасчлененным лландовери и венлоку.

Венлокские отложения в южной зоне Таймыра охарактеризованы различными известняками и доломитами с прослоями сланцев (мощностью до 320 м) с табулятами и, реже, брахиоподами. В северной зоне распространены глинистые, кремнистые и известковистые сланцы с прослоями глинистых известняков и доломитов с граптолитами *Monograptus inornatus* E l l e s. и др.

На Северной Земле к венлоку отнесена на основании остатков табулят мощная (до 550 м) толща песчанистых доломитизированных и чистых известняков с прослоями кварцевых песчаников.

Лудловские отложения, представленные глинистыми, алевритистыми и битуминозными сланцами с граптолитами лудловского яруса, известны только в северной зоне Таймыра на р. Ленинградской. В южной зоне они характеризуются немой толщей (до 380 м) известняков бунгенской свиты, а на Западном Таймыре — немыми черными глинистыми сланцами и доломитизированными известняками нижней половины устьпясинской свиты мощностью до 300 м. На Северной Земле к лудлову относится толща (до 650 м) различных известняков с остатками строматопороидей.

К тиверским отложениям на Таймыре условно относятся пачки кремнистых сланцев и известняков в северной зоне (до 15 м) и верхняя часть бунгенской свиты в южной зоне. На Северной Земле в тиверский ярус выделяется пачка известняков с линзами гипса, содержащая остатки остракод.

Силурийские отложения распространены в Монголо-Охотской складчатой области на запад — в Верхнем Приамурье, на востоке — в Зее-Депском районе Амуро-Зейского прогиба и на побережье Охотского моря около бухты Аян. Кроме того, их выходы известны в Восточном Забайкалье — в Агинской и Аргунской структурно-фациальных зонах.

В бассейне верхнего Амура и в Зейско-Селемджинском районе они представлены однообразными морскими терригенными отложениями с преобладанием кварцитовидных песчаников и кварцитов и в меньшей степени грубозернистых аркозовых песчаников. В Зее-Депском районе их мощность значительно увеличивается. Разрез силура бухты Аян слагает мощная толща конгломератов и известковистых алевролитов. Границы силурийских отложений в этом регионе точно не установлены. В силурийских отложениях верхнего Амура выделяются лландоверий-

ский, венлокский и лудловский ярусы, объединяющиеся по составу пород в омутнинскую свиту мощностью 1200 м. Последняя подразделяется на нижнюю подсвиту, в которой встречены остатки брахиопод *Virgiana* (?) sp. и *Fardenia* sp., возможно относящиеся к лландоверийскому ярусу, и верхнюю подсвиту, охарактеризованную в основном фауной тувинского типа, принадлежащую к венлоку и низам лудлова. В Зее-Депском районе аналогом омутнинской свиты являются широко распространенные толщи кварцитовидных песчаников, песчаников и сланцев в бассейне рек Зеи, Мамына и Норы с фауной того же тувинского типа. В Аянском районе среди алевролитов встречены остатки *Favosites gotlandicus* Lam., *Palaeofavosites alveolaris* Goldf., *Kyphophyllum* sp., *Pentamerus oblongus* Sow. и др., позволяющие относить включающую их толщу к верхнему лландовери — нижнему венлоку. В Восточном Забайкалье фаунистически охарактеризованные силурийские отложения встречены только в Аргунской структурно-фациальной зоне, где в пестроцветных отложениях были найдены брахиоподы, широко распространенные в Туве.

В пределах Агинской структурно-фациальной зоны силурийские отложения выделены условно, к ним отнесены кулиндинская и ононская свиты.

Силурийские отложения Верхояно-Чукотской геосинклинальной области широко распространены в ее центральной части; обрамляют срединный Колымский массив и вскрываются в верховьях рек Колымы и Индигирки (хр. Тас-Хаяхтах). На западе они обнажаются в хр. Сеттэ-Дабан и в районе устья Лены, и на крайнем востоке — на Чукотском полуострове по р. Чегитунь. Они представлены морскими преимущественно карбонатными осадками и граптолитовыми сланцами мощностью до 2000 м. Нижняя граница силура хорошо устанавливается в разрезе Омулевских гор по появлению *Akidograptus ascensus*. Верхняя граница силурийских отложений хотя и проходит в непрерывной толще карбонатных фаунистически охарактеризованных пород, однако точно не выявлена.

Нижняя часть разреза силурийских отложений Верхояно-Чукотской геосинклинальной области представлена в одних районах (Омулевские горы, бассейн р. Ясачной, хр. Тас-Хаяхтах) терригенными осадками, в других (хр. Сеттэ-Дабан и Чукотский полуостров) — карбонатными. В верхней части разреза силура этой области во всех районах преобладают карбонатные породы.

Лландоверийские отложения характеризуются двумя типами разрезов — терригенным и карбонатным. Терригенные разрезы представлены известково-глинистыми и глинистыми сланцами, мергелями и глинистыми известняками. Они содержат остатки почти всех зональных видов граптолитов лландовери, распространенных в Омулевских горах, в бассейне р. Ясачной и в хр. Тас-Хаяхтах. Карбонатные разрезы хр. Сеттэ-Дабан и Чукотского полуострова сложены известняками и доломитами с *Pentamerus schmidti* Leb., *Virgiana barrandei* Bill., *Catenipora gotlandicus* Yabe и др.

Венлокские отложения распространены в данной области в тех же районах, что и лландоверийские, достигая около 500 м мощности. Они также представлены терригенными породами с граптолитами — *Oktavites spiralis* Geintz, *Monograptus riccartonensis* Lapw., *Monoclimacis asiatica* Obut, *Monograptus testis* Barr. Карбонатные породы, охарактеризованные *Multisolenia tortuosa* Fritz, *Heliolites decipiens* McCoy и др., в венлокском ярусе несколько преобладают над терригенными.

К лудловскому ярусу в разрезе Омулевских гор относятся бизонская и мирнинская свиты. Бизонская свита, слагающая основание лудловского яруса, представлена массивными, местами мраморизованными известняками и доломитами (400—900 м), содержащими остатки фауны — *Brooksina alaskensis* Kirk, *Harpidium insignis* Kirk, *Lissatrypa* ex gr. *linguata* Buch и др. Аналогом бизонской свиты в бассейне Ясачной являются толща известняков с большим количеством строматопороидей и табулят — *Favosites festivus* Tchern., *F. pseudoforbesi* Sok. и др., а в хр. Сеттэ-Дабан и на р. Чегитунь с остатками *Conchidium* cf. *pseudoknighti* Tschern. Мирнинская свита, выделенная одновременно в Омулевских горах и в бассейне р. Ясачной, залегает согласно на бизонской.

Тиверские отложения соответствуют нижней части нелюдимской свиты, выделенной в Омулевских горах (в бассейне р. Таскан). Последняя включает также и низы нижнего девона. Нелюдимская свита представлена внизу плитчатыми глинистыми известняками и глинисто-известковистыми сланцами и доломитами. В известняках встречается большое количество остатков табулят, гастропод, пелеципод, остракод, реже брахиопод. Наиболее распространенными являются: табуляты — *Favosites* cf. *subgotlandicus* Sok., *F.* ex gr. *hisingeri* M. Edw. et H., *F. forbesi* M. Edw. et H., *F.* ex gr. *coreaniformis* Sok., *Squameofavosites* sp., гастроподы — *Allorisma uralica* Tschern., *Oxydiscus minimus* Tschern. и остракоды — *Leperditia phaseolus* His. Мощность тиверских отложений около 600 м. К тиверскому ярусу следует также относить рифовые известняки с *Favosites* ex gr. *forbesi* M. Edw. et H. и *F. subgotlandicus* Sok., входящие в состав нерасчлененной толщи верхнего силура и нижнего девона, распространенного в хр. Сеттэ-Дабан по р. Хандыге.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

Распределение и общие очертания суши и моря в силурийском периоде свидетельствуют о значительной преемственности палеогеографических условий с конца ордовика. Наступившая в начале силура обширная трансгрессия достигла максимума в конце лландовери и затем сменилась общей, разнообразно выраженной в различных регионах постепенной регрессией. Изменения контуров материков и морских бассейнов на протяжении всего силурийского периода говорят о сравнительно спокойном тектоническом режиме. Громадные пространства занимали плоские материки и мелководные эпиконтинентальные моря. Среди обширных акваторий силурийского периода наибольшее распространение, по-видимому, имели мелководные платформенные моря с медленным и сравнительно спокойным осадконакоплением карбонатных толщ. Другой тип бассейна, не менее широко распространенный, возникал в мобильных участках за окраинами платформ в быстро погружающихся прогибах, в которые выносились массы тонких илистых осадков, обусловивших впоследствии образование толщ широко распространенных граптолитовых фаций. По вопросу о происхождении граптолитовых фаций существуют две различные точки зрения. Одни [191, 192, 194, 292, 302, 303, 304 и др.] считают, что граптолиты населяли нередко полуопресненные участки литорали, особенно мелководные, почти изолированные области моря, где воды были загрязнены массой отлагающихся тонких детритовых осадков и бедны кислородом и где не могли существовать иные организмы (кроме тонкостенных пелеципод, ортоконических наутилоидей и радиолярий). Другие исследователи [297, 301] придерживаются мнения о глубоководном происхождении граптолитовых фаций.

Весьма вероятно, что правы и те и другие, так как граптолиты могли обитать в мелководных бассейнах, на что указывает совместное их нахождение с остатками растений, но будучи планктонными и псевдопланктонными организмами, они могли выноситься течениями далеко за пределы литорали, где в более глубоководных участках моря имелись исключительно благоприятные условия для захоронения их в тонкоотмученных глинисто-кремнистых осадках.

Континентальные отложения силура в целом изучены недостаточно, и, по-видимому, пользуются крайне ограниченным распространением.

Вулканизм даже в геосинклинальных и подвижных областях проявился относительно слабо. Наибольшая вулканическая активность известна только местами и была приурочена к концу лландовери и началу венлока.

ЛЛАНДОВЕРИЙСКИЙ ВЕК

На границе ордовика и силура во многих районах СССР отмечены перерывы в осадконакоплении, которые обычно связывают с проявлением таконской фазы каледонского орогенеза. Отрезки времени, на которые падают эти перерывы в разных областях Советского Союза, свидетельствуют о неодновременности начала лландоверийской трансгрессии. А наличие переходных слоев со смешанной ордовикско-силурийской фауной, обнаруженных в настоящее время в ряде пунктов СССР, указывают, что иногда морской режим позднего ордовика был тесно связан с лландоверийским. По-видимому, в конце ордовика, когда регрессия охватила огромные водные пространства платформенных и геосинклинальных бассейнов, местами в остаточных более глубоких водоемах продолжала существовать реликтовая ордовикская фауна. При наступлении силурийской трансгрессии и изменениях физико-географических условий большая часть этой фауны быстро вымерла, возможно оставив небольшое число ордовикских родов, существовавших на протяжении всего раннего силура. Поэтому самыми древними силурийскими отложениями являются именно те, которые содержат одновременно остатки реликтовой ордовикской фауны и остатки существенно новых и успевших уже получить широкий ареал распространения силурийских элементов, сформировавшихся в мелководных акваториях Мирового океана за время горообразовательных процессов между ордовиком и силуром. Эта так называемая «переходная фауна» является предметом постоянных дискуссий и должна изучаться особенно тщательно и всесторонне в наиболее полных разрезах, обнаруженных на Вайгаче, Таймыре, в Зеравшано-Гиссарской области, Тарбагатае и на Северо-Востоке СССР. При составлении палеогеографической карты лландоверийского века упомянутые переходные слои отнесены к силурийскому периоду (прилож. 12).

Лландоверийские отложения по сравнению с другими ярусами силурийской системы имеют самое широкое распространение. Они обычно хорошо и разнообразно фаунистически охарактеризованы и сравнительно легко коррелируются. Такое сходство фауны в различных районах было, вероятнее всего, тесно связано с максимальной трансгрессией в начале силура. К этому времени большие участки платформ и геосинклинальных областей, поднятые в результате таконского орогенеза, оказались под уровнем моря. Это повлекло за собой свободное расселение самых разнообразных групп фауны, которые сильно эволюционировали в отношении приспособляемости к существованию в мелководных условиях. В этот процесс были одновременно вовлечены бентонные формы, свойственные областям с карбонатным осадконакопле-

нием и высоким содержанием кислорода в воде, и планктонные организмы (граптолиты и др.), населявшие как мелководные, так и более глубоководные части моря, остатки которых обычно приурочены к терригенно-карбонатным отложениям. Таким образом, все фациально различные экологические ниши моря были использованы живыми организмами. Быстрому передвижению последних способствовали также, по-видимому, и морские течения в только что образовавшихся морских бассейнах. Вероятно, этими обстоятельствами можно объяснить большое однообразие состава семейств, родов, а также видов в различных группах силурийской фауны. Поэтому лландоверийский век можно назвать веком становления силурийской фауны.

Формирование лландоверийских отложений шло главным образом в двух основных направлениях — по линии накопления сравнительно небольшой мощности толщ разнообразного состава карбонатных илов с остатками различных групп фауны, широко распространенных в эпиконтинентальных — платформенных бассейнах, и мощных преимущественно терригенных и терригенно-карбонатных осадков в геосинклинальных областях, к которым были часто приурочены граптолитовые фации.

Кроме накопления осадочных толщ, в конце лландоверийского века отмечается и вулканическая деятельность, проявившаяся в сравнительно небольших масштабах в Казахстане, на Урале и в некоторых других районах.

Нисходящие движения, установившиеся в начале лландоверийского времени, вызвали усиление трансгрессии в геосинклинальных областях Европы и вовлекли в процессы прогибания западные окраины Русской платформы. Несколько позднее в зону погружения были вовлечены на северо-востоке Тимано-Печорская область, а на юго-западе Волыно-Подольская часть Украинского щита. Геосинклинальное море Урала осталось почти в тех же меридиональных границах, что и в ордовике. В результате этой трансгрессии на западе Балто-Сарматского материка [241] в конце ордовика или в самом начале лландовери (слои Юуру) образовался залив Палеобалтийского моря. В северо-восточной части этого залива и в более узкой полосе на востоке происходило накопление карбонатных илов, содержащих остатки обильных строматопороидей, кораллов и брахиопод, свидетельствующих о развитии небольших биогермов и биостромов, а местами обширных брахиоподовых банок (фаунистические комплексы горизонта Адавере в Эстонии). Эта область открытого моря, по-видимому, была наиболее стабильной и достаточно удаленной от берегов в несколько приподнятой области Балтийского щита. К югу располагался Балто-Сарматский материк, ограниченный Литовско-Белорусским полуостровом, который служил областью сноса тонкого терригенного материала в южную часть залива Палеобалтийского моря. Во внутренних частях Палеобалтийского моря, располагавшегося на территории современной Северной Литвы и Латвии, формировались граптолитовые фации. Они были развиты также в Польше, по западной окраине о-ва Готланда, в Швеции и Норвегии.

Продвигаясь по юго-западной окраине Балто-Сарматии, силурийская трансгрессия примерно в середине лландоверийского века достигла Волыно-Подольского района, а в конце его заняла пространства современного побережья Черного моря и образовала широкий Подольский пролив, соединявшийся на востоке с Южно-Европейским морем. Этот пролив, в противоположность северо-восточной части залива Палеобалтийского моря, представлял собой, по-видимому, еще более мелководный бассейн, где откладывались илы, обогащенные разнообразным детритом. Он был населен мелкими брахиоподами, трилобитами, редкими головоногими и остракодами. Менее распространены табуляты, ругозы

и строматопороидеи. Прогибание дна Палеобалтийского моря в лландоверийский век было незначительным, о чем свидетельствуют небольшие мощности накопившихся осадков: не более 135 м в Прибалтике и до 200 м в северной части Львовской мульды.

О распространении Южно-Европейского моря можно судить по известным описаниям граптолитов из Болгарии, Карнийских Альп, Восточной Сардинии, Пиринеев и Марроканского Атласа. Что касается восточной оконечности Южно-Европейского моря, захватывающего территорию Северного Кавказа и Мангышлака, то по имеющимся далеко не полным данным можно предполагать существование на этой территории зоны интенсивной аккумуляции мощных толщ обломочного материала в виде конгломератов, аркозовых и кварцевых песчаников, известных в настоящее время в бассейне р. Малки. Очень возможно, что эта территория Южно-Европейского моря располагалась вблизи довольно крупных горных сооружений и островных возвышенностей, являвшихся областями денудации и источниками сноса.

На северо-востоке Балто-Сарматии лландоверийская трансгрессия в конце лландоверийского века захватила северную часть Тимано-Печорской области, где к этому времени образовался небольшой залив с нормальной соленостью и соответствующим этим условиям населением кораллов и брахиопод (банки *Pentamerus samojedicus* Keys.). Остальная часть этой территории, судя по присутствию гипсоносных доломитов и глинистых пород, была занята обширной лагуной, отделенной низкими, временами заливавшимися островами как от вышеуказанного морского залива, так и от расположенной восточнее Уральской геосинклинали.

В пределах Уральской геосинклинальной области в результате тектонических движений конца ордовика наметилось расчленение первичного геосинклинального прогиба на ряд структурно-фациальных зон, которые имели различное развитие в течение силура и девона.

К началу силурийской трансгрессии Уральское море представляло собой унаследованный от ордовика меридионально вытянутый бассейн, соприкасающийся на западе с Балто-Сарматским материком, а на востоке — с Тобольским, занимавшим большую часть современной Западно-Сибирской низменности. К северу этот бассейн значительно расширялся и соединялся с Новоземельским морем, а к югу резко сужался и, возможно, распадался на два рукава — западный, омывавший Мугоджарский остров, и восточный, соединявшийся с Тянь-Шаньским морем. В центре Уральского моря, вероятно, располагалась цепь островов, многие из которых, по-видимому, имели вулканическое происхождение и в разные отрезки времени представляли собой активно действующие вулканы. Западная половина Уральского моря, омывающего Балто-Сарматию, от Мугоджар на юге до современного Южного острова Новой Земли на севере представляла собой миогеосинклинальную (внешнюю) подобласть с обычным для нее комплексом карбонатных осадков и почти полным отсутствием проявлений вулканизма. Восточная половина Уральского моря — эвгеосинклинальная (внутренняя) подобласть характеризовалась интенсивной вулканической деятельностью, а также высокой мобильностью и накоплением преимущественно терригенных осадков.

На севере в районе островов Новой Земли, Вайгача, а также Пай-Хоя морские карбонатные отложения лландовери достигают 400—600 м мощности. По-видимому, здесь существовал открытый морской бассейн — Новоземельское море — с благоприятными условиями для развития таких групп фауны, как кораллы и брахиоподы. Его географическое положение хорошо объясняет смешанный характер лландоверийской

фауны Новой Земли, несущей элементы европейских и американских форм, для миграции которых Новоземельское море было одинаково легкодоступным. В районе Северного острова Новой Земли, где имеются находки граптолитов в распространенных там лландоверийских терригенных толщах, Новоземельское море, по-видимому, омывало, с одной стороны, гипотетическую сушу Баренции, а с другой — Карские острова, с которых, возможно, происходил снос обломочного материала в эту часть бассейна. Непосредственным продолжением Новоземельского моря на юг являлось Уральское море. Как уже отмечалось выше, морской бассейн, расположенный на Западном склоне Урала (внешняя часть Уральской геосинклинали), в лландоверийском веке отделялся на западе от платформенных лагун Тимано-Печорской области низменными, временами заливавшимися островами. Восточнее, в хребтовой части Урала, этот бассейн был ограничен от внутренней части геосинклинали также, вероятно, цепью небольших островов и отмелей.

В пределах Бельско-Елецкой зоны преимущественных прогибаний этой части геосинклинали выделяются три подзоны: западная, средняя и *восточная. Западная — подзона приплатформенного мелководья* — характеризуется терригенно-карбонатным составом осадков, обилием кремней, а также преобладанием эвригалинной угнетенной фауны в прибрежных фациях и разнообразной стеногалинной фауной в фациях переходных к средней подзоне. В настоящее время отложения этой подзоны сохранились только на севере (гряда Чернышева, гряда Чернова и район Полюдова Камня), а также в виде фрагментов в Южном и Среднем Урале. Средняя подзона характеризует осевую часть внешнего геосинклинального бассейна; она представлена известково-доломитовыми осадками с разнообразной бентосной фауной. Эта подзона протягивается от Пай-Хоя до р. Усьвы и Билимбая, дальше постепенно суживаясь к югу. Восточная подзона является переходной к фациям приостровного мелководья Сакмаро-Лемвинской зоны. Эта подзона отчетливо фиксируется только на севере Урала. Снос обломочного материала здесь осуществлялся с востока. На границе с подзоной открытого моря широко распространены рифогенные фации. В восточной подзоне местами обитала разнообразная фауна. Сакмаро-Лемвинская зона относительных поднятий внешней части геосинклинали прослеживается через весь Урал с небольшими перерывами. Она примыкает с запада к зоне Центрально-Уральских островов и отмелей.

На Пай-Хое и Полярном Урале в этой зоне распространены кремнистые, кремнисто-глинистые, углисто-глинистые сланцы с лландоверийскими граптолитами. На Северном и Приполярном Урале существенное значение приобретают терригенные, терригенно-карбонатные, иногда красноцветные отложения. На юге Сакмаро-Лемвинской зоны широко развиты кремнисто-глинистые, углисто-глинистые и кремнистые сланцы с граптолитами. Наряду с ними присутствуют песчаники и вулканогенные породы.

Восточная часть Уральского моря (эвгеосинклинальная — внутренняя часть Уральской геосинклинали) представляла собой в лландовери ряд вытянутых в меридиональном направлении погружений и поднятий. С запада на восток здесь выделяются Тагило-Магнитогорское погружение, Восточно-Уральское поднятие, Алапаевско-Брединское погружение, Тобольское поднятие и Притобольское погружение.

Наиболее изученным является Тагило-Магнитогорское погружение. Остальные вскрыты только в своей южной части и о продолжении их на север можно судить лишь по данным геофизики и небольшому количеству глубоких скважин. Судя по этим весьма неполным сведениям, Алапаевско-Брединское погружение и являющийся его продолжением на

Полярном Урале, Щучинский прогиб были разделены островной сушей. Зоны погружения характеризовались и наиболее полным разрезом и накоплением мощных (до 2000 м) толщ вулканогенных и осадочных карбонатно-терригенных образований.

В зонах поднятий лландоверийские отложения имеют сокращенную мощность и иногда полностью отсутствуют. Состав вулканогенных толщ дает основание предполагать образование их в относительно глубоководных условиях, в то время как осадочные толщи, судя по широкому распространению рифовых построек и наличию большого количества терригенного материала, формировались в условиях мелководья. Пространственно вулканогенные толщи тяготеют к приразломным прогибам в краевых частях зон погружения, а осадочные откладывались в центральных частях этих зон.

Фаунистически доказанные лландоверийские отложения известны на Восточном склоне Урала лишь в немногих районах. Так, например, в северной части Тагило-Магнитогорского прогиба к лландовери относят мощную (1300—1700 м) толщу базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов и их туфов, в верхней части которых (Исовский район) в глинистых сланцах обнаружены граптолиты позднего лландовери — *Pseudoclimacograptus hughesi* Nich., *Oktavites circularis* Elles et Wood, а в маломощных прослоях известняка — *Pentamerus* aff. *oblongus* Sow., *Barrandella linguifera* Sow. и др. Толща граптолитовых сланцев лландовери с покровами диабазов и спилитов прослеживается в южной части Тагило-Магнитогорского прогиба от г. Верхнего Уфалея и сел. Поляковского до широты г. Орска. Кроме того, известны находки лландоверийских граптолитов в Притобольском прогибе. Таким образом, в эвгеосинклинальной части Уральского моря при наличии сильного проявления вулканической деятельности существовали участки, доступные для заселения главным образом быстро перемещающимся планктоном — граптолитами, и только в малом количестве сохранялись условия для жизни фауны открытого моря.

На юге Уральское море, будучи окаймлено с запада предполагаемым Мугоджарским островом, а на востоке — юго-западной оконечностью Тобольского материка и Казахстанскими горами, в начале силурийского периода, по-видимому, соединялось с вытянутым в широтном направлении Тянь-Шаньским морем.

В Тянь-Шаньской геосинклинальной области отложения более древние, чем лландоверийские, обнажаются в Зеравшано-Гиссарской горной области, на юге Кызылкумов, в Чаткальском хребте и Северном Тянь-Шане. В большинстве этих районов в основании лландоверийских отложений почти всегда имеется несогласие и перерыв различной амплитуды, что указывает на предшествующую силурийскому периоду перестройку контуров бассейнов и суши в этой области. Возникновение Тянь-Шаньского моря, располагавшегося между поднятиями Северного и Среднего Тянь-Шаня (Киргизский полуостров) на севере и Таримским материком и Гиссаро-Афганской сушей на юге было связано с началом глубокого и интенсивного погружения Южно-Тянь-Шаньской геосинклинали. В процессе сложных дифференцированных движений были заложены основные элементы структуры Южного Тянь-Шаня, продолжавшие различно развиваться на протяжении всей дальнейшей палеозойской истории. Именно этим и следует объяснять возникновение здесь различных типов силурийских отложений, характеризующих разные структурно-фациальные зоны.

В раннесилурийское время в пределах западной части Южного Тянь-Шаня почти повсеместно отлагались мощные терригенные часто флишоидные толщи и только в современной Зеравшано-Гиссарской гор-

ной области и, видимо, на Памире появляются сравнительно маломощные карбонатные отложения нижнего силура. В Ферганском хребте и в системе хребтов Кок-Шаал мощности терригенного нижнего силура значительно меньше, а лландоверийские осадки почти неизвестны. Не исключена возможность, что к востоку от Таласо-Ферганского разлома в лландоверийском веке осадконакопление не происходило. Вдоль южного обрамления Тянь-Шаньского силурийского бассейна располагалась Зеравшано-Алайская полоса мелководья с преимущественно карбонатным осадконакоплением; основная масса терригенного материала поступала в центральную часть этого бассейна (прогиб Южного Тянь-Шаня) скорее всего с севера, где располагались Казахстанские горы и Киргизский полуостров. На это указывают лландоверийские конгломераты Северного Букантау на западе и краевые обломочные и красноцветные осадки силура Чаткальского хребта на востоке. Наиболее мощные песчано-сланцевые толщи (до 2000? м) Туркестано-Зеравшанской зоны дают основание полагать, что ее осевая часть в лландоверийском веке являлась наиболее ранним и глубоким прогибом геосинклинали Южного Тянь-Шаня, оставшимся в то же время мелководным быстро заполняющимся бассейном, благоприятным для существования граптолитовых фаций. Следует отметить, что и находки наиболее ранних лландоверийских граптолитов (по данным О. Н. Халецкой) относятся преимущественно к западной части Туркестанского хребта Букантау, Северной и Южной Нур-Ата и к северным предгорьям Алайского хребта.

Севернее располагалась Туркестано-Алайская обширная относительно более устойчивая область лландоверийского осадконакопления, где мощности лландоверийских отложений были значительно меньшими (до 300—400 м), а их вещественный состав более пестрым. Здесь, наряду с песчаниками и глинистыми сланцами, отлагались кремнистые разности пород и известняков. На юге и юго-востоке от Туркестано-Зеравшанского прогиба, как было отмечено выше, находились области преимущественно карбонатных маломощных отложений лландовери Зеравшано-Гиссарской горной области и Памира. Все это указывает на то, что на юге, по-видимому, могли возникать более устойчивые открытые морские бассейны с нормальной соленостью, позволявшие развиться разнообразной морской фауне, представленной кораллами, брахиоподами, криноидеями и др. (гора Даурич, бассейн р. Кашкадарья).

На севере, в современном Чаткальском хребте существовала, возможно, несколько изолированная, благодаря располагавшейся там Ферганской островной суше, область лландоверийского осадконакопления (Чаткальский прогиб), где вдоль южной окраины силурийской суши Киргизского полуострова — Северного Тянь-Шаня отлагались вулканогенно-осадочные толщи, фации которых отчетливо указывают на снос материала с севера. Лландоверийская фауна из этого района, представленная большим количеством мелких своеобразных брахиопод, а также пелеципод, позволяет предполагать, что условия существования для нее были малоблагоприятными и, возможно, определялись некоторой изоляцией прогиба.

На северо-востоке в Баубашатинском горном узле достоверно известны только верхнелландоверийские осадки — глинистые сланцы нижних горизонтов кызкурганской свиты и турасуйской толщи.

В Казахстанской геосинклинальной области тектонические движения, протекавшие на границе ордовика и силура, обусловили значительную ее палеогеографическую перестройку, проявляя себя в отдельных ее частях по-разному.

В лландоверийском веке по сравнению с позднеордовикским временем значительно расширились области суши. Прекратило свое существование *море на огромной территории северной и западной частей* Центрального Казахстана (Кокчетав—Улутау—Макбальское поднятие), большой массив суши обособился к западу и северо-западу от оз. Балхаш в Бурунтау-Атасуйском районе; по-прежнему сохранилась суша на севере Центрального Казахстана в Ерементау-Ниязских горах. Узким клином со стороны северо-восточной части Центрального Казахстана (район г. Павлодара) протягивалась низкогорная суша на юго-восток. Она отделила Чингиз-Тарбагатайский морской бассейн от Зайсанской низменной равнины с участками прибрежных равнин, временами заливавшихся морем. Сохранилась также суша в Джунгарии. Кроме того, отдельные относительно небольшие острова существовали в Северном Прибалхашье и юго-западнее Караганды в горах Тектурмас.

Вся остальная часть Казахстана была занята Балхашским морем, где осадконакопление происходило главным образом в пределах шельфа в прибрежной зоне. Здесь на большой территории отлагался преимущественно пестроцветный терригенный комплекс грубообломочных пород полимиктового состава — конгломераты, песчаники, реже алевролиты, среди которых очень редко можно встретить линзообразные тела *рифовых известняков. Мощность отложений колеблется в пределах от* нескольких сотен метров до 2500—3000 м. Наибольшие мощности наблюдаются на севере Центрального Казахстана (к северо-западу и юго-*востоку от Ерементау—Ниязского поднятия, в верхнем течении р.* Сарысу, Баянаул-Кайнарском районе). Значительно меньше они в хребтах Чингиз и Тарбагатай, а также в Северном Прибалхашье, Чу-Илийских горах и Южной Джунгарии. При этом в Южном Казахстане (Чу-Илийские горы и Южная Джунгария), в отличие от северных областей, развиты главным образом аркозовые и кварц-полевошпатовые обломочные породы, что свидетельствует об ином составе пород, слагающих области сноса (Макбальское поднятие, сложенное, по-видимому, гранитогнейсами).

Центральная часть Центрального Казахстана (в четырехугольнике Караганда—Алексеевка—Чубартау—Моинты) занята относительно удаленными от берега осадками — это преимущественно зеленоцветные песчано-алевролитовые образования, содержащие граптолиты. В отдельных участках этой территории (район Моинты) наблюдаются преимущественно тонкообломочные породы — алевролиты, кремнистые алевролиты и пелитоморфно-карбонатные осадки, принадлежащие к глубокой части шельфа. Возможно, что в таких же условиях формировались осадки центральной части Сарысу-Тенизского района и граптолитовые толщи в Северо-Западном Прибалхашье. В Северном Прибалхашье наблюдается пестроцветный разрез довольно хорошо отсортированных полимиктовых мелко- и среднезернистых песчаников, алевролитов и кремнистых яшмовидных алевролитов. Мощность около 1000 м. Бурые *и красно-бурые тона отдельных пачек мелкообломочных пород* указывают на относительную близость выравненной суши.

Вулканизм на территории Казахстана проявился лишь во второй половине *лландоверийского века на довольно ограниченных площадях.* В Центральном Казахстане он приурочен к двум районам — к Северо-Западному Прибалхашью и к хр. Чингиз. В обоих случаях зоны вулканизма протягиваются довольно узкими полосами, вытянутыми в северо-западном направлении вблизи областей суши. Они представляют собой, по-видимому, систему вулканических островов, расположенных вдоль зон разломов. Вулканические продукты, нередко чередующиеся

с мелководными морскими образованиями, содержащими остатки фауны брахиопод, кораллов и граптолитов, представлены лавами и их туфами преимущественно андезитового состава. Реже встречаются лавы и туфы андезито-базальтового и кислого состава. При этом в размещении вулканических продуктов разного состава наблюдается определенная закономерность, выражающаяся в смещении во внутреннюю область Центрального Казахстана излияний кислого ряда. Незначительные проявления подводного вулканизма наблюдаются также на юге Казахстана в районе Кетменьского хребта.

Наиболее благоприятные условия для развития фауны в Балхашском море имели место на территории современного Прибалхашья и хребтов Чингиз и Тарбагатай. Несмотря на существование на юге довольно высокого Джунгарского острова и расположенного на юго-востоке Киргизского полуострова свободное сообщение с морями, находящимися на территории Китая (впадина Янцзы) и с Тянь-Шаньским морем не прекращалось, и миграция фауны продолжалась. Это подтверждается наличием среди лландоверийской фауны Казахстана родов и видов, широко распространенных в одновозрастных отложениях Европы и Азии, вместе с которыми имеется довольно большое количество местных форм. Вполне вероятно, что эта область представляла собой самостоятельную подпровинцию или даже провинцию.

Северо-восточнее Казахстанской геосинклинальной области расположена крупная сложная Алтае-Саянская геосинклинальная область.

В течение всего силура территория современного Кузнецкого Алатау, Кузнецкого бассейна, Горной Шории, Минусинских котловин, Восточного Саяна была сушей, входила в состав Ангарского материка и, по-видимому, являлась областью разрушения и сноса. Восточнее располагалось Алтайское море, на севере, возможно, соединявшееся с Тунгусским морем. От морей, распространенных на юго-западе, оно было отделено обширной Зайсанской равниной, а на востоке глубоко вдавалось в Ангарский материк, образуя Саянский залив. Южнее, уже в пределах Монголии, Алтайское море узким проливом сообщалось с Тувинским морем. Этот бассейн, несмотря на свои несколько меньшие размеры, по сравнению с морями Казахстанской геосинклинальной области, судя по мощностям лландоверийских осадочных толщ, характеризовался большой мобильностью и неустойчивостью режима осадконакопления. Повсеместно шло накопление карбонатно-песчано-глинистых отложений. Мощность их резко возрастала в прогибах и уменьшалась по направлению к поднятиям. По мере приближения к поднятиям увеличивалось количество грубого обломочного материала. Это особенно хорошо видно по периферии Катунского антиклинория. Указанное обстоятельство в значительной мере повлияло на распространение лландоверийской фауны. Находки последней показывают, что она была сосредоточена преимущественно в южной части бассейна и представлена немногочисленными граптолитами. Находки брахиопод — *Pentamerus* ex gr. *oblongus* Sow. и кораллов — *Catenipra* sp., на Алтае — в бассейне р. Чарыша (р. Иня) — свидетельствуют о том, что в этом бассейне существовали благоприятные условия для обитания фауны открытого моря, сообщение с морскими бассейнами на юге было затруднено. Следует отметить, что в отличие от других районов максимум силурийской трансгрессии приходится на данной территории не только на лландоверийский, но и на венлокский век, когда эта связь была более широкой.

На территории Саянского залива, по северной и южной его окраинам, накапливались песчано-глинистые отложения. В центральной части залива отлагались карбонатно-песчано-глинистые и карбонатно-глинистые осадки с заметным повышением карбонатности в западном на-

правлении. В этом же направлении возрастает количество и разнообразие фауны. В западной части бассейна (р. Она) обитали кораллы, брахиоподы, мшанки, морские лилии и трилобиты. Восточнее фауна становится беднее; сначала исчезают кораллы, потом брахиоподы. Наиболее стойки мшанки, но и они исчезают. Вся восточная часть Саянского бассейна, видимо, имела неблагоприятные условия для обитания фауны, так как в приенисейской части Западного Саяна и на правобережье Енисея в нижнесилурийских породах никаких остатков ее не обнаружено. Через узкий пролив на востоке Саянский залив соединялся с морями Алтая.

По северной границе Тувы и в ее северо-восточной части в конце ордовика и начале силура возникают поднятия. Они отделяли Тувинский бассейн от Западно-Саянского. Не исключено, что временами оба бассейна соединялись, но достоверных доказательств пока не найдено. На северо-востоке Тувы в лландоверийский век значительно сократилась площадь осадконакопления. От позднеордовикского остался небольшой, по-видимому, опресненный бассейн, в котором накапливались сероцветные песчаные отложения. Если на севере и северо-востоке Тувинский лландоверийский бассейн сократился, по сравнению с поздним ордовиком, то в Западной и Центральной Туве он значительно расширился. В этом заливе в прибрежной части шло накопление грубообломочного материала. Осадки нередко были красноцветными. Интенсивное накопление грубозернистого материала создавало неблагоприятную обстановку для обитания немногих брахиопод и мшанок, которые приспособились к этой среде. Грубообломочные и грубозернистые осадки накапливались в лландоверийский век в южной части Тувинского бассейна, где располагались острова и выступы приподнятой суши. Центральная, западная и северная части Тувинского бассейна характеризовались спокойным морским режимом и накоплением песчано-глинистых и в меньшей мере карбонатных осадков. В условиях мелководья и нормальной солености обитали разнообразные морские организмы. Местами развивались кораллово-строматопоровые рифы. К концу лландовери бассейн становится, видимо, глубже, уменьшается привнос обломочного материала, больше накапливаются карбонатные осадки.

Рельеф остальной территории Саяно-Алтайской складчатой области, где располагалась суша, был, вероятно, довольно приподнятым. Непосредственно к морским бассейнам примыкала возвышенная суша, сложенная метаморфическими толщами протерозоя (Восточный Саян и юго-восток Тувы), различными по составу — карбонатными, карбонатно-терригенными, вулканическими, осадочно-вулканическими кембрийскими породами (Кузнецкий Алатау, Горная Шория, Катунский антиклинорий, Минусинские впадины, восточная и юго-восточная окраины Тувы), а также осадочными породами верхнего кембрия и ордовика. Кембрийские и докембрийские толщи повсеместно прорваны интрузиями, среди которых преобладают кислые. Их особенно много на востоке Тувы.

Находки раннесилурийской фауны Тувинского типа в Монголии, а также в Амуро-Зейском прогибе дают основание предполагать, что в этих районах существовало обширное Монгольское море, свободно сообщавшееся с Тувинским. На территории Советского Союза Монгольское море заходило лишь в пределах верхнего течения Амура и бассейнов рек Зеи и Селемджи (Амурский залив). Накопление в этом районе грубокластических осадков большой мощности свидетельствует о наличии расчлененных областей сноса, которыми являлись: Ангарский материк на севере и Буреинские горы на юго-востоке. Обильный снос обломочного материала, очевидно, препятствовал развитию органической

жизни на этом участке бассейна. Здесь известны лишь единичные находки брахиопод плохой сохранности.

На территории Сибирской платформы нисходящие движения в раннесилурийскую эпоху были чрезвычайно медленными. Они открыли путь к трансгрессии силурийского моря со стороны Арктических бассейнов только в конце раннего лландовери. Таймыр же, по-видимому, оставался все это время морским бассейном, о чем свидетельствует самая древняя лландоверийская фауна с элементами реликтовых ордовикских форм. Силурийская трансгрессия на Сибирской платформе достигла своего максимума в позднем лландовери, образовав к этому времени на ее территории обширное Тунгусское море. На западе это море было ограничено обширной низменной равниной, примыкавшей к Тобольскому материку. Не исключена возможность, что эта равнина временами заливалась морем, соединяя Алтайский и Тунгусский бассейны. На востоке располагалась Анабарская равнина — часть вытянутого в широтном направлении огромного Ангарского материка. Распространение граптолитовых сланцев, залегающих в основании лландоверийского разреза Сибирской платформы, довольно отчетливо отражает время и пути наступления силурийской трансгрессии. Первоначально, по-видимому, трансгрессия проникла через Таймыр по западной и восточной окраинам Тунгусского моря, т. е. вдоль Енисея и по западному обрамлению Анабарской суши. Затем произошел более значительный захват западной, северо-западной и северной частей Сибирской платформы и непрерывное медленное погружение дна бассейна. В результате этого смогли накопиться сравнительно мощные для платформенных областей (до 170 м) карбонатные отложения с остатками разнообразных и многочисленных брахиопод, кораллов, мшанок, криноидей, головоногих, трилобитов и других групп.

Подобные благоприятные условия для развития фауны в позднелландоверийском веке, по имеющимся в настоящее время материалам, существовали на территории верхнего течения рек Мойеро, Котуя, Маймечи, в бассейне р. Хантайки и ее притоков Кулюмбе и Горбиячин, в бассейне р. Рыбной — р. Курейки, левых притоков р. Вилюя, Верхней и Нижней Томбы, Моркоки и др., а также в бассейне р. Подкаменной Тунгуски, нижнем течении Нижней Тунгуски и по р. Летней. Вся указанная территория представляла собой в позднелландоверийское время открытое типично эпиконтинентальное море с благоприятными условиями для существования богатейшей, главным образом, бентосной фауны. Граптолитовые фации в это время в Тунгусском море имели ограниченно распространение, сохраняясь главным образом по западному и в меньшей степени по восточному побережью. Значительные мощности (более 100 м) граптолитовых сланцев известны только в районе Норильска и на Таймыре. На юге — в Иркутском амфитеатре в настоящее время обнаружены лишь редкие единичные находки плохо сохранившихся раковин брахиопод и ругоз, относящихся к лландоверийскому ярусу. Эти остатки фауны приурочены к красноцветным, часто гипсоносным породам, что позволяет предполагать существование на юге Тунгусского моря полузамкнутого или каким-то образом отшнурованного от его открытой части залива. Последний мог представлять собой периодически пересыхающий, засоленный водоем, изредка соединявшийся с морем. В нем отлагались гипсоносные доломиты и гипсы. Возможно, что на севере от этого водоема существовал ряд подводных поднятий, являющихся продолжением структур современного Енисейского кряжа.

Распределение лландоверийских граптолитовых фаций в Тунгусском море указывает на то, что в начале силурийской трансгрессии

(средний лландовери) наиболее пологими были восточные берега Тоболии, откуда и происходил вынос тонкого терригенного материала. В позднем лландовери берега этой суши, по-видимому, были отодвинуты в глубь страны и накопление осадков происходило главным образом за счет известковых скелетных образований разнообразных организмов, населявших открытую часть Тунгусского моря.

Формирование граптолитовых лландоверийских фаций на Таймыре, унаследованных с начала ордовика, происходило, вероятно, в осевой части прогиба, характеризующейся стабильным тектоническим режимом и длительным осадконакоплением в морских условиях. В краевых частях этого прогиба отлагались преимущественно карбонатные осадки на юге и карбонатно-терригенные на севере, содержащие многочисленные остатки брахиопод (пентамерид) и колоний табулят. Данный прогиб является частью обширного силурийского морского бассейна, распространенного, по-видимому, в пределах современной акватории моря Лаптевых. Южнее этот бассейн распадался на две ветви: собственно Таймырскую и Верхоянскую. Весьма вероятно, что именно этими путями шла миграция фауны с севера в Тунгусское и в Верхоянское моря. Это подтверждается наличием общих для них элементов американской фауны.

Верхоянское и Чукотское моря располагались в унаследованных от ордовика прогибах Верхояно-Чукотской геосинклинальной области. На западе они были ограничены Анабарской равниной, на севере — Гиперборейским материком, а на юге и востоке — Охотским и Эскимоским островами. Между ними существовали огромный Колымский остров и меньший по размерам Индигирский остров.

Палеогеографические построения для территории Северо-Востока СССР, особенно для Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых областей, основываются на крайне скудном фактическом материале, как, например, на находках силурийской гальки в мезозойских толщах (рр. Б. Анюй, Майн) или глыб известняков с силурийскими криноидеями в кремнистых сланцах неизвестного возраста (р. Хатырка). Границы суши и моря здесь проведены преимущественно на основании палеотектонических представлений и данных геофизических исследований.

В пределах Верхоянского моря (Омулевские горы, бассейн руч. Мирного, р. Ясачная) режим спокойного кораллового мелководья, существовавший в конце ордовика, в лландоверийском веке сменился формированием граптолитовых фаций, в условиях большей тектонической активности и, по-видимому, большей мелководности, чем это имело место на Таймыре. О последнем свидетельствует алевритовый состав граптолитовых сланцев, наличие линз обломочных известняков и многочисленные следы подводных оползней. По северо-восточной периферии этой зоны вдоль Колымского острова накапливались песчано-карбонатные осадки с довольно обильной бентосной фауной. На юге Верхоянский бассейн сообщался с морями, занимавшими, по-видимому, территорию Дальнего Востока через Сеттэ-Дабанский пролив. В пределах северной части этого пролива происходило интенсивное накопление чистых карбонатных илов с многочисленными кораллами и брахиоподами. Южнее в Юдомо-Майском районе распространены также карбонатные осадки, но со значительной примесью терригенного материала, очевидно, поступавшего с Ангарского материка. Нижнесилурийская толща, близкая по составу пород, известна еще южнее, в Аянском районе. Встреченные здесь остатки фауны плохой сохранности не позволяют в настоящее время установить их сходство с фауной каких-либо ближайших силурийских бассейнов. Кораллы, однако, близки к формам

известным из силура Северной Америки (формация Ниагара), что дает возможность пока условно отнести этот район к Верхоянскому бассейну.

Сведения об условиях осадконакопления в Чукотском море, как уже указывалось, весьма скудны. В северной части этого бассейна (рр. Б. Анюй, Меланджа) и на Чукотском полуострове формировались карбонатные осадки в условиях теплого моря нормальной солености, о чем свидетельствует наличие разнообразной коралловой фауны; на юге, в бассейне р. Пенжины — тонкоотмученные терригенные отложения, сносившиеся, по-видимому, с Колымского острова.

Еще меньше данных имеется по акваториям восточных морей СССР и территории Приморья. Палеогеографические условия со значительной долей условности можно восстановить в этих районах только для силурийского периода в целом. Предполагается, что юго-восточнее Командорских и Курильских островов в силуре уже существовал Тихий океан. Это подтверждается геофизическими данными о присутствии здесь коры океанического типа. В акватории Берингового и Охотского морей на Камчатке и в Приморье существовал, очевидно, раннепалеозойский геосинклинальный бассейн северо-восточного простирания. От океанической впадины этот геосинклинальный бассейн, по-видимому, отделялся поднятиями типа срединных массивов, расположенных в пределах Японского моря, в центральной и северной частях Охотского моря, включая западную часть Камчатского полуострова, и в Беринговом море. Японский и Берингов массивы характеризуются развитием коры промежуточного типа мощностью около 25 км. Охотско-Камчатский массив обладает континентальной корой мощностью 30—35 км. Не исключена возможность, что некогда он составлял одно целое с Охотским островом. В силуре предполагается существование между ними эпиконтинентального моря, осадки которого известны в Аянском районе.

ВЕНЛОКСКИЙ ВЕК

Венлокский век характеризуется относительной стабилизацией морских бассейнов, сформировавшихся в результате лландоверийской трансгрессии. Перемещение береговых линий, небольшие изменения физико-географических условий и смещения фациальных зон были связаны с началом развития всеобщей силурийской регрессии. Об этом можно судить по изменению вещественного состава осадков от терригенно-известковистых — в лландовери до известковисто-доломитовых и местами гипсоносных — в венлоке, а также по образованию региональных фаунистических видовых комплексов, отличающихся значительной эндемичностью. Особенностью венлокского века является широкое развитие кишечнополостных (строматопороидей, табулят и др.) часто породообразующих. Вместе с тем во многих регионах пограничные слои лландовери и венлока содержат органические остатки общих видов, что указывает на значительную преемственность венлокской фауны от лландоверийской.

Наряду с начавшейся регрессией, в некоторых районах (Алтае-Саянская область, бассейн верхнего течения р. Амура и др.) происходило дальнейшее расширение силурийских бассейнов и по существу заканчивались этапы первой максимальной регрессии. Отличительной чертой венлокского века является также активное проявление вулканической деятельности в геосинклинальных областях, выразившееся в образовании мощных вулканогенных толщ, в особенности на Урале и в Казахстане. На окраине Русской платформы (Подолия, Прибалтика) оно

было отмечено периодическим накоплением кислого пеплового материала в виде прослоев бентонитовых глин.

На западе Русской платформы в венлокском веке основные области осадконакопления остались теми же, но местами произошло незначительное отступание моря. В пределах Палеобалтийского залива карбонатные осадки получили большое развитие (Эстония, частично Литва), а граптолитовые фации сместились в глубь бассейна и известны в настоящее время лишь в западной части Советской Прибалтики (Латвия). По юго-западному борту платформы — в Подольском проливе — имели место небольшие поднятия, приведшие местами к частичному обособлению сравнительно небольших участков дна бассейна — в пределах Южной Молдавии (доломитовые известняки, гипсоносные доломиты). Примерно с конца венлокского века (устьевское время) подобные условия распространились на всю западную часть пролива (бассейн р. Днестра), где также формировались глинистые осадки и доломитовые илы и обитали ракообразные, немногочисленные остракоды и очень редкие брахиоподы. Начало и конец венлокского века характеризуются накоплением нормально-морских известковых осадков и довольно широким распространением небольших коралловых биогермов. Мощности венлокских отложений всей территории запада Русской платформы несколько увеличиваются, достигая 265 м на севере Прибалтики и 200 м в Молдавии. Подольский пролив так же, как и в лландовери, сообщался с геосинклинальным бассейном Южно-Европейского моря, о существовании которого на территории СССР можно судить лишь по наличию морских терригенных отложений в бассейне р. Малки на Северном Кавказе.

На севере Русской платформы венлокское море несколько отступило к северо-западу, освободив Канин полуостров и Северный Тиман. Увеличились в размерах Большеземельские и Кипиевские острова, между которыми накапливались лагунные осадки — пестроцветные доломитовые мергели и алевритистые доломиты с гипсом.

В Новоземельском море по-прежнему существовал нормальный морской режим, происходило накопление известковых осадков и обитала многочисленная и разнообразная коралловая и в меньшей мере брахиоподовая фауна, что особенно характерно для позднего венлока. В раннем венлоке условия для обитания фауны временами были менее благоприятными, о чем свидетельствует ее состав, представленный почти исключительно одними остракодами. На крайнем северо-востоке Новой Земли распространены главным образом терригенные осадки с граптолитами, указывающие на снос с предполагаемого на севере Баренцева материка. Геосинклинальный бассейн Урала характеризовался тем же меридиональным распределением фаций и преобладанием морского режима, что и в лландовери. На Северном и Полярном Урале в Бельско-Елецкой и Сакмаро-Лемвинской зонах наблюдается общее обмеление моря и некоторое увеличение цепи островов центрального Уральского поднятия, а также более широкое распространение карбонатных мелководных фаций в западной и восточной подзонах внешней части Уральской геосинклинали. На среднем Урале этот бассейн пердставлял собой узкий пролив, в котором шло интенсивное накопление терригенного материала аркозового и полимиктового состава, лишенного органических остатков, южнее — в Уфимском амфитеатре — Уральский бассейн несколько расширился к западу и на месте лландоверийских прибрежных терригенных осадков стали накапливаться морские карбонатно-терригенные осадки с обильной разнообразной фауной кораллов и брахиопод. На крайнем юге — в бассейне р. Белой, в более глубоководных условиях формировались кремнистые сланцы с граптолитами и тонкостен-

ными брахиоподами. В прибрежной зоне, прилегающей к Мугоджарскому острову, кроме того, имели место излияния эффузивов и накопление пирокластического материала. Состав пород областей суши, питавшей терригенным материалом Уральскую геосинклиналь, был различен. На Балто-Сарматском материке, по-видимому, размывались преимущественно терригенно-осадочные породы вендско-кембрийского возраста. В пределах Центрально-Уральской островной дуги разрушались осадочные и вулканогенные доордовикские образования, а в прибрежной полосе — ордовикские и лландоверийские осадочные породы. Местами, по-видимому, были обнажены древние интрузии.

В пределах внутренней части Уральской геосинклинали (Восточный склон Урала) в венлокском веке значительно усиливается вулканическая деятельность и происходит более четкое подразделение зон поднятий и погружений, сформировавшихся в лландовери. На востоке значительно расширяется к северу Притобольское погружение, достигавшее, по-видимому, в это время нижнего течения Оби. Повсеместно происходит дифференциация условий осадконакопления в прогибах. В средних их частях, испытавших относительно меньшее погружение, широкое распространение получают рифовые известняки с разнообразной фауной, терригенные осадки с граптолитами и подводные спилито-альбитофиро-андезитовые излияния. Местами имели место извержения эффузивов андезито-дацитового состава. По бортам зон погружения в приразломных прогибах изливались базальтовые лавы.

В венлоке в Тянь-Шане происходят первые движения, приводящие к значительным изменениям конфигурации бассейна и его фациальных обстановок. В Туркестано-Зеравшанской зоне возникают поднятия, создающие цепи все увеличивающихся по площади островов, которые к концу венлока сливаются в сушу, охватывающую горы Ауминза и Бельтау в Кызылкумах, хребты Северный и большую часть Южного Нуратау, горы Мальгузар и южный склон Туркестанского хребта. К концу венлока эти движения распространяются и на южное обрамление Ферганы, где в Туркестано-Алайской зоне закладываются полосы широтно вытянутых островов, местами подвергавшихся небольшому размыву, разделенных мульдообразными полосами непрерывного осадконакопления. В венлоке же становится очевидным распространение морского бассейна с накоплением терригенных граптолитовых толщ на восточную заферганскую часть Южного Тянь-Шаня. Изменения тектонического режима силурийского бассейна приводят к значительным подводным излияниям в Северо-Восточной Фергане, где в современных Баубашатинских горах, вдоль разломов, обрамляющих с севера силурийский прогиб, образуются вулканогенно-осадочные толщи (сересуйская свита и ее аналоги).

На территории Казахстанской геосинклинальной области в венлокский век, по сравнению с лландоверийским, происходит некоторое увеличение областей суши. Особенно это заметно в западной части Центрального Казахстана, где ранее обособленный массив суши северо-западнее оз. Балхаш (Бурунтау-Атасуйский) причленился к Улутаускому массиву. В районе Ерементау, оз. Тениз, верхнего течения р. Сарысу и Чингиза на отдельных участках, по-видимому, существовали высокие горы. Западнее Караганды обозначился бухтообразный залив, сообщающийся с Джунгаро-Балхашским морем. Произошло, вероятно, соединение и некоторое увеличение Джунгаро-Балхашской суши. К востоку от Чингизских гор на месте прибрежных равнин, временами заливавшихся морем, образовался мелководный морской бассейн с архипелагом вулканических островов. Осадконакопление в венлокский век в основном происходило в тех же районах, что и в лландовери. Судя по

непрерывности разрезов лландовери и венлока, значительной палеогеографической перестройки не произошло, однако совершенно очевидно общее сводовое поднятие всего региона, выразившееся в обмелении морского бассейна и накоплении в краевых его частях прибрежно-континентальных осадков.

Так, на значительной площади северо-восточной части Центрального Казахстана (правобережье р. Шидерты, Баянаул-Кайнарский район) в венлокский век накапливались преимущественно красноцветные полимиктовые терригенные отложения, лишенные каких-либо органических остатков. Зеленоцветные разности среди них встречаются лишь спорадически. Очень возможно, что в данном случае имели место дельтовые образования. По сравнению с другими областями здесь наблюдаются наибольшие мощности осадков (до 2500—3000 м). В Чу-Илийских горах также развиты преимущественно красноцветные терригенные отложения, но они более мелкозернисты и относительно маломощны (500—700 м). В бухтообразном заливе западнее Караганды и в Северном Прибалхашье накапливались пестроцветные терригенные породы — главным образом песчаники, алевролиты, реже гравелиты, содержащие обильные остатки граптолитов. При этом в Северном Прибалхашье мощность их редко превышает 1000 м, тогда как западнее Караганды они достигают 2000—3000 м.

Несколько иные разрезы венлока наблюдаются вдоль южного склона Джунгарской суши и в районе Кызыл-Эспе (восточнее ст. Моинты). В Южной Джунгарии среди маломощных (до 300 м) конгломерато-песчаниковых отложений устанавливается большое количество рифовых известняков, что является свидетельством их прибрежного образования. В Кызыл-Эспинском же районе, наоборот, присутствуют пелитоморфные слоистые известняки и зеленоцветные кремнистые алевролиты мощностью 140 м. Зеленоцветный терригенный комплекс пород наблюдается также к югу от Караганды, в Агадырском районе и в удаленных от областей суши участках Северного Прибалхашья. По-видимому, эта часть Центрального Казахстана, как и в лландоверийский век, была относительно глубоководной.

Венлокский век характеризуется наиболее интенсивным вулканизмом в тех же областях, что и в лландовери и появлением восточной — Алкамергень-Тарбагатайской вулканической области, расположенной в юго-западном борту Зайсанской геосинклинали. В Северо-Западном Прибалхашье (п-ов Мын-Арал, ур. Белькудук) извержения вулканов происходили в морском бассейне, о чем свидетельствует частая перемежаемость лав и туфов среднего и кислого состава с терригенными породами и рифовыми известняками. Мощность их достигает 600—1200 м. Несколько отличны вулканические проявления были в Чингиз-Тарбагатайском районе. Они происходили в основном в несколько иной палеогеографической обстановке — относительно приподнятой области. Продукты вулканизма преимущественно андезито-базальтового состава иногда чередуются с грубообломочными терригенными красноцветными отложениями или фациально замещаются ими. В отличие от подводных вулканов трещинного типа, которые проявлялись в лландоверийский век, в венлоке, по-видимому, происходили извержения в прибрежно-континентальных условиях. Центром вулканических извержений в западной, собственно Чингизской зоне был район верхнего течения р. Баканас, где накапливались вулканические продукты мощностью свыше 4000 м. Иногда наблюдаются вулканические постройки типа стратовулканов. Отсюда далее на северо-запад и юго-восток вулканические процессы постепенно затухали. Помимо отмеченных районов активный вулканизм происходил в Мугоджарах (западная зеленокаменная полоса и

Иргизская зона), а также на юге Казахстана, в районе Кетменьского хребта.

В Алтае-Саянской геосинклинальной области венлокский век был веком наибольшей трансгрессии, о чем свидетельствуют смена терригенных отложений преимущественно карбонатными и в ряде мест трансгрессивное налегание последних на досилурийские породы. Однако имеющиеся литологические и скудные фаунистические данные не дают возможности более четко разграничить лландоверийские и венлокские отложения и поэтому на представленных картах лландовери и венлока контуры бассейнов на территории Алтая, Салаира и Западного Саяна показаны в одинаковых границах. На территории Тувы, где венлокские отложения выделяются в самостоятельный верхнечергакский горизонт, можно более детально проследить изменения контуров и режим морского бассейна. Море расширилось в восточном направлении. На западе возник пролив, который соединял Тувинский и Западно-Саянский бассейны, что подтверждается одинаковыми окаменелостями (тувеллы) в одновозрастных отложениях этих районов. В связи с расширением бассейна и, видимо, некоторым углублением его, изменился характер осадконакопления, большую роль стали играть карбонатные осадки. В пределах западной и центральной части Тувинского моря отлагались песчано-глинистые и карбонатные осадки. На северо-западе и западе по-прежнему располагались кораллово-строматопоровые рифы, только их число и мощность возросли. По восточной окраине бассейна шло накопление красноцветных грубообломочных осадков в условиях прибрежной и частично береговой зоны, часто образовывались береговые валы. К прибрежной зоне примыкал участок, где существовали условия, весьма благоприятные для обитания кораллов и других морских организмов.

Расширение бассейнов, уменьшение приноса обломочного материала указывают на то, что в венлокском веке суша была более низменной, чем в лландоверийском веке. Невысокие горы, вероятно, располагались на площади Восточного Саяна и Кузецкого Алатау. К морским бассейнам примыкали денудационные равнины. Остальная территория была, видимо, возвышенной сушей.

В пределах Амурского залива в венлоке продолжали накапливаться терригенные осадки, однако условия для обитания фауны были значительно более благоприятными, на что указывают остатки разнообразных брахиопод тувинского типа, встреченные в венлокских отложениях этой области.

В венлокском веке Тунгусский бассейн, занимавший центральную часть Сибирской платформы, значительно сократился в своих размерах. Море окончательно покинуло территорию Иркутского амфитеатра, на месте которого образовалась обширная низменная равнина. На востоке (в бассейне Вилюя) продолжали накапливаться известково-доломитовые осадки, содержащие редкие брахиоподы и кораллы и многочисленные остракоды. Скудность фауны указывает на ненормальную соленость этой части бассейна, временами, по-видимому, изолированную от Тунгусского моря. Обильная фауна, особенно разнообразные кораллы и строматопороидеи, встречающиеся в отложениях венлока, развитых по западной и восточной окраинам Сибирской платформы, свидетельствуют о существовании здесь открытого морского Тунгусского бассейна, благоприятного для ее существования.

На юге Таймыра по-прежнему отлагались карбонатные осадки, содержащие остатки кораллов, а на севере терригенные илы с остатками граптолитов.

Границы Верхоянского и Чукотского морей, располагавшихся в венлоке также на территории Северо-Востока СССР, значительно расширились. Области сноса были значительно снивелированы, что отразилось на составе осадков, представленных преимущественно известняками и в меньшей степени глинистыми сланцами с граптолитами. В условиях теплого и мелкого моря продолжала развиваться разнообразная фауна брахиопод и кораллов.

Аналогичная палеогеографическая обстановка имела место и в пределах Сеттэ-Дабанского пролива.

ЛУДЛОВСКИЙ ВЕК

Лудловские отложения значительно меньше распространены, чем лландоверийские и венлокские. Граница венлокского и лудловского веков на территории СССР отмечается широким распространением каледонских дифференциальных движений, которые привели на платформах в целом к разрастанию суш и регрессии моря, а в геосинклиналях в одних случаях к дальнейшему развитию трансгрессий, а в других — к региональным перерывам и последующему сокращению бассейнов (прилож. 13). В соответствии с этим менялся и режим осадконакопления. На платформах получают наибольшее развитие фации бассейнов с ненормальной соленостью, а в пределах воздымающихся геосинклиналей — грубокластические терригенные отложения, местами рифовые фации. В погружающихся геосинклиналях шло накопление преимущественно карбонатных осадков. С этой границей совпадает значительное обновление родового и главным образом видового состава почти во всех широко распространенных группах фауны и исчезновение в них большинства ордовикских элементов. Появляется ряд родов, продолжавших свое развитие и в девоне.

На западе Русской платформы заметно сократилась площадь Палеобалтийского залива, который к концу лудловского века значительно обмелел. В южной и северной его частях образовались две бухты, разделенные полуостровом. Присутствие в известково-доломитовых осадках значительного количества терригенного материала, оолитовых структур, остатков рыб и эвригалинной фауны эвриптерид совместно с наутилоидеями указывают на ненормальную, временами, по-видимому, пониженную соленость этого бассейна. Нормально-морские карбонатные и терригенные — граптолитовые фации сместились далее к западу и известны лишь на территории Латвии. Мощность их по сравнению с венлокскими значительно увеличилась (более 800 м), что, по-видимому, является отражением начавшегося интенсивного прогибания западной и юго-западной окраин Русской платформы. Подольский пролив расширился, в нем господствовал открытый устойчивый типично-морской режим и происходило накопление известково-доломитовых осадков(более 200 м), содержащих остатки разнообразной бентосной кораллово-строматопоровой фауны. Юго-западная часть Молдавии оставалась временами изолированной от остальной части пролива.

Южно-Европейское море в лудлове, по-видимому, продолжало соединяться на западе с морским бассейном Западной Европы, на юге оно проникало в Турцию, а на востоке занимало территорию Северного Кавказа, где имеются карбонатные осадки (линзы известняков до 70 м в филлитовой толще) с фауной чешского типа. Подобная фауна известна также в районе Мугоджар [146]. Связь Подольского пролива с Уральским бассейном подтверждается также наличием общих родов и даже видов остракод и брахиопод, встреченных в лудлове Подолии и в соответствующих отложениях Западного склона Урала.

На северо-востоке Русской платформы в раннем лудлове, в результате поднятий, Кипиевский и Большеземельский острова причленились к Балто-Сарматскому материку. По восточному берегу современной Чешской губы накапливались пестроцветные песчаные отложения с остатками рыб. Формирование их, по-видимому, происходило в условиях дельты или мелководного опресненного бассейна.

В Новоземельском море — на большей части о-ва Новой Земли накапливались довольно мощные толщи существенно терригенных осадков, обломочный материал которых поступал, по-видимому, с гипотетического Баренцева материка. Разнообразие фауны свидетельствует, однако, о нормальных морских условиях.

В пределах Уральской геосинклинали с началом лудловского века заметно увеличилась роль карбонатных осадков, которые с небольшими перерывами прослеживаются от юго-западной оконечности Новой Земли до Южного Урала. В краевых частях внешнего геосинклинального прогиба Урала (Западный склон) наряду с карбонатными присутствуют и терригенные отложения. Условия обитания для фауны здесь были достаточно благоприятными, что подтверждается наличием в известняках большого количества остатков различных табулят и брахиопод, а в сланцах иногда обильных граптолитов. Во внутреннем геосинклинальном прогибе (Восточный склон Урала) наметилась существенная перестройка тектонического плана и смещение к востоку осевых частей прогибов. В пределах этих прогибов продолжалась интенсивная вулканическая деятельность и накопление разнообразных по составу осадков, среди которых, так же как и на западе, наибольшую роль стали играть карбонатные отложения, в том числе и рифовые постройки.

В Тянь-Шаньской геосинклинальной области в конце венлока и в лудлове наблюдалось ослабление тектонических движений как в самом бассейне, так и в смежных областях сноса. Это привело к значительному уменьшению привноса обломочного материала и все более широкому распространению условий неглубокого моря с нормальной соленостью с карбонатным осадконакоплением, богатого органическими остатками. Вдоль южной окраины Тянь-Шаньского бассейна в лудлове была несколько затруднена аэрация вод, что привело здесь к образованию битуминозных доломитизированных известняков с амфипорами. В центральной части происходило интенсивное накопление грубокластического материала. На севере — в Туркестано-Алайской зоне карбонатное осадконакопление в лудлове было сосредоточено в узких прогибах. В северной же части Кызылкумов, если считать достоверным стратиграфическое положение кынгырской и балкантауской свит, после отложения известняков первой половины лудлова, к концу его вновь происходит накопление терригенных толщ, сопровождающееся подводными излияниями. В Чаткальском хребте уже к концу венлока осадконакопление прекращается, и море окончательно уходит из этого района, сосредотачиваясь только в пределах Южного Тянь-Шаня. Несколько восточнее, в бассейне Майлису, это происходит в первой половине лудлова. В восточной части Южного Тянь-Шаня в лудловском веке существовал устойчивый морской бассейн с довольно сложной и изменчивой обстановкой осадконакопления. По его северной окраине, в Атбашинском хребте и в средней части Ферганского, развивается глубокий узкий приразломный прогиб, в котором в течение всего лудловского века накапливаются мощные сланцевые толщи с редкими горизонтами коралловых известняков.

Огромная территория северной части Центрального Казахстана в лудловский век вышла из-под уровня моря и превратилась в сушу. Заметно расширились участки, занятые горным рельефом на площади

Чингиз-Тарбагатайской и Джунгаро-Балхашской суши. Северная граница моря проходила где-то на широте г. Караганды, откуда оно распространялось в район Балхаша и Южного Казахстана. Через Северную Джунгарию Балхашское море, по-видимому, сообщалось с Зайсанским морем, а через Южную Джунгарию — с Тянь-Шаньским. В лудловский век на площади Центрального и Южного Казахстана происходило накопление терригенных и карбонатных осадков в мелкой части шельфа и прибрежной зоне моря. Терригенные породы представлены главным образом зеленоцветными полимиктовыми конгломератами, песчаниками и алевролитами, содержащими иногда (Северное Прибалхашье и Южная Джунгария) прослои пепловых туфов. Наиболее грубообломочные разности пород и наибольшие мощности наблюдаются в Атасуйском и Агадырском районах.

В Северо-Западном Прибалхашье и в Кетманском хребте Южного Казахстана развиты массивы рифовых известняков, достигающих мощности 325 м. Иногда они фациально замещаются пестроцветными прибрежными конгломерато-песчаниковыми образованиями. Карбонатные и карбонатно-сланцевые породы присутствуют также в Нуринском синклинории южнее Караганды и в Чарском поясе Зайсанской геосинклинали.

Вулканогенно-осадочные образования в Моинты-Кызылэспинском районе Центрального Казахстана и в северо-восточной (Призайсанской) полосе Чингиз-Тарбагатайского региона — это вулканические породы — лавы и туфы среднего и кислого состава, чередующиеся с песчано-конгломератовыми и песчано-сланцевыми отложениями. На наличие вулканических извержений в раннелудловское время в Казахстане — скорее всего в Чингиз-Тарбагатайском регионе — указывают прослои пепловых туфов в разрезах терригенных пород Северного Прибалхашья и Южной Джунгарии.

Мощные проявления вулканизма андезито-базальтового состава наблюдаются также в западной зеленокаменной зоне Мугоджар.

В конце венлока — начале лудлова на Алтае, Салаире и Западном Саяне имели место складчатые дислокации, которые привели к угловым несогласиям между нижним и верхним отделами силурийской системы. После кратковременного поднятия на эту территорию снова пришло море. На западе Алтайского моря шло накопление преимущественно карбонатных отложений с остатками разнообразных морских организмов. В составе этой фауны имеются элементы уральских форм, указывающих на возможное сообщение этих бассейнов через территорию Западно-Сибирской низменности. На площади Западного Саяна в позднем силуре располагался более узкий залив, чем в раннем силуре. В его восточной части накапливались грубообломочные красноцветные отложения. К западу они сменялись карбонатно-терригенными осадками. По северной и южной окраинам Саянского залива преобладали песчано-глинистые отложения.

Тектонические движения в Туве привели к резкому изменению палеогеографической обстановки и обновлению рельефа. На севере прекратилось сообщение с Саянским бассейном. Венлокское море к концу силура превратилось в остаточный внутриконтинентальный опресненный бассейн. В нем отлагались песчано-глинистые красноцветные осадки и обитали беззамковые брахиоподы (лингулы), остракоды и панцирные рыбы.

Распространение моря в пределах Амурского залива не ясно, поскольку фаунистически доказанные лудловские отложения не известны. Условно к этому времени можно отнести верхи омутнинской свиты,

представленной песчаниками и алевролитами, формировавшимися, очевидно, в условиях низменной равнины, временами заливавшейся морем.

На Сибирской платформе в лудловском веке Тунгусский бассейн заметно сократился и значительно обмелел. Сообщение его с открытым морем было затруднено. По западной и восточной его окраинам шло накопление пестроокрашенных доломитов, местами гипсоносных, почти лишенных фауны, за исключением остатков эвриптерид и единичных брахиопод. Более нормальные морские условия временами существовали в северной части бассейна (Норильский район и бассейн р. Котуя), где обнаружены табуляты и остракоды.

Обстановка осадконакопления в морских бассейнах на территории Арктики существенно не изменилась. Только в районе Северной Земли в результате поднятия Карских островов, слившихся в единую сушу, образовался внутренний бассейн с ненормальной соленостью, в котором происходило накопление гипсоносных карбонатных осадков.

Значительные поднятия произошли также на территории Северо-Востока СССР. В результате слияния Колымского, Индигирского, Охотского островов с Ангарским материком, до некоторой степени обособились Верхоянский и Чукотский бассейны. Прекратил свое существование Сеттэ-Дабанский пролив, на месте которого образовалась низменная, и, вероятно, временами заливавшаяся равнина. В центральной части Верхоянского моря накапливались известково-доломитовые осадки с раковинами брахиопод (*Conchidium alaskense* Kirk.), что свидетельствует о продолжавшейся связи с силурийскими морями Северной Америки. В северной и восточной частях Верхоянского моря временами существовали крупные лагуны, отгороженные от открытого моря коралловыми рифами. В них происходило накопление пестроцветных карбонатно-терригенных осадков. В Чукотском море, вероятно, по-прежнему существовали нормально-морские условия, несколько усилился лишь снос с Колымской суши, о чем свидетельствует наличие песчаников в верхах разреза силура Пенжинского кряжа.

ТИВЕРСКИЙ ВЕК

На границе лудловского и тиверского веков не отмечено каких-либо коренных изменений в палеогеографической обстановке. Вместе с тем уже в лудлове во многих районах Советского Союза происходят изменения в очертании береговых линий, в некоторой перестройке фациальных зон и более четкой локализации зон активных поднятий, что свидетельствует о начавшихся тектонических движениях. Последние получили максимум своего развития в конце тиверского века и привели к обширной общей регрессии, которая осушила огромные платформенные пространства территории Советского Союза. Во многих местах сохранились лишь изолированные от моря, местами засолоненные лагуны.

Нормально-морские бассейны продолжали существовать лишь в немногих областях — на западе Русской платформы, в Уральской и Тянь-Шаньской геосинклиналях. Одновременно на Северо-Востоке СССР наступила трансгрессия, значительно расширившая границы Верхоянского и Чукотского морей. Изменения физико-географических условий в различных водных бассейнах привели к образованию своеобразных комплексов фауны. В составе этой фауны возникло большое число местных видовых комплексов с крайне ограниченным ареалом распространения и коротким временем существования. Среди этой фауны, как и в лудловском веке, появился ряд родов, которые в дальнейшем продолжали существовать и в девоне, но были там представлены новыми видами, получившими уже с началом девонской трансгрессии весьма широкое,

иногда повсеместное географическое распространение. Отложения тиверского яруса представлены соответственно сложившейся физико-географической обстановке преимущественно терригенными, терригенно-известково-доломитовыми осадками. Лишь на Северо-Востоке СССР и в немногих, по-видимому, остаточных геосинклинальных бассейнах продолжалось накопление сравнительно чистых карбонатных илов.

На Русской платформе в тиверском веке продолжалось дальнейшее разрастание Балто-Сарматского материка. Палеобалтийский залив занимал в это время из двух лудловских бухт только южную, расположенную на территории Северной Латвии и Литвы. На юге он был ограничен выдающимся на запад Белорусско-Мазурским поднятием. В нем формировались глинистые мергели с редким прослоями глинистых известняков, содержащих фауну юраского горизонта, представленную брахиоподами, а на западе (в районе Калининграда) граптолитами, известными из более высоких частей силурийского разреза, чем в Англии, т. е. постлудловскими. К концу тиверского века в Палеобалтийском заливе стали отлагаться пестроцветные отложения глин, алевролитов и песчаников (тильжеская свита). По юго-западной окраине Русской платформы и в Предкарпатском прогибе продолжал существовать устойчивый морской бассейн — Подольский пролив с мощным осадконакоплением и разнообразной морской фауной, унаследованной от фауны лудловского века. По-видимому, на западе он широко сообщался с бассейнами Западной Европы, а на юге распространялся в пределы территории Румынии, Югославии и Болгарии, где отмечены находки постлудловской фауны. К концу тиверского века Подольский бассейн, очевидно, полностью замкнулся и превратился в полуопресненную лагуну.

Южно-Европейское море продолжало, вероятно, по-прежнему соединяться через Кавказ с Уральским и Тянь-Шаньским бассейнами, на что указывают находки видов граптолитов общими с западноевропейскими.

На северо-востоке Русской платформы после кратковременных поднятий и перерыва в осадконакоплении вновь образовался опресненный лагунный бассейн.

В начале тиверского века в Новоземельском море сохранились нормально-морские условия и карбонатное осадконакопление (гребенской горизонт). В конце века в результате поднятий Баренцевого материка и Карских островов увеличился снос терригенного материала и ухудшились условия для обитания фауны, представленной в отложениях вайгачского горизонта преимущественно остракодами. В пределах Уральской геосинклинали морской бассейн, расположенный на Западном склоне Урала, распался на две части — северную, открывающуюся в Новоземельское море, и южную, сообщавшуюся с Восточно-Уральским внутренним бассейном. В северной части происходило накопление морских карбонатных осадков с обильной фауной. В районах, прилегающих к Центрально-Уральскому поднятию и Балто-Сарматскому материку, значительную роль приобретают терригенные породы — песчаники, глинистые сланцы и мергели. Вдоль Центрально-Уральских островов были распространены водорослевые и кораллово-строматопоровые рифовые постройки. На Среднем Урале — в узком обмелевшем проливе между северной и южной частями бассейна — отлагались терригенные пестроцветные осадки. В Уфимском амфитеатре (Южный Урал) режим осадконакопления существенно не изменился. Здесь оставались нормально-морские условия и разнообразная фауна (маргиналиевые слои), содержащая ряд общих видов с фауной Тянь-Шаньского бассейна этого времени.

На Восточном склоне Урала на границе лудлова и тивера произошли значительные тектонические движения, обусловившие стратиграфический перерыв между ярусами. Внутренняя часть Уральского геосинклинального бассейна (Восточный склон Урала) в тиверском веке значительно обмелела. Расширились области суши, более широким развитием пользовался островной вулканизм, подводные трещинные излияния проявлялись только местами. Вблизи островных суш были широко распространены рифогенные постройки. На севере, к юго-востоку от Щучьинского района, по-видимому, расширился пролив, временами соединявший Уральское море с Казахстанским и Алтайским бассейнами.

В Тянь-Шаньской геосинклинальной области в тиверском веке на западе произошло некоторое расширение бассейна и продолжали накапливаться карбонатные осадки в условиях открытого и теплого моря. Цепь Туркестано-Зеравшанских островов по-прежнему являлась источником сноса терригенного материала, в изобилии поступавшего в южную и северную части Тянь-Шаньского бассейна. Местами сохранялись благоприятные условия для существования разнообразной фауны (маргиналиевые слои — кунжакский горизонт). В юго-восточной части этого бассейна (Памир, Аксайская зона и др.) также сохранялся нормально-морской режим, в то время как на севере вдоль Таласско-Ферганского разлома происходили подводные излияния основных лав и накопление терригенного материала. На территории Казахстанской геосинклинальной области тиверский век характеризуется дальнейшей регрессией моря. Мелководное Балхашское море представляло собой типичный внутренний бассейн, протягивающийся от Караганды узкой полосой на юго-восток, где соединялся с Зайсанским и Тянь-Шаньским морями. На севере этот район был окружен горами, постепенно снижавшимися в южном направлении. На территории Нуринского и Атасу-Агадырского районов накапливались грубокластические отложения — конгломераты, песчаники и в меньшей мере глинистые осадки, среди которых местами возникали коралловые рифовые постройки. В районах современного Северного Прибалхашья формировалась монотонная зелено-серая толща более тонкозернистых терригенных осадков с прослоями известняков и туффитов, более широкое распространение имели рифы. Вулканическая деятельность в тиверское время проявилась здесь лишь в северных предгорьях хр. Тарбагатай, в Призайсанской полосе и в Мугоджарских горах. В районе Тарбагатая в довольно маломощных, не превышающих 100 м, терригенных отложениях наблюдаются агломератовые туфы андезитового состава, в Мугоджарах же (в западной зеленокаменной зоне) устанавливается довольно мощный комплекс шаровых лав основного состава с небольшим количеством прослоев кремнистых яшмовидных алевролитов.

В Алтае-Саянской геосинклинальной области в тиверском веке режим осадконакопления примерно оставался тем же, что в лудловском. Открытое море существовало на Алтае и Салаире, несколько уменьшился в размерах Саянский залив. В Туве продолжалось накопление терригенных толщ в условиях мелководного опресненного бассейна.

В верховьях Амура существовавшая в лудлове временами заливавшаяся морем равнина, по-видимому, еще более сократилась в своих размерах.

Располагавшийся в северной части Сибирской платформы Тунгусский бассейн в тиверском веке приобретает черты полузамкнутой лагуны, в которой накапливались пестроцветные, известково-доломитовые гипсоносные осадки.

На Северо-Востоке СССР тиверский век знаменуется трансгрессией, снова приведшей к широкой связи Верхоянского и Чукотского морей и расселению разнообразной и многочисленной фауны, среди которой преобладают различные кораллы. Во всей этой области происходило накопление чистых карбонатных илов, лишь на востоке — в Пенжинском районе — отмечается появление терригенных осадков.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Силурийские отложения сравнительно бедны полезными ископаемыми. Это в особенности относится к платформенным областям, где развиты преимущественно карбонатные отложения — известняки и доломиты, используемые лишь в качестве строительных материалов и цементного сырья.

На Сибирской платформе к силуру приурочены значительные залежи гипса. Строительными материалами богаты также и геосинклинальные области. Однако там наряду с карбонатными породами встречаются и магматогенные толщи. С последними связано довольно много разнообразных полезных ископаемых, но в большинстве случаев силурийские осадки служат лишь вмещающими породами. Только местами, как, например, на Урале, где развиты вулканогенные интрузивные породы, обнаружены различные сингенетичные рудные полезные ископаемые: колчеданные залежи — серные и медные колчеданы, медно-цинковые и цинковые месторождения, месторождения хромита, платины, железа и сульфидов, содержащих медь, никель, кобальт и др., месторождения серпентинитов и т. д., а также средние и крупные месторождения железа и второстепенные месторождения меди и золота.

Исследованиями последних лет установлено, что с граптолитовыми толщами, широко распространенными в силуре, связаны битуминозность и нефтепроявления — в Средней Азии (северный склон Алайского и Туркестанского хр. — междуречье Шахимардина и Исфайрана и р. Қштут — левый приток Зеравшана) [39] и на Урале. Эти толщи также ванадиеносны.

ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОБЛАСТИ, ПРОВИНЦИИ И РАЙОНЫ

Силурийский период характеризуется своеобразными физико-географическими условиями, существенно отличающими его от ордовика и девона. Наступившая после ордовика обширная силурийская трансгрессия в значительной мере стерла своеобразие палеогеографических ордовикских провинций и создала условия для обмена фаун.

Появившиеся к началу силурийского периода все основные группы животного мира достигли широчайшего распространения во всех районах СССР и за его пределами уже в конце лландоверийской трансгрессии, оставаясь близкими по составу почти до конца этого периода. Развитие органического мира силурийского периода проходило, по-видимому, в сравнительно спокойной палеогеографической обстановке при господстве обширных эпиконтинентальных мелководных и геосинклинальных бассейнов, широко сообщавшихся между собой и окаймленных преимущественно низменной сушей и невысокими горами. Вдвое меньшая продолжительность силура, по сравнению с предыдущим и последующим периодами, имела также, возможно, решающее значение для развития силурийской фауны и закрепления признаков семейств и родов. Вероятнее всего, именно этими обстоятельствами объясняется относительно небольшое количество чисто силурийских семейств и родов среди многих групп фаун, преобладающая часть которых явля-

ется проходящей. Этим силур отличается от ордовика и девона. Для последних характерно наличие многих семейств и родов различных групп фауны, которые впервые появились, достигли расцвета и прекратили свое существование в этом же периоде. Возможно, что указанные особенности силурийского периода послужили причиной того, что до сих пор в нем не было выделено ни зоогеографических областей, ни провинций.

Основным препятствием для выделения палеогеографических областей и провинций в силуре является одновременно присутствие одних и тех же представителей крупных таксономических единиц (семейств и родов) среди широко распространенных строматопороидей, кораллов, граптолитов и других групп фауны в различных районах СССР и за его пределами. Пока только изучение распространения группы спириферид (брахиоподы) дает возможность предположительно выделять на территории Советского Союза для лландоверийского века крупные палеобиогеографические единицы типа областей.

Спириферид в лландоверийских отложениях Советского Союза до сих пор известны только в Казахстане — в раннем лландовери, в Средней Азии — в среднем, а в Прибалтике — позднем лландовери. На севере СССР (Арктических островах, Новой Земле, Пай-Хое, Полярном Урале, Таймыре), Сибирской платформе и Северо-Востоке СССР спириферид в лландовери до сих пор не встречены. Если эти данные подтвердятся дальнейшими исследованиями других групп фауны, то, по-видимому, следует признать, что такое расселение спириферид было связано с существованием двух зоогеографических областей: 1) южной — Атлантической, выделяемой как в ордовике, так и в девоне, и 2) северной — Канадско-Арктической в ордовике и Тихоокеанской в девоне. Однако данные по кораллам противоречат этим соображениям. По мнению Б. С. Соколова [241], силурийские кораллы принадлежали одной зоогеографической области. К началу венлокского века спириферид достигли повсеместного распространения и наметившаяся по ним в лландовери зоогеографическая дифференциация стирается. С этого времени силурийские брахиоподы, по-видимому, принадлежали также единой зоогеографической области.

Необходимо отметить, что в отдельных силурийских бассейнах при кратковременных палеогеографических изоляциях, связанных с перестройкой структур, среди широко распространенных групп видов возникало значительное число эндемичных форм. Такие видовые комплексы были характерны для внутренних морских бассейнов. Последние могут рассматриваться в качестве зоогеографических провинций и районов.

По имеющимся в настоящее время скудным данным, провинции в силурийском периоде могут быть выделены главным образом по преобладанию тех или иных широко распространенных родов и присутствию среди них единичных эндемичных родов, а также по характерным видовым комплексам. Различие провинций зависело, очевидно, не только от степени географической изоляции, но также и от типа бассейна и ряда других пока мало известных причин. На основании изучения ругоз (В. А. Сытова), табулят (Б. С. Соколов), брахиопод (О. И. Никифорова и М. А. Борисяк) и остракод (А. Ф. Абушик) сделана первая попытка наметить в единой силурийской области условно три провинции: Европейскую, Сибирскую и Центрально-Азиатскую. Зоогеографические районы выделяются по видовым и подвидовым комплексам, различающимся главным образом соотношением тех или иных групп фауны, зависящих, возможно, от фациальных условий занимаемой ими

экологической ниши в том или ином внутреннем бассейне, а часто и от степени изученности фауны данного района.

В Европейской провинции выделяются Балтийский и Подольский районы.

В Сибирской провинции различаются три района: 1) Уральский (в него входят Новая Земля, Северный Урал); 2) Среднесибирский (включающий Таймыр и Северную Землю) и 3) Колымский. Эта провинция и ее районы характеризуются присутствием широко распространенных родов, среди которых преобладают смешанные европейско-американские видовые комплексы.

Центрально-Азиатская провинция отличается наличием среди широко распространенных родов наибольшим количеством эндемичных родов, связанных с более ранним появлением их именно в этой акватории. Позднее часть этих родов получила распространение также и в других районах. В провинции различаются Тянь-Шаньский, Казахстанский и Алтае-Саянский районы, характеризующиеся своеобразными видовыми и подвидовыми сообществами. Обозначение родовых комплексов в провинциях и районах показано в условных обозначениях к литолого-палеогеографическим картам СССР (Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, лист 1).

Изученная силурийская фауна, представленная в большинстве районов распространения силурийских осадков разнообразными морскими группами животных — обитателей теплых и мелководных морских водоемов, дает основание полагать, что в трех веках силурийского периода климат на большей части территории Советского Союза был теплый и влажный. Это хорошо согласуется с имеющимися немногочисленными определениями широт по палеомагнитным данным. Согласно этим определениям экватор располагался примерно по линии: п-ов Канин — восточная часть залива Кара-Богаз-Гол. Таким образом, все основные области распространения фаунистически охарактеризованных силурийских отложений СССР попадают в тропическую и умеренную климатические зоны. В конце силурийского периода — в тиверском веке — времени максимальной регрессии климат резко изменился. Он стал континентальным и во многих областях жарким и засушливым.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдеев А. В. О возрасте порфироидов Атасу-Моинтинского водораздела.— В кн.: Стратиграфия нижнепалеозойских и силурийских отложений Центрального Казахстана. М., «Недра», 1965, с. 20—25.

2. Адамов Е. А. Чайская свита Домугда-Кутинского междуречья и новые данные по ее фосфоритоносности.— В кн.: Новые данные по геологии, нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской области. М., «Недра», 1964, с. 231—238.

3. Алексеев В. Р., Гаврилова З. С., Калимулин С. М. и др. К вопросу о древних редкометальных россыпях восточной части Алданского щита.— «Докл. АН СССР», т. 144, № 2, 1962, с. 409—411.

4. Алихова Т. Н. О возрасте молодовского горизонта и о границе между ордовиком и силуром в Приднестровье.— «Информ. сб. ВСЕГЕИ», № 4, 1956, с. 29—31.

5. Альтгаузен М. Н. Причины возникновения эпохи накопления редких металлов и фосфора в морских осадках нижнего палеозоя. М., Госгеолтехиздат, 1956, 15 с.

6. Амантов В. А. Тектоническое строение Монголо-Забайкальской складчатой системы.— «Известия Забайк. фил. геогр. об-ва СССР», т. 5, вып. 6, 1969, с. 3—23.

7. Анкинович Е. А., Анкинович С. Г. Об условиях образования и палеогеографической позиции накопления нижнепалеозойских ванадиеносных сланцев, фосфоритов и алюмофосфатных пород Каратауского типа.— В сб.: Литологические исследования в Казахстане. Алма-Ата, изд-во «Наука», 1966, с. 36—47.

8. Анкинович С. Г. Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня окраины Центрального Казахстана. Часть I. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961, 277 с.

9. Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. Часть I. (Поздний докембрий и палеозой. Ред. А. П. Виноградов, Б. С. Соколов и др.). Л., «Недра», 1960, 1961.

10. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. I. Л., «Недра», 1968.

11. Атлас литолого-фациальных карт Русской платформы. Ч. 1—2. М.—Л., 1952—1953.

12. Атлас палеогеографичніх карт Українськоі и Молдавскоі РСР. Под ред. В. Г. Бондарчука. Киев, 1960.

13. Бандалетов С. М., Борисяк М. А., Ковалевский О. П. и др. Верхнеордовикские и нижнесилурийские отложения района горы Акдомбак в Чингизе.— «Известия АН КазССР. Сер. геол.», № 1, 1965, с. 35—44.

14. Бельков И. В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. Изд. АН СССР, 1963, 321 с.

15. Беспалов В. Ф. Рифей и кембрий Центральной Азии.— «Известия АН СССР. Сер. геол.», № 8, 1963, с. 68—85.

16. Беэр А. А. Юдомо-Майский прогиб и его восточное ограничение в верхнем протерозое и нижнем палеозое.— «Известия АН СССР. Сер. геол.», № 4, 1965, с. 71—85.

17. Благовещенская М. Н. Чадобецкое куполовидное поднятие.— «Информ. сб. ВСЕГЕИ», № 8, 1959, с. 71—82.

18. Богданов А. А. Палеозойские тектонические структуры южной Карагандинской области и Чу-Балхашского водораздела.— В кн.: Тектоника СССР. Изд. АН СССР, т. 1, 1948, с. 79—144.

19. Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», т. XXIV, вып. 1, 1959, с. 3—38.

20. Богданов А. А. О некоторых проблемах тектоники Европы.— «Вестник Моск. ун-та. Сер. геол.», № 5, 1961, с. 46—66.

21. Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозоид Центрального Казахстана и Тянь-Шаня.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», т. 40, вып. 5, 1965, с. 40—68; вып. 6, 1965, с. 8—42.

22. Богданов А. А., Мазарович О. М., Михайлов А. Е. и др. Новые данные о геологии докембрийских и палеозойских отложений Атасуйского района (Центральный Казахстан).— «Сов. геология», сб. 48, 1955, с. 134—168.

23. Богданов Н. А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики.— «Труды ГИН АН СССР», вып. 99, 1963, 239 с.

24. Бондарев В. И. и др. Ранне-среднепалеозойский этап палеогеографического развития.—В кн.: Палеогеография центральной части Советской Арктики. «Труды НИИГА», т. 150. Л., «Недра», 1967, с. 38—69.

25. Борисяк М. А., Ковалевский О. П., Николаева Т. В. К стратиграфии силура хребта Чингиз.— «Информ. сб. ВСЕГЕИ» (палеонтолог. и стратигр.), № 42, 1961, с. 61—69.

26. Боровиков А. И. Нижний палеозой Джезказган-Улутауского района западной части Центрального Казахстана.— «Труды ВСЕГЕИ, нов. сер.», т. 6, 1955, 252 с.

27. Боровиков Л. И. Западная часть Центрального и Южный Казахстан.— В кн.: Стратиграфия СССР, т. III (Кембрийская система). М., «Недра», 1965.

28. Боровиков Л. И., Борсук Б. И. Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана.— «Материалы ВСЕГЕИ, нов. сер.», вып. 41. Л., 1961, 497 с.

29. Боровко Н. Г., Ишков А. Д., Келль Н. Г. Новые данные по литологии полюдовской свиты Северного Урала.— «Труды ВСЕГЕИ, нов. сер.», т. 119, 1964, с. 239—247.

30. Борукаев Р. А. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана (Сары «Арка»). М., Госгеолтехиздат, 1955, 408 с.

31. Борукаев Р. А. История геологического развития Восточного Казахстана в допалеозое и нижнем палеозое.— В кн.: Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана. Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1960, с. 80—97.

32. Борукаев Р. А., Ившин Н. К., Ергалиев Г. Х. Кембрий Казахстана.— В кн.: Вопросы геологии Казахстана. Алма-Ата, 1964, с. 30—87.

33. Борукаев Р. А., Ляпичев Г. Ф. Восточный Казахстан.—В кн.: Стратиграфия СССР, том «Нижний докембрий», полутом Азиатская часть. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 21—38.

34. Борукаев Р. А., Ляпичев Г. Ф. Складчатые комплексы Восточного Казахстана.— Сб.: Вопросы геологии Казахстана. Алма-Ата, 1964, с. 54—61.

35. Брунс Е. П. История развития Припятского прогиба в палеозое.— «Материалы по геол. Европ. террит. СССР», ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 14. Л., 1956, с. 185—207.

36. Брунс Е. П. Условия осадконакопления доордовикских толщ в западных районах Русской платформы.— «Труды ВСЕГЕИ», вып. 114, 1966, с. 6—32.

37. Быховер Н. А. Распределение мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования. М., Госгеолтехиздат, 1963, 473 с.

38. Варданянц А. А. Докембрийский кристаллический фундамент Русской платформы.— В кн.: Стратиграфия и корреляция докембрия, № 4, 1960, с. 57—68.

39. Виноградов П. Д., Мартышев В. Р., Мисников Ю. К. и др. О нефтепроявлениях в силурийских отложениях Центрального Таджикистана.— «Материалы по геол. и полезн. ископ. Ср. Азии, нов. сер.», вып. 10, 1956, с. 73—78.

40. Виноградов А. П., Тарасов Л. С., Зыков С. И. Изотопный состав рудных свинцов Балтийского щита.— «Геохимия», № 7, 1959, с. 571—608.

41. Виноградов А. П., Тугаринов А. И., Зыков С. И. и др. О возрасте горных пород Алданского щита.— «Геохимия», № 7, 1960, с. 563—569.

42. Владимирская Е. В. Ордовикские и силурийские отложения Центральной и Западной Тувы.— «Информ. сб. ВСЕГЕИ», № 21, 1959, с. 31—38.

43. Власов Н. Г. Основные черты доюрской истории Юго-Западного Дарваза.— В кн.: Геология Средней Азии. Изд. ЛГУ, 1961, с. 82—109.

44. Вознесенский В. Д. О возрасте уртынджальского комплекса в Прибалхашье и некоторых структурных особенностях Прибалхашья в конце раннего и начале среднего палеозоя.— В кн.: Стратиграфия нижнепалеозойских и силурийских отложений Центрального Казахстана. М., «Недра», 1965, с. 34—44.

45. Волобуев М. И., Зыков С. И., Мусатов Д. И. и др. Стратиграфия и магматические комплексы Енисейского кряжа по геологическим и радиологическим данным.— В кн.: Геология юго-зап. обрамления Сибирск. платформы. М., 1964, с. 3—58.

46. Воронов Б. Г., Комар Вл. А., Семихатов М. А. и др. Корреляция разрезов верхнего докембрия Западного Приверхоянья и Учуро-Майского района.— «Докл. АН СССР», т. 171, № 4, 1966, с. 927—931.

47. Гамалея Ю. Н., Забродин В. Е., Коган В. С. Раннесинийские вулканогенно-осадочные отложения юго-восточной части Алданского щита (бассейн р. Учур).— «Докл. АН СССР», т. 152, № 3, 1963, с. 690—692.

48. Гарань М. И. Западный склон и Центральная область Южного Урала.— В кн.: Стратиграфия СССР (Верхний докембрий). М., 1963, с. 114—161.

49. Гаррис М. А. Геохронологическая шкала Урала и основные этапы его развития в докембрии и палеозое (по данным калий-аргонового метода). — В кн.: Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геол. Абсол. возраст геол. формаций. М., «Наука», 1964, с. 128—156.

50. Гаррис М. А., Казаков Г. А., Келлер Б. М. и др. Геохронологическая шкала верхнего протерозоя (рифей и венд.).— В кн.: Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геол. Абсол. возраст геол. формаций. М., «Наука», 1964, с. 431—455.

51. Гаррис М. А., Лапинская Т. А., Ситдиков Б. С. и др. Основные этапы магматизма и метаморфизма в докембрии на территории восточной части Русской платформы.— В кн.: Труды XIII сессии комиссии по опред. абсол. возраста геол. формаций. М., «Наука», 1967, с. 210—225.

52. Гафаров Р. А. Тектоника фундамента и типы магнитных полей Сибирской платформы.— «Известия АН СССР, сер. геол.», № 7, 1965, с. 95—107.

53. Геология СССР. Т. 44 (Западно-Сибирская низменность), ч. I, 1964. М., 550 с.

54. Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. М., «Наука», 1968, 331 с.

55. Герлинг Э. К., Лобач-Жученко С. Б., Горохов И. М. Геохронология пород докембрия Балтийского щита.— В кн.: Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л., «Наука», 1972, 187 с.

56. Гилярова М. А. К стратиграфии и тектонике Карельской формации Центральной Карелии. «Уч. зап. Ленингр. гос. пед. ин-та им. Герцена», т. 72, 1948, с. 125—167.

57. Гилярова М. А. Докарельская толща железосодержащих сланцев и ее стратиграфическое положение.— «Известия Карело-Финск. научно-исслед. базы АН СССР», № 1, 1948, с. 19—41.

58. Гилярова М. А. Новые данные по стратиграфии и тектонике геологических образований Карелии.— «Известия Кар.-Финск. научно-исслед. базы АН СССР», № 2, 1949, с. 21—49.

59. Головенок В. К. О возможности палеогеографических реконструкций в метаморфических толщах докембрия (по наблюдениям в Патомском нагорье).— «Труды ВСЕГЕИ, нов. сер.», 97, 1964, с. 91—110.

60. Горецкий Ю. К. Закономерности размещения и условия образования основных типов бокситовых месторождений.— «Труды Всесоюз. ин-та мин. сырья», вып. 5, 1960, 257 с.

61. Горохов И. М. и Лобач-Жученко С. Б. Определение возраста гранитов карелид Юго-Западной Карелии при помощи изохронного метода.— «Геохимия», № 10, 1964, с. 980—987.

62. Горохов С. С. Рифей зоны Урал-Тау.— «Труды ГИН», вып. 124, 1964, 135 с.

63. Горяинова О. П., Фалькова Э. А. К стратиграфии свит древнего палеозоя западного склона Южного Урала.— «Зап. Всерос. мин. об-ва», 4, вып. 2, 1935, с. 273—283.

64. Горецкий Ю. К. Закономерности в размещении бокситовых месторождений и условия их образования.— В сб.: Бокситы, их минералогия и генезис. Изд-во АН СССР, 1958, с. 93—119.

65. Громов Ю. Я. Стратиграфия синия и кембрия Южного Приморья.— «Сов. геология», № 6, 1958, с. 44—53.

66. Громов Ю. Я. Сихотэ-Алиньская складчатая область и Буреинский срединный массив.— В кн.: Стратиграфия СССР, т. III (Кембрий). М., 1965, с. 406—410.

67. Гурьянова Е. Ф. Закономерности распределения современной морской фауны и принцип районирования Мирового океана.— Сб.: Вопросы палеобиографии и биостратиграфии. Труды I сессии ВПО. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 15—24.

68. Джолдошев Б., Королев В. Г. Строение джетымской серии в хребте Джетым-тоо.— «Известия АН КиргССР. Сер. естеств. и техн. наук», т. II, вып. 6, 1960, с. 29—46.

69. Доброхотов М. Н. Геология докембрия Курской магнитной аномалии.— «Сов. геология», № 11, 1961, с. 37—54.

70. Долгинов Е. А. Роль поперечных тектонических зон в строении Заангарской части Енисейского кряжа. — В сб.: Вопросы геологии Красноярского края. Изд-во Моск. ун-та, 1964, с. 53—63.

71. Доминиковский В. Н., Драгунов В. И., Либрович В. Л. Фациальные особенности фосфоритоносности Сибирской платформы. — «Сов. геология», № 9, 1962, 113—121.

72. Драгунов В. И., Штейн Л. Ф. Уточнение границ кембрийских и докембрийских отложений в низовьях р. Енисей.— «Бюлл. научно-техн. информ. мин. геол.», № 4 (16), 1958, с. 8—9.

73. Драгунов В. И. Туруханский и Игарский районы.— В кн.: «Стратиграфия СССР, Верхний докембрий», М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 319—331.

74. Дронов В. И. О кембрийских отложениях в Центральном Памире.— «Докл. АН ТаджССР», т. VI, вып. 3. Душанбе, 1963, с. 30—33.

75. Другова Г. М. Высокотемпературный диафторез в докембрии р. Зеи.— «Геол. и геоф.», № 9, 1969, с. 45—54.

76. Ельянов А. А., Моралев В. М. Новые данные о возрасте ультраосновных щелочных пород Алданского щита.— «Докл. АН СССР», т. 141, № 3, 1961, с. 687—689.

77. Ергалиев Г. Х. Первая находка верхнедокембрийских трилобитов в Большом Каратау. «Известия АН КазССР, сер. геол.», вып. 5 (50), 1962, с. 79—82.

78. Ергалиев Г. Х., Покровская Н. В. Биостратиграфия нижнего кембрия Малого Каратау.— В кн.: Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана (тезисы докладов). Алма-Ата, 1971, с. 65—67.

79. Ефимов А. Н., Тетяева Т. М. К стратиграфии протерозоя и нижнего кембрия Забайкалья.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 1 (3). Чита, 1965, с. 22—25.

80. Ефимов И. А. Эклогитовая формация докембрия Северного и Южного Казахстана.— В кн.: Междунар. геол. конгресс XXII сессия. Докл. сов. геол. (пробл. 16). М., «Наука», 1964, с. 180—191.

81. Ефимов И. А., Данилов Ю. С. Об абсолютном возрасте образования и изменения пород докембрийской эклогитовой формации Кокчетавского антиклинория.— «Труды XI сессии по опред. абс. возр. геол. формаций». Изд. АН СССР, 1963, с. 73—83.

82. Жарков М. А., Кузнецов Г. А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности центральной части Ангаро-Ленского краевого прогиба.— Сб.: Новые данные по геолог., нефтеносности и полезн. ископ. Иркутской области. М., 1964, с. 3—54.

83. Жарков М. А., Хоментовский В. В. Основные вопросы стратиграфии нижнего кембрия и венда юга Сибирской платформы в связи с соленостью.— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», т. XI, 1965, с. 100—118.

84. Жуков М. М., Радченко И. И. О возрасте древних отложений центральной части Бетпакдалинского антиклинория.— «Известия АН КазССР. Сер. геол.», № 3, 1964.

85. Жуков П. К., Шлыгин Е. Д., Казанин Ю. И. О фосфорной минерализации Текели-Коксуйского района.— В сб.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана. Изд. АН КазССР, вып. 2 (27). Алма-Ата, 1964, с. 137—143.

86. Журавлев В. С., Осадчук М. И. Тиманский кряж и полуостров Канин.— В кн.: Стратиграфия СССР, Верхний докембрий, т. II. 1963, с. 206—239.

87. Журавлева З. А. Онколиты и катаграфии рифея и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение. «Тр. ГИН АН СССР», вып. 114, 1964, 75 с.

88. Журавлева З. А., Комар Вл. А. К стратиграфии рифея (синия) Анабарского массива «Докл. АН СССР», т. 144, № 1, 1962, с. 197—200.

89. Журавлева З. А., Комар Вл. А., Чумаков Н. М. Стратиграфическое соотношение патомского комплекса с осадочными отложениями западного и северного склонов Алданского щита.— «Докл. АН СССР», т. 128, № 5, 1959, с. 1026—1029.

90. Журавлева З. А., Комар Вл. А., Чумаков Н. М. Строение и возраст отложений, относимых к толбинской свите (Юго-Восточная Якутия).— «Докл. АН СССР», т. 140, № 3, 1961, с. 658—661.

91. Журавлева З. А., Мамаев Н. Ф. О находках онколитов в древних толщах восточного склона Южного Урала.— «Известия АН СССР. Сер. геол.», № 3, 166, с. 114—117.

92. Журавлева З. А., Постников В. Г., Постникова И. Е. и др. К стратиграфии ушаковской свиты Иркутского амфитеатра.— «Докл. АН СССР», т. 166, № 3, 1966, с. 678—681.

93. Завидонова А. Г. Допалеозойские и палеозойские отложения Молдавской ССР. «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», т. 31, № 5, 1956, с. 31—50.

94. Загородный В. Г., Мирская С. Н., Суслова С. Н. Геологическое строение Печенгской осадочно-вулканогенной серии. М., «Наука», 1964, 208 с.

95. Зайцев Ю. А., Королев В. Г., Филатова Л. И. О сопоставлении верхнего протерозоя Тянь-Шаня и Улутау.— «Вестник Моск. ун-та. Сер. геол.», № 4, 1966, с. 23—42.

96. Зайцев Ю. А., Филатова Л. И., Милеев В. С. и др. Основные черты докембрия Улутау (Центральный Казахстан).— «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», т. XL, вып. 6, 1965, с. 57—81.

97. Замараев С. М. Тектоническое строение и история геологического развития юго-восточной части Сибирской платформы.— В кн.: Геол. иссл. и пробл. нефтегаз. юга Сиб. платформы, вып. 2. М., Гостоптехиздат, 1962, с. 128—193.

98. Зубцов Е. И., Зубцова Е. И. Докембрийские граниты и нижний палеозой Срединного Тянь-Шаня.— «Докл. АН СССР», т. 152, № 4, 1963, с. 945—948.

99. Ившин Н. К. Верхнекембрийские трилобиты Казахстана. Ч. 2. Селетинский горизонт куяндинского яруса Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1962, 412 с.

100. Ившин Н. К. Корреляция фаунистической шкалы кембрия Казахстана со шкалами Восточной Сибири, Западной Европы и Северной Америки.— В кн.: XX Междунар. геол. конгресс. Кембрийская система, ее палеогеогр. и пробл. нижней границы (симпозиум). Т. 3. М., 1961, с. 302—329.

101. Игнатова М. Д. Полезные ископаемые Нижнеангарского промышленного района.— В кн.: Перспективы промышл. освоен. Ангаро-Шитен. железорудного бассейна. Изд. АН СССР, 1960, с. 47—60.

102. Иициксон Г. В. Структурное районирование и история развития Малого Хингана.— В кн.: История геологического развития и магматизма Малого Хингана.— «Труды ВСЕГЕИ, нов. сер.», т. 55. Л., 1961, с. 5—63.

103. Казаков Г. А., Кнорре К. Г. и др. Абсолютный возраст докембрия западного обрамления Сибирской платформы (Енисейский кряж, Туруханское и Чадобецкое поднятия).— «Труды XIII сессии комиссии по опред. абсол. возраста геол. формаций». М., 1966, с. 312—317.

104. Казаков Г. А., Кнорре К. Г., Прокофьева Л. П. Абсолютный возраст докембрийских осадочных толщ Оленекского поднятия Восточной Сибири.— «Геохимия», № 11, 1965, с. 1313—1317.

105. Кальо Д. Л. Силур Эстонии. Таллин, изд-во «Валгус», 1970, 343 с.

106. Карпинский А. П. Очерки геологического прошлого Европейской части России. Изд. АН, 1947, с. 204.

107. Кассин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Изд-во АН КазССР, Алма-Ата, 1947, с. 255.

108. Келлер Б. М. Рифейские отложения краевых прогибов Русской платформы.— «Труды Ин-та геол. наук АН СССР», вып. 109, сер. геол., № 37, 1952, 61 с.

109. Келлер Б. М. Вендский комплекс Урала.— «Сов. геология», № 5, 1966. с. 58—69.

110. Келлер Б. М. Подразделения единой стратиграфической шкалы докембрия.— «Докл. АН», 1971, № 6, 1966, с. 1405—1408.

111. Келлер Б. М. Верхний протерозой Русской платформы (Рифей и венд). Изд-во Моск. ун-та, 1967, 101 с.

112. Келлер Б. М., Королев В. Г., Семихатов М. А. и др. Основные черты палеогеографии позднего протерозоя СССР.— В кн.: Геология докембрия. Междун. геол. конгресс, XXIII сессия (проблема 4). М., «Наука». 1968, с. 82—94.

113. Келлер Б. М., Кратц К. О., Неелов А. Н. Палеотектоника докембрия СССР.— В кн.: Геология докембрия. Межд. геол. конгресс, XXIII сессия (проблема 4). М., «Наука», 1968, с. 16—28.

114. Келлер Б. М., Покровская Н. В. Новые данные о возрасте фосфоритов Каратау.— «Известия АН СССР. Сер. геол.», № 6, 1965, с. 78—91.

115. Келлер Б. М., Семихатов М. А., Чумаков Н. М. Верхний протерозой Сибирской платформы и ее обрамления.— В кн.: Труды совещ. по страт. Ср. Сибири. Т. 1 (Докембрий и кембрий). Красноярск, 1967, с. 247—292.

116. Кизевальтер Д. С. Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ Центрального Кавказа.— В кн.: Материалы по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа. Т. 2, 1960, с. 67—116.

117. Кирилюк В. П. Докембрийские образования юго-западной окраины Алдано-Витимского щита.— «Вестник Львов. гос. ун-та. Сер. геол.», вып. 2, 1964, с. 63—69.

118. Кириченко Г. И. Стратиграфия докембрия западной и южной окраин Сибирской платформы (Енисейский кряж, Туруханское поднятие, северное предгорье Восточного Саяна).— «Труды Межвед. совещ. по разраб. униф. страт. схем Сибири 1956 г.». Изд. АН СССР, 1958, с. 83—92.

119. Кириченко Г. И. Тектоника Енисейского кряжа.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 2, Новосибирск, Сиб. отд. АН СССР, 1963, с. 65—82.

120. Кириченко Г. И. Енисейский кряж.— В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М., 1963, с. 331—349.

121. Кисилев В. В., Королев В. Г. Новые данные по стратиграфии докембрия и палеозоя западной части Киргизского хребта.— В кн.: Материалы по геологии Тянь-Шаня, вып. IV. Изд. АН КиргССР, 1964, с. 3—44.

122. Клингер Б. Ш. Онколиты и катаграфии центральной и юго-восточной части Ерементау-Ншазского антиклинория (Центральный Казахстан).— В сб.: Проблематики пограничных слоев рифея и фанерозоя Русской платформы, Урала и Казахстана. «Труды ГИН АН СССР», вып. 188. М., «Наука», 1967, с. 101—107.

123. Книппер А. Л. Тектоника Байконурского синклинория (Центральный Казахстан).— «Труды Геол. ин-та АН СССР», вып. 90, 1963, 204 с.

124. Комар Вл. А. Строматолиты верхнедокембрийских отложений севера Сибирской платформы и их стратиграфическое значение.— «Труды Геол. ин-та АН СССР», вып. 15, 1966, 122.

125. Комар Вл. А., Крылов И. Н., Нужнов С. В. и др. О трехчленном делении рифея по строматолитам. В кн.: «Межд. геол. конг., XXII сессия, докл. сов. геологов (проблема 10, Геология докембрия). М., «Недра», 1964, с. 172—185.

126. Комар Вл. А., Семихатов М. А. К геологической истории Сибирской платформы в позднем докембрии.— «Докл. АН СССР», т. 161, № 2. 1965, с. 421—424.

127. Копаевич Л. П. Геолого-структурное положение Станового хребта и распределение некоторых полезных ископаемых в его пределах.— В кн.: Материалы по региональной геологии, вып. 8. М., Госгеолтехиздат, 1962, с. 95—97.

128. Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М., «Наука», 1965, 312 с.

129. Корень Т. Н., Енокян В. С. Силурийские и нижнедевонские отложения северо-западной части Югорского полуострова и остров Печорского моря.— «Уч. записки НИИГА», вып. 30, 1970, с. 5—26.

130. Королев В. Г. Возраст «Свиты Арчалы» в хр. Джетымтау (Тянь-Шань) и стратиграфия нижнего палеозоя Чаткало-Нарынской зоны.— «Труды Ин-та геологии АН КиргССР», вып. IX, 1957, с. 5—44.

131. Королев В. Г. Позднедокембрийские и нижнепалеозойские формации Тянь-Шаня и связанные с ними осадочные полезные ископаемые. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 3. Изд-во АН СССР, 1960, с. 88—116.

132. Королев В. Г. К стратиграфии верхнего докембрия северного Тянь-Шаня.— «Докл. АН СССР», т. 144, № 6, 1962, с. 1334—1336.

133. Королев В. Г. Кембрий Тянь-Шаня. — В кн.: Материалы по геологии Тянь-Шаня, вып. 3. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР, 1962, с. 35—48.

134. Королев В. Г. О двух горизонтах тиллитоподобных конгломератов в вендском комплексе Северо-Западного Каратау. — «Труды Фрунзенск. политехн. ин-та, геол., горное дело», вып. 20. Фрунзе, 1965, с. 40—68.

135. Королев В. Г. Структурно-фациальные особенности древних толщ Тянь-Шаня и проблема миграции геосинклиналей.— В кн.: Материалы объединенной научной сессии, посвященной 40-летию Киргизской ССР и Компартии Киргизии. Фрунзе, изд-во «Илим», 1966, 138 с.

136. Королев В. Г. Особенности строения и развития геосинклиналей Средней Азии в верхнем протерозое. — В кн.: Проблемы геологии Ср. Азии и Казахстана. М., «Наука», 1967, с. 34—43.

137. Королев В. Г., Крылов И. Н. К стратиграфии верхнего докембрия Северного Тянь-Шаня. — Докл. АН СССР, т. 144, № 6. М., 1962, с. 1334—1337.

138. Королюк И. К. Сравнительная характеристика формаций рифея и кембрия Прибайкалья. Изд-во АН СССР, М., 1962, 129 с.

139. Косыгин Ю. А., Башарин А. К., Берзина Н. А. и др. Основные структурные элементы Сибири в позднем докембрии.— «Геология и геофизика», № 10, 1962, с. 68—83.

140. Красивская И. С. Новые данные по стратиграфии метаморфических сланцев среднего течения р. Малки. «Докл. АН СССР», т. 138, № 4, 1961, с. 906—909.

141. Красильщиков А. А. Нижний протерозой и магматизм Оленекского поднятия.— В кн.: Геология Сибирской платформы. М.-Л., «Недра», 1966, с. 21—22.

142. Кратц К. О. Геология карелид Карелии.— «Труды ЛАГЕД АН СССР», вып. 16. Изд-во АН СССР, 1963, с. 210.

143. Крылов И. Н. Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия.— «Труды ГИН АН СССР», вып. 69, 1963, 133 с.

144. Крылов И. Н., Журавлева З. А. Находки проблематичных органических остатков в древних толщах Северного Казахстана.—«Докл. АН СССР», т. 156, № 2, 1964, с. 322—323.

145. Крылова М. Д., Борисова К. Д. Процессы ультраметаморфизма в мигматитовых комплексах амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма (на примере Зейского района).— В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., «Наука», 1970, с. 143—163.

146. Леоненок Н. И. Силурийские отложения Кос-Истекского района (Северные Мугоджары).— «Труды Лаборатории геологии угля АН СССР», вып. III, 1955, с. 116—225.

147. Лови Б. И. Интрузивные комплексы Малого Хингана.— В кн.: История геологического развития и магматизма Малого Хингана.— «Труды ВСЕГЕИ, нов. сер.», т. 55. Л., 1961, с. 65—112.

148. Лунгерсгаузен Г. Ф. Геологическая эволюция Южного Приднестровья.— «Сов. геология», № 5—6, 1940, с. 18—39.

149. Лунгерсгаузен Г. Ф. О фациальной природе и условиях отложения древних свит Башкирского Урала. — «Сов. геология», № 18, 1947, с. 35—75.

150. Лунгерсгаузен Г. Ф. Тиллиты и тиллитоподобные образования.— В кн.: Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 566—578.

151. Макарычев Г. И. Стратиграфия протерозойских и нижнепалеозойских отложений Большого Каратау.— «Бюлл. МОИП, отдел. геол.», т. 32 (4), 1957, с. 83—104.

152. Макарычев Г. И. Стратиграфия протерозойских и нижнепалеозойских отложений Большого Каратау.— В кн.: Труды совещания по унификации стратиграф. схем допалеозоя и палеозоя В. Казахстана, т. I, 1960, с. 183—193.

153. Макридин В. П., Кац Ю. И. Значение обобщающих палеонтологических исследований для стратиграфии и палеогеографии. — «Палеонтологический журнал», № 3. М., 1965, с. 3—16.

154. Мамаев Н. Ф. К истории развития восточного склона Южного Урала в докембрии и нижнем палеозое.—«Известия АН СССР. Сер. геол.», № 2, 1964, с. 92—100.

155. Мануйлова М. М., Кольцова Т. В. Геохронология докембрия Северного Прибайкалья.— В кн.: Абсол. возраст докембрийских пород СССР, М.—Л., 1965, с. 149—166.

156. Марков М. С. Джеспилитовая формация вулканогенно-кремнистого ряда в Карсакпайском синклинории.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 2. Изд-во АН СССР, 1959, с. 221—243.

157. Марков М. С., Смирнов А. М., Хохлов Э. П. и др. — В кн.: Дальний Восток (Стратиграфия СССР. Верхний докембрий). М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 458—468.

158. Матвеевская А. Л., Иванова Е. Ф. Геологическое строение южной части Западно-Сибирской низменности в связи с вопросами нефтегазоносности. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1960, 163 с.

159. Мац В. Д., Егорова О. П. Стратиграфия байкальского комплекса и некоторые данные по его фосфоритоносности.— «Материалы по геологии и полезным ископаемым Вост. Сибири», вып. 1 (22). Иркутск, 1957, с. 47—75.

160. Мерзляков В. М. Новый тип разреза ордовика на Колымском массиве.— «Колыма», № 7, 1967, с. 44—46.

161. Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. Изд-во Моск. ун-та, 1963, 357 с.

162. Милькевич Р. И., Неелов А. Н., Седова И. С. Метаморфические комплексы западной части Борщовочного хребта.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 2 (4). Чита, Изд-во Забайк. фил. геогр. об-ва СССР, 1967, с. 34—36.

163. Миронюк Е. П. Структурно-стратиграфическое расчленение кристаллических образований нижнего докембрия западной части Алданского щита и соотношение олекминской серии и станового комплекса.— В кн.: Геол. и петрол. докембрия Алданского щита. М., «Наука», 1966, с. 93—110.

164. Мирошников Л. Д. К геологии доюрского фундамента в северо-восточной части Западно-Сибирской низменности.— «Геология и геофизика», № 4, 1960, с. 33—42.

165. Миссаржевский В. В., Розанов А. Ю. К вопросу о нижней границе кембрия.— «Известия АН СССР. Сер. геол.», № 2, 1963, с. 60—72.

166. Мисюс П. П., Сагындыков К. Новые данные о нижнем кембрии Чаткальского хребта.— В кн.: Формации верхнего протерозоя и нижнего палеозоя Тянь-Шаня. Изд-во «Илим», 1967, с. 103—104.

167. Младших С. В., Аблизин Б. Д. Стратиграфия верхнего докембрия западного склона Среднего Урала.— «Известия АН СССР. Сер. геол.», № 2, 1967, с. 67—80.

168. Моралев В. М., Нужнов С. В. Перспективы нефтеносности позднедокембрийских отложений в бассейне среднего течения р. Мая.— «Известия высш. учебн. завед., Геология и разведка», № 1, 1961, с. 20—24.

169. Муратов М. В. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры. — «Геотектоника», № 1, 1965, с. 6—29.

170. Мусатов Д. И. Некоторые особенности осадочных и вулканогенных формаций восточной части Саяно-Алтайской складчатой области.— «Труды Всесоюзн. лит. совещ.», т. II, СО АН СССР. Новосибирск, 1964, с. 127—133.

171. Мусатов Д. И., Волобуев М. И. Некоторые вопросы геологического развития Енисейского кряжа.— В кн.: Геология юго-западного обрамления Сибирской платформы. М., «Недра», 1964, с. 59—85.

172. Мусатов Д. И. Некоторые основные вопросы стратиграфии и тектонической истории Саяно-Енисейской складчатой области. Красноярск, 1966, 115 с.

173. Мянниль Р. М. История развития балтийского бассейна в ордовике. Таллин, Изд-во «Валгус», 1966, 198 с.

174. Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса.— «Труды ГИН АН СССР», вып. 79, 1963, 463 с.

175. Нарожных Л. И. Онколиты и катаграфии рифейских и юдомских отложений Учуро-Майского района. — В кн.: Всесоюзн. симпозиум по палеонтол. докембрия и раннего кембрия (тезисы докл.). Новосибирск, 1965, с. 64—66.

176. Нарожных Л. И., Работнов В. Т. Стратиграфия и новые формы органических остатков рифея (синия) и юдомского комплекса северного склона Алданского щита.— «Докл. АН СССР», т. 160, № 4, 1965, с. 910—913.

177. Недовизин А. А. Докембрий и кембрий Чу-Илийских гор.— «Известия АН КазССР. Сер. геол.», вып. 3, 1963, с. 19—39.

178. Недовизин А. А. Докембрий и кембрий Чу-Илийских гор и юго-восточной части Бетпак-Далы.— «Известия АН КазССР. Сер. геол.», вып. 3 (54), 1964, с. 29—39.

179. Неелов А. Н. Палеотектоника докембрия Сибирской платформы и некоторые закономерности развития докембрийских подвижных областей. — «Труды XXIII сессии междунар. геол. конгресса (пробл. 4). М., «Наука», 1968, с. 41—51.

180. Неелов А. Н., Глебовицкий В. А., Кац А. Г. и др. Юго-западная граница и возраст Алданского щита.— «Геология и геофизика», № 11, 1962, с. 52—59.

181. Неелов А. Н., Седова И. С. Западная часть Станового хребта.— В кн.: Стратиграфия СССР, том «Нижний докембрий» (полутом «Азиатская часть СССР»). М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 264—286.

182. Никитина Л. П., Митрофанов Ф. П., Бузиков И. П. и др. Докембрий юго-восточной части Восточного Саяна и западной части Хамар-Дабана.— «Труды Лаборат. геол. докембрия», вып. 18. Л., «Наука», с. 124—312.

183. Никитина Л. П., Хильтова В. А., Митрофанов Ф. П. и др. Разновозрастные процессы омоложения в докембрийских породах Восточного Саяна.— «Труды Лаборат. геол. докембрия», вып. 19. Л., «Наука», 1964, с. 219—227.

184. Никифорова О. И. Новые данные по стратиграфии и палеогеографии ордовика и силура Сибирской платформы.—«Материалы ВСЕГЕИ», вып. 7. Госгеолиздат, 1955, с. 50—106.

185. Никифорова О. И., Обут А. М. К вопросу о границе силура и девона в СССР.— В кн.: Материалы к совещ. по стратиграфии силура и девона, Бонн—Брюссель, 1960 г. Доклады советских геологов.— «Сов. геология», № 2, 1961, с. 86—91.

186. Николаев А. А. Верхояно-Колымская и Чукотская складчатая области и Сетте-Дабанский перикратонный прогиб.— В кн.: Геол. строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Недра», 1966, с. 74—80.

187. Нужнов С. В., Шаповалова И. Г. Расчленение Якутского комплекса (средний рифей) по строматолитам в Учуро-Майском районе.— В кн.: Всесоюзн. симпозиум по палеонтол. докембрия и раннего кембрия. Тезисы докл. Новосибирск, 1965, с. 45—47.

188. Нужнов С. В., Ярмолюк В. А. Поздний докембрий юго-восточной окраины Сибирской платформы.— «Сов. геология», № 7, 1959, с. 21—31.

189. Нужнов С. В., Ярмолюк В. А. Восточная часть Алданского щита и Юдомо-Майский миогеосинклинальный прогиб. В кн.: Стратиграфия СССР. Т. II (Верхний докембрий). М., 1963, с. 293—305.

190. Обручев Д. В. К биостратиграфии ихтиофаун нижнего и среднего палеозоя СССР. — «Сов. геология», № 11, 1958, с. 40—53.

191. Обут А. М. Граптолиты.— «Докл. АН СССР», т. XCII, № 4, 1953, с. 831—834.

192. Обут А. М. Граптолитовые сланцы силура и связанные с ними нефтепроявления в Средней Азии.— В сб.: «Геология и геохимия», т. I (7), НТО ВНИГРИ, 1957, с. 228—235.

193. Обут А. М. Зональное расчленение ордовика в СССР по граптолитам.— В кн.: Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Доклады сов. геологов (проблема 7). М., 1960, с. 33—44.

194. Овчинников Л. Н., Дунаев В. А., Краснобаев А. А. Материалы к абсолютной геохронологии Урала.—В сб.: Абсолютн. возраст геол. формаций. М., «Наука», 1964, с. 157—171.

195. Опорный разрез силура и нижнего девона Подолии. Л., «Наука», 1972, 263 с.

196. Павлинов В. Н. О новых находках граптолитов в Казахстане.— «Бюлл. МОИП, отд. геол.», т. XXIV (6), 1949, с. 34—39.

197. Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в позднем докембрии. В кн.: Геология и петрология докембрия (общие и региональные проблемы).— «Труды Восточно-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, сер. геол.», вып. 5. Изд-во АН СССР, 1962, с. 77—108.

198. Павловский Е. В., Беличенко В. Г. Осадочные формации верхнего протерозоя Саяно-Байкальского нагорья и связанные с ним полезные ископаемые.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. I. Изд-во АН СССР, 1958, с. 123—141.

199. Павловский Е. В., Марков М. С. Особенности тектоники ранних этапов развития земной коры континентов. — В кн.: Междунар. геол. конгресс. Доклады сов. геологов на XXII сессии (проблема 4). М., «Наука», 1964, с. 92—104.

200. Пап А. М. Новые данные по стратиграфии кристаллического фундамента Белоруссии.— «Докл. АН БССР», VI, № 1, 1962, с. 53—55.

201. Пейве А. В., Синицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— «Известия АН СССР. Сер. геол.», № 1, 1950, с. 28—52.

202. Перевозчикова В. А. Геология протерозоя Карелии.— «Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Запада СССР», т. 1. Л., 1957, с. 50—51.

203. Плотников Л. М. Новые данные о распространении рудоносной нижнеангарской свиты на юго-востоке Енисейского кряжа.— «Информ. сб. ВСЕГЕИ», № 5, 1958, с. 50—51.

204. Погребицкий Ю. Е. Докембрийский фундамент Таймыра и его деформации в период образования складчатой области. — В кн.: Тектоника Сибири, т. II. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 294—301.

205. Половинкина Ю. И. История геологического развития Украинского кристаллического массива.— В сб.: Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Доклады сов. геологов (проблема 9). Изд-во АН СССР, М.—Л., 1960, с. 46—56.

206. Попова З. Д., Сарбасов Ш. У. Байконурская группа месторождений алюмофосфатных руд и фосфоритов в Джезказганском районе. — «Вестник АН КазССР», № 6, 1963, с. 62—65.

207. Потапенко Ю. Я., Момот С. П. Новые данные о кембрийских отложениях Северного Кавказа.— «Докл. АН СССР», т. 164, № 3, 1965, с. 648—650.

208. Потапова З. П. О железорудном месторождении «Победное».— «Геология рудных месторождений», № 3, 1959, с. 89—102.

209. Потрубович Л. Н., Симон А. К. Стратиграфия прогиба Имандра—Варзуга—Сосновка (Кольский полуостров).— «Вестник Моск. ун-та, сер. геол.», № 3. Изд. Моск. ун-та», 1966, с. 37—45.

210. Пронин А. А. Основные черты истории тектонического развития Урала. М.—Л., «Наука», 1965, 1960 с.

211. Пустовалов Л. В., Юдин Н. И. Железорудные отложения Ангаро-Шитского района в Восточной Сибири.— В сб.: «Вопросы седиментологии. М., 1960, с. 67—79.

212. Путеводитель геологической экскурсии по силурийским и нижнедевонским отложениям Подолии (среднее течение р. Днестр). Л., 1968, 60 с.

213. Путеводитель экскурсии по типовым разрезам ордовика, силура и девона Средней Азии. Ташкент, 1966, 112 с.

214. Раабен М. Е. К вопросу о стратиграфическом положении машакской свиты Южного Урала.— «Докл. АН СССР», 117, № 6, 1957, с. 1045—1048.

215. Работнов В. Т., Нарожных Л. И. К стратиграфии нижнекембрийских отложений Учуро-Майского междуречья.— «Материалы по геол. и полезн. ископ. ЯкАССР», вып. VII, 1961, с. 107—113.

216. Равич М. Г. Таймыр и Северная Земля.— В кн.: «Стратиграфия СССР. Том «Нижний докембрий» (полутом «Азиатская часть СССР»). М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 152—170.

217. Резанов И. А. О рифейских отложениях Охотского массива.— «Докл. АН СССР», т. 125, № 4, 1959, с. 870—872.

218. Розанов А. Ю., Миссаржевский В. В. Биостратиграфия и фауна нижних горизонтов кембрия.— «Труды ГИН АН СССР», вып. 148, 1966, с. 126.

219. Розен О. М., Краснобаев А. А. О возрасте гнейсов Кокчетавского массива. «Бюлл. МОИП, отд. геол.», т. XVI (1), 1966, с. 71—76.

220. Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Гостоптехиздат, 1959, 1577 с.

221. Савицкий В. Е., Демокидов К. К., Соболевская Р. Ф. и др. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы.— «Труды НИИГА», т. 101, Л., 1959, 205 с.

222. Салоп Л. И. Стратиграфия докембрия Байкальской горной области. «Труды Междувед. совещ. по разработке униф. стратигр. схем Сибири». Изд-во АН СССР, 1956, 1958, с. 170—206.

223. Салоп Л. И. История геологического развития докембрийской геосинклинальной системы байкалид.— В кн.: Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Доклады сов. геол. (проблема 9). «Стратиграфия и корреляция докембрия», 1960, с. 91—105.

224. Салоп Л. И. Геохронология докембрия и некоторые особенности раннего этапа геологического развития Земли.— В кн.: Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Доклады сов. геологов (проблема 10). М., 1964, с. 16—30.

225. Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. I. М., 1964, 515 с.

226. Салоп Л. И. Геология Байкальской горной области. Т. II. М., «Недра», 1967, 699 с.

227. Семененко Н. П. Геохронология докембрия в абсолютном летоисчислении.— «Известия АН СССР. Сер. геол.», № 5, 1959, с. 3—15.

228. Семененко Н. П., Виноградов А. П., Комлев А. В. и др. Геохронологическая карта Украинского докембрия.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1965, с. 5—16.

229. Семененко Н. П. и др. Стратиграфия докембрия Украинского кристаллического щита.— В сб.: Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Доклады сов. геологов (проблема 9). М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960, с. 36—45.

230. Семененко Н. П., Ткачук Л. Г., Клушин В. И. Рифейские геологические формации домезозойского фундамента Карпат и западного склона Украинского щита.— В кн.: Геохронология докембрия Украины. Киев, «Наукова думка», 1965, с. 156—160.

231. Семихатов М. А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа.— «Труды геол. ин-та АН СССР», вып. 68, 1962, 242 с.

232. Семихатов М. А., Комар Вл. А. О применимости формальных видов столбчатых строматолитов для межрегиональной корреляции рифейских отложений.— «Докл. АН СССР», т. 165, № 6, 1965, с. 1383—1386.

233. Семихатов М. А., Хоментовский В. В. Геологические предпосылки бокситоносности отложений вендского комплекса Манского синклинория (Восточный Саян).—«Бюлл. МОИП», т. 69, отд. геол., т. 39, вып. 3, 1964, с. 41—56.

234. Сидяченко А. И., Каныгин А. В. К стратиграфии ордовикских отложений Омулевских гор.— «Геология и геофизика», № 3, 1965, с. 151—155.

235. Синицын В. М. Палеогеография Азии. М.—Л., 1962, с. 268.

236. Синицын Н. М. Схема тектоники Тянь-Шаня.— «Вестник ЛГУ, сер. геол. и геогр.», № 12, 1957, с. 5—25.

237. Скляров Р. Я. Некоторые черты геологического строения Чадобецкого антиклинального поднятия.— «Материалы по геол. Красноярского края», вып. 3. Красноярск, 1962, с. 20—29.

238. Смирнов А. М. Расчленение и корреляция верхнего докембрия Дальнего Востока.— В кн.: Вопросы геологии и рудоносности Дальнего Востока. Владивосток, 1965, с. 13—15.

239. Смирнов Ю. Д. История развития Уральской складчатой области в докембрии. — В кн.: Междунар. геол. конгр., XXII сессия. Доклады сов. геологов (проблема 10). М., «Недра», 1964, с. 206—207.

240. Соболевская Р. Ф., Мильштейн В. Е. К вопросу о стратиграфии синийских отложений на Центральном Таймыре.— «Труды НИИГА», т. 125. Сб. статей по геологии и нефтегазоносности Арктики, вып. 17, 1961, с. 20—30.

241. Соколов Б. С. К биостратиграфической характеристике табулят и гелиолитид ордовика и силура Сибирской платформы.— «Докл. АН СССР», т. 133, № 2, 1960, с. 435—437.

242. Соколов Б. С. Вендский комплекс (венд) и проблема границы докембрия и палеозойской группы. В кн.: Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Доклады сов. геологов (проблема 10). М., 1964, с. 136—150.

243. Соколов В. А. Вопросы геологии ятулия Карелии.— В кн.: Вопросы геол. и закономерности размещ. полезн. ископ. Карелии. Петрозаводск, 1966, с. 115—126.

244. Соколов Д. С. Несогласие и перерыв внутри рифейских групп в Катан-Ивановском районе Южного Урала.— «Бюлл. МОИП», отд. геол., 22, вып. 1, 1947, с. 73—81.

245. Спандерашвили Г. И. Фосфориты Горной Шории.— «Материалы по геологии Западной Сибири», № 65. М., «Недра», 1965, с. 14—56.

246. Спасов Христо. Новые месторождения силурийских отложений в Юго-Западной Болгарии.— «Известия Геол. ин-та Бълг. АН», кн. 7, 1959, с. 215—223.

247. Спижарский Т. Н. Сибирская платформа, ее возникновение и история развития.— В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., «Наука», 1964, с. 122—134.

248. Спижарский Т. Н. Стратиграфия и палеогеография верхнего докембрия Сибирской платформы и смежных прогибов. — В кн.: Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Доклады сов. геологов (проблема 10). М., 1964, с. 219—229.

249. Ставцев А. Л. Новые принципы создания тектонической терминологии (на примере описания структур юго-восточной части Сибирской платформы для позднего докембрия). — «Сов. геология», № 4, 1965, с. 49—62.

250. Старостина З. М. Сидеритоносная формация рифея западного склона Ю. Урала. М., 1962, 106 с.

251. Степаненко А. Ф. К стратиграфии нижнего палеозоя верховьев рек Чаткала и Санадаша (Тянь-Шань).— «Труды Всесоюз. аэрогеол. треста», вып. 4. М., 1958, с. 59—65.

252. Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 716.

253. Стратиграфия СССР. Силурийская система. М., «Недра», 1965, с. 529 с.

254. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Тома I—II. М., Изд-во АН СССР, 1962, т. I — с. 212, т. II — 574 с.

255. Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Другова Г. М. и др. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. М., «Наука», 1965, 289 с.

256. Сулиди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В. О тектонической природе основных структурных элементов востока Сибирской платформы. — «Геотектоника», № 2, 1966, с. 95—107.

257. Сурков В. С., Жеро О. Г., Уманцев Д. Ф. Строение доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты.— «Труды СНИИГГИМС», вып. 65, сер. нефтяная геология, 1967, с. 125—137.

258. Тектоника Европы. Объяснительная записка к международной тектонической карте Европы. М-б 1 : 2 500 000. М., «Наука» и «Недра», 1964, с. 364.

259. Трусова И. Ф. Явление полиметаморфизма в кристаллических сланцах докембрия Центрального Казахстана.— «Известия высш. учебн. заведений. Геол. и разведка», № 1, 1961, с. 3—19.

260. Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М., «Недра», 1966, 387 с.

261. Тугаринов А. И., Ступникова Н. И., Зыков С. И. К геохронологии юга Сибирской платформы.— «Известия АН СССР. Сер. геол.», № 1, 1965, с. 21—36.

262. Туманов П. А. Древнейшие отложения осадочного чехла Тимано-Печорской газонефтеносной области.— «Труды Моск. ин-та нефтехимии и газовой промышл.», вып. 25. М., 1959, с. 185—203.

263. Фотиади Э. Э. Строение земной коры Сибири и Дальнего Востока по данным региональных геофизических исследований.— «Геология и геофизика», № 10, 1963, с. 5—19.

264. Фотиади Э. Э., Сурков В. С. Строение складчатого фундамента Западно-Сибирской плиты.— «Сов. геология», № 2, 1967, с. 19—32.

265. Фурдуй Р. С. Синийские строматолиты Южной части Колымского массива.— В кн.: Всесоюзн. симпозиум по палеонтологии докембрия и раннего кембрия. Тезисы докладов. Новосибирск, 1965, с. 49—50.

266. Хабелашвили А. И. О ванадиеносных углисто-кремнистых отложениях Ишимской Луки (Центральный Казахстан). — «Известия АН КазССР. Сер. геол.», № 3, 1966, с. 10—22.

267. Хаин В. Е. Основные типы тектонических структур, особенности и причины их развития. — В кн.: Структура земн. коры и деформации горных пород. Междунар. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геол. (проблема 18). М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 89—103.

268. Харитонов Л. Я. Опыт тектонического районирования восточной части Балтийского щита. — «Уч. зап. ЛГУ», сер. геол., вып. 9, 1957, с. 34—70.

269. Харитонов Л. Я. Основные черты геологического строения Балтийского щита.— В кн.: Вопросы геологии Кольского полуострова. Изд-во АН СССР, 1962, с. 5—66.

270. Харитонов Л. Я. Типы разрезов, стратиграфия и некоторые вопросы структуры и магматизма карелид.— «Сов. геология», № 4, 1963, с. 24—53.

271. Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., «Недра», 1966, 358 с.

272. Хераскова Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— «Труды ГИН АН СССР», вып. 91. М., «Наука», 1963, 119 с.

273. Хоментовский В. В. Формации структурно-фациальных зон юго-западной Сибири и связь с ними полезных ископаемых.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 3. Изд-во АН СССР, 1960, с. 7—87.

274. Хоментовский В. В., Репина Л. Н. Нижний кембрий стратотипического разреза Сибири. М., «Наука», 1965.

275. Цахновский М. А. Сопоставление стратиграфических разрезов древнепалеозойских толщ южного обрамления Сибирской платформы.— В сб.: Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1959, с. 187—248.

276. Цегельнюк П. Д. Останці нижньоландоверьских відкладів Поділля (нижний силур). Доп. АН УРСР. Київ, 1971, с. 982—985.

277. Чураков А. Н. Докембрий Дальнего Востока и Восточного Забайкалья.— В кн.: Стратиграфия СССР. Т. I. М., 1939.

278. Шатский Н. С. О происхождении Пачелмского прогиба.— «Бюлл. МОИП», отд. геол., вып. 5, 1955, с. 5—26.

279. Шатский Н. А. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы.— В кн.: Междунар. геол. конгр., XXI сессия. Доклады сов. геологов (проблема 8. Стратиграфия позднего докембрия и кембрия). М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 5—15.

280. Шехоркина А. Ф. Формации рифея и кембрия Ханкайского массива Приморья. М., «Наука», 1966, 96 с.

281. Штрейс Н. А. Рифей эвгеосинклинальных областей на примере Центрального Казахстана. — В кн.: Междунар. геол. конгресс, XXI сессия. Доклады сов. геологов (проблема 8. Стратиграфия позднего докембрия и кембрия). Изд-во АН СССР, 1960, с. 55—63.

282. Шухерт Ч. Палеогеографический атлас Северной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1957, 20 с.

283. Шушков Г. И. О положении и объеме аналогов ушаковской свиты и байкальского комплекса в разрезе древних свит западной окраины Сибирской платформы.— «Геология и геофизика», № 6, СО АН СССР, 1965, с. 47—54.

284. Эйнор О. Л. Вопросы палеобиографии и палеонтологии в Атласе литолого-палеогеографических карт СССР.— «Сов. геология», № 1, М., 1965, с. 132—137.

285. Эйриш. Новые данные по геологии докембрия и палеозоя юга Малого Хингана.— «Сов. геология», № 3, 1960, с. 9—16.

286. Якобсон К. Э. К вопросу о границе между протерозоем и палеозоем на западе Русской платформы.— «Известия АН СССР. Сер. геол.», № 7, 1966, с. 101—110.

287. Янов Э. Н. Сравнительная характеристика тектоники Саяно-Алтайской и Центрально-Казахстанской складчатой области.— В кн.: Тезисы докл. совещ. по проблемам тектоники. М., 1963, с. 40—41.

288. Яншин А. Л. Принципы актуализма и проблема эволюции геологических процессов.— В кн.: Пути и методы познания закономерностей развития Земли. М., 1963, с. 1—8.

289. Яншин А. Л. Проблема срединных массивов.— «Бюлл. МОИП», отд. геол., т. X (5), 1965, с. 8—39.

290. Ященко М. Л., Варшавская Э. С., Мануилова М. М. Исследование первичного отношения Sr^{87}/Sr^{86} в различно метаморфизованных породах Северного Прибайкалья с целью определения абсолютного возраста.— «Геохимия», № 5, 1965, с. 528—533.

291. Geijer P. Some aspects of phosphorus in Precambrian sedimentation. Arkiv för mineralogi och geol. Bd. 3, H 2, N 9, Stockholm, 1962, pp. 165—168.

292. Grabau A. W. Physical and faunal evolutions of North America during Ordovicic, Siluric and early Devonic time. Journ. Geology, vol. 17, 1909, p. 209—252.

293. Holtedahl O. The «Sparagmite Formation» (Kjerulf) and «Eocambrian» (Brögger) of the Scandinavian Peninsula. El sistema Gämbrico, su paleogeografia y el problema de su base. Symposium p. 3. Moscu, 1961, p. 9—43.

294. Horny R. Předběžna správa o výzkumu vrstev budňanských eß ve východním Barrandienu. Věstnik ÚÚG, roč. XXX, 1955, p. 127—136.

295. Horný R. Das mittelböhmische Silur. Geol. Jahrg. 11, Heft 8, 1962, p. 873—916.

296. Joleaud L. Atlas paléobiogeógraphie, 1939, p. 39.

297. Jones O. Silurian Graptolites from Studley Park, Melbourne Australia. Geol. Mag. vol. 64, London, 1927, p. 101—105.

298. Kouvo O., Kulp I. L. Isotopic composition of Finnish Galenas. Ann. N. Y. Acad. Sci., vol., 159, 1961, p. 476—491.

299. Laufeld Sven. Chitinozoa and correlation of the Molodova and Restevo beds of Podolia, USSR. Mém. B. R. G. M. no 73, 1971, pp. 291—298.

300. Lipp H. and Goldich S. S. Origin of precambrian iron formations. Econom. Geol., vol. 59, N 6, 1964, p. 1025—1060.

301. Marr I. E. A possible chronometric scale for the graptolite bearing strata. Palaeobiologica, Bd. I, 1928, p. 161—162.

302. Öpik A. Über Trockenrisse und Regenspuren im Monograptusschiefer der Graptolithenschiefer über haupt. Publ. Geol. Inst. Univ. Tartu, N 13, 1929, p. 11.

303. Scupin H. Ist der Dictyonemaschiefer eine Tiefseeablagerung? Ztsch. Deutsch. geol. Gessellsch., Bd. 76, 1921, p. 153—155.

304. Smith J. D. Graptolites with Associated Sedimentary Grooving. Geol. Mag., vol. XCIV. No 5, 1957, p. 425—428.

305. Teller Lech. On the stratigraphy of beds younger than Ludlovian and the Silurian—Devonian boundary in Poland and Europe. Acta Geol. Polonica, vol. XIV, Bo 2, 1964, p. 303—320.

306. Termier H. et Termier G. Atlas de Paléogéoraphie. Paris. 1960, p. 99.

307. Termier H. et Termier G. Les temps fossiliféres. I. Paléozoique inférieur. Paris, Masson et Cie, 1964, 689 p.

308. Tomczykowa E., Tomczyk, H. Problem granicy miedzy sylurem a dewonem w Polse. Przeglad geologiczny N 7, 1961, p. 357—365.

309. Văscăutanu T. N. Formationnile siluriene din malul Românesc al Nistrului. An. Inst. Geol. Român., vol. XV, 1931, p. 425—661.

Министерство геологии СССР
Академия наук СССР

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ СССР

Объяснительная записка
к Атласу литолого-палеогеографических карт

ТОМ 1

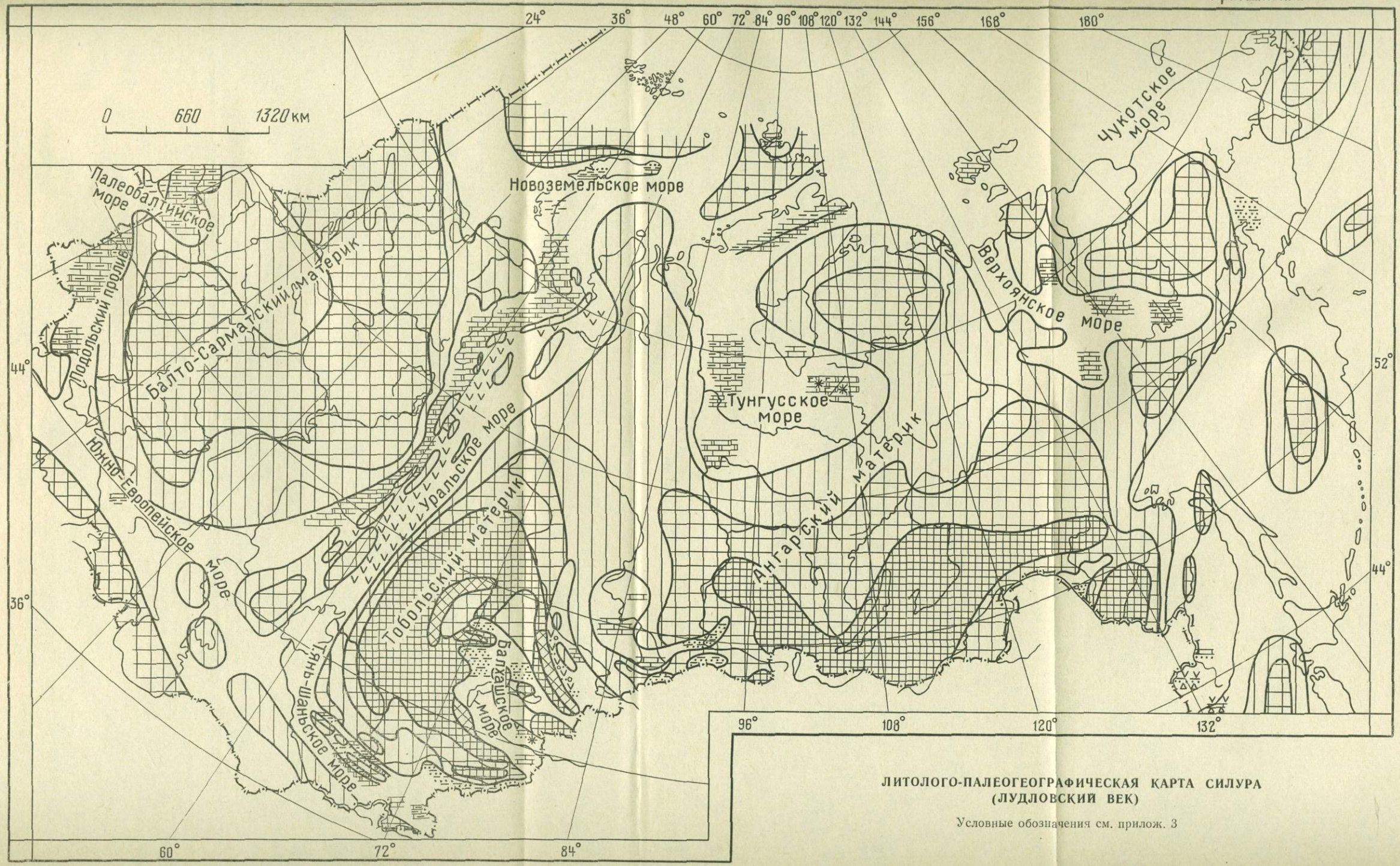
Докембрий, кембрийский, ордовикский
и силурийский периоды

Редактор издательства Т. А. Горохова.
Технические редакторы *А. Г. Иванова, Е. С. Сычева.*
Переплет художника *Г. А. Петрова.*
Корректор *А. П. Стальнова*

Сдано в набор 18/XII 1973 г. Подписано в печать 15/VII 1974 г. Т-13310. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 2. Печ. л. 22,65 (с 15 вкл.) Усл. п. л. 31,7. Уч.-изд. л. 28,83. Тираж 1200 экз. Заказ № 6/11579—1. Цена 3 р. 23 к.

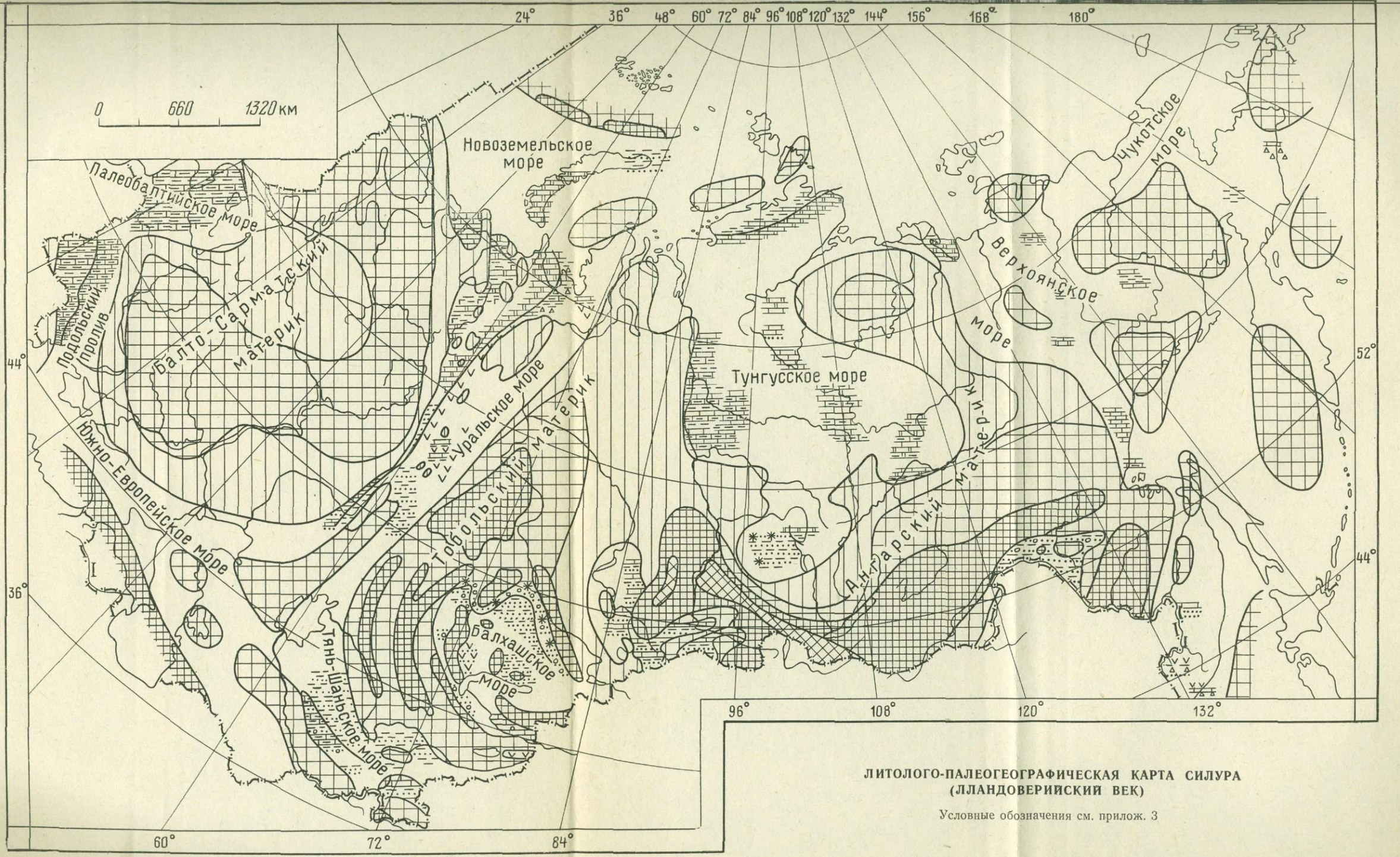
Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19.
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология».

4735



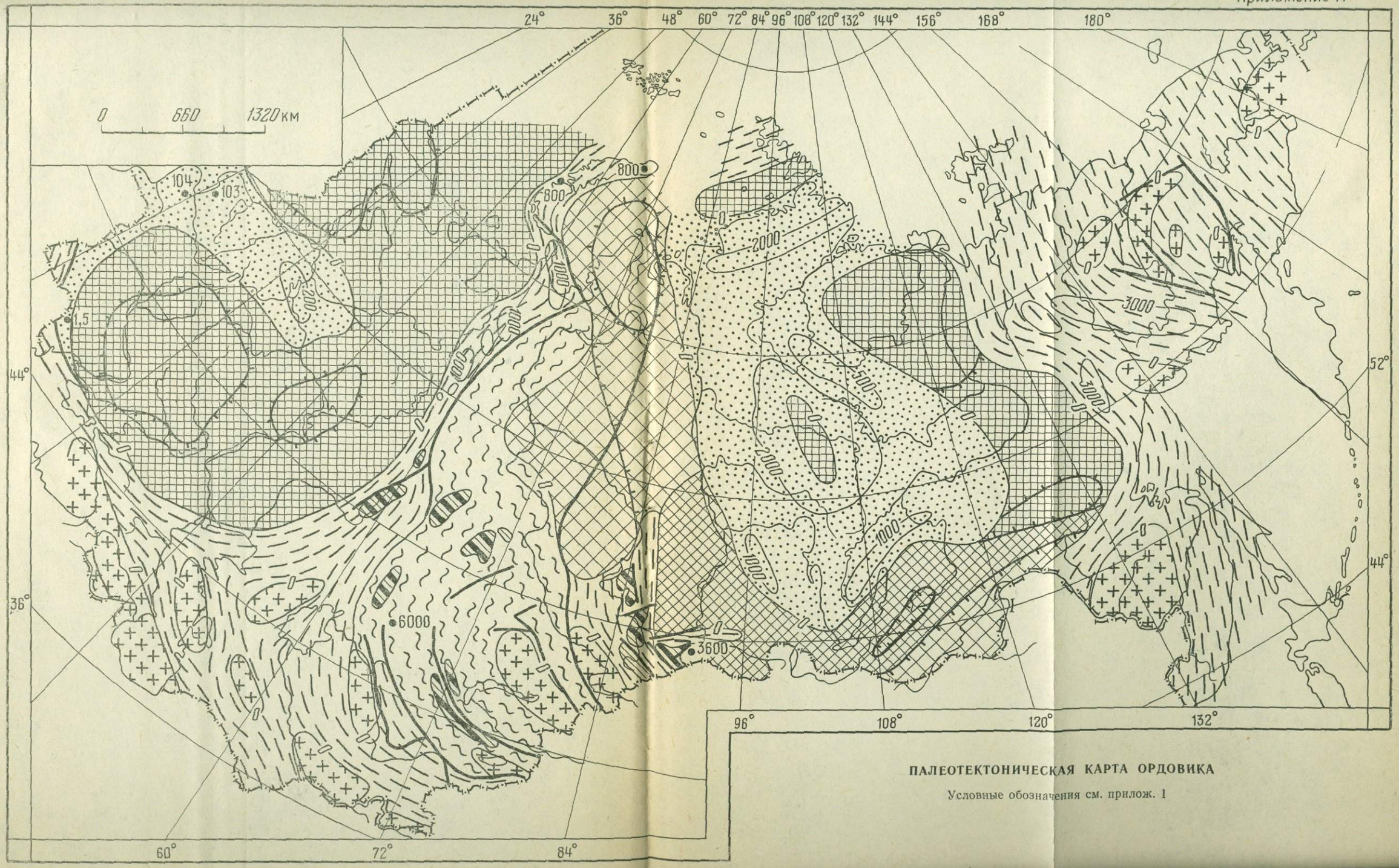
ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА СИЛУРА (ЛУДЛОВСКИЙ ВЕК)

Условные обозначения см. прилож. 3



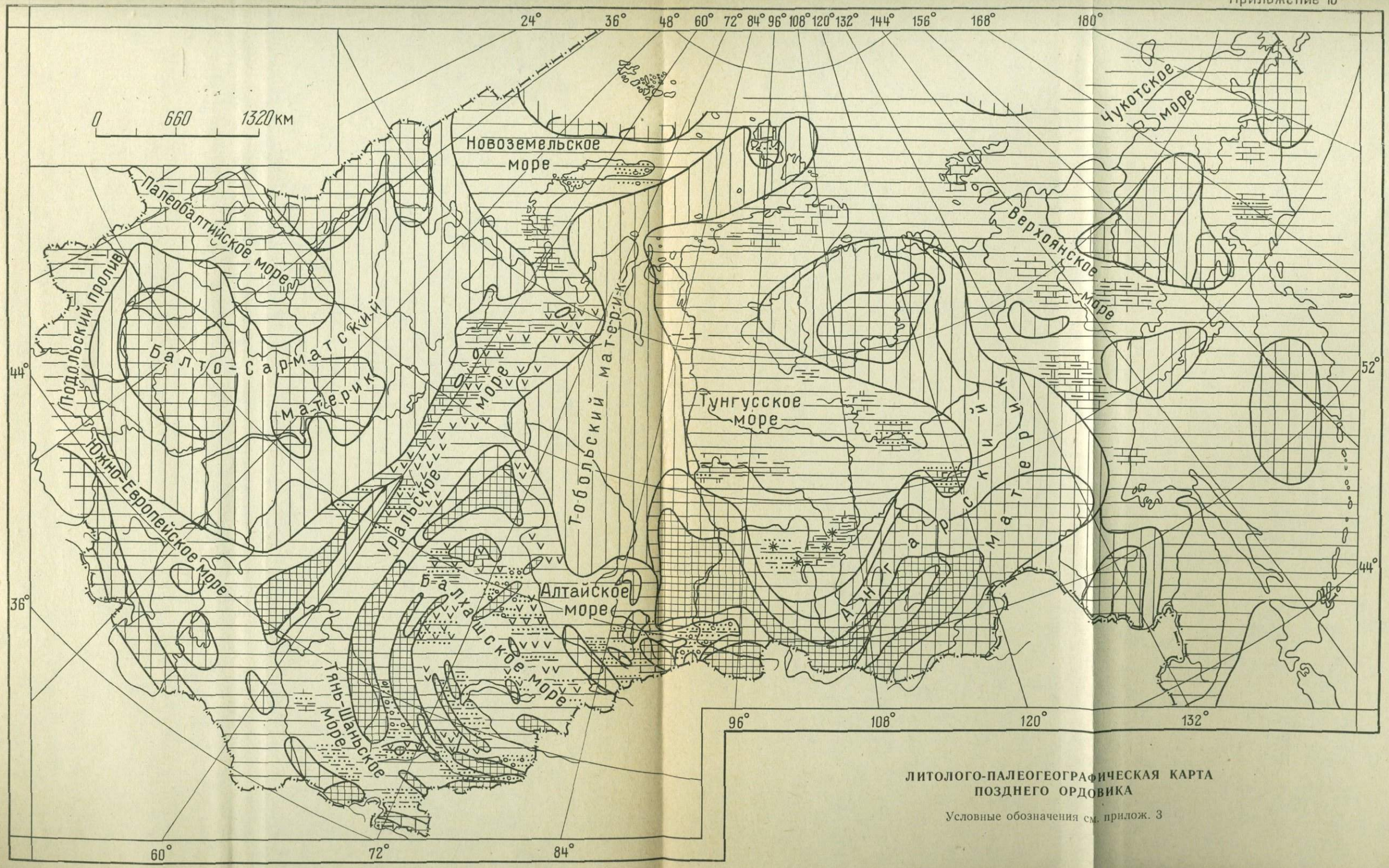
ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА СИЛУРА (ЛЛАНДОВЕРИЙСКИЙ ВЕК)

Условные обозначения см. прилож. 3



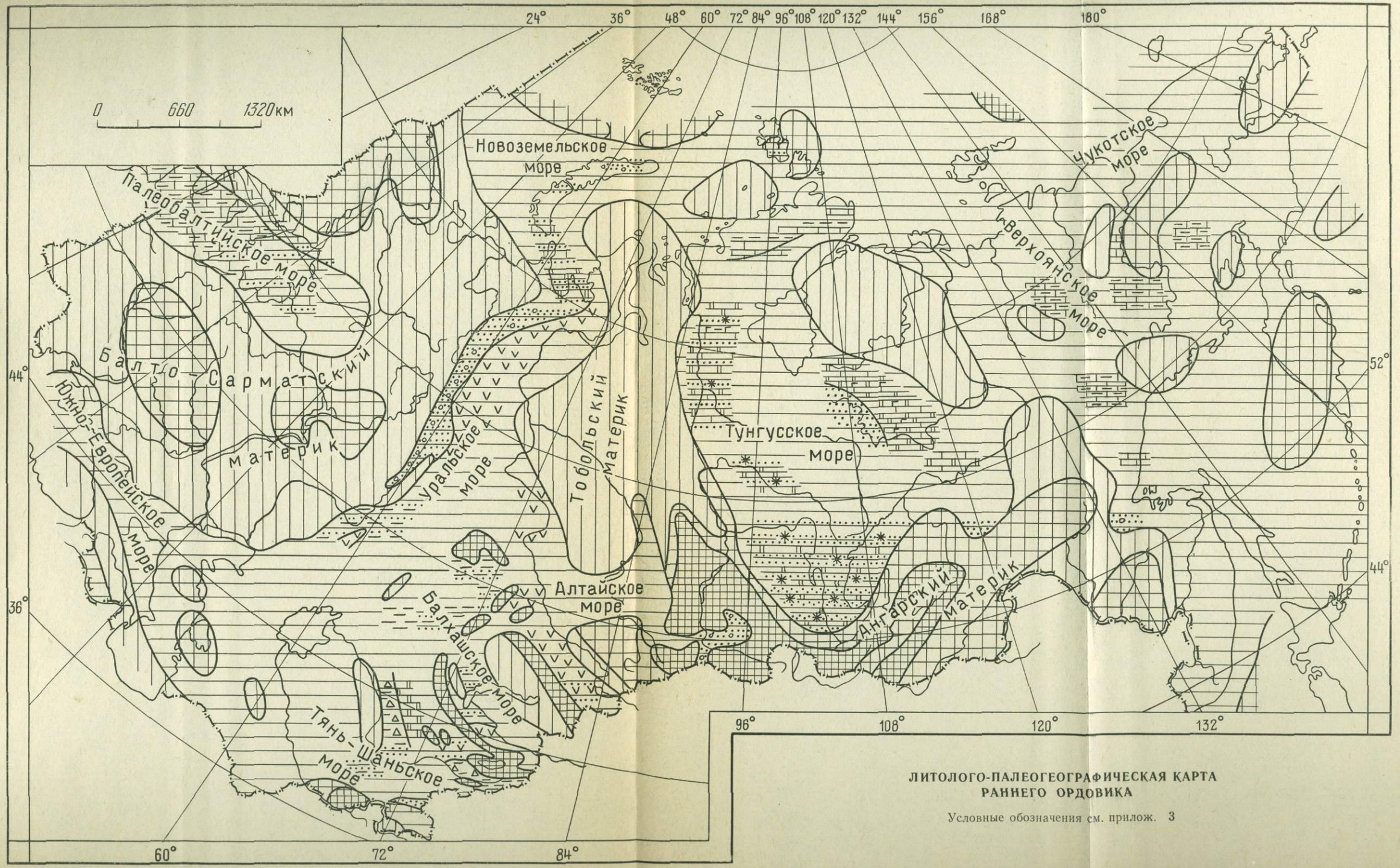
ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА ОРДОВИКА

Условные обозначения см. прилож. 1



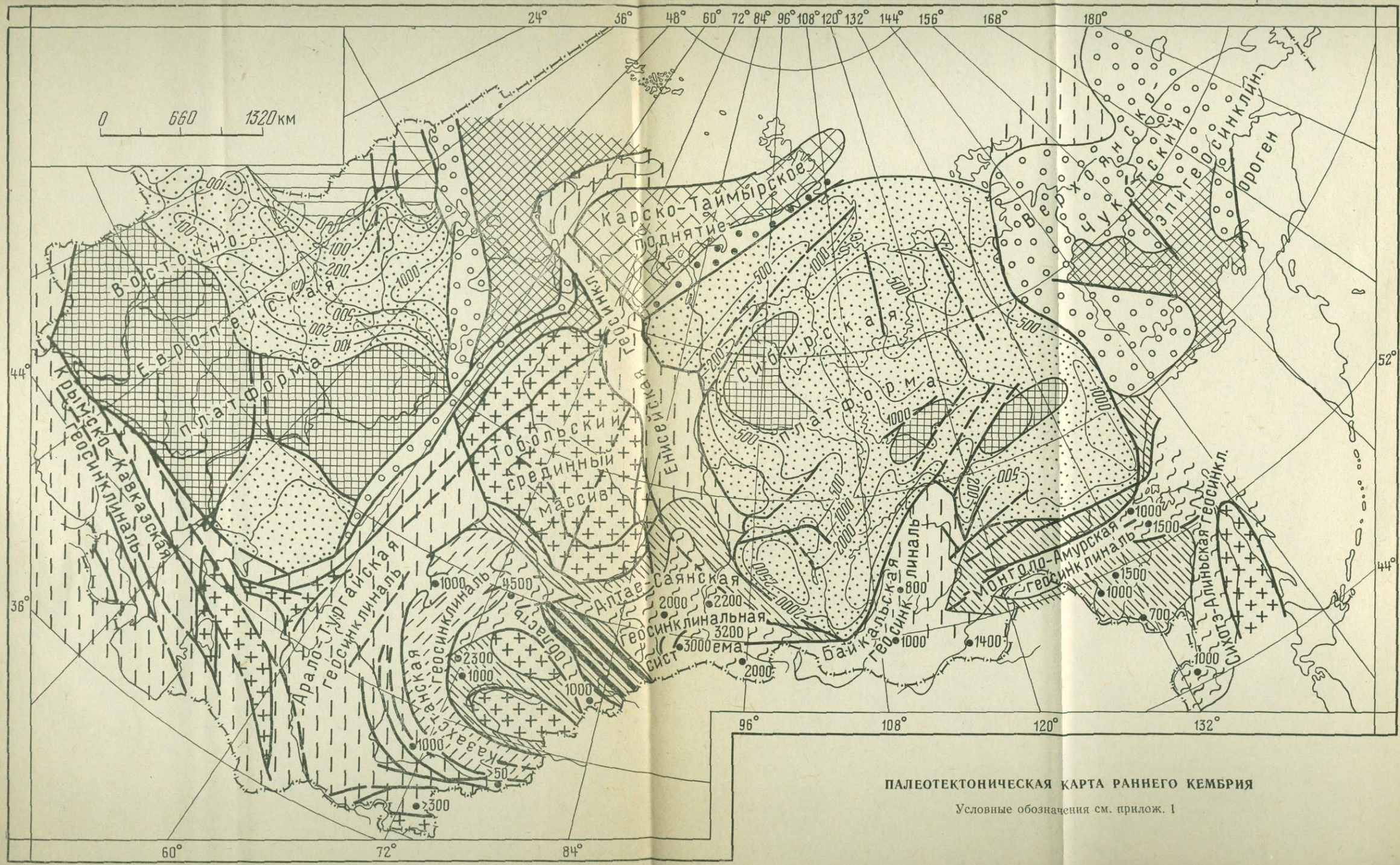
ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА ПОЗДНЕГО ОРДОВИКА

Условные обозначения см. прилож. 3



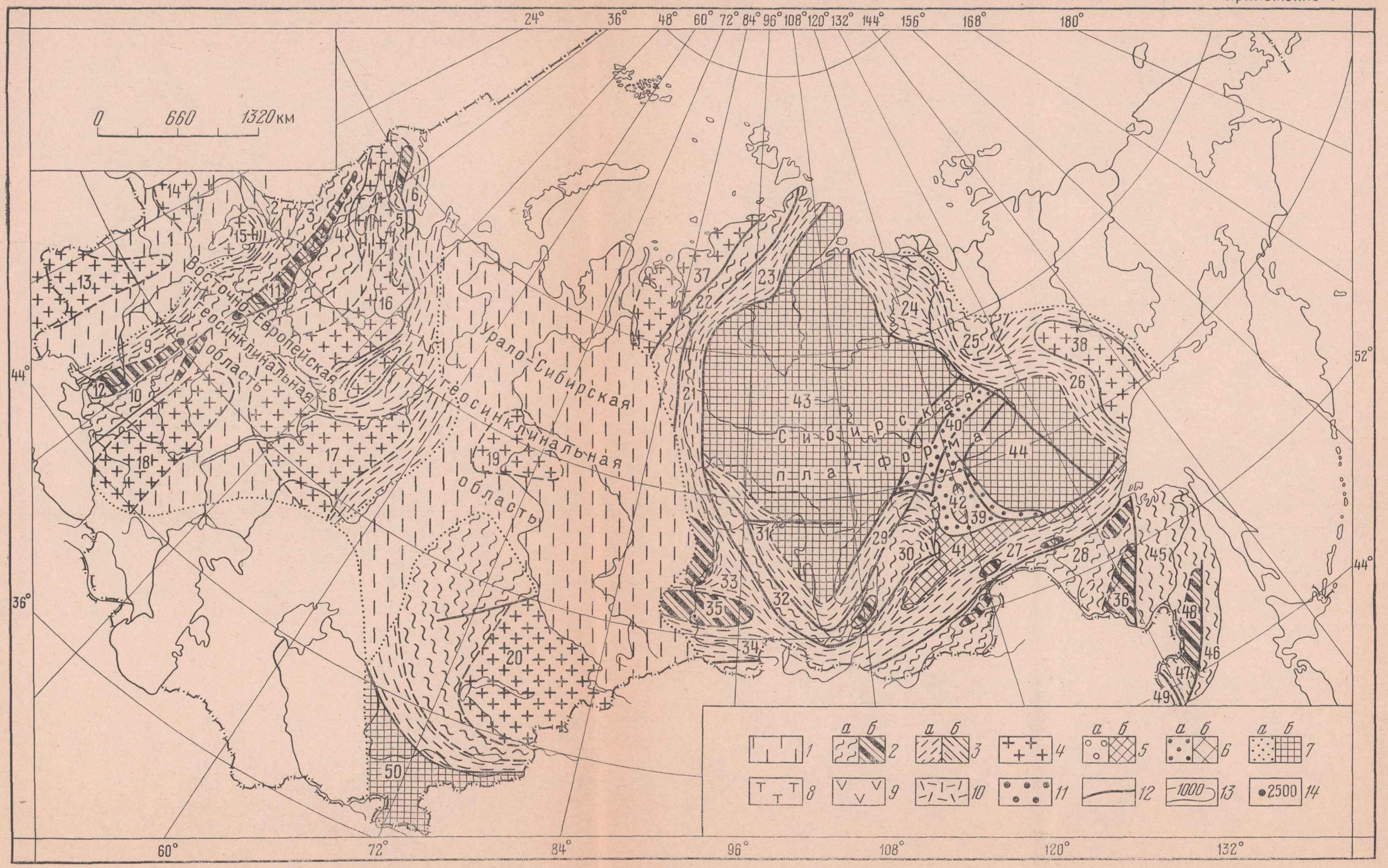
ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА РАННЕГО ОРДОВИКА

Условные обозначения см. прилож. 3



ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА РАННЕГО КЕМБРИЯ

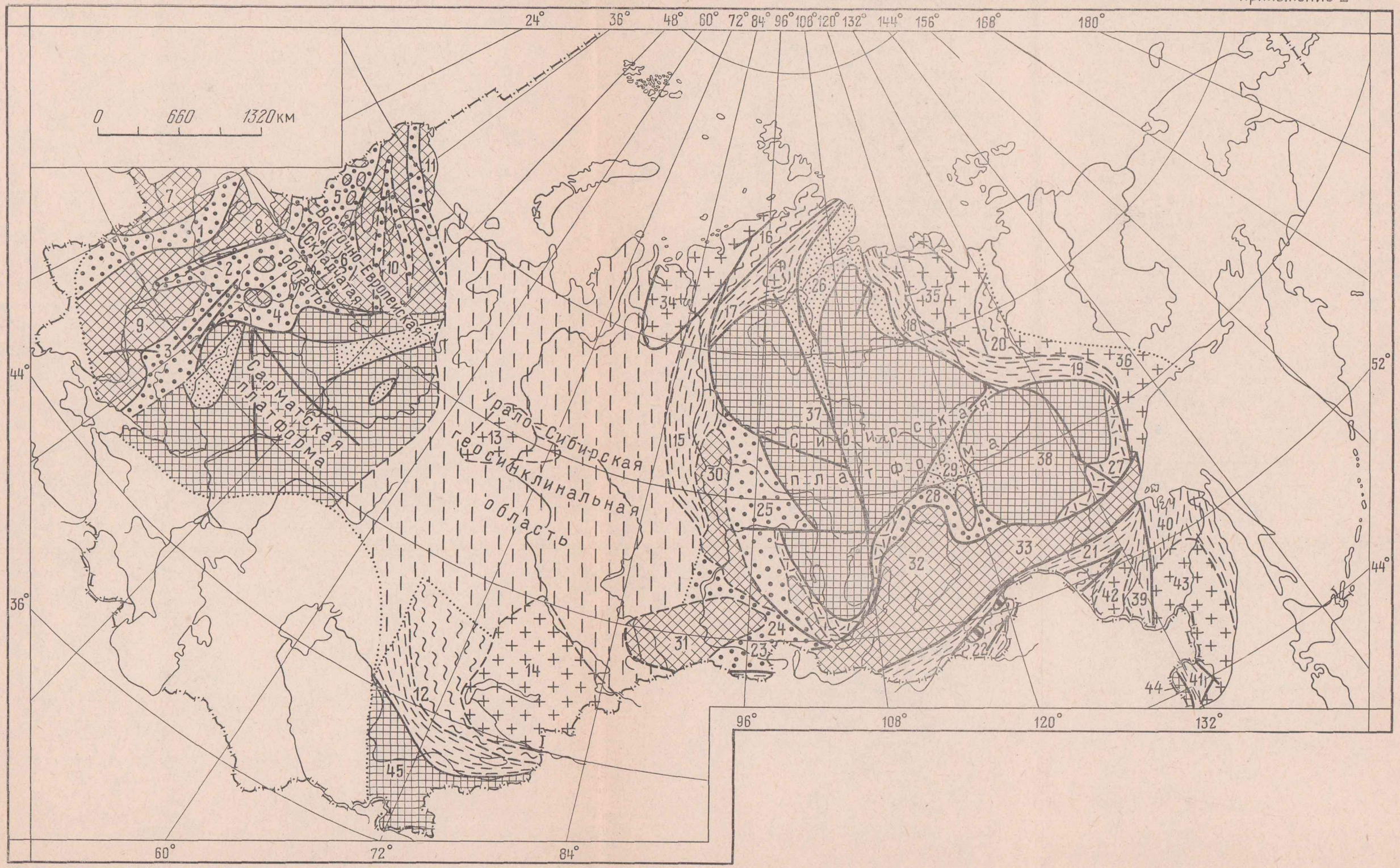
Условные обозначения см. прилож. 1



ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА РАННЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

Условные обозначения к приложениям 1, 2, 5, 8 и 11: *1* — геосинклинальные области нерасчлененные; *2* — эвгеосинклинали (геосинклинали с преобладанием вулканогенных формаций: *а* — области погружения, *б* — области поднятия; *3* — миогеосинклинали (геосинклинали с преобладанием осадочных формаций: *а* — области поднятия, *б* — области погружения); *4* — срединные массивы; *5* — орогены (*а* — области погружения, *б* — области поднятия); *6* — области переходного режима от орогенов к платформам (*а* — области погружения, *б* — области поднятия); *7* — платформы (*а* — области погружения, *б* — области поднятия); *8* — районы преимущественно наземной платформенной вулканической деятельности с продуктами траппового типа; *9* — районы преимущественно подводной геосинклинальной вулканической деятельности с продуктами основного и среднего (базальтово-андезитового состава); *10* — районы преимущественно наземной орогенной вулканической деятельности с продуктами кислого и среднего (андезито-дацито-липаритового) состава; *11* — пояса гипербазитов; *12* — главнейшие разломы, жившие в рассматриваемое время; *13* — изопахиты; *14* — мощности.

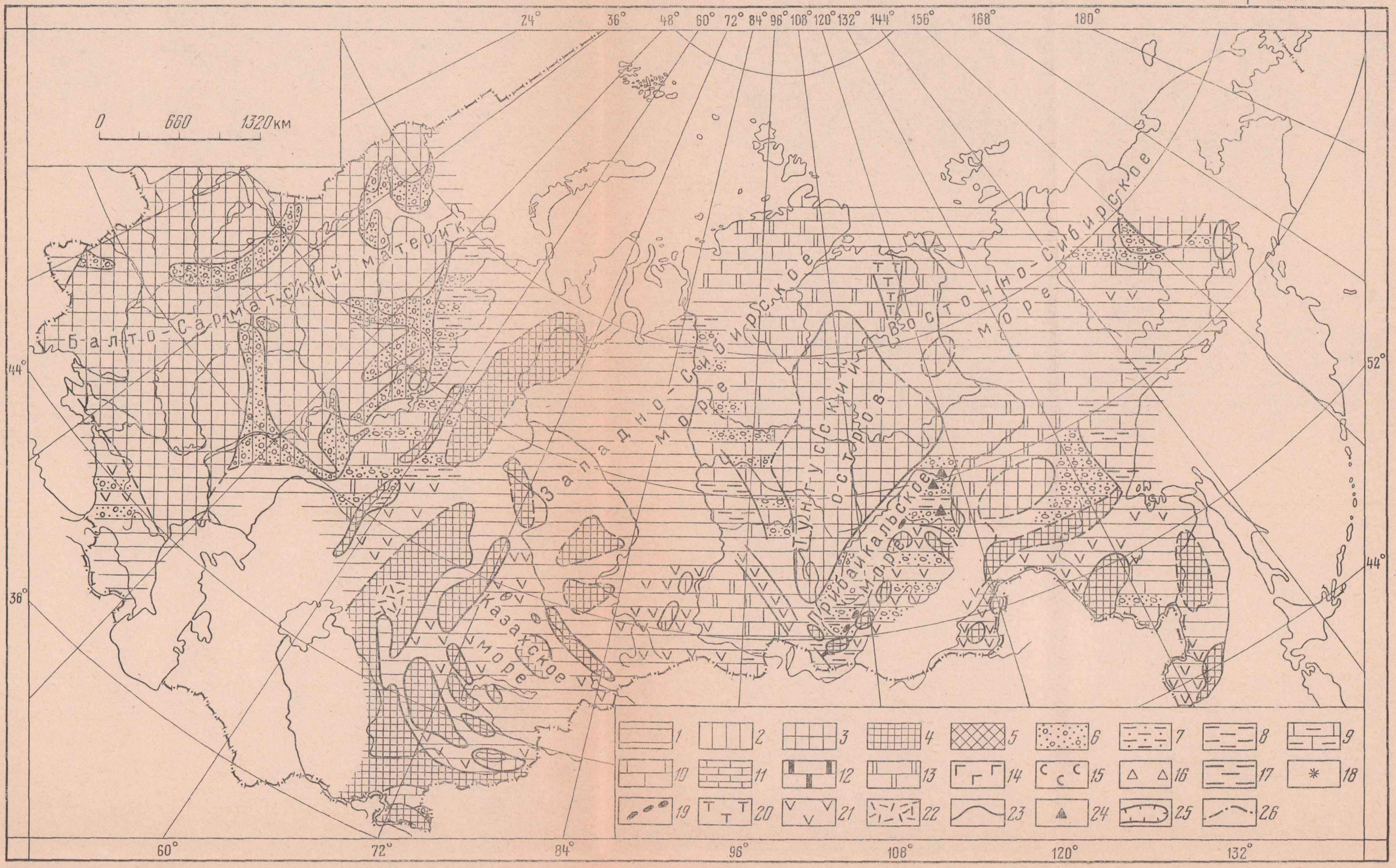
Восточно-Европейская геосинклинальная область: прогибы: 1 — Белорусско-Балтийский, 2 — Ладожский, 3 — Западно-Карельский, 4 — Восточно-Карельский, 5 — Печенго-Варзугский, 6 — Кейвский, 7 — Камско-Мезенский, 8 — Средневолжский, 9 — Криворожский, 10 — Курский; поднятия: 11 — Онежское, 12 — Днепровское; срединные массивы: 13 — Житомирский, 14 — Курземский, 15 — Новгородский, 16 — Беломорский, 17 — Сарматский, 18 — Донской. **Урало-Сибирская геосинклинальная область:** срединные массивы: 19 — Обский, 20 — Казахский. **Восточно-Сибирская геосинклинальная область:** прогибы: 21 — Туруханский, 22 — Центрально-Таймырский, 23 — Восточно-Таймырский, 24 — Оленекский, 25 — Омолонский, 26 — Юдомский, 27 — Тукурингрский, 28 — Янканский, 29 — Чуйско-Патомский, 30 — Муйский, 31 — Приангарский, 32 — Енисейско-Присаянский, 33 — Иркутно-Дербинский, 34 — Тувинский; поднятия: 35 — Западно-Саянское, 36 — Буреинское; срединные массивы: 37 — Карский, 38 — Охотский. **Олекмо-Становая складчатая система:** прогибы: 39 — Субгано-Удоканский, 40 — Уринский; поднятия: 41 — Становое, 42 — Чарское. **Сибирская платформа:** поднятие: 43 — Ангарский щит, 44 — Алданский щит. **Приморская геосинклиналь:** прогибы: 45 — Нижнеамурский, 46 — Приморский, 47 — Спасский; поднятие: 48 — Сихотэ-Алиньское. 49 — **Северо-Китайская платформа;** 50 — **Таримская платформа**



ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА СРЕДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ

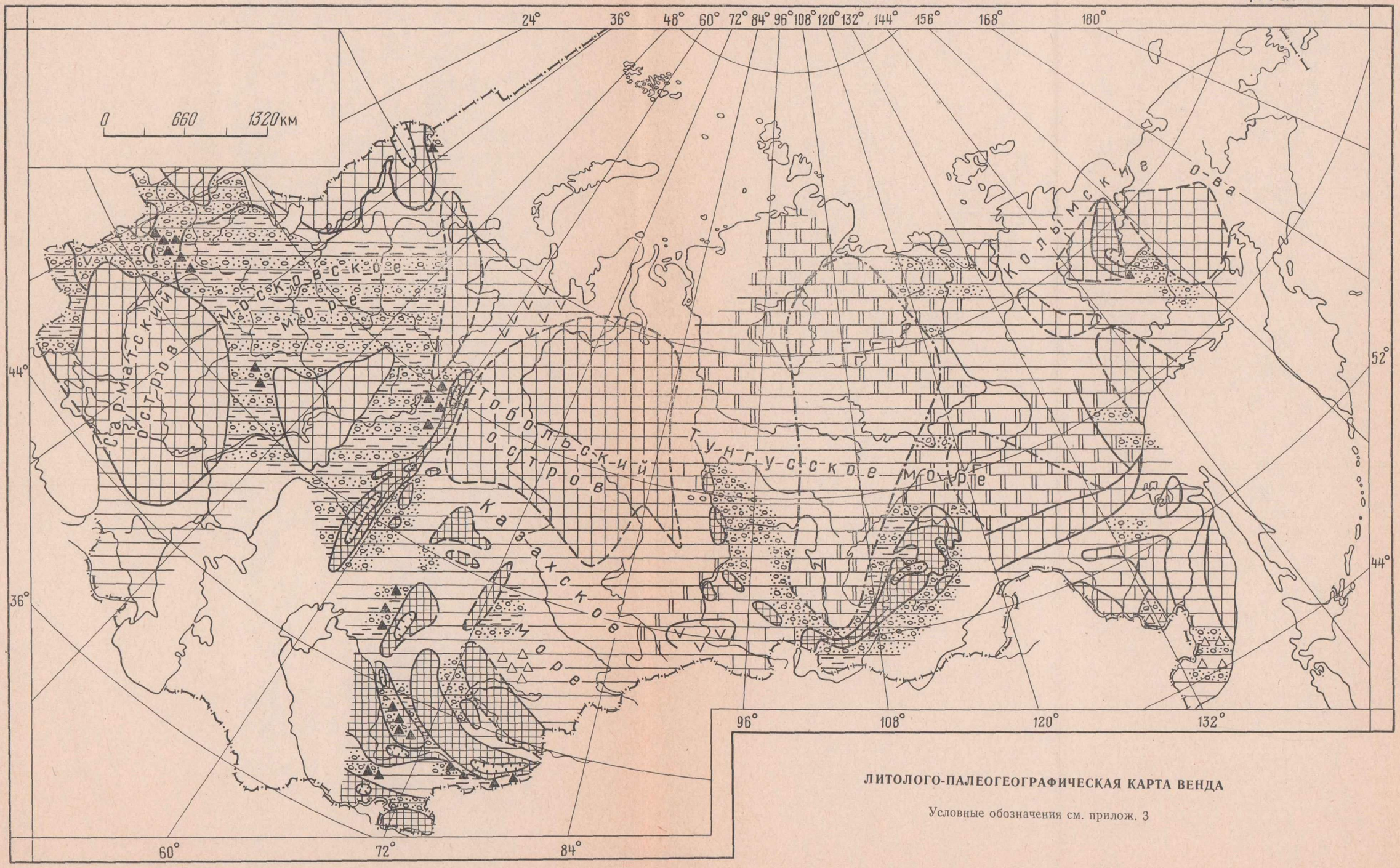
Условные обозначения см. прилож. 1

Восточно-Европейская складчатая область: прогибы: 1 — Белорусско-Балтийский, 2 — Смоленский, 3 — Курский, 4 — Ярославский, 5 — Центрально-Карельский, 6 — Восточно-Карельский; поднятия: 7 — Кураземское, 8 — Новгородское, 9 — Украинское, 10 — Беломорское, 11 — Мурманское. **Урало-Сибирская геосинклинальная область:** прогибы: 12 — Среднеазиатский; срединные массивы: 13 — Обский, 14 — Казахский. **Сибирская платформа и обрамляющие ее складчатые и геосинклинальные системы:** прогибы: 15 — Енисейский, 16 — Центрально-Таймырский, 17 — Восточно-Таймырский, 18 — Оленекский, 19 — Юдомский, 20 — Омолонский, 21 — Янканский, 22 — Аргунский, 23 — Тувинский, 24 — Восточно-Саянский, 25 — Ангаро-Тунгусский, 26 — Хатангская впадина, 27 — Учуро-Майский, 28 — Байкало-Патомский, 29 — Уринский; поднятия: 30 — Канское, 31 — Западно-Саянское, 32 — Байкало-Витимское, 33 — Становое; срединные массивы: 34 — Карский, 35 — Оленекский, 36 — Охотский; щиты: 37 — Ангарский, 38 — Алданский. **Приморская геосинклинальная система:** прогибы: 39 — Буреинский, 40 — Нижнеамурский, 41 — Спасский; срединные массивы: 42 — Туранский, 43 — Сихотэ-Алиньский. 44 — **Северо-Китайская платформа; 45 — Таримская платформа**



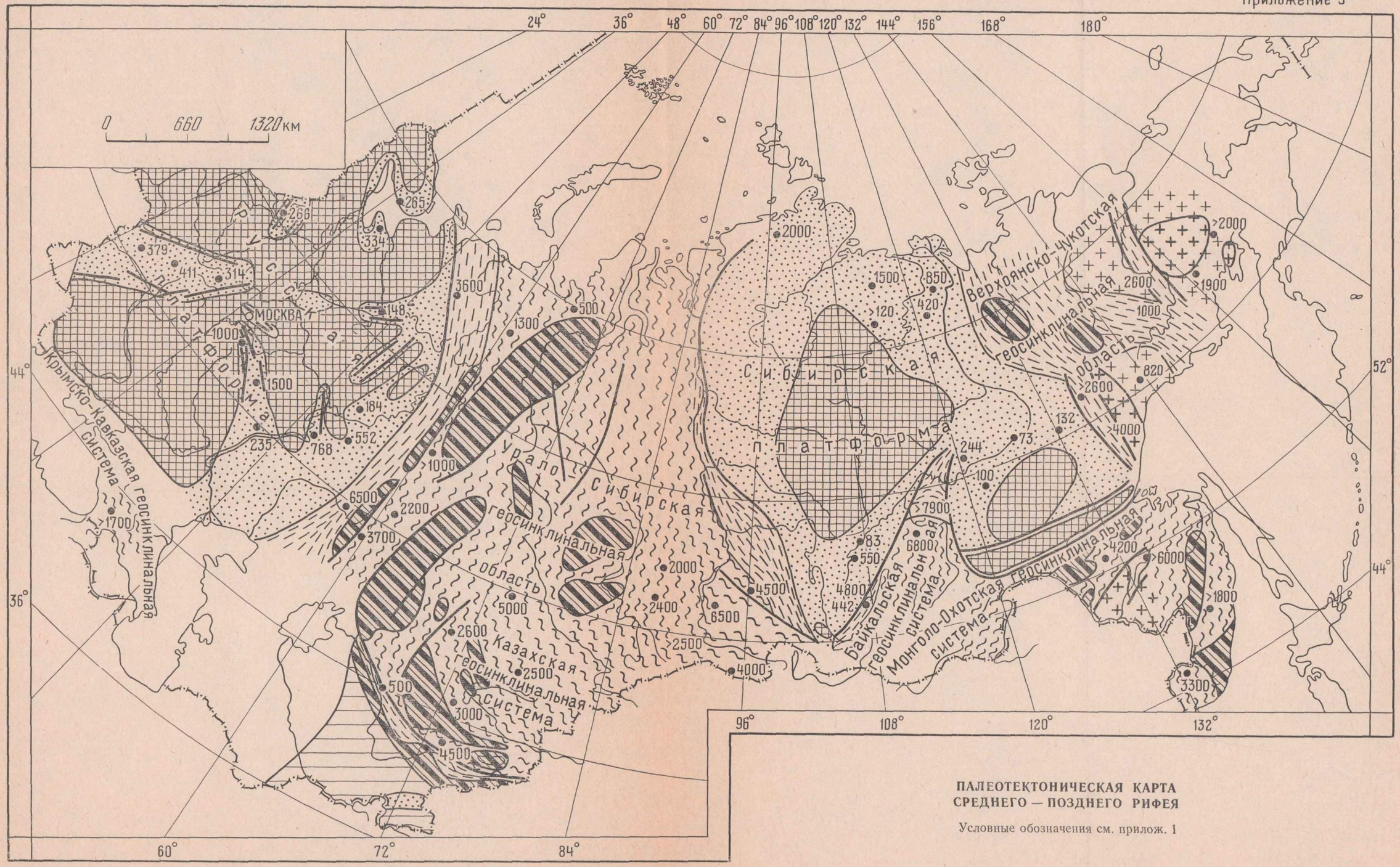
ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА СРЕДНЕГО РИФЕЯ

Условные обозначения к приложениям 3, 4, 6, 7, 9, 10, 12 и 13: *1* — море, в том числе засолоненные и крупные опресненные водоемы; *2* — равнина, в том числе временами заливавшаяся морем, и озера; *3* — холмистая равнина, плато, нагорья, возвышенные равнины; *4* — горы низкие; *5* — горы высокие; *6* — галечники и пески; *7* — алевриты, песчанистые глины, глинистые пески; *8* — глины; *9* — мергели, глинистые известняки; *10* — известняки; *11* — мел; *12* — битуминозные известняки; *13* — доломиты; *14* — гипсы; *15* — соли; *16* — кремнистые породы; *17* — угли (и торф); *18* — красноцветные породы; *19* — барьерные рифы; *20* — районы преимущественно наземной платформенной вулканической деятельности с продуктами траппового типа; *21* — районы преимущественно подводной геосинклинали вулканической деятельности с продуктами основного и среднего (базальто-андезитового) состава; *22* — районы преимущественно наземной орогенной вулканической деятельности с продуктами кислого и среднего (андезито-дацито-липаритового) состава; *23* — границы распространения литологических комплексов; *24* — тиллиты; *25* — ледники; *26* — области чередования лагунных и морских условий



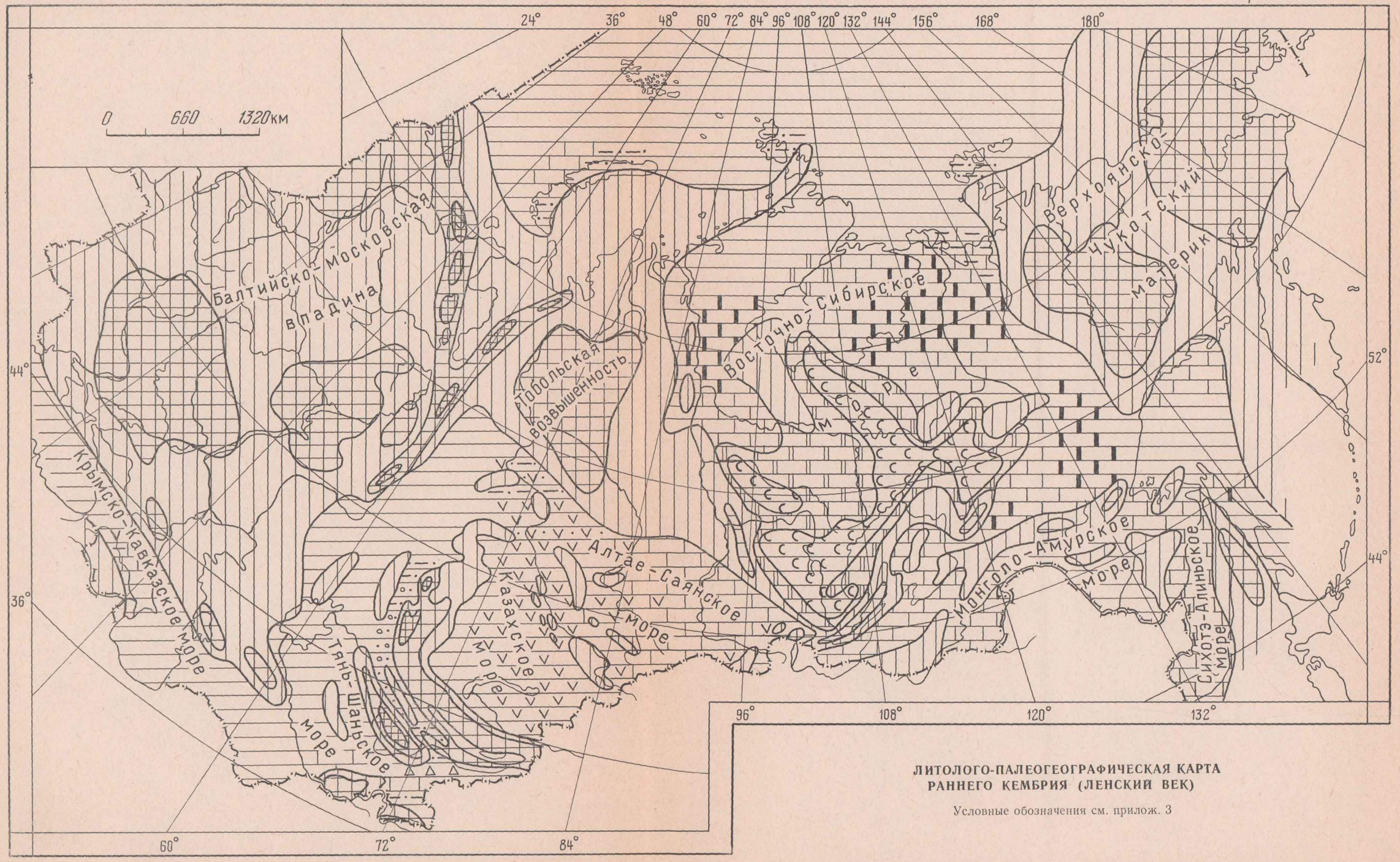
ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА ВЕНДА

Условные обозначения см. прилож. 3



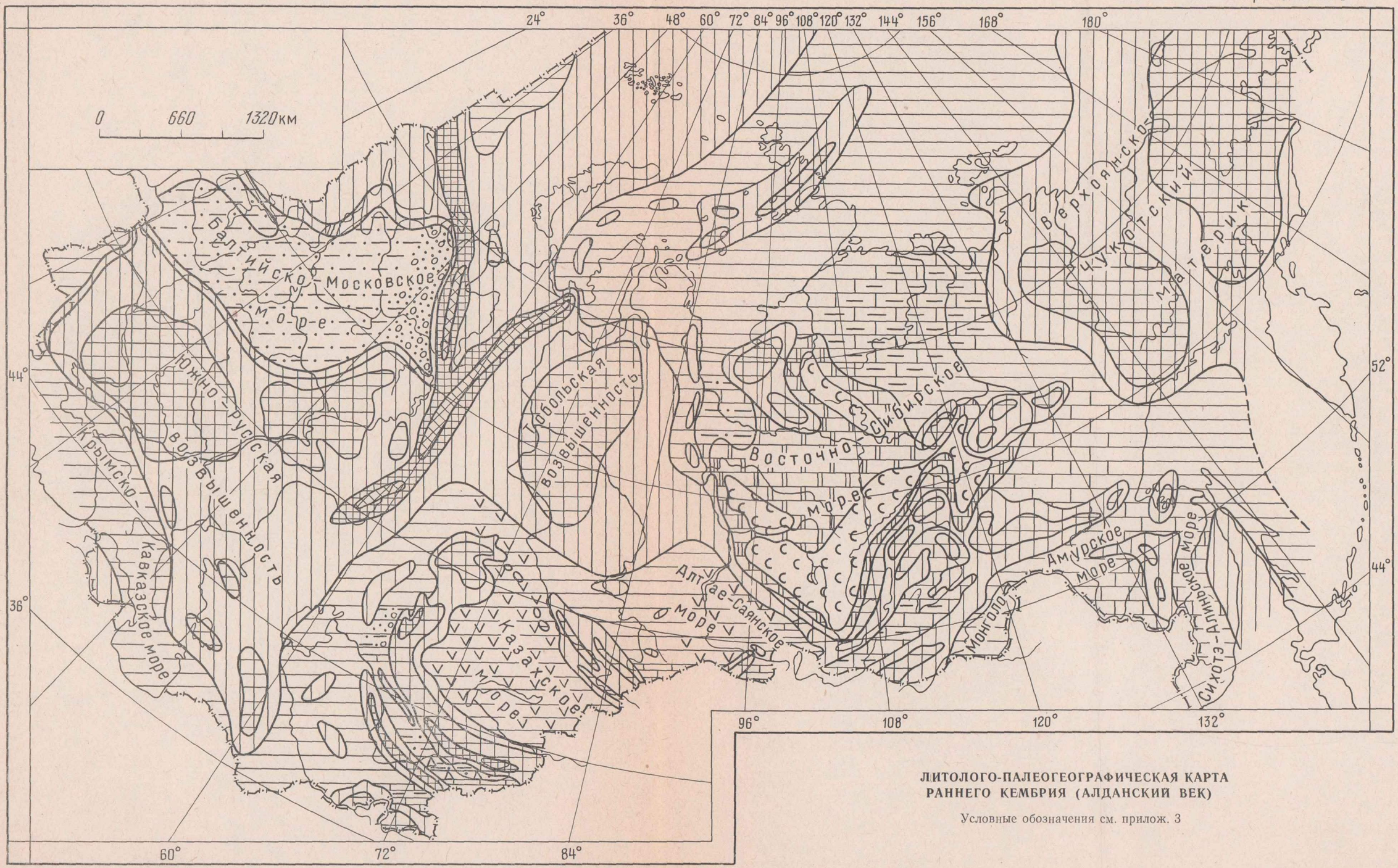
ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА СРЕДНЕГО — ПОЗДНЕГО РИФЕЯ

Условные обозначения см. прилож. 1



ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА РАННЕГО КЕМБРИЯ (ЛЕНСКИЙ ВЕК)

Условные обозначения см. прилож. 3



ЛИТОЛОГО-ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ КАРТА РАННЕГО КЕМБРИЯ (АЛДАНСКИЙ ВЕК)

Условные обозначения см. прилож. 3