

С.М. БАНДАЛЕТОВ

СИМУР
Казахстана

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

С. М. БАНДАЛЕТОВ

СИЛУР КАЗАХСТАНА



Издательство «НАУКА» Казахской ССР
АЛМА-АТА-1969

УДК 551.733:551.83:551.24 (574.221.54)

В работе дана сводка по силурийским отложениям Казахстана. Освещаются вопросы стратиграфии, биостратиграфии, структурно-фациального районирования, палеогеографии и палеотектоники. По выделенным структурным единицам подробно описаны опорные разрезы и дана их корреляция. Особое внимание при рассмотрении обобщенной биостратиграфической шкалы силура Казахстана уделено нижней и верхней границам системы в связи с находками фауны граптолитов.

В непрерывных морских разрезах установлены надлудловские (дожединские) отложения и ряд граптолитовых зон силура и девона. По находкам граптолитов айнасуйский горизонт, ранее считавшийся силурийским, отнесен к девону.

В заключительных главах дан анализ палеогеографической обстановки и рассмотрены основные вехи развития главнейших тектонических элементов Казахстана в силурийский период.

Работа иллюстрирована палеогеографическими и палеотектоническими схемами, схемами геологического строения отдельных участков, корреляционной схемой силурийских отложений Казахстана и схемой сопоставления обобщенного разреза силура Казахстана с разрезами силура ряда регионов СССР и зарубежных стран.

Книга рассчитана на широкий круг геологов.

Илл. 31, табл. 5, библиография 185 назв.

Ответственный редактор
член-корреспондент АН КазССР Е. Д. ШЛЫГИН

ПРЕДИСЛОВИЕ

В казахстанской части Урало-Сибирского складчатого пояса широко распространены силурийские образования. Особый интерес представляют отложения силура центральной части Казахстана, где имеются наиболее полные, хорошо фаунистически охарактеризованные разрезы всех отделов и ярусов системы и где довольно определенно устанавливается граница силура с ордовиком и девоном.

В зависимости от приуроченности к тем или иным структурно-фациальным зонам наблюдаются разные типы разреза силура. В областях каледонской складчатости (Еремантау-Чу-Илийская и Баянаул-Чингиз-Тарбагатайская зоны) развиты главным образом отложения нижнего отдела, которые характеризуются неполнотой разреза, быстрой сменой типично морских зеленоцветных фаций прибрежно-морскими и, возможно, наземными молассаами, нередко вулканогенными. В области герцинид (Джунгаро-Балхашская и Зайсанская зоны) имеются отложения как нижнего, так и верхнего отдела системы, представленные непрерывной серией морских терригенных, реже терригенно-карбонатных образований. При этом следует отметить, что в верхнем отделе, помимо отложений, коррелируемых с осадками лудлова английской шкалы, выделяются морские надлудловские (дожединские) отложения, широко развитые в ряде стран Центральной Европы.

Предлагаемая работа является первой сводкой по силурийским отложениям Казахстана. В ней не рассматривается лишь казахстанская часть Урала (Мугоджары). Автор в течение многих лет (1955—1968 гг.) имел возможность изучать основные разрезы силура Казахстана. Им собрана большая часть материала, положенного в основу настоящей работы.

В сборе фактического материала помогла большая группа геологов-съемщиков и стратиграфов-палеонтологов. Среди них прежде всего следует отметить М. А. Борисяк и О. П. Ковалевского из Всесоюзного научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ); научное сотрудничество с которыми во многом способствовало достижению тех результатов, которые получены при исследовании района хребта Чингиз. Кроме того, автор постоянно обменивался информацией со стратиграфами-палеонтологами Южно-Казахстанского геологического управления (ЮКГУ) Т. Б. Рукавишниковой, М. А. Сенкевич, Н. В. Полтавцевой, Л. И. Каплун, а также с сотрудниками Московского государственного университета Н. П. Четвериковой, Г. Т. Ушатинской и др.

Много ценных сведений получено от геологосъемочных партий Министерства геологии и охраны недр КазССР, с которыми были налажены деловые контакты непосредственно в полевых условиях (Р. М. Антонюк, С. А. Емельянов и В. Я. Глухенький из Центрально-Казахстанского геологического управления; Т. М. Жаутиков из Восточно-Казахстанского геологического управления; Н. А. Севрюгин и М. Б. Мычник из ЮКГУ). Кроме того, использовались и литературные источники.

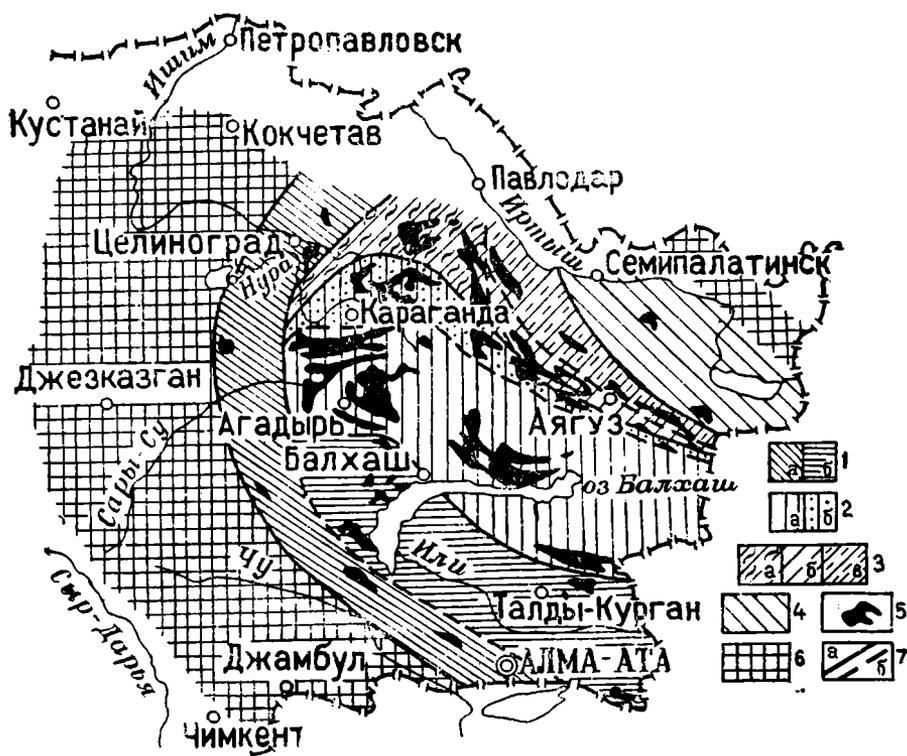


Рис. 1. Структурно-фациальные зоны силура Казахстана.

1 — Ерементгау-Чу-Илийская с подзонами: а — Селеты-Чу-Илийской, б — Моинты-Южно-Джунгарской; 2 — Джунгаро-Балхашская с подзонами: а — внутренней, собственно Джунгаро-Балхашской, б — внешней, Предчингиз-Северо-Карагандинской; 3 — Баянаул-Чингиз-Тарбагатайская с подзонами: а — Шидерты-Баянаульской, б — Чингизской, в — Алкамерген-Тарбагатайской; 4 — Зайсанская; 5 — выходы силурийских отложений; 6 — территория, на которой силурийские отложения отсутствуют; 7 — границы: а — зон, б — подзон.

В результате анализа большого количества материалов по разрезам для силура на территории Казахстана автором разработана схема структурно-фациального районирования (рис. 1). Для севера и северо-востока Центрального Казахстана, хребтов Чингиз и Тарбагатай такая схема была предложена еще в 1962 г. (Бандалетов, 1962б, 1965), а для южной части Центрального Казахстана она известна из работ Б. И. Борсука («Стратиграфия СССР», т. «Силурийская система», 1965).

В соответствии со схемой структурно-фациального районирования составлена корреляционная схема силурийских отложений (табл. 3), отражающая особенности разрезов в различных областях Казахстана. Она явилась стратиграфической основой для литолого-палеогеографи-

ческих и палеотектонической карт силурийского периода Казахстана, которые были выполнены автором в 1965 г. и вошли в переданный для издания «Атлас литолого-палеогеографических карт СССР».

Следует отметить, что степень изученности силурийских отложений отдельных районов Казахстана далеко не одинакова. Основное внимание автора сосредоточено на северо-восточной и восточной частях Центрального Казахстана, включая хребет Чингиз, который с его довольно полно представленными разрезами, содержащими обильные и разнообразные комплексы фауны, явился наиболее благоприятным регионом для расчленения отложений нижнего отдела силурийской системы. Автором здесь выделены региональные стратиграфические подразделения нижнего отдела Казахстана — альпеисский и жумаковский горизонты, которые впоследствии М. А. Борисяк, О. П. Ковалевским и другими подразделены на более мелкие единицы — слои.

Другим, сравнительно хорошо изученным районом является Прибалхашье, где, помимо отложений нижнего отдела, установлены региональные подразделения верхнего отдела силурийской системы (акканский и токрауский горизонты). В последние годы здесь обнаружено большое количество точек с граптолитовой фауной, которая позволила отнести к девону айнасуйский горизонт, ранее считавшийся силурийским. Изменились, таким образом, и наши представления о границе силурийской и девонской систем в Казахстане.

Основные задачи, которые ставил перед собой автор, сводятся к следующему:

1. Составить опорные разрезы силура во всех основных районах Казахстана с возможно дробным их расчленением.

2. Сгруппировать эти разрезы по естественным типам и определить их принадлежность к тем или иным структурно-фациальным зонам и подзонам.

3. Скоррелировать основные разрезы силурийских отложений Казахстана и разработать новую корреляционную схему, которая удовлетворяла бы запросам геологического картирования.

4. Восстановить палеогеографические и палеотектонические условия накопления осадков и таким образом проследить основные закономерности истории геологического развития Казахстана в силурийский период.

5. Сопоставить региональную шкалу силура Казахстана с отдельными регионами СССР и ряда зарубежных стран.

Приводимая в работе фауна определена: брахиоподы — М. А. Борисяк, Т. Б. Рукавишниковой, Н. Андашевой, Л. И. Каплун, Г. Т. Ушатинской; табуляты — О. П. Ковалевским, Н. В. Полтавцевой, В. Е. Конином; рогозы — Т. В. Никлаевой, Н. Я. Спасским, Ж. Султанбековой; трилобиты — Н. К. Ившиным, М. К. Аполлоновым, З. А. Максимовой и И. М. Колобовой; граптолиты — А. М. Обутом, Н. Ф. Михайловой, Р. Ф. Соболевской, Д. Т. Цаем и Т. Н. Корень; членики стеблей морских лилий — Г. А. Стукалиной. В большинстве случаев в тексте указан автор, по заключению которого дается возраст. Петрографическое описание пород выполнено Т. Б. Александровской.

Многие материалы по силуру были получены при совместных многолетних исследованиях автора с И. Ф. Никитиным, Г. Ф. Ляпичевым, Л. Г. Никитиной, Н. К. Ившиным, которые проводились под руководством академика АН Казахской ССР Р. А. Борукаева.

Всем перечисленным лицам автор выражает глубокую благодарность.

I. СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ СИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КАЗАХСТАНА

Силурийские отложения, впервые установленные в 1908 г. П. И. Степановым (1908), в последующие годы были выделены во многих районах Казахстана. При этом создавались лишь местные схемы стратиграфического расчленения силура, и только в 40-х годах Н. Г. Кассиным была предложена корреляция силурийских отложений всего региона и намечены основные черты палеогеографии этого периода (Кассин, 1947). Накопившийся к концу 50-х годов некоторый фактический материал был обобщен на совещании по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана (1958). В качестве унифицированных стратиграфических подразделений для Казахстана приняты следующие региональные стратиграфические подразделения — горизонты: альпеисский, жумаковский, акканский и айнасуйский. Предложенные автором (1957) альпеисский и жумаковский горизонты со стратотипами одноименных свит хребта Чингиз сравнивались с лландоверийским (альпеисский) и с большей нижней частью венлокского (жумаковский) яруса. Акканский горизонт (стратотип — акканские известняки Западного Прибалхашья), выделенный Б. М. Келлером и др. (1958), коррелировался с нижней частью, а айнасуйский (стратотип — айнасуйские слои, установленные М. А. Борисяк (1955) в южной части Карагандинского бассейна) — с верхней частью лудловского яруса английской шкалы. Палеонтологическая характеристика горизонтов была очень слабая. Выявленные в них комплексы фауны из-за их своеобразия и эндемичности очень трудно увязывались с ярусными подразделениями. В решении совещания по унификации стратиграфических схем (1958) ставились задачи по уточнению возрастных пределов выделенных горизонтов, их соотношений, возможности выделения новых горизонтов и их более дробного расчленения. Необходимо также было решить вопрос о нижней и верхней границах силурийской системы и выявить применимость установленных горизонтов для всей территории Казахстана.

В дальнейших исследованиях отложений силурийской системы Казахстана большое место занимают работы стратиграфов-палеонтологов. Значительно шире стали изучаться различные группы фауны (брахиоподы, кораллы, пелециподы, морские лилии и др.). Появились специальные сводки по отдельным районам, которые в известной

мере пополнили и уточнили региональную стратиграфическую шкалу Казахстана. Особенно следует отметить успехи в разработке и детализации стратиграфических схем силура по Чингиз-Тарбагатайскому региону, Нуринскому синклинию и Северо-Восточному Прибалхашью.

В Северо-Восточном Прибалхашье (Красилова, 1959, 1963) в самых верхах разреза силура выше айнасуйских слоев (горизонта) выделены пограничные с девоном балинские слои, которые в книге «Стратиграфия СССР», т. «Силурийская система» (1965) названы балинским горизонтом. Его стратиграфическим аналогом в Агадырском районе является караэспинский горизонт, установленный И. П. Михневичем и Н. А. Ниловой (1965).

В Нуринском синклинии, расположенном по южной окраине Карагандинского бассейна, возрастные аналоги караэспинского (балинского) горизонта названы надайнасуйским горизонтом (Четверикова и др., 1966).

Благодаря работам М. А. Борисьяк, О. П. Ковалевского и Т. В. Никслаевой (1961) альпеиский горизонт в Чингизе был разделен на четыре части с самостоятельными названиями: «слои с *Holorhynchus giganteus*», «слои с *Holorhynchus cinghizicus*», «слои с *Eospirifer cinghizicus*», «слои с *Pentamerus longiseptatus*».

Все эти изменения и дополнения нашли отражение в схеме стратиграфии силурийских отложений Казахстанской геосинклинали области, которая помещена в приложениях к книге «Стратиграфия СССР», т. «Силурийская система» (1965). При этом альпеиский горизонт коррелировался с лландоверийским, жумаковский — с венлокским, а акканский — с лудловским ярусами английской шкалы, айнасуйский и балинский горизонты относились к тиверскому ярусу. Как известно, тиверский ярус некоторое время был в составе силурийской системы и именовался верхнелудловским ярусом в отличие от нижнелудловского, который коррелировался с лудловом английской шкалы. Граница между силуром и девоном в Казахстане в это время проводилась по кровле балинского горизонта.

Позже (Четверикова и др., 1966; Ушатинская, Келлер, 1966) на основании изучения фауны брахиопод и кораллов возраст айнасуйского горизонта определен как верхняя часть лудловского яруса, если понимать лудлов в объеме английского стратотипа, и силуро-девонскую границу предложено проводить по кровле этого горизонта. Е. С. Левицкий, Г. А. Стукалина, А. И. Положихина и Г. Т. Ушатинская (1968), проанализировав комплексы фауны караэспинского (балинского) горизонта, считают возможным отнести караэспинский горизонт к жединскому ярусу нижнего девона и верхнюю границу силурийской системы проводят по его подошве.

Следует отметить, что детализация стратиграфического разреза силура Казахстана все эти годы проходила благодаря изучению бентосной фауны, которая, как отмечают многие наши специалисты-палеонтологи, настолько своеобразна и эндемична, что по ней в большинстве случаев невозможна корреляция со стандартными европейскими шкалами. К этому выводу пришел и профессор Пенсильванского университета А. Буко, просмотревший в 1968 г. коллекции силурийских и раннедевонских брахиопод Казахстана. Поэтому большую роль в стратиграфии и биостратиграфии силура сыграли коллекции граптолитов, собранные в последние годы во многих районах Казахстана, иногда совместно с ракушняковой фауной. Граптолитовая фауна благодаря установлению зоны *Akidograptus acuminatus* и *A. ascensus* позволила довольно точно определить нижнюю границу

силурийской системы. При этом была подтверждена точка зрения О. П. Ковалевского об ордовикском возрасте слоев с *Holorhynchus giganteus*, поскольку они отвечают уровню зоны *Climacograptus supernus*.

По граптолитам уточнен объем альпеисского и жумаковского горизонтов. Выяснилось неполное соответствие этих горизонтов лландоверийскому и венлокскому ярусам, т. е. не так, как это полагали раньше. Кроме того, на примере разрезов Северо-Восточного Прибалхашья определена граница между нижним и верхним отделами силура в Казахстане, которая проходит по подошве зоны *Lobograptus scanicus* и *Neodiversograptus nilsoni*. В этом районе, благодаря находкам в непрерывных силуро-девонских отложениях граптолитов уровня средней части пржидольских слоев Чехословакии, между акканским и айнасуйским горизонтами автором (1968) выделен новый для Казахстана надлудловский (дожединский) токрауский горизонт. Исключительный интерес представляет также установление зоны *Monograptus kasachstanensis* (*M. uniformis* и *M. angustidens*), которая позволила в соответствии с существующим положением о проведении границы между силурийской и девонской системами (Решения III Международного симпозиума по границе силура и девона и стратиграфии нижнего и среднего девона, «Рефераты докладов», 1968) довольно точно наметить этот рубеж в Казахстане. Он прошел по подошве айнасуйского горизонта.

Таким образом, накопился довольно значительный материал, который несколько по-иному освещает существующие представления о региональной стратиграфической схеме (табл. 1) силура Казахстана, корреляции с отдельными регионами СССР и ряда зарубежных стран (табл. 4), его палеогеографических и палеотектонических особенностей.

Однако далеко не все проблемы, связанные с изучением отложенной силурийской системы в Казахстане, решены. Необходимо уточнить верхнюю возрастную границу жумаковского горизонта, границу лландовери и венлока, установить достоверность выделения отложенных венлока и лудлова в Чингиз-Тарбагатайском районе, поскольку они слабо палеонтологически охарактеризованы, определить соотношение жумаковского и акканского горизонтов и их объем, выявить площадное распространение отдельных горизонтов, зон и слоев, скоррелировать терригенно-карбонатные и терригенные морские отложения с континентальными, основы сопоставления которых разработаны (Меннер, 1962).

Поскольку слабо изучен вулканизм силура Казахстана, необходима постановка специальных работ. Очень желательно также изучение литологии осадочных отложений, их геохимических особенностей, фаций, формаций. Тематические исследования в этом направлении необходимы для решения ряда практических задач геологической службы республики.

II. СТРАТИГРАФИЯ

ЛИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ СХЕМЫ СИЛУРА КАЗАХСТАНА И ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ

Силурийские отложения довольно широко развиты на территории Казахстана. Ими сложены большие массивы на северо-востоке Центрального Казахстана, в хребтах Чингиз и Тарбагатай, Караганда-Атасу-Агадырском районе и Прибалхашье (рис. 2). На более ограниченных площадях они наблюдаются в западной части Центрального Казахстана, Чу-Илийских горах, Джунгарии и Зайсанской геосинклинали.

Образования силура отличаются многообразием состава слагающих пород, различной полнотой разреза и далеко не одинаковой палеонтологической обоснованностью. В зависимости от типов разрезов, отражающих определенные тектонические и физико-географические условия осадконакопления на территории Казахстана, в силуре выделен ряд структурно-фациальных зон и подзон. Такими зонами являются (рис. 1):

1. Еремантау-Чу-Илийская, которая подразделяется на Селеты-Чу-Илийскую и Моинты-Южно-Джунгарскую подзоны.
2. Баянаул-Чингиз-Тарбагатайская с Шидерты-Баянаульской, Чингизской и Алкамергенъ-Тарбагатайской подзонами.
3. Джунгаро-Балхашская с внешней, Предчингиз-Северо-Карагандинской, и внутренней, собственно Джунгаро-Балхашской, подзонами.
4. Зайсанская.

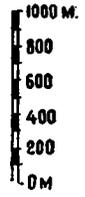
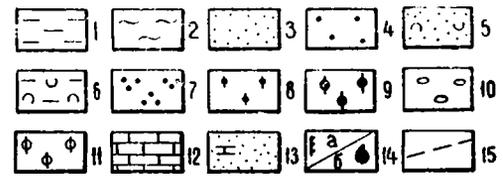
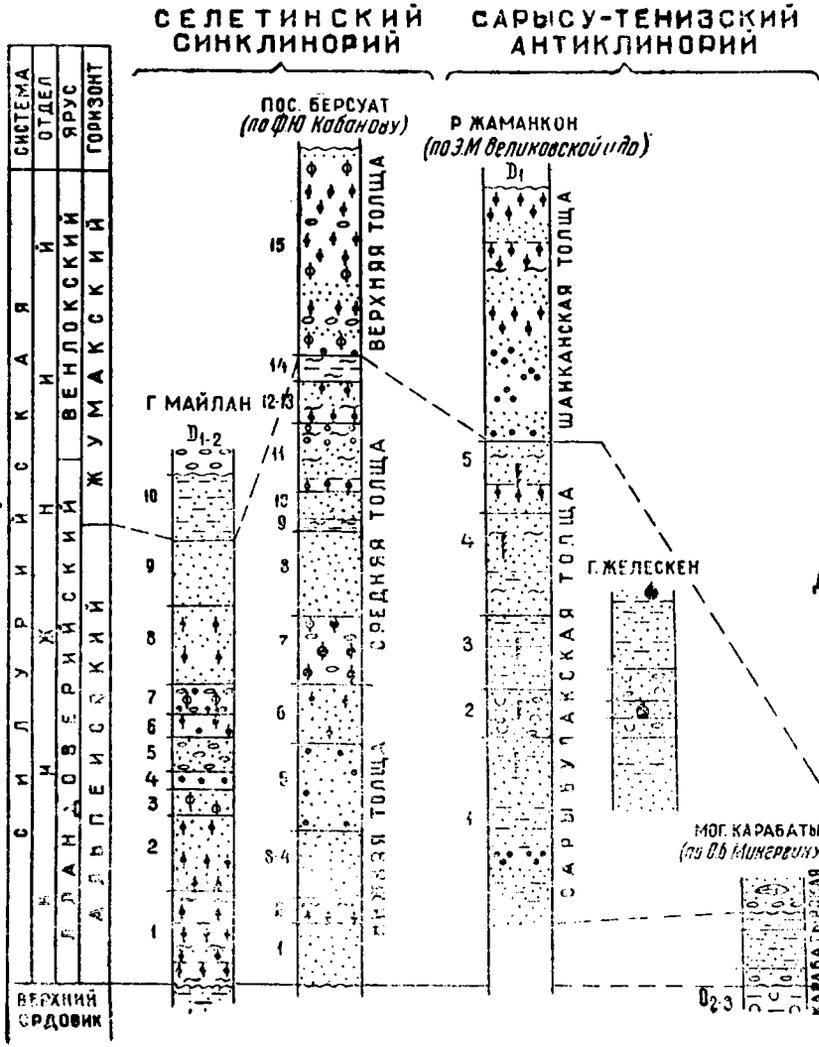
Ниже приводятся стратиграфические очерки по выделенным структурным единицам — структурно-фациальным зонам. Под структурно-фациальной зоной понимается «достаточно крупная структурная единица, в пределах которой в целом на протяжении длительного отрезка времени (не менее периода) история развития достаточно отчетливо отличалась от истории развития соседних структурно-фациальных единиц» (Нехорошев, 1966, стр. 26).

ЕРЕМЕНТАУ-ЧУ-ИЛИЙСКАЯ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА

Рассматриваемая зона включает территорию западной части Центрального Казахстана и Южный Казахстан (рис. 1). Из района бассейна р. Селеты (западнее Еремантау-Ниязских гор) она прослеживается на юг — в бассейн р. Жаманкон и по среднему течению р. Сарысу, а затем через Бетпак-Далу — в район Западного Прибалхашья, Чу-Илийских гор и Южной Джунгарии. В целом зона тяготеет к Кок-

Рис. 2. Схема распространения сидурийских отложений Центрального Казахстана, хребтов Чингиз и Тарбагатай.

1 — терригенные пестроцветные отложения нижнего силура Селетинского синклиория и Сарысу-Тенизского антиклиория; 2 — вулканогенно-осадочные отложения нижнего силура Западно-Балхашского брахисинклиория; 3 — терригенные пестроцветные отложения альпийского горизонта Шидерты-Олентинского брахисинклиория, Кызылтас-Экибастузского антиклиория и Баянаульского синклиория (караайгырская свита); 4 — терригенные, преимущественно красноцветные отложения жумаковского горизонта Шидерты-Олентинского брахисинклиория, Кызылтас-Экибастузского антиклиория и Баянаульского синклиория (сулысорская свита); 5 — вулканогенно-осадочные отложения альпийского горизонта Акчатауского антиклиория и Коксенгирского синклиория хребта Чингиз (альпийская свита) и Тарбагатайского антиклиория (акчоккинская свита); 6 — вулканогенные отложения жумаковского горизонта Акчатауского антиклиория и Коксенгирского синклиория хребта Чингиз и Тарбагатайского антиклиория (тюлькулинская свита); 7 — вулканогенно-осадочные отложения доненжальской и аягузской свит Алкамергенского антиклиория и Окпектинского синклиория; 8, 9 — вулканогенные отложения верхнего силура (?) Окпектинского синклиория; 10 — терригенные зеленоцветные отложения альпийского горизонта Карагандинского синклиория, Акбастауского и Тарбагатайского антиклиориев; 11 — терригенные, преимущественно красноцветные отложения жумаковского горизонта Карагандинского синклиория, Акбастауского и Тарбагатайского антиклиориев; 12 — отложения ермекской свиты Нуринского и Айнасуйского синклиориев; 13 — отложения исеньской свиты Нуринского и Айнасуйского синклиориев; 14 — терригенные отложения нижнего силура Успенского синклиория; 15 — терригенные отложения верхнего силура Жаман-Сарысуйского антиклиория, Успенского и Аксоранского синклиориев; 16 — терригенные отложения нижнего силура Жаман-Сарысуйского антиклиория; 17 — терригенные отложения альпийского горизонта Северо-Балхашского антиклиория; 18 — терригенные отложения жумаковского горизонта Северо-Балхашского антиклиория; 19 — терригенные отложения верхнего силура и нижнего девона Северо-Балхашского антиклиория; 20 — терригенно-карбонатные отложения акканского горизонта Чарского антиклиория; 21 — разрывные нарушения; 22 — границы структурно-фациальных зон; 23 — границы структурно-фациальных подзон; 24 — подзоны: I — Селеты-Чу-Илийская и II — Мойнты-Южно-Джунгарская Ерементау-Чу-Илийской структурно-фациальной зоны; III — Шидерты-Баянаульская, IV — Чингизская и V — Алкамерген-Тарбагатайская Баянаул-Чингиз-Тарбагатайской структурно-фациальной зоны; VI — внешняя, Предчингиз-Северо-Карагандинская, VII — внутренняя, собственно Джунгаро-Балхашская, Джунгаро-Балхашской структурно-фациальной зоны; VIII — Зайсанская структурно-фациальная зона; 25 — изученные разрезы: 1 — р. Селета, 2 — пос. Версуат, 3 — р. Жаманкон, 3а — ур. Кызылэспе, 4 — ур. Акшют, 5 — ур. Каражингил, 6 — ур. Велькудук, 7 — г. Сокуркой, 8 — Белые сопки, 9 — г. Караайгыр, 10 — зимовка Екитай, 11 — оз. Ескельдыколь, 12 — г. Толпак, 13 — Майкаин, 14 — оз. Эпетуз, 15 — г. Аккозу, 16 — оз. Камбобасор, 17 — г. Керегетас, 18 — р. Тундык, 19 — р. Аксарлы, 20 — г. Кызылтумсык, 21 — пос. Кайнар, 22 — г. Коксенгир, 23 — могила Елгунова, 24 — р. Самсы, 25 — г. Акдомбак, 26 — р. Толен, 27 — г. Жумак, 28 — р. Акчатау, 29 — р. Каракол, 30 — р. Акчокка, 31 — оз. Донгулексор, 32 — пос. Жананур, 33 — р. Ащису, 34 — г. Доненжал, 35 — р. Аягуз, 36 — могила Урко, 37 — р. Терсайрык, 38 — г. Караджал, 39 — пос. Русско-Ивановский, 40 — оз. Курганколь, 41 — пос. Пушкин, 42 — пос. Хорошеевское, 43 — междуручье Акжар — Жартас, 44 — оз. Тортколь, 45 — р. Айдос, 46 — с. Алексеевка, 47 — оз. Туз, 48 — пос. Тундык, 49 — г. Жанбазар, 50 — ур. Отызбес, 51 — г. Карашоки, 52 — Акбастау, 53 — пос. Алгабас, 54 — ур. Майлишат, 55 — сопки Акшоки, 56 — междуручье Сулу — Медине, 57 — оз. Сарыколь, 58 — р. Айнасу, 59 — р. Кокпекты, 60 — Самбайская мульда, 61 — г. Актау, 62 — г. Котуроба, 63 — ур. Шоладыр, 64 — г. Шетшоки, 65 — г. Сарыадыр, 66 — пос. Каргалы, 67 — р. Аккияк, 68 — г. Караганды-Байторе, 69 — г. Киикбай, 70 — г. Жалпак-Адыр, 71 — г. Шокпар, 72 — колодец Тастыбулак, 73 — колодец Джаманшурук, 74 — г. Киикбай, 75 — г. Кокбайтал, 76 — колодец Маубас, 77 — колодец Бала, 78 — оз. Арасан.



ДЖАЛАИР-НАЙМАНСКИЙ СИНКЛИНОРИЙ

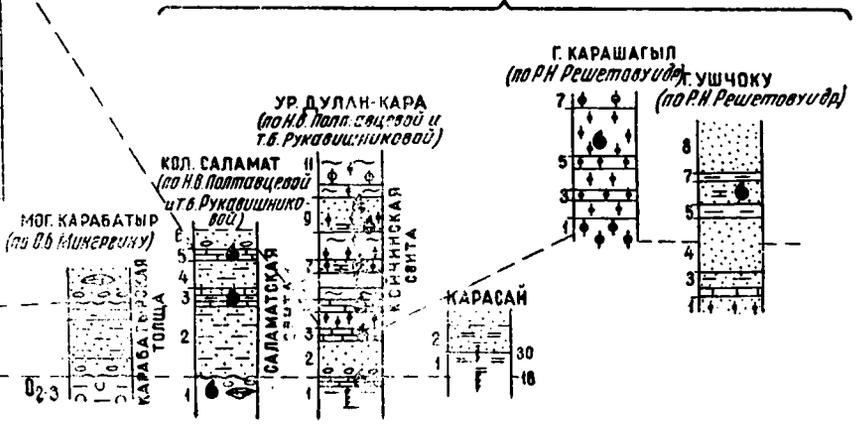


Рис. 3. Стратиграфические колонки Селеты-Чу-Илийской подзоны.

1 — алевролиты зеленоцветные; 2 — алевролиты красноцветные; 3 — песчаники полимиктовые зеленоцветные, мелко- и среднезернистые; 4 — песчаники полимиктовые зеленоцветные крупнозернистые; 5 — песчаники туфогенные; 6 — алевролиты туфогенные; 7 — песчаники аркозовые, мелкозернистые; 8 — песчаники красноцветные мелко- и среднезернистые; 9 — песчаники красноцветные крупнозернистые; 10 — конгломераты зеленоцветные; 11 — конгломераты красноцветные; 12 — известняки; 13 — песчаники известковистые; 14 — остатки фауны; а — граптолитов, б — брахипод и кораллов; 15 — граница горизонтов.

четав-Каратауской устойчивой каледонской зоне поднятий и характеризуется комплексом отложений, формирующихся на заключительном этапе развития геосинклинали. По типу разреза Ереметау-Чу-Илийская структурно-фациальная зона подразделяется на две подзоны: Селеты-Чу-Илийскую и Моинты-Южно-Джунгарскую.

Селеты-Чу-Илийская подзона

Селеты-Чу-Илийская подзона непосредственно примыкает к Кокчетав-Каратаускому поднятию. На севере она охватывает Селетинский синклинорий и Сарысу-Тенизский антиклинорий, а на юге — Джалаир-Найманский синклинорий. Здесь развиты исключительно терригенные мелководные пестроцветные образования нижнего отдела системы.

Селетинский синклинорий и Сарысу-Тенизский антиклинорий

Отложения силура Селетинского синклинория (бассейн р. Селеты) и Сарысу-Тенизского антиклинория (бассейн р. Жаманкон) в последние годы изучались рядом геологов главным образом в процессе геологических съемок. Тематические стратиграфические исследования здесь проводились мало, чем, по-видимому, и объясняется довольно слабая изученность широко развитых в этих районах мощных осадочных отложений. Последние из-за отсутствия находок органических остатков в ряде мест еще не получали определенной возрастной датировки, и отнесение их к силуру пока является условным. Так, к югу от г. Майлан, которая находится на правом берегу среднего течения р. Селеты (рис. 3), вскрыты терригенные пестроцветные образования, залегающие с размывом на породах верхнего ордовика. Низы этого разреза (пачка 1) представлены часто переслаивающимися между собой (мощность отдельных прослоев 1—3 см) зеленовато-серыми, буро-лиловыми алевролитами и мелкозернистыми серо-бурыми полимиктовыми песчаниками, которые вверх по разрезу сменяются пестроцветными среднезернистыми полимиктовыми песчаниками (пачка 2), конгломерат-песчаниками (пачки 3—7), а затем снова песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов (пачки 8—10). Терригенный разрез, мощность которого достигает 3000 м, несогласно перекрыт вулканогенной толщей, по-видимому, девонского возраста. Органических остатков в нем не встречено, и принадлежность к нижнему отделу силура устанавливается лишь путем сравнения с фаунистическими охарактеризованными отложениями по р. Жаманкон.

Следующий довольно мощный комплекс осадочных образований, достигающий 4800 м, наблюдается южнее — в районе пос. Берсуат (рис. 3). Он представлен пестроцветной серией пород — песчаниками, алевролитами, реже конгломератами, которые залегают на отложениях верхнего ордовика с резким угловым несогласием и, в свою очередь, перекрыты вулканогенными осадками девона. По данным Ю. Ф. Кабанова, в этом комплексе выделяются три толщи. Нижняя представлена сероцветными и красноцветными полимиктовыми песчаниками, чередующимися с прослоями алевролитов. Средняя толща состоит из сероцветных и красноцветных конгломератов, гравелитов и песчаников с подчиненными прослоями и пачками алевролитов. Венчают разрез красноцветные конгломераты верхней толщи. Ранее этот разрез Б. А. Салин относил к девону, но при последующих съемочно-редакционных работах Ю. Ф. Кабанов, несмотря на отсутствие фауны, счел возможным параллелизовать его с силурийскими отложениями сопредельных районов (правобережье р. Шидерты, р. Жаманкон).

В районе Сарысу-Тенизского антиклинория установлены фаунистически охарактеризованные силурийские отложения. Их разрез был описан Н. П. Четвериковой (1960), а позже в значительной мере детализирован Э. М. Великовской, О. В. Минервиным, Г. Т. Ушатинской и Н. А. Чельцовой (1969). По данным этих исследователей, здесь выделяются зеленоцветный и пестроцветный комплексы морских, прибрежно-морских, а возможно, и континентальных терригенных отложений, которые подразделяются на ряд толщ — карабатырскую, сарыбулакскую и шанканскую (рис. 3, разрезы Жаманкон, Желескен и Карабатыр). В разрезе зеленоцветной сарыбулакской толщи по р. Жаманкон выявлено большое количество остатков граптолитовой фауны, изучение которой позволило Н. А. Чельцовой выделить следующие пять зон раннего — начала позднего лландвери (снизу вверх): *Pristiograptus cyphus* (предположительно), *Demirastrites triangulatus*, *D. convolutus* (предположительно), *Monograptus sedgwicki* и *Rastrites linnaei* (рис. 3, разрез по р. Жаманкон, пачки 1—5). Возраст вышележащей пестроцветной шанканской толщи ограничивается венлоком. Карабатырская и сарыбулакская толщи относятся к альпеисскому горизонту, а шанканская — к жумакскому. Общая мощность разреза превышает 4600 м. Соотношение его с подстилающими и перекрывающими отложениями несогласное.

Джалаир-Найманский синклиний

Силурийские отложения Джалаир-Найманского синклиория (Чу-Илийские горы) изучены значительно лучше. В целом разрез силура этого района сходен с разрезом силура бассейнов рек Селеты и Жаманкон; отличается он лишь несколько меньшей мощностью (рис. 3). Это преимущественно зеленоватые, а в верхней части красно-бурые терригенные мелкообломочные отложения. По данным Т. Б. Рукавишниковой и других (1968), здесь выделены две свиты: нижняя — саламатская и верхняя — койчинская, которые, очевидно, соответствуют уровню альпеисского и жумакского горизонтов.

Саламатская свита представлена серо-зелеными песчаниками, алевролитами и линзами известняков. Мощность свиты в ур. Дулак-Кара 280 м, в других участках достигает 700 м. В юго-восточной части Чу-Илийских гор устанавливается согласное залегание саламатской свиты на известняках улькунтасского горизонта верхнего ордовика, а на северо-западе, в районе г. Джамбул, между отложениями ордовика и силура наблюдается стратиграфическое несогласие. Саламатская

свита богата органическими остатками. В нижней части ее содержится фауна граптолитов лландовери, в том числе зональный вид *Akidograptus ascensus* Davies самых низов силура. В верхних частях свиты собраны кораллы *Palaeofavosites* cf. *balticus* Rukhin., *Halyites* cf. *catenularius* (Linn.) и брахиоподы *Dolerorthis* ex gr. *rustica* (Sow.), *Pentamerus* ex gr. *oblongus* Sow., *Eospirifer* ex gr. *radiatus* (Sow.) верхнего лландовери.

Койчинская свита представлена красноцветным терригенным комплексом пород — песчаниками, алевролитами, конгломератами, согласно залегающими на отложениях саламатской свиты. Иногда встречаются известковистые разности песчаников, в которых содержатся остатки кораллов и брахиопод *Favosites* ex gr. *forbesi* M. E. et H., *F. aff. oculiporoides* Sok., *F. aff. kennihoensis* Ozaki, *Leptaena* ex gr. *rhomboidalis* (Wilck.), *Plectatrypa* ex gr. *barrandeii* (Dav.), по которым возраст свиты считается венлокским. Мощность свиты достигает 920 м.

Моинты-Южно-Джунгарская подзона

Моинты-Южно-Джунгарская подзона охватывает значительную площадь Центрального и Южного Казахстана. Из района Западно-Балхашского синклинория (Северо-Западное и Юго-Западное Прибалхашье) она прослеживается далее на юго-восток до Бораталинского синклинория и Южно-Джунгарского антиклинория (Южная Джунгария). Характерной особенностью этой подзоны, в отличие от Селеты-Чу-Илийской, является присутствие в разрезе силура большого количества вулканогенного материала и относительно более полный разрез. Помимо отложений нижнего отдела, здесь имеются также образования лудлова, представленные главным образом карбонатными фациями (известняки акканского горизонта).

Низы разреза силура, как правило, сложены базальными конгломератами, которые резко несогласно перекрывают различные горизонты ордовика, а в ряде мест лежат непосредственно на кембрии и докембрии. Фаунистическая характеристика разрезов, особенно в Северо-Западном Прибалхашье, довольно слабая (ур. Акшют, Каражингил, Белькудук, район горы Сокуркой, Белых сопки Кинерсу), а сами разрезы, недостаточно полно представленные и довольно разрозненные, коррелируются с большой долей условности.

Силурийские отложения Северо-Западного Прибалхашья, как это видно из ряда приведенных колонок (рис. 4), характеризуются значительными фациальными изменениями. В лландовери наряду с терригенными образованиями (ур. Акшют, Каражингил, район Белых сопки) в ряде участков (сопки Кинерсу, район г. Сокуркой) установлены также вулканогенно-осадочные. Верхние части колонок, которые относятся к венлоку, обычно вулканогенные с прослоями осадочных пород. Вулканогенные породы имеют средне-кислый состав, причем в одних случаях наблюдаются продукты только кислого ряда, в других — перемежаемость кислых лав и их туфов со средними. Среди терригенных образований в разрезе верхних частей нижнего силура много прослоев красноцветных разностей.

Наиболее полный и хорошо фаунистически охарактеризованный разрез силура установлен в Юго-Западном Прибалхашье (полуостров Ак-Керме, Мынарал, район кол. Каргабулак). Он изучался многими исследователями. Первым из них был Л. С. Берг, по сборам кораллов которого из районов полуострова Мынарал П. И. Степанов (1908) установил здесь присутствие отложений силурийской системы. Существен-

ЗАПАДНО-БАЛХАШСКИЙ СИНКЛИНОРИЙ

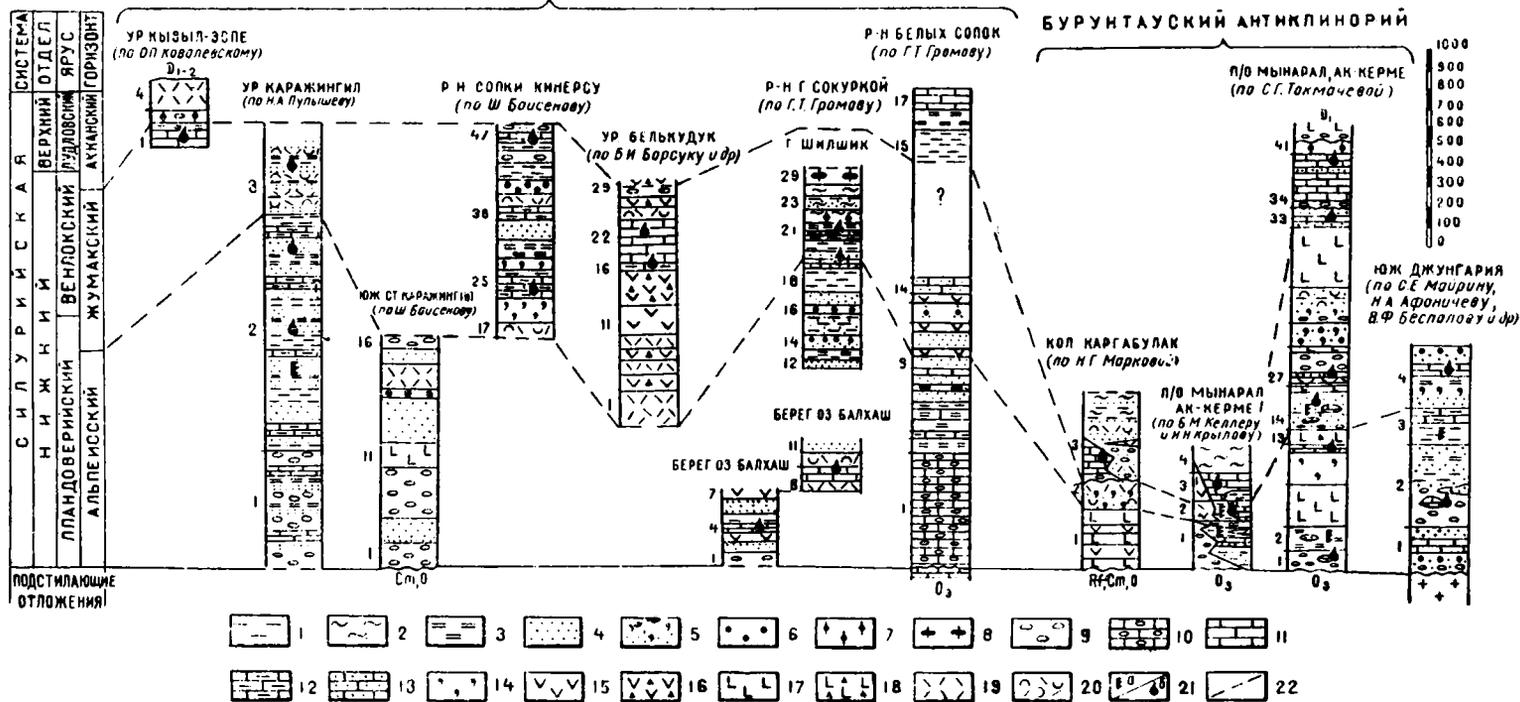


Рис. 4. Стратиграфические колонки Моинты-Южно-Джунгарской подзоны.

1 — алевролиты зеленоцветные; 2 — алевролиты красноцветные; 3 — кремнистые алевролиты зеленоцветные; 4 — песчаники зеленоцветные мелко- и среднезернистые; 5 — песчаники туфогенные; 6 — песчаники зеленоцветные крупнозернистые; 7 — песчаники красноцветные мелко- и среднезернистые; 8 — песчаники красноцветные крупнозернистые; 9 — конгломераты зеленоцветные; 10 — конгломераты известковистые; 11 — известняки; 12 — глинистые известняки; 13 — песчаники известковистые; 14 — туффиты; 15 — эффузивы среднего состава; 16 — туфы эффузивов среднего состава; 17 — эффузивы основного состава; 18 — туфы эффузивов основного состава; 19 — альбитофиры; 20 — туфы альбитофиров; 21 — остатки фауны: а — граптолитов, б — брахиопод, кораллов и др., 22 — границы горизонтов.

ный вклад в изучение стратиграфии и фауны этого района внесли Д. И. Яковлев, А. Е. Репкина, О. И. Никифорова (1937), Л. Б. Рухин (1939), Б. С. Соколов (1940), Б. И. Борсук (1965), Б. М. Келлер, Н. Г. Маркова (1959, 1961), О. П. Ковалевский (1959, 1965), Н. В. Полтавцева (1965) и группа геологов-съемщиков ЮГУ (И. В. Хохлов, С. Г. Токмачева, Л. М. Палец, И. И. Парецкий и др.). Б. М. Келлер (1958) придавал большое значение фациальным замещениям сланцевых и карбонатных толщ эффузивами, песчаников и известковистых песчаников — конгломератами. Сводный разрез силура на полуострове Ак-Керме, по его данным, относительно маломощный (порядка 500—600 м). Значительно полнее он представлен на полуострове Мынарал (Токмачева, 1965). Здесь, помимо лландоверийских и венлокских образований, выделяются хорошо палеонтологически охарактеризованные лудловские отложения, известные в литературе под названием акканских известняков. Ниже приводится сводный разрез силура полуострова Мынарал, по С. Г. Токмачевой, который подразделен нами на горизонты (рис. 4). На размытую поверхность пород верхнего ордовика без видимого углового несогласия налегают отложения лландоверийского яруса (альпеисский горизонт).

1. Валунные полимиктовые конгломераты, содержащие крупные линзы серых известняков с *Propora* sp., *Mesofavosites* aff. *multitabulatus* (R u k h i n).

2. Кремнистые сланцы с линзами кислых эффузивов, песчаников и мелкогалечных конгломератов. Пачка заканчивается кремнистыми сланцами с *Demi-rastrites* aff. *decipiens* (Т о г н о).

Общая мощность 1 и 2 пачки	225 м.
3. Зеленовато-серые диабазовые порфириты	28 м.
4. Темно-зеленые туфы порфиритов	11 м.
5. Коричневатозеленые и темно-зеленые порфириты	169 м.
6. Темно-зеленые туфопесчаники	58 м.
7. Диабазовые порфириты	7 м.
8. Темно-зеленые туфопесчаники	95 м.
9. Известняки брекчированные, ожелезненные	10 м.
10. Переслаивание туфопесчаников, туфов, порфиритов	25 м.
11. Серые брекчированные известняки с <i>Favosites</i> sp., <i>Palaeofavosites</i> sp., <i>Mesofavosites</i> sp.	2 м.
12. Измененные алевролиты	3 м.
13. Переслаивание зеленых пироксеновых порфиритов с буровато-коричневыми и темно-вишневыми туфами порфиритов	73 м.
Мощность отложений лландовери	707 м.

Далее следуют отложения верхов лландовери — нижнего венлока, относящиеся к жумацкому горизонту.

14. Мелкогалечные конгломераты, содержащие гальку из обломков подстилающих пород, по простиранию часто выклиниваются
 10 м. |

15. Органогенные известняки с *Mesofavosites* sp.
 2 м. |

16. Красновато-коричневые туфы порфиритов
 9 м. |

17. Светло-коричневые кварцевые порфириты
 5 м. |

18. Зеленовато-серые мелкозернистые песчаники и алевролиты с линзами известняков, содержащих *Angopora* cf. *hisingeri* Jones, *Favosites* ex gr. *forbesi* M. E. et H., *Fletcheria* aff. *mammilata* T c h e r n., *Halysites catenularius* (L i n n.), *Heliolites bohemicus* W e n t z.
 80 м. |

19. Алевролиты
 10 м. |

20. Зеленовато-серые песчаники с линзами известняков с *Palaeofavosites* ex gr. *forbesiformis* S o k., *Catenipora* aff. *minima* T c h e r n., *Propora conferta* M. E. et H.
 50 м. |

21. Зеленовато-серые известковистые песчаники с линзами известняков с *Catenipora* aff. *minima* T c h e r n., *Heliolites bohemicus* W e n t z e l, *Propora cancellata* L i n d., *Parmorthis* ex gr. *crassa* (L i n d s t r.), *Plectatrypa* ex gr. *praemarginalis* S a v., *Pl.* aff. *barrandei* (D a v.).
 40 м. |

22. Переслаивание темно-зеленых кварцевых и пироксеновых порфиритов с туфами кислого состава
 29 м. |

23. Окремненные органогенные известняки с фауной *Palaeofavosites* aff. *rau-*

2—106

17

<i>lus</i> S o k., <i>Mesofavosites</i> aff. <i>obliquus</i> S o k., <i>Halysites catenularius</i> (L i n n.), <i>Heliolites</i> aff. <i>bohemicus</i> W e n t z., <i>Triplesia</i> ex gr. <i>woodlandensis</i> R e e d.	2 м.
24. Тонкообломочные туфы кварцевых альбитофиров	9,5 м.
25. Серые известняки с фауной <i>Palaeofavosites</i> aff. <i>balticus</i> R u k h i n., <i>Catenipora escharoides</i> (L a m.), <i>Plasmapora</i> aff. <i>stella</i> L i n d., <i>Propora</i> aff. <i>conferta</i> M. E. et H., <i>Parmorthis</i> ex gr. <i>crassa</i> (L i n d.), <i>Triplesia</i> ex gr. <i>woodlandensis</i> R e e d., <i>Plectatrypa</i> (?) aff. <i>barrandei</i> (D a v.), <i>Pl.</i> ex gr. <i>praemarginalis</i> S a v., <i>Lissatrypa</i> aff. <i>kasachstanica</i> M. B o r., <i>Eospirifer radiatus</i> (S o w.)	7 м.
26. Тонкообломочные туфы кислого состава	13 м.
27. Известковистые песчаники с крупными линзами известняков, содержащих фауну <i>Palaeofavosites</i> aff. <i>rudius</i> S o k., <i>P.</i> aff. <i>balticus</i> R u k h i n., <i>Parmorthis</i> ex gr. <i>crassa</i> (L i n d s t r.), <i>Lissatrypa</i> aff. <i>kasachstanica</i> M. B o r.	15 м.
28. Зеленовато-серые конгломераты с галькой порфиритов и песчаников	100 м.
29. Темно-зеленые порфириты	26 м.
30. Переслаивающиеся туфогенные мелкозернистые, крупнозернистые, равнозернистые песчаники	118 м.
31. Переслаивающиеся бурые туфы альбитофиров, туфопесчаников с линзами туфокогломератов, алевролитов и мелкозернистых песчаников	169 м.
32. Темно-бурые и темно-зеленые порфириты	305 м.
33. Темно-бурые, желтовато-палевые, светло- и темно-серые песчаники с редкими маломощными горизонтами известняков с <i>Dolerorthis</i> ex gr. <i>rustica</i> (S o w.), <i>Leptelloidea</i> ex gr. <i>segmentum</i> (L i n d.), <i>Lissatrypa</i> ex gr. <i>kasachstanica</i> M. B o r.	96,5 м.
Мощность данной части разреза	1152 м.

Выше прослеживаются акканские известняки (акканский горизонт), которые с размывом перекрывают отложения венлока и относятся одними исследователями (Келлер и др., 1958) к венлок-лудлову, другими (Ковалевский, 1965) — к лудлову.

34. Мелкогалечные зеленовато-серые конгломераты. Галька хорошо окатана и состоит из песчаников и сланцев	5—10 м.
35. Серые и розовые массивные известняки с <i>Multisolonia tortuosa</i> F r i t z., <i>Heliolites bellus</i> K o v., <i>Helioplasmolites</i> aff. <i>nalivkini</i> C h e k k o v i c h, <i>Dolerorthis</i> sp., <i>Leptaena</i> sp., <i>Atrypa</i> sp.	51 м.
36. Розовато-серые массивные известняки с фауной плохой сохранности	15 м.
37. Зеленовато-серые известковистые песчаники	15 м.
38. Переслаивающиеся известняки и известковистые песчаники с фауной <i>Multisolonia tortuosa</i> F r i t z., <i>Favosites</i> sp., <i>Syringopora</i> sp., <i>Heliolites lindströmi</i> K o v., <i>H. bohemicus</i> W e n t z., <i>H. interstinctus</i> (L i n n.), <i>Halysites</i> cf. <i>opimus</i> K o v., <i>Dolerorthis</i> ex gr. <i>rustica</i> (S o w.), <i>Parmorthis</i> sp., <i>Isorthis</i> sp., <i>Pentamerus oblongiformis</i> N i k i f., <i>Conchidium</i> ex gr. <i>knights</i> (S o w.), <i>Strophonella euglypha</i> (H i s.), <i>Eospirifer nobilis</i> var. <i>tartiuscula</i> B a r r., <i>Eospirifer</i> ex gr. <i>radiatus</i> (S o w.)	23 м.
39. Брекчированные известняки с фауной <i>Multisolonia tortuosa</i> F r i t z., <i>Favosites</i> aff. <i>forbesi</i> M. E. et H. var. <i>similis</i> S o k., <i>Halysites optimus</i> K o v., <i>Heliolites</i> aff. <i>bellus</i> K o v., <i>H. interstinctus</i> (L i n n.) var. <i>sparsa</i> K o v., <i>H.</i> cf. <i>spongiosus</i> F o e r s t e, <i>H.</i> cf. <i>lindströmi</i> K o v., <i>Pentamerus oblongiformis</i> N i k i f., <i>Atrypa</i> ex gr. <i>reticularis</i> L., <i>Eospirifer</i> cf. <i>balchaschensis</i> N i k i f.	5 м.
40. Розовые массивные известняки с фауной <i>Favosites</i> aff. <i>tchernychevi</i> K o v., <i>Halysites bifidus</i> K o v., <i>Heliolites repkinae</i> K o v., <i>Pentamerus</i> cf. <i>oblongiformis</i> N i k i f., <i>Conchidium</i> ex gr. <i>knights</i> (S o w.)	149 м.
41. Красноцветные песчаники, внизу с известковистым цементом	50—65 м.
Мощность горизонта	325 м.
Общая мощность всего силурийского разреза около	2200 м.

На размытой поверхности силурийских отложений резко трансгрессивно залегают основные эффузивы нижнего девона.

Довольно сходный, но менее мощный разрез силура установлен в значительном удалении от Юго-Западного Прибалхашья — в Южной Джунгарии (рис. 4). Прослеживается ли он непрерывной полосой, сказать трудно, поскольку большие пространства между этими районами перекрыты песками Муюнкум и Таукум. Разрез силура здесь также начинается 20-метровой пачкой конгломератов, состоя-

щих главным образом из галек гранитоидов и кварцитов. В цементе конгломератов собраны остатки брахиопод *Holorhynchus cinghizicus* M. Bor. и кораллов *Palaeofavosites* sp., указывающих на нижне-лландоверийский возраст. Выше прослеживаются известняки с *Plectatrypa praemarginalis* Sav., *Virgiana* sp. лландовери и песчаники (пачка 1). Вышележащая пачка 2 представлена крупновалунными конгломератами с горизонтными и линзами аркозовых песчаников и рифовых известняков. Далее (пачка 3) наблюдаются кремнистые и известковистые алевролиты с граптолитами верхнего лландовери: *Monograptus priodon* (Bronn.), *Monoclimacis* sp., *Stomatograptus* ex gr. *grandis* (Suess.), *Rastrites* sp. Венчает разрез пачка 4, представленная полимиктовыми песчаниками, туфопесчаниками, пепловыми туфами, гравелитами, алевролитами, кремнистыми алевролитами, известнякам с *Resserella* sp., *Eospirifer* ex gr. *radiatus* (Sow.), *Janius?* sp.

Мощность всего разреза силура Южной Джунгарии колеблется в пределах 500—1000 м. Его нижняя, лландоверийская, часть и верхняя, по-видимому венлокская, часть фациально несколько различаются, но могут быть сопоставлены с другими разрезами рассматриваемой подзоны.

Близкий Мынаральскому разрез силура установлен Б. П. Блиновым, Н. М. Чабдаровым и другими в северных предгорьях западного окончания Кетменского хребта и к югу от него, в районе горы Басулытау. Здесь силурийские отложения лежат трансгрессивно на образованиях среднего—верхнего кембрия. Низы разреза представлены вулканогенно-осадочным комплексом пород. Наиболее полно он обнажается в районе г. Басулытау, где среди часто перемежающихся пачек песчаников, алевролитов и порфиритов андезито-базальтового состава нередко встречаются прослои известняков и известковистых алевролитов с фауной брахиопод и кораллов, датирующих возраст вмещающих пород нижним отделом. Отсюда определены *Favosites forbesi* M. E. et H., *F. aff. adaverensis* Sok., *Plectatrypa* ex gr. *barrandei* (Dav.), *Nalivkinia* cf. *rhomboidalis* M. Bor., *Eospirifer* aff. *radiatus* (Sow.). Мощность отложений достигает 1000 м. У северной подошвы хребта Кетмень вскрыты более высокие части разреза силура — серые грубослоистые известняки мощностью 300 м. Они содержат остатки брахиопод *Conchidium* sp. (ex gr. *biloculare* L.) и *C. cf. unduiformis* Ulr. лудловского яруса.

Рассматриваемый разрез района хребта Кетмень сходен с разрезами Моинты-Южно-Джунгарской подзоны, хотя в структурном отношении он, по-видимому, был несколько отделен от последней субширотным барьером, на продолжении которого сейчас располагаются хребты Заилийского Алатау и Сарытау.

Литологически пестрый разрез нижнего отдела силура наблюдается в Северо-Западном Прибалхашье, в районе горы Сокуркой. Нижние его части, обнажающиеся по берегу оз. Балхаш (рис. 4), представляют собой эффузивно-осадочные породы. В прослоях известняков и известковистых сланцев (пачка 4) встречена фауна кораллов: *Palaeofavosites* aff. *angoporoides* Sok. et Tes., *Mesofavosites* aff. *rarus* Kov., *M. aff. vulgaris* Lel., *M. aff. khalfini* Dzubo, *Parastriatopora rhioides* Sok., *Halysites* aff. *espensis* Kov., *Heliolites* aff. *humilis* Kov., которая, по заключению В. Е. Коники, является лландоверийской. В районе г. Шилшик (рис. 4) установлена верхняя песчано-сланцевая толща, взаимоотношения которой с подстилающими эффузивно-осадочными образованиями не ясны. В линзах глинистых известняков (пачка 21) собраны остатки кораллов лландовери-венлокского возраста: *Favosi-*

tes aff. legitimus К о в., *Halysites espensus* К о в., *H. aff. fixus* К о в., *Helioplasmolites*. sp. Помимо разреза района г. Сокуркой, достоверные фаунистически охарактеризованные отложения лландовери в Северо-Западном Прибалхашье установлены также Н. А. Пупышевым в урочище Акшют (рис. 4), где в сланцах средней части толщи сохранились остатки граптолитов — *Climacograptus* sp., брахиопод — *Spiriferidae* и *Plectambonitidae*.

Венлокские отложения значительно лучше фаунистически охарактеризованы в ур. Белькудук и Кызылэспе. Вулканогенно-осадочный разрез ур. Белькудук, мощность которого превышает 1000 м, по данным Б. И. Борсука и Е. Р. Семенов-Тяньшанской, содержит обильный комплекс фауны кораллов, брахиопод и члеников морских лилий. Небольшой мощности отложения венлока, представленные серозелеными кремнистыми сланцами с линзами известняков, наблюдаются в ур. Кызылэспе (рис. 4). Они также хорошо охарактеризованы палеонтологически. Отсюда (пачка 1) определены *Angopora hisingeri* Jones, *Palaecfavozites alveolaris* Goldf., *Multisolonia tortuosa* Fritz., *Halysites catenularius* (Linn.), *Clorindina balchaschensis* M. Bor.

Таким образом, в Моинты-Южно-Джунгарской подзоне лландоверийский ярус представлен осадочными и осадочно-вулканогенными отложениями, бедными ископаемыми органическими остатками. Наиболее достоверный лландоверийский возраст их устанавливается в Юго-Западном Прибалхашье и Южной Джунгарии. Отложения лландовери трансгрессивно перекрывают более древние образования. Венлокский ярус представлен также вулканогенно-осадочными породами, согласно сменяющими образования лландовери. Фаунистическое обоснование их возраста в ряде мест слабое (ур. Акшют, сопки Кинерсу, район горы Сокуркой и Белых сопок). Довольно надежно они установлены в районе Кызылэспе, Юго-Западном Прибалхашье, Южной Джунгарии и хребте Кетмень. Фаунистически охарактеризованы лудловские отложения в Юго-Западном Прибалхашье и в районе хребта Кетмень. Это преимущественно карбонатные породы, представленные серыми известняками с фауной. В районе Кызылэспе и Белых сопок лудловские отложения выделены условно.

БАЯНАУЛ-ЧИНГИЗ-ТАРБАГАТАЙСКАЯ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА

Баянаул-Чингиз-Тарбагатайская зона занимает большую часть северо-востока Казахстана. Из района Ерементау-Ниязских гор она прослеживается в юго-восточном направлении через бассейн р. Шидерты, пос. Баянаул, Егиндыбулак, Кайнар, хребты Чингиз и Тарбагатай. Анализ многочисленного фактического материала по силуру показал, что по типу разрезов эта зона не является однородной, а может быть подразделена на ряд подзон. Они характеризуются различными условиями осадконакопления, получившими отражение в наборе пород, разном времени заложения, специфике проявления вулканизма и рядом других признаков. В целом разрезы этой зоны близки разрезам Ерементау-Чу-Илийской структурно-фациальной зоны. Им свойственны относительная мелководность, присутствие пестроцветных и красноцветных пачек пород, грубость зерна, наличие в ряде случаев тех или иных перерывов в осадконакоплении, неполнота разреза и целый ряд других признаков, указывающих на то, что рассматриваемый регион до начала силурийского осадконакопления был вовлечен в область поднятия.

Внутри Баянаул-Чингиз-Тарбагатайской зоны выделены следующие подзоны (рис. 1): Шидерты-Баянаульская, Чингизская и Алкамерген-Тарбагатайская.

Шидерты-Баянаульского подзона

Шидерты-Баянаульская подзона охватывает Шидерты-Баянаульский район, исследованием которого занимались многие геологи Казахстана. Большие регионально-геологические работы здесь выполнили Н. Г. Кассин (1931, 1941, 1947, 1960), Р. А. Борукаев (1955), Г. И. Водорезов, Н. Г. Кассин, Г. Ц. Медоев (1933), Н. Г. Смирняков и др. Ими были сделаны первые наброски по стратиграфическому расчленению силурийских отложений. В дальнейшем новый фактический материал был получен в процессе планомерных геологических съемок различных масштабов. Здесь следует отметить группу геологов Института геологических наук им. К. И. Сатпаева АН КазССР, которая под руководством Р. А. Борукаева занималась исследованиями в Шидертинском и Майкаинском районах, а также геологов-производственников (Н. А. Севрюгин, В. Я. Глухенький, О. У. Омарова, Т. В. Константинович и др.), проводивших работы в Баянаульском районе. Кроме того, М. А. Борисьяк (1964) описала фауну брахиопод, встреченных в отложениях силура этих районов.

Автор настоящей монографии имел возможность в процессе проведения съемочно-редакционных, а в дальнейшем и тематических исследований учесть все имевшиеся материалы и дополнительно составить ряд опорных разрезов. Надо сказать, что с появлением новых фактических данных (главным образом находок органических остатков в толщах, которые ранее считались немymi) менялись и наши представления о стратиграфии силурийских отложений. Так, до последнего времени по правобережью р. Шидерты в районе Коджанчадских гор и на других участках Северо-Восточного Казахстана Р. А. Борукаевым (1955) была выделена шансорская серия. Она подразделялась на три свиты: нижнюю — конгломерат-песчаниковую, среднюю — в основном эффузивную и верхнюю, состоящую из туфогенных песчаников, переслаивающихся с конгломератами. Нижняя свита по фауне датировалась лландовери, а средняя и верхняя по их положению в разрезе относились к венлоку. Позже (Бандалетов, 1962, 1965) в верхней свите была обнаружена флора верхов живетского — низов франского ярусов, и шансорская серия сократилась в объеме до двух свит, на которые были распространены названия свит, выделенных в хребте Чингиз. Нижняя свита стала именоваться альпеиской и относилась к лландовери, а существенно эффузивная — к жумацкой, которая условно считалась венлокского возраста.

Условность отнесения эффузивного комплекса к венлоку объяснялась тем, что в нем не были выявлены органические остатки. Работы последних лет показали, что и рассматриваемый эффузивный комплекс, содержащий пачки осадочных пород, никакого отношения к силуру не имеет, так как в последние годы автором в нем обнаружены остатки флоры нижнего — среднего девона (Никитин, Бандалетов, Константинович, 1969). Претерпела изменение и возрастная интерпретация низов шансорской серии. Вследствие находок верхнеордовикской фауны они были исключены из разреза силура. Таким образом, разрез силура в Шидертинском районе представлен исключительно терригенными осадками. Выше пестроцветных отложений, содержащих фауну лландовери, здесь наблюдается также терригенный краснотерригенный комплекс, условно относящийся к венлоку и считающийся фациальным аналогом жумацкой свиты хребта Чингиз. Работами

автора, а также Т. В. Константинович, В. Я. Глухенького, О. У. Омарова и других между терригенным разрезом силура и вышележащим эффузивно-осадочным комплексом установлено структурное несогласие, а в ряде мест внутри этого комплекса обнаружена флора девона. Ниже приводится описание разрезов Шидерты-Баянаульской подзоны.

Изылгас-Экибастузский антиклинорий

Район охватывает правобережье р. Шидерты (от совхоза Родниковский до Экибастуза), а далее тянется на восток до Баянаула, включая окрестности оз. Ескельдыколь и гор Толпак (рис. 5). Здесь развиты преимущественно красноцветные грубообломочные терригенные отложения, как правило, плохо охарактеризованные фаунистически, а поэтому трудно коррелируемые. По правобережью р. Шидерты, к югу от гор Караайгыр, довольно отчетливо наблюдается большая синклинальная структура, сложенная образованиями верхнего ордовика и силура (рис. 6). Низы разреза этой структуры, которые вскрываются в западном крыле вблизи р. Шидерты, представлены преимущественно зеленоцветными осадочными отложениями ордовика, среди которых немало пачек и линзовидных пррслоев алевролитов, содержащих остатки граптолитов, брахиопод, трилобитов и члеников морских лилий верхнего ордовика (обн. 381). На породах верхнего ордовика в едином структурном плане согласно, местами, возможно, с незначительным размывом лежат образования силура. Последовательность их разреза следующая (рис. 5).

Караайгырская свита

1. На серо-зеленых мелкозернистых песчаниках и алевролитах верхнего ордовика, заключающих остатки фауны, соответствующие слоям с *Holorhynchus giganteus*, залегают серо-зеленые полимиктовые песчаники, гравелиты и мелкогалечные конгломераты. Примерно 90% кластического материала песчаников и гравелитов составляют обломки микрокварцитов, кремнистых алевролитов и яшм, остальная часть — кварц, калишпат, граниты, сиенит-порфиры, микролитовые лавы среднего состава. Цемент карбонатный 300 м.
 2. Частая перемежаемость преимущественно красно-бурых полимиктовых песчаников различной крупности зерна, примерно с тем же составом обломков, что и в пачке 1, и конгломератов, состоящих главным образом из галек яшмокварцитов 550 м.
 3. Серо-зеленые алевролиты и известковистые мелкозернистые песчаники с *Eospirifer (?) schidertensis* М. В о г., которая, по заключению М. А. Борисяк, близка к *Eospirifer cinghizicus* М. В о г., известному из среднего лландовери района хр. Чингиз 50 м.
 4. Красно-бурые, реже серые крупно- и среднезернистые полимиктовые песчаники 350 м.
 5. Красноцветные мелкогалечные конгломераты, состоящие исключительно из галек яшмокварцитов 270 м.
 6. Серые и красно-бурые плохо сортированные полимиктовые песчаники и конгломераты 140 м.
 7. Лилово-серые, реже красно-бурые хорошо отсортированные, преимущественно крупнозернистые полимиктовые песчаники 730 м.
- Мощность отложений свиты 2390 м.

Сулсорская свита

8. Серые, лилово-серые среднезернистые полимиктовые песчаники. Хорошо окатанный кластический материал состоит главным образом из яшмокварцитов и кремнистых алевролитов 1300 м.

Далее на восток наблюдается обратное (восточное) крыло складки, в разрезе которого значительно меньше грубообломочного материала. Помимо *Eospirifer (?) schidertensis* М. В о г., стратиграфически выше ордовикской части разреза здесь собраны *Eospirifer cinghizicus*

БАЯНАУЛЬСКИЙ СИНКЛИНОРИЙ

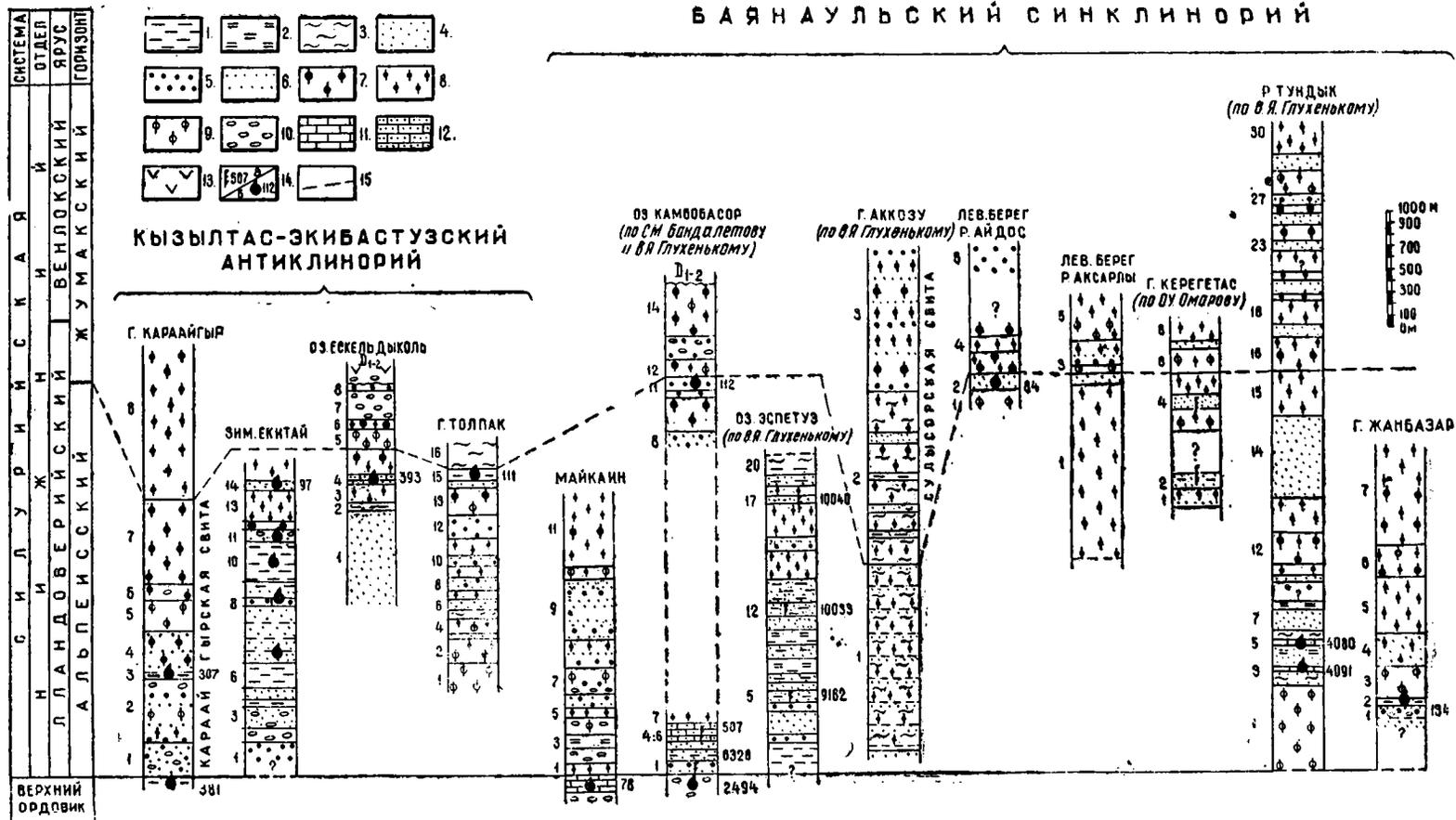


Рис. 5. Стратиграфические колонки Шидерты-Баянаульской подзоны.

1 — алевриты зеленоцветные; 2 — кремнистые алевриты зеленоцветные; 3 — алевриты красноцветные; 4, 6 — песчаники зеленоцветные мелко- и среднезернистые; 5 — песчаники зеленоцветные крупнозернистые; 7 — песчаники красноцветные крупнозернистые; 8 — песчаники красноцветные мелко- и среднезернистые; 9 — конгломераты красноцветные; 10 — конгломераты зеленоцветные; 11 — известняки; 12 — песчаники известковистые; 13 — порфиры и туфы порфиритов девона; остаток фауны: а — граптолитов, б — брахиопод, трилобитов и др.; 14 — остатки фауны: а — граптолитов, б — брахиопод, трилобитов и др.; 15 — граница горизонтов.

М. В о р., *Rafinesquina* (?) *mesicosta* S c h u m., *Coelospira*? *planocovexa* H a l l., указывающие на верхи нижнего — среднего лландовери. В приведенном разрезе граница между альпейским и жумакским горизонтами проводится условно по кровле пачки 7.

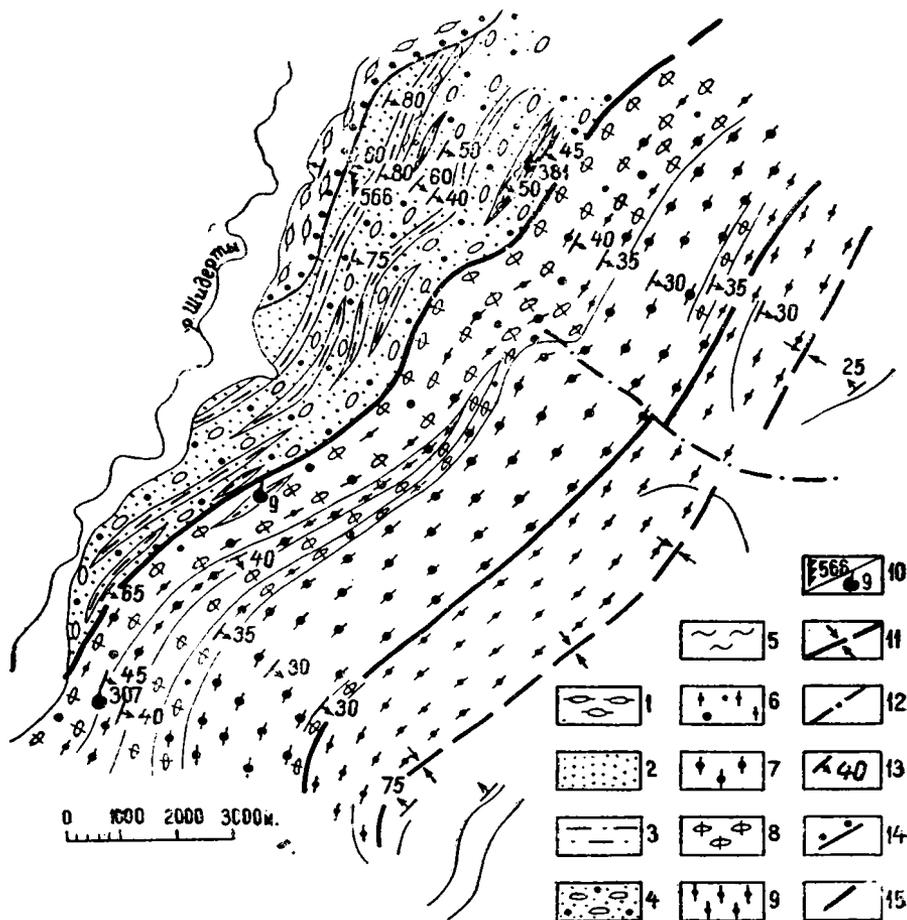


Рис. 6. Геологическая схема района гор Караайгыр.

1 — красноцветные конгломераты девона; отложения бестюбинской свиты верхнего ордовика; 2 — песчаники зеленоцветные, 3 — алевролиты и песчаники зеленоцветные, 4 — песчаники и конгломераты зеленоцветные, 5 — алевролиты красноцветные; отложения караайгырской свиты нижнего силура: 6 — песчаники пестроцветные разнозернистые, 7 — песчаники пестроцветные крупнозернистые, 8 — конгломераты пестроцветные, 9 — красноцветные песчаники сульсорской свиты нижнего силура; 10 — остатки фауны: а — граптолитов, б — брахиопод и грилобитов; 11 — ось синклинали; 12 — разрывное нарушение; 13 — элементы залегания пород; 14 — граница несогласного залегания между ордовиком и девонам; 15 — границы между свитами.

К северо-востоку от зим. Екитай (рис. 5) наблюдаются преимущественно зеленоцветные отложения. В самых верхних частях видимого разреза вскрываются пестроцветно-красноцветные породы, содержащие остатки брахиопод и кораллов верхнего лландовери (обн. 97): *Eospirifer ex gr. radiatus* (S o w.), *Retzia*? *bonchardi* D a v.

Фаунистически охарактеризованный разрез силура установлен также в районе оз. Ескельдыколь и горы Толпак. Низы разреза в районе оз. Ескельдыколь, как правило, представлены мелкообломочными

зеленоцветными породами. Со среднего лландовери (обн. 393), где обнаружена фауна *Eospirifer* (?) *schidertensis* M. В о г. и *Nalivkinia*? *costata* M. В о г., начинается преимущественно красноцветный комплекс грубообломочных пород (пачки 3—8), на которых с размывом и значительным стратиграфическим несогласием лежат вулканогенные осадки девона. Вблизи г. Толпак (рис. 5) разрез силура близок к таковому в районе г. Караайгыр. В нем также преобладают грубообломочные красноцветные образования, которые в верхней части (обн. 111), в пачке серо-зеленых алевролитов, содержат остатки брахиопод *Rafinesquina* (?) ex gr. *mesicosta* Schum., *Nalivkinia* sp., свидетельствующие скорее всего о верхнелландоверийском возрасте.

Баянаульский синклиорий

В этот район входит территория, расположенная к востоку от Баянаула и прослеженная в субмеридиональном направлении из Майкаина далее на юг в бассейн рек Ащису, Эспе и Тундык (рис. 5). До недавнего времени широко развитые в этом районе пестроцветно-красноцветные отложения не были охарактеризованы фаунистически, и возраст их различными авторами принимался по-разному. Геологами Н. А. Севрюгиным, М. Б. Лившицем, Р. М. Антонюком, В. Я. Глу-

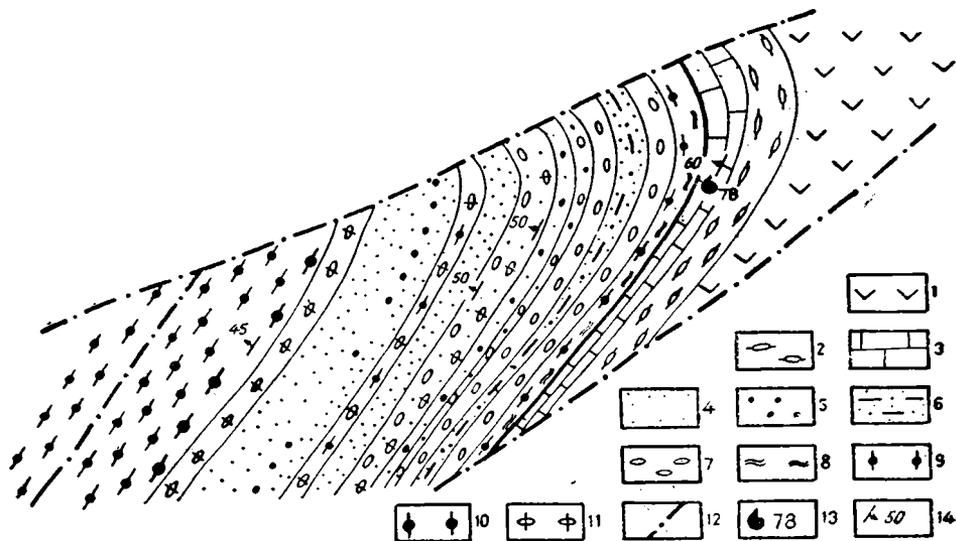


Рис. 7. Геологическая схема района Майкаина.

Отложения ордовика: 1 — эффузивы и туфы среднего состава, 2 — конгломераты, 3 — известняки. Отложения силура: 4 — песчаники зеленоцветные мелко- и среднезернистые, 5 — песчаники зеленоцветные крупнозернистые, 6 — песчаники и алевролиты зеленоцветные, 7 — конгломераты зеленоцветные, 8 — кремнистые яшмовидные алевролиты красноцветные, 9 — песчаники красноцветные мелко- и среднезернистые, 10 — песчаники красноцветные крупнозернистые, 11 — конгломераты красноцветные; 12 — линии разрывных нарушений; 13 — остатки фауны брахиопод, кораллов и трилобитов; 14 — элементы залегания пород.

хеньким, О. У. Омаровым, Б. Я. Журавлевым, автором этой монографии и другими в последние годы выявлен ряд точек с остатками фауны, на основании которой стало возможным отнести эти образования к силуру. В целом силурийские отложения Баянаульского района близки шидертинским и отличаются от них только несколько большими мощностями. Приведем краткую характеристику разрезов.

В северной части района, в 15 км юго-восточнее Майкаина (рис. 5, 7) на известняках верхнего ордовика с *Holorhynchus giganteus* K i a e r. (обн. 78) согласно лежит пестроцветный комплекс пород, представленный полимиктовыми песчаниками различной крупности зерна, реже гравелитами и конгломерат-песчаниками. Мощность отложений превышает 2300 м. По стратиграфическому положению в разрезе они относятся к лландовери.

В районе оз. Камбобасор (восточнее Баянаула) установлен несколько иной разрез силура. Низы разреза здесь исключительно зеленоцветные, песчано-сланцевые, с обильными остатками фауны граптолитов самых низов лландовери. Верхняя же часть разреза грубообломочная, преимущественно красноцветная. Так, по данным автора и В. Я. Глухенького, в 8 км к юго-востоку от оз. Камбобасор на серых полимиктовых известковистых конгломератах, содержащих известняковую гальку, сцементированную известковистым же цементом, лежит толща песчаников и алевролитов силура. В известковистом цементе конгломератов собраны остатки фауны брахиопод (обн. 2494) *Plectorthis* sp., *Leptaena* sp., *Triplesia* sp., *Dalmanellidae* gen. et sp. indet., *Atrypidae* gen. et sp. indet., *Camerellidae* gen. et sp. indet., которые, по заключению И. Ф. Никитина, указывают на верхи ордовика. Выше по разрезу следуют:

К а р а а й г ы р с к а я с в и т а

1. Табачно-зеленые алевролиты с прослоями серо-зеленых полимиктовых песчаников. Из многочисленных остатков граптолитов Н. Ф. Михайловой отсюда определены (обн. 6328) *Climacograptus* cf. *scalaris miserabilis* E. et W., *Paraclimacograptus innotatus* (N i c h.), *Diplograptus* cf. *modestus parvulus* (L a p w.), *Akidograptus* cf. *acuminatus* (N i c h.), *Pristiograptus* sp. 80 м.
(Распространение *Paraclimacograptus innotatus* и *Akidograptus acuminatus* ограничено зоной *Akidograptus acuminatus* и *A. ascensus*.)
2. Переслаивание светло-серых песчаников и зеленых алевролитов 100 м.
3. Желтоватые мелкозернистые полимиктовые песчаники с плохими остатками фауны граптолитов, брахиопод и члеников криноидей 70 м.
4. Серые песчанитые известняки с прослоями табачно-зеленых алевролитов. В известняках встречаются мелкие формы брахиопод 50 м.
5. Темно-серые и темно-зеленые алевролиты с прослоями серых полимиктовых песчаников. Отмечаются остатки граптолитов плохой сохранности. 50 м.
6. Переслаивание мелко- и среднезернистых известковистых песчаников и табачно-зеленых алевролитов с многочисленными остатками брахиопод, члеников морских лилий и граптолитов. Н. Ф. Михайловой отсюда определены (обн. 507) *Pseudoclimacograptus?* sp., *Glyptograptus* sp. indet., *Orthograptus* sp. indet., *Pristiograptus* sp. indet., *Pernerograptus* sp., *Callograptus?* sp., *Dictyonema* sp., которые указывают на возраст вмещающих отложений как верхи нижнего — средний лландовери 50 м.
7. Красноцветные мелкозернистые песчаники 30 м.

Более высокие части караайгырской свиты установлены непосредственно западнее и юго-западнее оз. Камбобасор. Они резко трансгрессивно с угловым и азимутальным несогласием перекрыты вулканогенной кайдаульской свитой нижнего — среднего девона. Разрез этой части следующий:

8. Серо-зеленые средне- и крупнозернистые полимиктовые песчаники 50 м.
9. Красно-бурые, реже серо-бурые преимущественно крупнозернистые полимиктовые песчаники, содержащие обломки кремнистых алевролитов 290 м.
10. Красно-бурые, реже серо-зеленые мелко- и среднезернистые песчаники 60 м.
11. Серо-зеленые преимущественно среднезернистые известковистые песчаники с остатками брахиопод (обн. 112) *Dolerorthis* cf. *rustica* (S o w.), *Parmorthis* ex gr. *elegantula* (D a l m.), *Clorinda* sp., *Stropheodonta* sp. 120 м.

Сулысорская свита

12. Переслаивание красно-бурых полимиктовых песчаников различной крупности зерна с подчиненными прослоями конгломератов	180 м.
13. Серо-зеленые полимиктовые песчаники и конгломерат-песчаники, содержащие гальки мергелистых известняков	200 м.
14. Красно-бурые песчаники и конгломераты	400 м.

Фауна брахиопод, встреченная в обн. 112, по заключению Н. Андашевой, скорее всего является верхнелландоверийской. По кровле пачки 11 условно проводится граница между альпеисским и жумацким горизонтами.

Сходный разрез силура наблюдается к востоку от оз. Эспетуз. Низы его представлены зеленоцветными песчаниками, алевролитами и кремнистыми алевролитами. В обн. 9162 встречены остатки граптолитов *Climacograptus* sp. indet., *Pristiograptus* cf. *cyphus* L a r w., *P.* cf. *atavus* (J o n e s), которые характеризуют верхнюю часть нижнего — среднего лландовери. Венчается видимая часть разреза пестроцветными мелкообломочными породами, которые также содержат остатки фауны граптолитов, свидетельствующие о возрасте вмещающих пород не выше среднего лландовери (сбн. 10033, 10040).

Довольно мощные силурийские отложения установлены к востоку от гор Аккозу, расположенных в 35 км северо-восточнее Баянаула. В хорошо обнаженной структуре в непрерывной последовательности прослеживается пестроцветно-красноцветный комплекс пород, в котором, к сожалению, органических остатков найти не удалось. Нижняя часть разреза зеленоцветная и, по-видимому, может быть сопоставлена с зеленоцветными отложениями низов силура районов озер Камбобасор и Эспетуз, охарактеризованных фауной граптолитов верхов нижнего — среднего лландовери. По данным В. Я. Глухенького, выше серо-зеленых разнородных полимиктовых песчаников выделяются три мощные толщи. Нижняя из них представлена переслаиванием серых, серо-зеленых, лиловых, вишнево-серых и вишневых разнородных полимиктовых песчаников и алевролитов; мощность ее 1600 м. Средняя толща состоит из тонко переслаивающихся ярко-вишневых алевролитов и песчаников, среди которых встречаются редкие маломощные прослой голубовато-зеленых разностей (1500 м). Венчает разрез толща разнородных полимиктовых песчаников зеленоватосерого, лилово-серого, вишневого цвета (1250 м). Мощность всего разреза свыше 4350 м. В. Я. Глухенький считает, что время образования его лландовери. Нам представляется, что формирование этих отложений происходило в значительно больший промежуток времени, который, по-видимому, охватывал и часть венлока. Поэтому на схемах (рис. 5) корреляция рассматриваемых отложений дается в интерпретации автора.

Небольшой по мощности разрез силура, заключенный в тектоническом блоке, наблюдается по левому берегу р. Айдос, который находится в 20 км к юго-западу от Баянаула. Здесь вскрываются преимущественно грубообломочные красноцветные отложения, содержащие в одном из прослоев известковистых разностей остатки брахиопод (обн. 84): *Dolerorthis* ex gr. *rustica* (S o w.), *Parmorthis* ex gr. *elegantula* (D a l m.), *Plectatrypa* ex gr. *barrandei* (D a v.), которые, по заключению Н. Андашевой, характеризуют нижний отдел силура, скорее всего верхи лландовери.

В районе горы Керегетас О. У. Омаровым в пестроцветно-красноцветных отложениях обнаружены остатки граптолитов (пачка 2): *Pseudoclimacograptus* (?) *alkamergensis* sp. nov. Mich. (in coll.), *Climacograptus* sp. indet., *Demirastrites* sp., *Rastrites* ex gr. *peregrinus*

(Вагг.), которые, по заключению Н. Ф. Михайловой, являются средне-ландоверийскими.

Наиболее мощный разрез силурийских отложений Баянаульского синклиория установлен В. Я. Глузеньким и другими в средней части левобережья р. Тундык. Однако он составлен для отдельных разрозненных участков, а затем скоррелирован по литологическим и частично палеонтологическим данным. Это исключительно терригенный разрез, представленный главным образом полимиктовыми песчаниками, реже алевролитами, гравелитами, конгломератами. Низы его состоят из пестроцветных пород, содержащих остатки кораллов и брахиопод ландовери (обн. 4091, 4080): *Palaeofavosites simplex* (Tchern.), *Clorinda* cf. *undata* Sow., *Leptaena* ex gr. *rhomboidalis* (Wilck.), *Cliftonia* cf. *lamellosa* Will., и относятся к альпеисскому горизонту. Верхняя половина разреза сложена красноцветными, большей частью мелко- и среднезернистыми песчаниками, не содержащими органических остатков. По-видимому, они соответствуют уровню жумаковского горизонта. Мощность отложений достигает 5000 м.

Наконец, следует остановиться на еще одном разрезе Баянаульского синклиория, который расположен на правобережье верхнего течения р. Тундык, в горах Жанбазар. Он представляет определенный интерес с той точки зрения, что здесь пестроцветная толща силура, по данным геологов Центрально-Казахстанской экспедиции МГУ (Великовская, 1965), датируется венлок-лудловским возрастом. Этот разрез описан М. К. Бахтеевым. Для доказательства венлок-лудловского возраста ими приводится следующий список фауны трилобитов: *Encrinurus* sp., *Cromus* sp., *Illaeus* sp., *Kosovopeltis* aff. *partschi* (Вагг.). Однако этого совершенно недостаточно, поскольку первые три рода имеют очень широкое вертикальное распространение. Что же касается вида *Kosovopeltis* aff. *partschi* (Вагг.), то определение возраста на основании его находок не очень надежно. Дело в том, что хотя *Kosovopeltis partschi* (Вагг.) в Чехии характерен для венлока, в Казахстане близкая ему форма была определена В. Н. Вебером из верхнего ордовика и названа как *Bronteus* aff. *partshi* Вагг. Таким образом, стратиграфическое положение отложений, содержащих этот вид, может быть поставлено под сомнение. При повторных сборах органических остатков в точке, где были собраны рассмотренные трилобиты, автором выявлены также брахиоподы и граптолиты. Определения граптолитов, сделанные Д. Т. Цаем (обн. 134), показали, что здесь присутствуют формы, которые указывают на возраст вмещающих отложений не выше среднего ландовери (*Pseudoclimacograptus* sp., *Rectograptus* sp., *Rastrites* sp.). К аналогичному заключению о возрасте пришли И. Ф. Никитин и М. К. Аполлонов по брахиоподам и трилобитам. Таким образом, и в данном случае возраст пестроцветно-красноцветной толщи ограничивается нижним отделом.

Заканчивая характеристику основных разрезов Шидерты-Баянаульской подзоны и их фаунистическое обоснование, следует еще раз подчеркнуть, что эта зона характеризуется исключительно терригенным типом осадков — пестроцветными и красноцветными отложениями, бедными органическими остатками. Мощность их в отдельных участках довольно значительная, достигающая свыше 5000 м. Здесь могут быть выделены отложения альпеисского и жумаковского горизонтов нижнего отдела силурийской системы. К отложениям альпеисского горизонта относится нижняя зеленоцветно-пестроцветная часть разреза (караайгырская свита), содержащая остатки брахиопод, кораллов, трилобитов и граптолитов. Присутствуют формы как самых низов ландовери (зона *Akidograptus acuminatus* и *A. ascensus*, раз-

рез у оз. Камбобасор), так и его средней (слои с *Eospirifer cinghizicus*) и верхней (*Dolerorthis* ex gr. *rustica* (S o w.), *Parmorthis* ex gr. *elegantula* (D a l m.), *Atrypina* ex gr. *barrandei* (D a v.) частей. Такая фаунистическая характеристика разреза довольно уверенно позволяет относить рассматриваемый комплекс пород к альпеисскому горизонту.

Красноцветные отложения, лишенные органических остатков и согласно залегающие на фаунистически охарактеризованных пестроцветных образованиях альпеисского горизонта лландовери (сулысорская свита), условно относятся к венлоку. Эту часть разреза следует относить к жумакскому горизонту.

Граница пестроцветно-красноцветных отложений альпеисского горизонта силура с подстилающими образованиями ордовика не везде четкая и устанавливается лишь в отдельных участках. Почти везде наблюдаются единство структур ордовика и силура и непрерывность их разрезов (районы гор Караайгыр и пос. Майкаин). Граница между ордовиком и силуром проводится по кровле слоев с *Holorhynchus giganteus* K i a e r (Майкаин) и подошве зоны *Akidograptus acuminatus* и *A. ascensus* (оз. Камбобасор). Верхняя возрастная граница пока остается неопределенной. На размытой поверхности красноцветных отложений в ряде мест (оз. Ескельдыколь и Камбобасор) трансгрессивно с резким угловым несогласием лежат вулканогенные образования нижнего — среднего девона. На основании имеющейся в пестроцветной части разреза фауны лландовери, соразмерности мощности этой части с мощностью вышележащих красноцветных образований, равно как и по отсутствию каких-либо данных о наличии органических остатков верхнего отдела системы, логично сделать допущение, что возраст рассматриваемых отложений не выходит за пределы нижнего отдела силурийской системы.

В практике геологического картирования укоренилось представление о сходстве разрезов силура рассматриваемой подзоны с альпеисской свитой района хребта Чингиз, в силу чего рядом геологов весь терригенный разрез относится к альпеисской свите. Нам представляется, что разрез альпеисской свиты имеет свои отличительные особенности и, по-видимому, целесообразно в Шидерты-Баянаульской подзоне в лландовери (пестроцветный комплекс с фауной) и венлоке (преимущественно красноцветные образования) выделить другие свиты, включив их соответственно в альпеисский и жумакский горизонты. Пестроцветный комплекс лландовери назван карадырской свитой, а красноцветный венлока — сулысорской.

Чингизская подзона

Чингизская подзона охватывает значительную площадь хребтов Чингиз и Тарбагатай. Соответственно направлению основных морфологических элементов этих районов она прослеживается относительно узкой полосой с северо-запада на юго-восток (вдоль юго-западных предгорий указанных хребтов) на расстояние свыше 500 км. Из района пос. Кайнар она уходит на юго-восток через оз. Бурлюгак, горы Коксенгир, хребет Акчатау, г. Аягуз и далее продолжается вдоль южного склона хребта Западный Тарбагатай. Чингиз-Тарбагатайский район издавна привлекал к себе внимание исследователей. Еще в 1914 г. М. М. Васильевским в Тарбагатае, а в 1915 г. А. Н. Рябининым (1915) в хребте Акчатау установлены фаунистически охарактеризованные отложения силура. В последующие годы разработка стратиграфии отложений этой системы проводилась параллельно с геологическим картированием, и главным образом путем постановки ряда спе-

циальных тематических работ. Из числа исследователей, которые в той или иной мере изучали разрезы силура Чингиза, следует отметить Е. Д. Чехович и О. М. Кичигину, Н. Г. Маркову (1948), В. И. Ягвкина, собравшего в 1947 г. при геологической съемке большое количество остатков фауны нижнего отдела, О. И. Некрасову, М. Б. Мычника, Э. К. Вильцинга и др. Однако все они изучением силура занимались попутно. Первая же специальная сводка по стратиграфии и фауне силурийских отложений хребта Чингиз была сделана М. А. Борисяк (1955). При этом она выделила образования верхнего ордовика, слои, переходные от ордовика к силуру, отложения лландовери (слои с пентамеридами и слои с *Halysites labyrinthicus*), слои, переходные от лландовери к венлоку, и венлока.

С 1955 г. в Чингизе широко развернулись съемочно-редакционные работы, проводимые Институтом геологических наук АН КазССР. Автор собрал большой фактический материал по разрезам и фауне силура и в 1958 г. на стратиграфическом совещании в Алма-Ате в качестве подразделений региональной унифицированной стратиграфической схемы палеозоя предложил утвердить альпеисский и жумацкий горизонты, установленные в пределах хребта Чингиз. Первый из них соответствовал лландоверийскому ярусу, второй отвечал венлоку, хотя верхний возрастной предел его был неясен. Стратотипами указанных горизонтов являются разрезы альпеисской и жумацкой свит хребта Чингиз (Бандалетов, 1960).

В 1956—1958 гг. М. А. Борисяк, О. П. Ковалевский, а в 1958 г. Т. Б. Рукавишникова и Н. В. Полтавцева проводили тематические исследования по стратиграфии и биостратиграфии силура хребта Чингиз. Эти работы в известной мере детализировали стратиграфические подразделения, выделенные автором. Так, Т. Б. Рукавишникова и Н. В. Полтавцева предложили альпеисскую свиту делить на две подсвиты, что сыграло положительную роль при геологическом картировании, а М. А. Борисяк, О. П. Ковалевский и Т. В. Николаева альпеисский горизонт лландовери подразделили на четыре слоя. Таким образом, разрез (снизу вверх) был разделен на слои с *Holorhynchus giganteus*, слои с *Holorhynchus cinghizicus*, слои с *Eospirifer cinghizicus* и слои с *Pentamerus longiseptatus*.

Последующими работами О. П. Ковалевский (1961) доказал, что так называемые акдомбакские известняки, которые большинством исследователей считались силурийскими и помещались в основании альпеисской свиты, на самом деле являются верхнеордовикскими — карадокскими, т. е. подтвердил мнение А. Н. Рябинина. Позже на основании находок граптолитов автор (1962) отнес к ордовику также и зеленоцветные песчано-сланцевые образования, непосредственно следующие по разрезу выше акдомбакских известняков. Анализ собранного к этому времени материала показал, что первоначальный объем альпеисской свиты целесообразно изменить, выделив из ее нижней части самостоятельную акдомбакскую свиту (Бандалетов и др., 1965). Таким образом, был уточнен объем стратотипа альпеисского горизонта хребта Чингиз (Бандалетов, 1962а, 1965).

В самые последние годы геологами Восточно-Казахстанского геологического управления Т. М. Жаутиковым и Н. П. Кисляковой выполнена большая работа по стратиграфии Акчатауского антиклинория. Наряду с решением ряда вопросов стратиграфии нижнего палеозоя большое внимание было уделено и силуру.

В хребте Тарбагатай также велись съемочно-редакционные и тематические работы. Так, Н. Г. Маркова (1948), Г. П. Болгов, И. Е. Мальярова и другие еще в 40-х годах наметили первую схему расчленения

силурийских отложений. В последующие годы большие работы были выполнены геологами Всесоюзного аэрогеологического треста (С. Н. Голышев, Н. В. Романова и др.). Много ценного материала по изучению силурийских образований дало геологическое картирование, которое было проведено здесь Южно-Казахстанским геологическим управлением (Р. С. Кочурин, Э. Б. Диаров, Ю. А. Столяров и др.). Наряду с производственными работами велись также и тематические исследования. Группой стратиграфов и палеонтологов ВАГТ и МГУ выполнена большая монография по стратиграфии и фауне палеозойских отложений хребта Тарбагатай (Литвинович и др., 1963). Среди силурийских образований ею выделены акчоккинская свита лландоверийского яруса, актасская свита нерасчлененных отложений лландовери — венлока, тюлькулинская свита венлокского яруса, аягузская свита нижнего подъяруса лудловского яруса и отложения верхнего подъяруса лудловского яруса.

Изучением опорных разрезов силура Тарбагатай занималась группа стратиграфов-палеонтологов ВСЕГЕИ (О. П. Ковалевский, М. А. Борисяк и др.). Как и в Чингизе, в разрезе альпийского горизонта лландовери Тарбагатай выделены слои с *Holorhynchus cinghizicus*, слои с *Eospirifer cinghizicus*, а также слои с *Pentamerus longiseptatus*, которые по своему содержанию близки местным зонам. Слои с *Holorhynchus giganteus* условно отнесены к ордовику. Жумаковский горизонт подразделен на слои с *Propora obrutschevi*, соответствующие его нижней половине, и слои с *Daniella tarbagataica* — верхней. Кроме того, в отложениях верхнего отдела силурийской системы выделены акканский горизонт лудловского яруса, а также айнасуйский и караэспинский горизонты тиверского яруса. В последние годы Н. В. Полтавцевой проводились тематические работы по палеонтологическому обоснованию расчленения отложений нижнего силура хребта Западный Тарбагатай на основании находок кораллов. Детально составленные и фаунистически обоснованные разрезы использовались геологами-съемщиками.

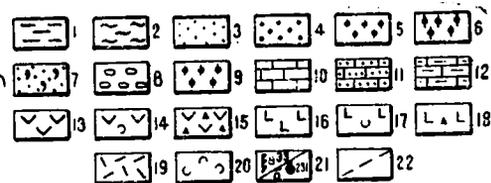
Из приведенного перечня исследований по силуру хребтов Чингиз и Тарбагатай видно, что здесь проделана колоссальная работа по разработке стратиграфии и биостратиграфии отложений этой системы. Поэтому совершенно не случаен тот факт, что разрезы силура этого региона оказались наиболее изученными, а некоторые из них стали опорными и стратотипическими для ряда региональных стратиграфических подразделений нижнего отдела силура Казахстана.

Ниже приводится краткая характеристика силурийских отложений Чингизской подзоны (рис. 8), развитых в Акчатауском антиклинории и Коксенгирском синклинории хребта Чингиз и в Тарбагатайском антиклинории.

Акчатауский антиклинорий и Коксенгирский синклинорий (хребет Чингиз)

В отличие от Шидерты-Баянаульской подзоны, разрезы силура рассматриваемых районов характеризуются прежде всего присутствием в них большого количества вулканогенного материала. Последний особенно обилен в его верхней части. Низы разреза преимущественно терригенные, хотя в ряде участков содержат прослойки и пачки вулканогенных пород. Они представлены зеленоцветными и пестроцветными полимиктовыми песчаниками различной крупности зерна, конгломератами, гравелитами, алевролитами. В подчиненном количестве встречаются маломощные прослойки известковистых песчаников

АКЧАТАУСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ, КОКСЕНГИРСКИЙ СИНКЛИНОРИЙ ХР. ЧИНГИЗ



СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ЯРУС	ГОРИЗОНТ
С И Л У Р И Й С К А Я	Ж И И	ЛАНДОВЕРИЙСКИЙ	ВЕНЛОКСКИЙ
		АЛЬПЕЙСКИЙ	ЖУМАКСКИЙ
		ВЕРХНИЙ ОРДОВИК	

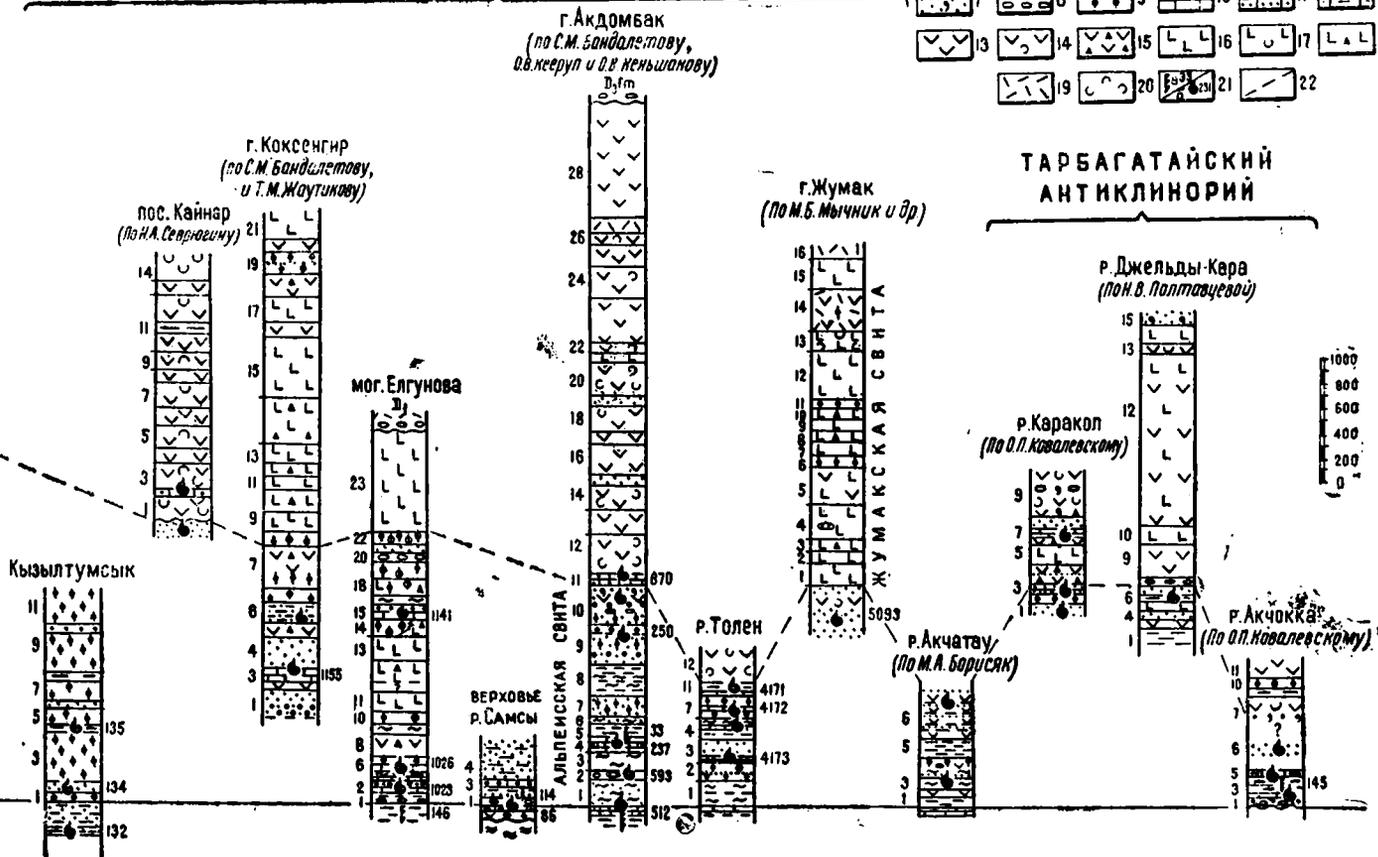


Рис. 8. Стратиграфические колонки Чингизской подзоны.

1 — алевролиты зеленоцветные; 2 — алевролиты красноцветные; 3 — песчаники зеленоцветные мелко- и среднезернистые; 4 — песчаники зеленоцветные крупнозернистые; 5 — алевролиты красноцветные мелко- и среднезернистые; 6 — песчаники красноцветные крупнозернистые; 7 — песчаники туфовые; 8 — конгломераты зеленоцветные; 9 — конгломераты красноцветные; 10 — известняки; 11 — песчаники известковистые; 12 — известняки глинистые; 13 — порфириды среднего состава; 14 — мелкообломочные туфы порфиридов среднего состава; 15 — агломеративные туфы порфириды среднего состава; 16 — порфириды основного состава; 17 — мелкообломочные туфы порфириды основного состава; 18 — агломеративные туфы порфириды основного состава; 19 — альбитофирмы; 20 — туфы альбитофирмы; 21 — остатки фауны; а — граптолиты, б — брахиопод, кораллов, трилобитов и др.; 22 — граница горизонтов.

и известняков, которые, как правило, содержат обильные остатки фауны брахиопод, кораллов, стеблей морских лилий, реже трилобитов и граптолитов. Весь комплекс отложений характеризуется довольно большой фациальной изменчивостью, чему в значительной степени способствовала неодновременность в проявлении вулканической деятельности. Поэтому в ряде случаев, особенно при отсутствии органических остатков, отдельные разрезы подзоны трудно коррелируются между собой.

В рассматриваемых структурах хребта Чингиз выделены две свиты: альпеиская (лландовери) и жумакская (лландовери — венлок).

Наиболее полные разрезы их установлены автором в бассейне р. Альпеис, протекающей в широтном направлении вдоль северных предгорий хребта Акчатау.

Альпеисская свита

В 10 км к западу от устья этой реки, севернее горы Акдомбак, в северном крыле прекрасно выраженной антиклинальной структуры (рис. 9) имеется следующий стратотипический разрез альпеисской свиты (рис. 8). На известковистых песчаниках и зеленых алевролитах, содержащих *Holorhynchus giganteus* и остатки граптолитов верхов ордовика — *Dicellograptus* ex gr. *complanatus* Lapw., *Climacograptus* aff. *supernus* E. et W. и *Rectograptus* ex gr. *giganteus* Keller (обн. 512), согласно, без каких-либо признаков перерыва лежат:

1. Буро-лиловые и серо-зеленые алевролиты и мелкозернистые полимиктовые песчаники 200 м.
2. Серо-зеленые мелкогалечные полимиктовые конгломераты. Гальки состоят из песчаников, алевролитов, порфиридов, известняков; последние местами преобладают. В гальках известняков найдены *Agetolites* sp., *Palaeofavosites argutus* Ivanov, *Plasmopora* (?) sp., *Plasmoporella* cf. *convexotabulata* Kiaer, а также линзы серых пелитоморфных известняков с остатками брахиопод (обн. 593) — *Striklandiidae* gen. et sp. indet. (?), *Triplesia* sp., *Leptaena* sp., *Sowerbyella* ex gr. *transversalis* (Wahl.), *Plectatrypa* ex gr. *praemarginalis* Sav., трилобитов — *Lichas* sp., *Bumastus* sp., *Pliomerina* sp., стеблей морских лилий *Formaliosrinus* (col.) 17 м.
3. Темно-бордовые и лиловые алевролиты с тонкоиглольчатой отдельностью с подчиненными прослоями серо-зеленых неравномернозернистых граувакковых песчаников, переслаивающихся с тонкослоистыми преимущественно кварц-полевошпатовыми алевропесчаниками 213 м.
4. Часто переслаивающиеся кварц-полевошпатовые алевролиты, известковистые алевропесчаники, известняки с *Palaeofavosites rotundus* Kov., *Eospirifer cinghizicus* M. Bor., *E. radiatus* (Sow.), *E. tuvaensis* (Tchern.), *E. (?) schidertensis* M. Bor., *Pentagonopentagonalis rosaceus* Stuk. В верхах пачки — светло-серые известняки и известковистые алевропесчаники с табулятами (обн. 237) — *Palaeofavosites* cf. *alveolaris* Goldf., *P. gothlandicaformis* (Rukh.), *P. simplex* Tchern., *P. poulsenii* Teichert, *P. rotundus* Kov., *P. argutus* Ivanov, *Mesofavosites fleximurinus* Sok., *M. rarus* Kov., *Thecia*

sp., *Catenipora gotlandica* Y a b e, *Halysites* cf. *nitidus* L a m b e, *Propora conferta* M. E. et H., *P. subdecepiens* K o v., рyгoзaми — *Cyathactis cinghizicus* sp. n. N i k. и брахиоподами — *Eospirifer cinghizicus* M. B o r 120 м.

В кровле пачки 4, в прослое алевролитов среди светло-серых известняков и известковистых алевропесчаников с фауной кораллов О. П. Ковалевский и Н. Ф. Михайловой выявлен комплекс граптолитов (обн. 33): *Climacograptus scalaris* (H i s.), *Pseudoclimacograptus extremus* (L a p w.), *Glyptograptus tamariscus* (N i c h.), *Rectograptus* aff. *cyperoides* (T ö r n q.), *Pristiograptus gregarius* (L a p w.), *Pr. cf. concinnus* (L a p w.), *Pernerograptus revolutus* (K u r c k.), *Campograptus communis rostratus* (E. et W.), *Diversograptus* (?) *capillaris* (C a r r.). Этот комплекс, по заключению Н. Ф. Михайловой, характеризует нижнюю зону среднего ландовери — зону *Demirastrites triangulatus*, возможно, ее верхнюю половину.

Пачка существенно известковистых пород обычно выглядит белой, хорошо просматривается на контактной печати и является прекрасным маркирующим горизонтом.

5. Табачно-зеленые алевролиты с мергелистыми конкрециями с *Lingula* sp., *Clorinda undata* S o w., *Crotalocrinites* (?) *borealis* Y e l t., *Formaliocrinus* (col.) *tormalius* S t u k. Наблюдаются подчиненные прослойки серо-зеленых игольчатых кварц-полевошпатовых алевролитов 95 м.

6. Буро-лиловые хлоритизированные алевролиты и алевропесчаники 35 м.

7. Бурые и серо-зеленые кварц-полевошпатовые алевропесчаники и мелкозернистые песчаники 180 м.

8. Серо-зеленые и буро-лиловые алевролиты и гематитизированные алевропесчаники 250 м.

9. Серо-зеленые и буро-лиловые полимиктовые песчаники с различной крупностью зерна, реже гравелиты и известковистые алевролиты. Из этой пачки (обн. 250) определены табулаты — *Palaeofavosites borealiformis* K o v., *P. simplex* T c h e r n., *Catenipora* aff. *gotlandica* Y a b e, *Heliolites humilis* K o v., брахиоподы — *Pentamerus longiseptatus* M. B o r., *P. oblongus* S o w., *Clorinda undata* S o w., *Naliu-kinia* (?) *costata* M. B o r., *Eospirifer radiatus* (S o w.), *E. cinghizicus* M. B o r., стебли морских лилий — *Bystrowicrinus* (col.) *angustilobatus* Y e l t., *B.* (col.) *compositus* Y e l t., *Crotalocrinites* (?) *borealis* Y e l t., *Medinecrinus* ex gr. *lenitus* S t u k., *Cyclo-cyclicus inargutus* S t u k., *Formaliocrinus* (col.) *formalius* S t u k 240 м.

10. Зеленовато-серые и буро-лиловые, преимущественно средние и крупнозернистые полимиктовые песчаники, туфопесчаники, реже гравелиты и мелкогалечные конгломераты 420 м.

Мощность свиты 1770 м.

Выше (пачки 11—28) согласно залегает довольно мощный вулканогенный комплекс пород жумаковской свиты. В низах этого разреза среди известковистых песчаников и серых песчаных известняков собраны обильные остатки фауны брахиопод, кораллов и трилобитов (обн. 870). Отсюда определены одиночные кораллы — *Calostylis* aff. *denticulata* (K j e r u e f), *Zelophyllum* aff. *multitabulatum* S o s h k., *Brachylasma* aff. *directa* R e y m a n, *Tryplasma hedströmi attenuata* W e d., *T. hedströmi* W e d., *Streptelasma* sp. nov., *Brachyelasma* sp., которые, по заключению Н. Я. Спаского, характерны для нижнего силура. Небольшая коллекция колониальных кораллов, определенная Н. В. Полтавцевой как *Palaeofavosites* aff. *borealiformis* K o v. (in litt.), *Mesofavosites* sp., *Heliolites yavorskyi* T c h e r n., *H. cf. interstinctus* (L i n n.), позволила сделать заключение о возрасте этих отложений и отнести их к верхам ландовери — венлоку. Из этого обнажения автором настоящей работы были произведены дополнительные сборы остатков фауны колониальных кораллов. О. П. Ковалевский определил *Palaeofavosites forbesiformis septatus* B a r s k a j a, *Catenipora*

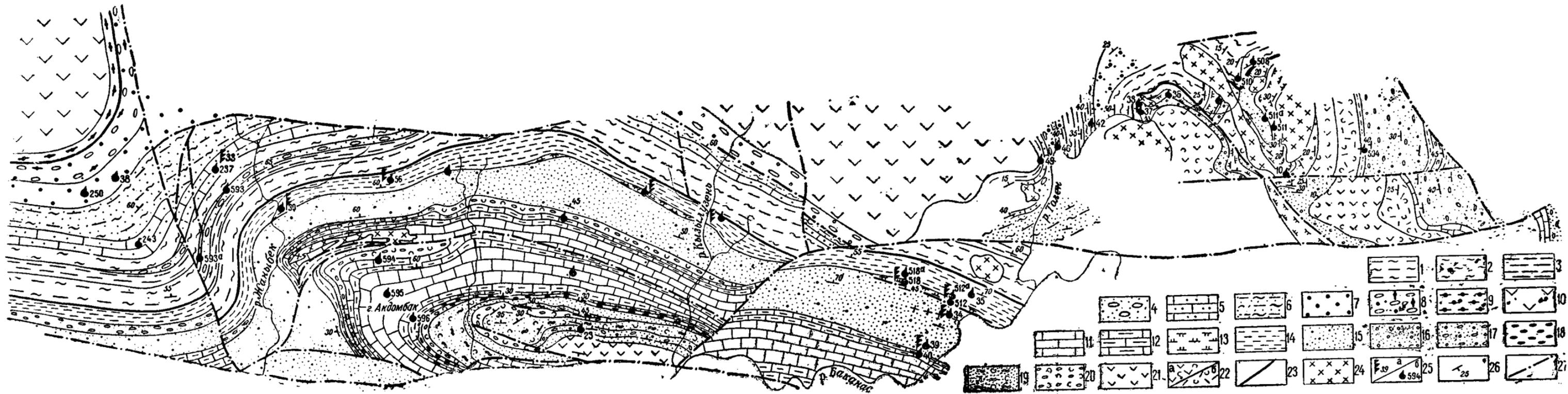


Рис. 9. Геологическая схема района горы Акдомбак.

Отложения альпийской свиты нижнего силура: 1—алеуролиты пестроцветные, 2—алеуролиты красноцветные, 3—алеуролиты зеленоцветные, 4—конгломераты и песчаники зеленоцветные, 5—известковистые песчаники и известняки, 6—песчаники и алеуролиты пестроцветные, 7—песчаники зеленоцветные, 8—конгломераты, гравелиты и песчаники пестроцветные; отложения жумаковской свиты нижнего силура: 9—конгломераты и песчаники красноцветные, 10—эффузивы и туфы андезит-базальтового состава; отложения акдомбакской свиты верхнего ордовика: 11—известняки, 12—глинистые известняки, 13—слои с *Holorhynchus giganteus*—известняки, известковистые песчаники, 14—алеуролиты зеленоцветные, 15—песчаники зеленоцветные, 16—песчаники, гравелиты зеленоцветные, 17—песчаники и конгломераты зеленоцветные, 18—конгломераты и песчаники пестроцветные; отложения верхнего ордовика: 19—песчаники, туфы и кремнистые алеуролиты, 20—туфоконгломераты, 21—порфириды среднего состава, 22—туфы: а—порфириды среднего состава, б—альбитофиров; 23—границы между свитами; 24—гранодиориты; 25—остатки фауны: а—граптолитов, б—брахиопод, кораллов, трилобитов и др.; 26—элементы залегания пород; 27—разрывные нарушения.

panga Kl a a m a n n., Halysites espensis K o v., H. fixus K o v., Heliolites cf. lebedevae T c h e r n., H. ex gr. interstinctus L. Этот комплекс кораллов характерен для слоев с *Propora obrutschevi* верхнего лландовери, которым соответствуют нижняя часть доненжальской свиты в Чингизе и нижняя часть аягузской свиты в Тарбагатае. Выше обн. 870 прослеживается толща эффузивов, туфов андезито-базальтового состава жумаковской свиты, содержащая редкие маломощные прослой полимиктовых песчаников. Мощность свиты здесь достигает 4000 м. На размытой поверхности вулканогенного комплекса силура резко трансгрессивно лежат отложения девона.

Жумаковская свита

Автором для жумаковской свиты в районе верхнего течения р. Альпеис (юго-западнее горы Жумаков) в хорошо обнаженной синклинальной структуре был составлен полный стратотипический разрез. Вулканогенные образования этой свиты лежат согласно на альпейской свите, охарактеризованной в верхней своей части фауной брахиопод верхнего лландовери (обн. 5093): *Pentamerus cf. longiseptatus* M. B o r., *Dolerorthis* ex gr. *rustica* (S o w.), *Pentamerus cf. oblongus* S o w., *Clorinda undata* S o w., *Fardenia pecten* L., *Eospirifer radiatus* (S o w.), *Eospirifer kassini* M. B o r. Они представлены порфиритами андезито-базальтового состава и их туфами с подчиненными покровами альбитофиринов и редкими маломощными прослоями красноцветных песчаников. При этом лавы резко преобладают над туфами. Это серо-лиловые, буровато-серые, реже серо-зеленые, преимущественно базальтовые порфириты. Лавы среднего состава развиты значительно реже. Мощность разреза жумаковской свиты в районе горы Жумаков первоначально была установлена в 4480 м (Бандалетов, 1960). Однако, как показало геологическое картирование, проведенное М. Б. Мычником и другими, эта мощность была несколько завышена главным образом за счет того, что в разрез была включена субвулканическая интрузия, расположенная в центральной части указанной синклинальной структуры. Уточненный стратотипический разрез жумаковской свиты (г. Жумаков) следующий (рис. 8):

1. Серо-фиолетовые оливиновые базальтовые порфириты, нередко миндалекаменные, согласно лежащие на подстилающих фаунистически охарактеризованных породах верхнего лландовери. Вверх по разрезу они сменяются серо-фиолетовыми брекчиями и лавами базальтового состава, переполненными мелкими, до 2—3 см в поперечнике, обломками красноцветных алевролитов 200 м.

Примерно на уровне этой пачки в разрезе жумаковской свиты на правом берегу р. Мальчат отмечаются небольшие линзы серых известковистых песчаников, в которых встречены остатки брахиопод плохой сохранности — *Isorthis* sp., *Parmorthis* (?) sp., *Clorinda* sp., *Schuchertella* ? sp., *Leptaena* sp., *Delthyris* sp. По заключению Т. Б. Рукавишниковой, этот комплекс не может быть определен точнее, чем силура.

2. Серые и серо-фиолетовые крупнопорфирные оливиновые базальтовые порфириты 120 м.
 3. Буро-красные брекчиевые лавы базальтовых порфиритов 30 м.
 4. Серо-фиолетовые крупнопорфирные базальтовые порфириты с мелкими обломками и гнездами мелкозернистых песчаников и алевролитов 300 м.
 5. Серые и серо-фиолетовые миндалекаменные андезитовые порфириты, реже их туфы, чередующиеся с андезито-базальтовыми и оливино-пироксеновыми базальтовыми порфиритами 300 м.
 6. Красновато-серые вулканомиктовые песчаники 5 м.

7. Серые и серо-фиолетовые оливковые базальтовые порфириты, нередко мицдалекаменные	160 м.
8. Серо-лиловые туфы базальтовых порфиритов	40 м.
9. Серо-фиолетовые оливковые базальтовые порфириты	100 м.
10. Серые брекчиевые лавы оливковых базальтовых порфиритов с подчиненными покровами лав	120 м.
11. Красноцветные вулканомиктовые песчаники	12 м.
12. Серо-фиолетовые крупнопорфиритовые базальтовые порфириты	420 м.
13. Пачка, состоящая из красноцветных, серых и зеленовато-серых разнозернистых вулканомиктовых песчаников, чередующихся с серо-фиолетовыми базальтовыми порфиритами и литокластическими туфами того же состава	150 м.
14. Серые и серо-фиолетовые трахиандезитовые и андезитовые порфириты, липарито-трахитовые, трахитовые порфиры, их туфы с небольшими выклинивающимися по простиранию прослоями красновато-серых и серых вулканомиктовых песчаников и гравелитов	340 м.
15. Серые и серо-фиолетовые оливковые и пироксеновые базальтовые порфириты, реже их туфы	250 м.
16. Сиреневато-серые, темно-серые и светло-серо-зеленоватые флюидальные, реже массивные трахитовые и липарито-трахитовые порфиры и туфолавы того же состава, иногда с обломками андезитовых порфиритов. Прослои и линзы зеленовато-серых вулканомиктовых песчаников и туфопесчаников	100 м.
Общая мощность свиты около	270 м.

Далее разрез прерван интрузией, и соотношения с более молодыми перекрывающими отложениями в данном случае не ясны.

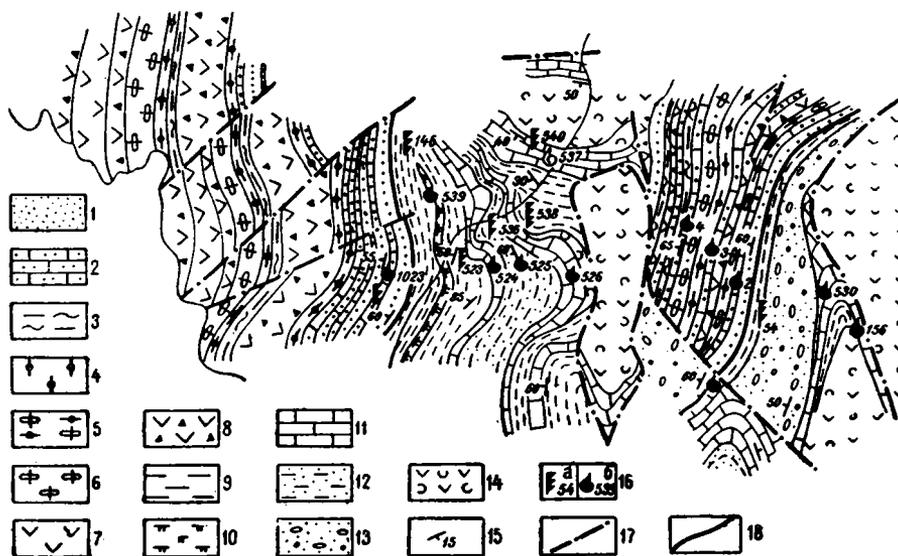


Рис. 10. Геологическая схема района могилы Елгунова.

Отложения альпийской свиты нижнего силура: 1 — песчаники зеленоцветные, 2 — песчаники известковистые, 3 — алевриты пестроцветные, 4 — песчаники красноцветные, 5 — песчаники и конгломераты красноцветные, 6 — конгломераты красноцветные, 7 — порфириты андезито-базальтового состава, 8 — туфы порфиритов андезито-базальтового состава; отложения акдомбакской свиты верхнего ордовика: 9 — алевриты зеленоцветные, 10 — известковистые песчаники — слои с *Holorhynchus giganteus*, 11 — известняки, 12 — алевропесчаники, 13 — конгломераты и песчаники зеленоцветные, 14 — туфы порфиритов среднего состава; 15 — элементы залегания пород; 16 — остатки фауны: а — граптолитов, б — брахиопод, кораллов, трилобитов и др.; 17 — разрывные нарушения; 18 — границы свит.

Прослеживая разрезы силура Чингиза на северо-запад и юго-восток от рассмотренного района р. Альпеис, можно наблюдать заметные изменения как состава слагающих их пород, так и мощностей. При этом фаунистические комплексы с той или иной полнотой выдер-

живаются на протяжении всей подзоны, что в значительной мере способствует корреляции этих образований. Особенно следует отметить изменение вещественного состава слагающих пород альпеисской свиты, главным образом количества в ней вулканогенного материала, который появляется на разных стратиграфических уровнях. Если в стратотипическом разрезе, который находится севернее горы Акдомбак, вулканогенный материал характерен лишь для самых верхов свиты, то в ряде других мест он устанавливается значительно раньше. Такие изменения происходят на довольно близких расстояниях, иногда в пределах одной и той же структуры.

К северо-западу от горы Акдомбак, в районе мог. Елгунова, расположенной на берегу р. Курбаканас (в верхнем течении) так же, как и в акдомбакской структуре, наблюдается непрерывный ордовикско-силурийский разрез (рис. 8, 10). На серо-зеленых алевролитах, содержащих граптолиты самых верхов ордовика (зона *Dicellograptus anceps*), лежит 100-метровая пачка (пачка 1) серо-зеленых плотных, преимущественно мелкозернистых вулканомиктовых песчаников, содержащих маломощные прослои грубозернистых песчаников и алевропесчаников. Выше следуют карбонатно-терригенные отложения мощностью более 200 м, представленные вулканомиктовыми, кварц-полевошпатовыми, нередко известковистыми песчаниками, среди которых отмечаются три прослоя серых желвакообразных известняков и известковистых алевролитов с остатками брахиопод и кораллов (пачки 2—6). В верхнем из этих прослоев (обн. 1026) определен *Holorhynchus cinghizicus* M. Во г. нижнего лландовери. Выше (пачки 7—10) наблюдается переслаивание красноцветных песчаников и алевролитов с красно-бурыми агломератовыми туфами андезито-базальтового состава, которые сменяются (пачки 11—13) исключительно вулканогенными породами — агломератовыми туфами основного состава. В верхней пачке описываемого разреза отчетливо устанавливается фацциальное замещение агломератовых туфов красноцветными конгломератами и песчаниками. Мощность вулканогенной части 800 м. Стратиграфически выше (пачки 14—23) снова прослеживается исключительно терригенный пестроцветно-красноцветный комплекс пород мощностью 680 м. В его основании (пачка 15, обн. 1141) среди серых песчаных известняков собраны обильные остатки брахиопод и кораллов среднего лландовери.

Таким образом, среди лландоверийских отложений района мог. Елгунова значительное место занимают вулканогенные образования, которые установлены и в нижней части разреза. К востоку от го-

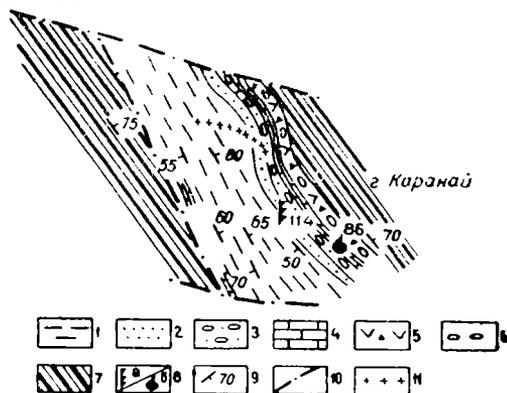


Рис. 11. Геологическая схема района горы Каранай.

Отложения альпеисской свиты нижнего силура: 1 — алевролиты зеленоцветные, 2 — песчаники зеленоцветные, 3 — песчаники, гравелиты и мелкогалечные конгломераты зеленоцветные; отложения верхов акдомбакской свиты верхнего ордовика: 4 — известняки, 5 — туфы порфиритов среднего состава, 6 — конгломераты; отложения нижнего кембрия: 7 — сургучные яшмы; 8 — остатки фауны: а — граптолитов, б — брахиопод; 9 — элементы залегания пород; 10 — разрывные нарушения; 11 — дайки гранит-аплитов.

7. Серые и серо-фиолетовые оливиновые базальтовые порфириды, нередко мицдалекаменные	160 м.
8. Серо-лиловые туфы базальтовых порфиридов	40 м.
9. Серо-фиолетовые оливиновые базальтовые порфириды	100 м.
10. Серые брекчневые лавы оливиновых базальтовых порфиридов с подчиненными покровами лав	120 м.
11. Красноцветные вулканомиктовые песчаники	12 м.
12. Серо-фиолетовые крупнопорфировые базальтовые порфириды	420 м.
13. Пачка, состоящая из красноцветных, серых и зеленовато-серых разнозернистых вулканомиктовых песчаников, чередующихся с серо-фиолетовыми базальтовыми порфиридами и литокластическими туфами того же состава	150 м.
14. Серые и серо-фиолетовые трахиандезитовые и андезитовые порфириды, липарито-трахитовые, трахитовые порфиры, их туфы с небольшими выклинивающимися по простиранию прослоями красновато-серых и серых вулканомиктовых песчаников и гравелитов	340 м.
15. Серые и серо-фиолетовые оливиновые и пироксеновые базальтовые порфириды, реже их туфы	250 м.
16. Сиреневато-серые, темно-серые и светло-серо-зеленоватые флюидальные, реже массивные трахитовые и липарито-трахитовые порфиры и туфолавы того же состава, иногда с обломками андезитовых порфиридов. Прослой и линзы зеленовато-серых вулканомиктовых песчаников и туфопесчаников	100 м.
Общая мощность свиты около	270 м.

Далее разрез прерван интрузией, и соотношения с более молодыми перекрывающими отложениями в данном случае не ясны.

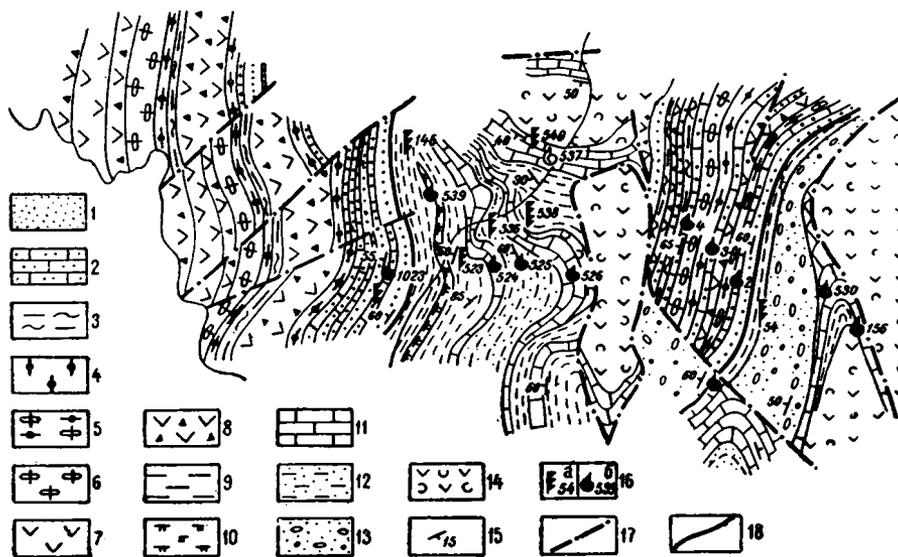


Рис. 10. Геологическая схема района могилы Елгунова.

Отложения альпийской свиты нижнего силура: 1 — песчаники зеленоцветные, 2 — песчаники известковые, 3 — алевролиты пестроцветные, 4 — песчаники красноцветные, 5 — песчаники и конгломераты красноцветные, 6 — конгломераты красноцветные, 7 — порфириды андезито-базальтового состава, 8 — туфы порфиридов андезито-базальтового состава; отложения акдомбакской свиты верхнего ордовика: 9 — алевролиты зеленоцветные, 10 — известковистые песчаники — слои с *Holorhynchus giganteus*, 11 — известняки, 12 — алевропесчаники, 13 — конгломераты и песчаники зеленоцветные, 14 — туфы порфиридов среднего состава; 15 — элементы залегания пород; 16 — остатки фауны: а — граптолитов, б — брахиопод, кораллов, трилобитов и др.; 17 — разрывные нарушения; 18 — границы свит.

Прослеживая разрезы силура Чингиза на северо-запад и юго-восток от рассмотренного района р. Альпеис, можно наблюдать заметные изменения как состава слагающих их пород, так и мощностей. При этом фаунистические комплексы с той или иной полнотой выдер-

живаются на протяжении всей подзоны, что в значительной мере способствует корреляции этих образований. Особенно следует отметить изменение вещественного состава слагающих пород альпеисской свиты, главным образом количества в ней вулканогенного материала, который появляется на разных стратиграфических уровнях. Если в стратотипическом разрезе, который находится севернее горы Акдомбак, вулканогенный материал характерен лишь для самых верхов свиты, то в ряде других мест он устанавливается значительно раньше. Такие изменения происходят на довольно близких расстояниях, иногда в пределах одной и той же структуры.

К северо-западу от горы Акдомбак, в районе мог. Елгунова, расположенной на берегу р. Курбаканас (в верхнем течении) так же, как и в акдомбакской структуре, наблюдается непрерывный ордовикско-силурийский разрез (рис. 8, 10). На серо-зеленых алевролитах, содержащих граптолиты самых верхов ордовика (зона *Dicellograptus anceps*), лежит 100-метровая пачка (пачка 1) серо-зеленых плотных, преимущественно мелкозернистых вулканомиктовых песчаников, содержащих маломощные прослои грубозернистых песчаников и алевропесчаников. Выше следуют карбонатно-терригенные отложения мощностью более 200 м, представленные вулканомиктовыми, кварц-полевошпатовыми, нередко известковистыми песчаниками, среди которых отмечаются три прослоя серых желвакообразных известняков и известковистых алевролитов с остатками брахиопод и кораллов (пачки 2—6).

В верхнем из этих прослоев (обн. 1026) определен *Holorhynchus cinghizicus* M. Во г. нижнего лландовери. Выше (пачки 7—10) наблюдается переслаивание красноцветных песчаников и алевролитов с красно-бурыми агломератовыми туфами андезито-базальтового состава, которые сменяются (пачки 11—13) исключительно вулканогенными породами — агломератовыми туфами основного состава. В верхней пачке описываемого разреза отчетливо устанавливается фаціальное замещение агломератовых туфов красноцветными конгломератами и песчаниками. Мощность вулканогенной части 800 м. Стратиграфически выше (пачки 14—23) снова прослеживается исключительно терригенный пестроцветно-красноцветный комплекс пород мощностью 680 м. В его основании (пачка 15, обн. 1141) среди серых песчаных известняков собраны обильные остатки брахиопод и кораллов среднего лландовери.

Таким образом, среди лландоверийских отложений района мог. Елгунова значительное место занимают вулканогенные образования, которые установлены и в нижней части разреза. К востоку от го-

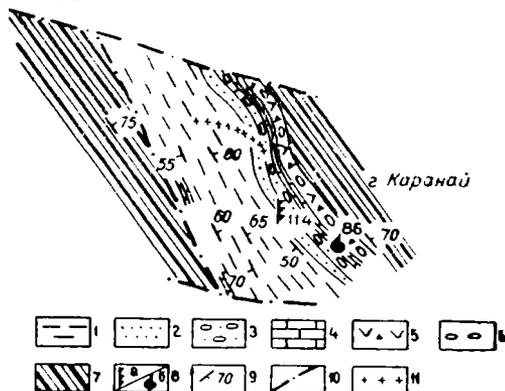


Рис. 11. Геологическая схема района горы Каранай.

Отложения альпеисской свиты нижнего силура: 1 — алевролиты зеленоцветные, 2 — песчаники зеленоцветные, 3 — песчаники, гравелиты и мелкогалечные конгломераты зеленоцветные; отложения верхов акдомбакской свиты верхнего ордовика: 4 — известняки, 5 — туфы порфиритов среднего состава, 6 — конгломераты; отложения нижнего кембрия: 7 — сургучные яшмы; 8 — остатки фауны: а — граптолитов, б — брахиопод; 9 — элементы залегания пород; 10 — разрывные нарушения; 11 — дайки гранит-аплитов.

ры Коксенгир (рис. 8) выше слоев с *Eospirifer cinghizicus* (обн. 1155), т. е. в верхней части разреза альпеисской свиты, также прослеживаются преимущественно вулканогенные образования. В крайней северо-западной части Чингизской подзоны вблизи горы Кызылтумсык (рис. 8, 12) среди отложений силура вулканогенные породы отсутствуют.

Фациальные изменения разрезов альпеисской свиты лландоверийского яруса наблюдаются и в юго-восточном направлении от стратотипического разреза. Так, по правобережью р. Толен (рис. 8, 9), всего лишь в 10—12 км восточнее г. Акдомбак, происходит значительное сокращение мощности свиты при сохранении осадочного типа разреза и согласного залегания ее отложений на породах верхнего ордовика, а в 40—50 км далее к юго-востоку, на северном склоне хребта Акчатау (рис. 8) верхняя часть разреза (пачка б) снова представлена вулканогенно-осадочными породами с остатками фауны брахиопод *Pentamerus oblongus* Sow.

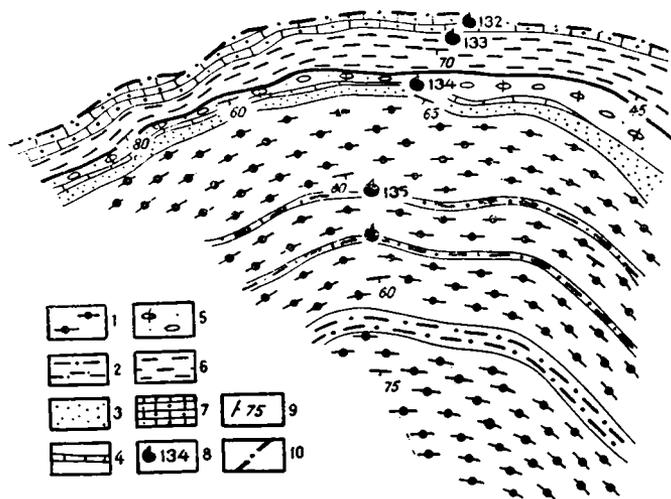


Рис. 12. Геологическая схема района горы Кызылтумсык.

Отложения альпеисского горизонта нижнего силура: 1 — песчаники красноцветные, 2 — песчаники и алевролиты зеленоцветные, 3 — песчаники зеленоцветные, 4 — известняки, 5 — конгломераты и песчаники пестроцветные; отложения акдомбакской свиты верхнего ордовика: 6 — алевролиты зеленоцветные, 7 — известняки песчаные; 8 — остатки фауны брахиопод, кораллов и др.; 9 — элементы залегания пород; 10 — разрывные нарушения.

В Чингизском хребте наблюдаются также несколько сокращенные разрезы. Они приурочены к наиболее приподнятым геосинклинальным участкам внутри геосинклинальной зоны, сложенным, по-видимому, кембрийскими образованиями. Так, в верховьях р. Самсы хребта Чингиз (рис. 8, 11) на сургучно-красных яшмах трансгрессивно лежат маломощные отложения верхнего ордовика, содержащие фауну слоев с *Holorhynchus giganteus*. Они согласно перекрываются зеленоцветной толщей песчаников и алевролитов, в нижней части которой встречены остатки граптолитов рода *Hedrograptus* (обн. 114). Мощность разреза не превышает 500—600 м.

Таким образом, разрезы нижней части силура Чингиза, охарактеризованные остатками фауны лландоверии, претерпевают в ряде

случаев заметные фациальные изменения, выражающиеся главным образом присутствием большего или меньшего количества вулканогенного материала (Бандалстов, 1960). Последний находится на разных стратиграфических уровнях и приурочен преимущественно к верхам осадочного разреза, где нередко наблюдается его перемежаемость с терригенными породами.

Для хребта Чингиз стратотипическим разрезом подобных отложений, выделенных под названием альпейской свиты, является разрез севернее горы Акдомбак. Как уже отмечалось, это почти целиком терригенный разрез, поэтому появление в ряде мест рассматриваемой подзоны эффузивов и туфов на уровне слоев с *Eospirifer cinghizicus* в известной мере затрудняет корреляцию таких отложений со стратотипическим разрезом альпейской свиты. Однако, несмотря на некоторые фациальные отличия, все разрезы Чингизской структурно-фациальной подзоны имеют некоторые общие литологические особенности. Они заключаются прежде всего в пестроцветном облике пород, смене по разрезу мелкообломочных разностей, представленных мелко- и среднезернистыми песчаниками и алевритами, более грубообломочными крупнозернистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами, в присутствии в разных частях разреза вулканогенного материала, в развитии известковистых разностей и довольно большого количества остатков разнообразной донной фауны — брахиопод, кораллов, трилобитов и члеников стеблей морских лилий. Эти особенности и довольно хорошая фаунистическая характеристика позволили выделить рассматриваемый комплекс отложений в альпейскую свиту.

Верхняя вулканогенная жумакская свита, постепенно сменяющая образования альпейской свиты, также претерпевает некоторые фациальные изменения слагающих пород. Свита состоит почти исключительно из эффузивов и туфов андезитового и базальтового состава, находящихся в различных сочетаниях в том или ином разрезе. Слои с кислыми разностями очень маломощны и приурочены главным образом к верхам свиты. Осадочные отложения играют совсем незначительную роль, встречаясь в виде редких маломощных прослоев преимущественно красноватых полимиктовых песчаников.

Рассматривая разрез района горы Жумак и разрез акдомбакской структуры (рис. 8), нетрудно заметить, что даже на относительно мало удаленном расстоянии состав лав и их туфов заметно меняется. Если в стратотипическом разрезе около горы Жумак преобладают лавы и туфы базальтового состава, то севернее горы Акдомбак в разрезе свиты они находятся в резко подчиненном количестве и доминирующее значение здесь имеет вулканогенный материал андезитового состава. Такая закономерность смены состава вулканических продуктов в разрезе жумакской свиты по простиранию наблюдается во всей Чингизской подзоне. Следующей особенностью жумакской свиты является различное соотношение в ее разрезах лавового и пирокластического материала. Если в районе горы Жумак это почти исключительно лавы, то северо-западнее, в Коксенгирском разрезе, примерно 40% объема занимают туфы, а еще северо-западнее, в районе пос. Кайнар, туфовый материал заметно преобладает над лавами.

Тарбагатайский антиклинорий

В разрезах силура Тарбагатайского антиклинория, удаленных от хребта Чингиз на расстояние около 400 км и расположенных на южном склоне хребта Тарбагатай, среди лландоверийских отложе-

ний (акчоккинская свита) М. А. Борисяк и О. П. Ковалевский, как и в хребте Чингиз, устанавливают аналогичную последовательность слоев с *Holorhynchus cinghizicus*, слоев с *Eospirifer cinghizicus* и слоев с *Pentamerus longiseptatus*. Мощность видимой части разреза здесь не превышает 1000 м. Выше фаунистически охарактеризованных лландоверийских отложений согласно залегают породы вулканогенного комплекса, выделенные здесь под названием тюлькулинской свиты (Литвинович и др., 1963). Свита представлена эффузивами андезито-базальтового состава и их туфами, среди которых встречаются маломощные прослои песчаников с остатками фауны брахиопод и кораллов. Мощность свиты 1000—1500 м, реже достигает 2000 м. Отложения свиты развиты по правому берегу р. Каракол, в горах Акчаулы, по рекам Жаманка, Джельды-Кара и Акчокка. Разрезы тюлькулинской свиты в последующие годы изучались группой О. П. Ковалевского, а также Н. В. Полтавцевой. О. П. Ковалевским установлено, что в тюлькулинской свите имеются аналоги слоев с *Propora obrutschevi* и слоев с *Daniella tarbagataica*, которые выделены в Алкамергень-Тарбагатайской подзоне, в нижнеаягузской подсвите (см. ниже).

На правобережье р. Каракол (рис. 8) выше песчаников с фауной слоев с *Pentamerus longiseptatus* (пачка 4) лежит преимущественно туфогенная толща, представленная красновато-бурыми агломератовыми туфами и туфоконгломератами. Лишь только в нижней части толщи наблюдается 170-метровая пачка темно-серых порфиритов основного состава. Мощность разреза около 1000 м. Примерно в средней части видимого разреза (пачка 7) встречены остатки брахиопод, кораллов и стеблей морских лилий; *Multisolenia tortuosa* Fr., *Halysites espensis* Kov., *Nalivkinia rhomboidalis* M. Vor., *Pandocrinus* (col.) *cumatilus* Stuk. Небольшая верхняя часть разреза тюлькулинской свиты наблюдается также по р. Акчокка. С подстилающими образованиями акчоккинской свиты лландовери она контактирует по разлому. Нижняя часть разреза осадочная, с остатками фауны слоев с *Daniella tarbagataica*, верхняя — вулканогенная.

Н. В. Полтавцева и Н. А. Севрюгин, изучавшие разрезы тюлькулинской свиты Тарбагатая, склонны считать, что она по вещественному составу и положению в разрезе ничем не отличается от образований жумацкой свиты хребта Чингиз, а поскольку устанавливается принадлежность их к одной и той же структурно-фациальной зоне, то выделять здесь эти отложения под названием другой свиты нецелесообразно. Следует отметить, что такая унификация была предложена не только для жумацкой и тюлькулинской свит, но и для альпийской и акчоккинской, т. е., как и в Чингизе, в Тарбагатае рекомендовалось именовать эти свиты альпийской и жумацкой. Нам представляется, что разрезы силура хребта Тарбагатай имеют свою специфику, и такая унификация была бы преждевременной.

* * *

Переходя к общей характеристике силурийских отложений Чингизской подзоны, следует отметить, что в ней выделены альпийский и жумацкой горизонты, которые приняты в Казахстане как унифицированные региональные стратиграфические подразделения нижнего отдела силурийской системы. В настоящее время альпийский горизонт подразделен на слои с *Holorhynchus cinghizicus*, слои с *Eospirifer cinghizicus* и слои с *Pentamerus longiseptatus*. До последнего времени («Стратиграфия СССР», т. «Силурийская система», 1965) полагали, что этот горизонт отвечает всему лландовери. Поя-

вившиеся у автора материалы (фауна граптолитов) позволяют судить о том, что альпеисский горизонт не полностью соответствует лландоверийскому ярусу и что его кровлю следует ограничить подошвой зоны *Globosograptus crispus* и *Spirograptus turriculatus*.

Альпеисский горизонт в Чингизской подзоне объединяет две свиты: альпеисскую в хребте Чингиз, разрез которой является его стратотипом, и акчоккинскую в хребте Тарбагатай. Это осадочные и вулканогенно-осадочные фациально-изменчивые пестроцветные образования, богатые остатками ракушняковой фауны; граптолитовые фаии для них не характерны. Мощность альпеисской свиты достигает 2000 м, акчоккинской — около 1000 м.

Жумакский горизонт в основном представлен вулканогенным комплексом пород. Стратотипом горизонта является разрез жумакской свиты в хребте Чингиз. Свита (рис. 8, разрез г. Жумак) состоит из эффузивов и туфов преимущественно андезито-базальтового состава, согласно сменяющих альпеисскую свиту и содержащих в нижних осадочных прослоях остатки фауны слоев с *Propora obrutschevi* верхнего лландовери. Мощность ее достигает 4000 м. В хребте Тарбагатай к жумакскому горизонту относится тюлькулинская свита. Мощность ее значительно меньше жумакской и, очевидно, не превышает 2000 м.

По стратиграфическому положению и фауне жумакский горизонт относится к верхам лландовери — венлоку. Выше слоев с *Propora obrutschevi* в отложениях горизонта установлены слои с *Daniella tarbagataica*, по-видимому, венлокского возраста. Верхний возрастной предел жумакского горизонта не ясен. На размытой поверхности отложений жумакского горизонта с угловым и азимутальным несогласием лежат образования девона.

Алкамергель-Тарбагатайская подзона

Параллельно Чингизской подзоне в том же юго-восточном направлении, но вдоль других, северо-восточных, предгорий хребтов Чингиза и Тарбагатай простирается Алкамергель-Тарбагатайская структурно-фациальная подзона. Из района оз. Алкамергель, северо-восточнее Баянаула, она уходит на юго-восток, минуя оз. Донгулексор, горы Эдрей, Муржык, Дегелен, Ордатас, Доненжал, и продолжается вдоль северных предгорий хребта Тарбагатай, захватывая междуречья Аягуз, Базар, Карабуга (верхние течения). Это относительно узкая (до 50 км), но довольно протяженная (свыше 600 км) полоса, охватывающая районы Алкамергельского антиклинория и Окпектинского синклинория (рис. 2).

Здесь проводили работы многие исследователи. Из них необходимо остановиться на следующих. В северо-западном окончании подзоны, в северо-восточной части Кувского и западной части Майского районов еще в 40-х годах проведена геологическая съемка Н. А. Севрюгиным и Ю. А. Столяровым. Ими были собраны большие коллекции остатков фауны кораллов и брахиопод силура, которые впервые для этой части подзоны позволили установить фаунистически охарактеризованные отложения верхнего лландовери — венлока. Далее к северо-востоку от Аягуза, в районе Доненжальских гор, в 1956 г. М. Б. Мычником, а в 1962 г. Э. К. Вильцингом проведена геологическая съемка. При этом М. Б. Мычником среди силурийских образований были выделены балыктинская и доненжальская свиты. Первая из них относилась к лландовери и венлоку, а вторая (разрез г. Доненжал) — к венлок-лудлову.

В 1960—1963 гг. автором основные разрезы силура Алкамергель-

Тарбагатайской зоны были осмотрены, а некоторые из них изучены. При этом для правобережной части р. Аягуз, в 35 км к северо-востоку от ст. Аягуз, был составлен парастратотипический разрез доненжальской свиты и собран дополнительный фаунистический материал, позволяющий уточнить возрастную датировку жумакского горизонта.

В хребте Тарбагатай после работ М. М. Васильевского (1914), А. И. Белякова в 1930 г., Г. П. Болгова в 1943 г., И. Е. Маляровой и других в 1948 г. большие исследования были начаты работниками девятой экспедиции Всесоюзного аэро-геологического треста (ВАГТ). Тематической группой этой экспедиции сделана первая сводка по стратиграфии и фауне палеозойских отложений (Литвинович и др., 1963). При этом была рассмотрена силурийская система, в состав которой включены акчокчинская свита лландовери, актаская — лландовери и венлока, тюлькунская — венлока и аягузская — лудлова. Большой фактический материал по силуру был получен также работниками ЮКГУ Р. С. Качуриным, Ю. А. Столяровым, Э. Б. Диаровым, Н. А. Севрюгиным, Н. В. Полтавцевой и др.

Нельзя не отметить исследования группы ВСЕГЕИ (О. П. Ковалевский, М. А. Борисьяк и др.), много сделавшей в изучении опорных разрезов силура Тарбагатай, в том числе и силура рассматриваемой подзоны. Благодаря исследованиям этой группы аягузская свита была расчленена на две подсвиты — нижнеаягузскую и верхнеая-

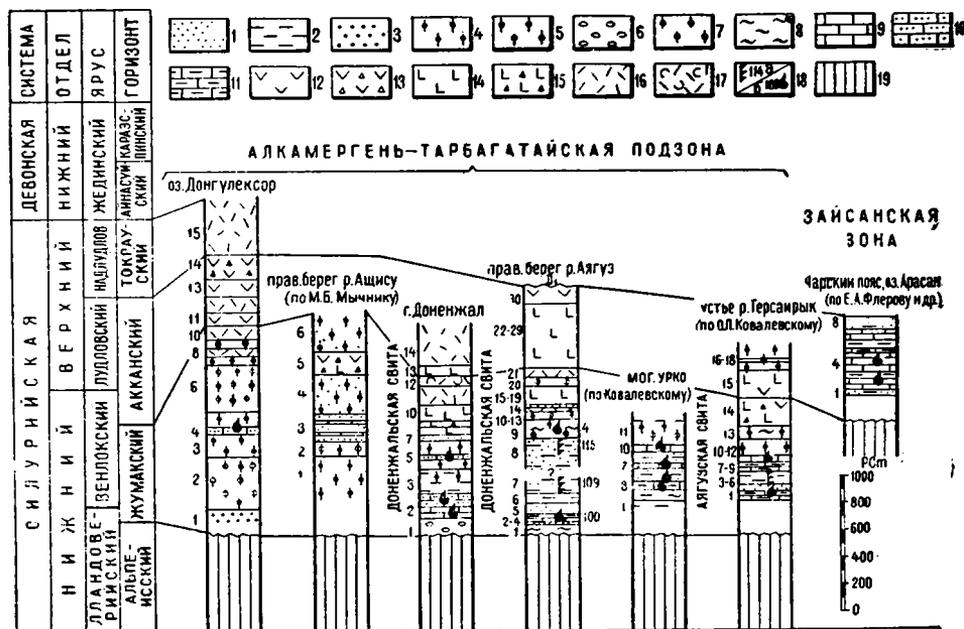


Рис. 13. Стратиграфические колонки Алкамержень-Тарбагатайской подзоны и Зайсанской зоны.

1 — песчаники зеленоцветные мелко- и среднезернистые; 2 — алевролиты зеленоцветные; 3 — песчаники зеленоцветные крупнозернистые; 4 — песчаники красноцветные мелко- и среднезернистые; 5 — песчаники красноцветные крупнозернистые; 6 — конгломераты зеленоцветные; 7 — конгломераты красноцветные; 8 — алевролиты красноцветные; 9 — известняки; 10 — песчаники известковистые; 11 — известняки глинистые; 12 — порфириды среднего состава; 13 — туфы порфиритов среднего состава; 14 — порфириды основного состава; 15 — туфы порфиритов основного состава; 16 — альбитофиры; 17 — туфы альбитофиров; 18 — остатки фауны: а — граптолитов, б — брахиопод, кораллов, трилобитов и др.; 19 — отсутствие отложений.

гузскую. Нижнеаягузская подсвита, соответствующая жумакскому горизонту, в свою очередь подразделена на слои с *Propora obrutschevi* и слои с *Daniella tarbagataica*, а верхнеаягузская подсвита условно отнесена к лудловскому ярусу.

Отличительной особенностью Алкамергель-Тарбагатайской подзоны является отсутствие в ее пределах отложений альпийского горизонта и резко трансгрессивное залегание пород жумакского горизонта на размытой поверхности ордовика и кембрия (рис. 13). Здесь выделены доненжальская и аягузская свиты. Ниже приводится характеристика разрезов выделенных свит и их фациальных разновидностей.

Доненжальская свита

Стратотипический разрез доненжальской свиты в г. Доненжал оказался плохо охарактеризованным фаунистически, поэтому автор в 35 км северо-восточнее ст. Аягуз переописал ее и дал парастратотип. Здесь (рис. 13) на размытой поверхности эффузивов нижнего кембрия резко трансгрессивно лежат образования доненжальской свиты.

Доненжальская свита сложена мелководным и прибрежным пестроцветным комплексом фациально-изменчивых вулканогенно-осадочных образований. Нижняя часть разреза свиты представлена осадочными, как правило, морскими, терригенно-карбонатными отложениями и содержит обильные остатки фауны, верхняя — нередко вулканогенно-осадочными, прибрежно-континентальными, где среди эффузивов и туфов преимущественно основного состава много прослоев красноцветных терригенных пород с железистым цементом. Свита может быть подразделена на три подсвиты. Нижняя подсвита (пачки 1—8) в основном терригенная, представлена морскими зеленоцветными песчано-алевролитовыми отложениями, нередко являющимися типично флишевыми образованиями. Здесь устанавливается трехэлементная флишевая гамма (гравелит — песчаник — алевролит) с характерными иероглифами на нижних плоскостях первого элемента ритма. Песчано-алевролитовые породы содержат многочисленные остатки фауны граптолитов. В низах подсвиты отмечается горизонт серых коралловых известняков. Средняя подсвита (пачки 9—13) также терригенная, но это главным образом красно-бурые полимиктовые песчаники, алевролиты и конгломераты. Венчают разрез вулканогенные образования верхней подсвиты (пачки 14—30), представленные эффузивами базальтового состава с подчиненными покровами кислых лав и прослоев конгломератов. Послойный разрез свиты следующий:

1. Красно-бурые алевролиты 70 м.
2. Рыжие мелкозернистые полимиктовые песчаники с известковистым цементом 25 м.
3. Серые известняки с богатой фауной кораллов и брахиопод. Отсюда *H. В. Полтавцевой* определены (обн. 100) *Palaeofavosites aff. balticus* (R u k h.), *Halysites catenularius* (L i n n.), *Heliolites interstinctus* (L i n n.), *H. aff. yavorskyi* T c h e r n., *Helioplasmolites antiquus* K o v., *Propora aff. obrutschevi* K o v. Кроме того, О. П. Ковалевский отмечает присутствие здесь *Multisolenia tortuosa* F r i t z. Остатки брахиопод очень плохой сохранности. По определению Т. Б. Рукавишниковой, в большом количестве отмечается *Nucleospira* 30 м.
4. Зеленые алевролиты и алевропелитолиты 20 м.
5. Светло-желтые мелкозернистые аркозовые песчаники 80 м.
6. Серо-зеленые алевролиты 70 м.
7. Серо-зеленые алевропесчаники и алевролиты с флишевой ритмичностью; содержат граптолиты (обн. 109) *Globosograptus crispus* L a r w., *Monograptus pridon*

(Вронн.), *M. halli* (Вогг.), *M. cf. marri* P e g n e r, *Streptograptus nodifer* Т о г н о г., которые, по заключению Н. Ф. Михайловой, характеризуют зону *Globosograptus crispus* и *Spirograptus turriculatus* 210 м.

8. Серо-зеленые мелкозернистые аркозовые песчаники, алевролиты и известковистые алевролиты, представляющие собой трехэлементную флишевую гамму с мощностью отдельных элементов ритма от 1—2 до 10—15 см; в верхах флишевой пачки встречены граптолиты (обн. 115) зоны *Oktavites spiralis*; *Monograptus priodon* (Вронн.), *M. cf. ayagusensis* O b u t e t S o b., *M. kovalevskyi* O b u t e t S o b., *Streptograptus exiquus* (N i c h.), *Monoclimacis griestonensis* (N i c o l.) 150 м.

9. Красно-бурые аркозовые мелкозернистые песчаники и алевролиты с редкими прослоями грубозернистых разностей с остатками кораллов округлой формы, напоминающих гальки (обн. 4). Н. В. Полтавцевой определены *Palaeofavosites borealiformis* К о в., *P. aff. balticus* R u k h i n, *Multisolenia tortuosa* F r i t z, *Favosites aff. jaaniensis* S o k., *Sapporipora?* sp., *Daniella?* sp. 140 м.

10. Красно-бурые мелкогалечные конгломераты и гравелиты с известковистым цементом 15 м.

11. Бурые мелкозернистые аркозовые известковистые песчаники и алевролиты 10 м.

12. Красно-бурые мелкогалечные конгломерат-брекчии с известковистым цементом 20 м.

13. Красно-бурые мелкозернистые аркозовые песчаники с известковистым цементом 10 м.

14. Серо-лиловые карбонатизированные базокварцевые альбитофиры 25 м.

15. Красно-бурые известковистые грубозернистые песчаники и конгломерат-песчаники 15 м.

16. Серо-зеленые и красно-бурые крупнопорфировые лабрадорные порфири-ты 75 м.

17. Серые афировые порфириты основного состава 35 м.

18. Серо-лиловые диабазовые порфириты 20 м.

19. Лиловые миндалекаменные диабазовые порфириты 10 м.

20. Красно-бурые крупногалечные конгломераты с песчаным аркозовым цементом 40 м.

21. Лилово-розовые альбитофиры 65 м.

22. Красно-бурые конгломераты 25 м.

23. Серо-зеленые пироксен-плагноклазовые базальтовые порфириты 60 м.

24. Лилово-серые миндалекаменные диабазовые порфириты 120 м.

25. Красно-бурые миндалекаменные афировые плагноклазовые порфириты основного состава 45 м.

26. Серо-бурые диабазовые порфириты 70 м.

27. Серые миндалекаменные пироксеновые порфириты основного состава 70 м.

28. Серо-зеленые миндалекаменные афировые порфириты основного состава 40 м.

29. Серо-бурые миндалекаменные роговообманково-пироксеновые порфириты основного состава 110 м.

30. Красно-бурые валунные конгломераты 50 м.

Мощность разреза 1725 м.

Комплекс кораллов из обн. 100, по заключению Н. В. Полтавцевой и О. П. Ковалевского, характерен для слоев с *Propora obrutschewi*. Граптолиты же пачки 8 (обн. 115), располагающиеся выше по разрезу, по заключению Н. Ф. Михайловой, характеризуют верхний лландовери, не выше зоны *Oktavites spiralis*. Табуляты пачки 9 (обн. 4) указывают на верхи лландовери — венлок.

Таким образом, в рассмотренном парастратотипическом разрезе доненжальской свиты низы разреза являются верхнелландоверийскими. Верхний возрастной предел свиты не ясен. Условно считается, что формирование осадков свиты происходило в основном в верхнем лландовери и венлоке (пачки 1—21), а верхних частей (пачки 22—30) — преимущественно в лудлове.

Проследивая доненжальскую свиту далее на северо-запад, можно заметить некоторые изменения состава слагающих ее пород. В горах Доненжал (рис. 13) в основании стратотипического разреза сви-

ты отмечаются мощные полимиктовые конгломераты (пачка 1), выше которых прослеживаются серо-зеленые известковистые породы (пачка 2), содержащие остатки кораллов и брахиопод. Отсюда М. А. Борисяк и О. П. Ковалевским определены *Palaeofavosites forbesiformis* var. *porosa* Sok., *Multisolenia tortuosa* Fritz., *Favosites rukhini* Kov., *Propora obrutschevi* Kov., *Stropheodonta (?) belajevi* M. Bor., *Nalivkinia hassini* M. Bor., *N. kasachstanica* M. Bor., *Howellella vanuxemi* Hall., *H. bragensis* (Wenjuk). Этот комплекс фауны также характерен для слоев с *Propora obrutschevi*. Выше прослеживаются пестроцветно-красноцветные терригенные отложения, которые затем сменяются эффузивами и их туфами. В отличие от аягузского разреза, здесь в верхних частях свиты преобладают лавы и туфы кислого состава.

Северо-западнее горы Доненжал, по правобережью р. Ащису (рис. 13) и в районе пос. Жананур (Бандалетов, 1962) наблюдаются довольно значительные фациальные замещения. В разрезе свиты большую роль играют красноцветные терригенные породы. Много также грубообломочных красноцветных образований и на северо-западе подзоны. Так, в районе оз. Донгулексор (рис. 13) нижняя часть свиты сложена красноцветными плохо сортированными полимиктовыми песчаниками, среди которых встречен прослой серых известковистых песчаников и известняков (обн. 86) с обильными остатками кораллов. О. П. Ковалевский приводит следующий список табулят слоев с *Propora obrutschevi*: *Favosites* cf. *minor* Ozaki, *F. rukhini* Kov. (in litt.), *Parastriatopora* cf. *rhizoides* Sok., *Heliolites interstinctus* L., *Propora* sp. Нижняя часть свиты (пачки 1—10) относится к жумацкому горизонту. Средняя и верхняя части, состоящие из эффузивов и туфов среднего и кислого состава, условно параллелизуются с акканским (пачки 11—14) и токрауским (пачка 15) горизонтами.

Аягузская свита

В хребте Тарбагатай, как и в Чингизе, силурийские отложения рассматриваемой подзоны лежат на подстилающих образованиях несогласно с базальными конгломератами в основании (правый берег ручья Абактигень, горы Караконгой, правый берег р. Батпаксай и др.). Здесь они

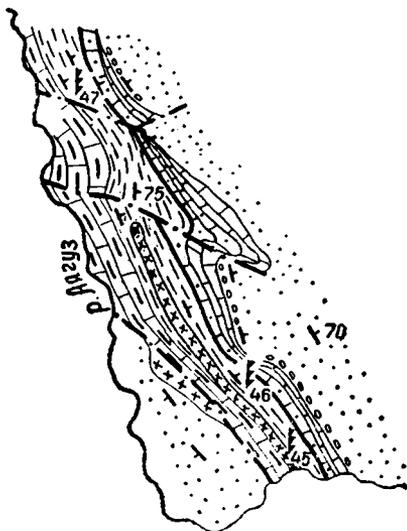
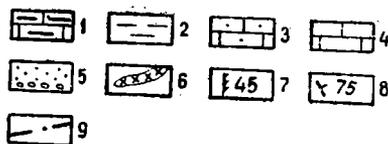


Рис. 14. Геологическая схема района устья р. Терсайрык.

Отложения нижнеаягузской подсвиты — слои с *Propora obrutschevi*: 1 — известняки и глинистые известняки, 2 — алевролиты и мелкозернистые песчаники; слои с *Daniella tarbagataica*: 3 — известковистые алевролиты и песчаники, 4 — известняки; 5 — красноцветные песчаники верхнеаягузской подсвиты, 6 — дайковые породы; 7 — фауна граптолитов; 8 — элементы залегания; 9 — разрывные нарушения.



объединены в аягузскую свиту, возраст которой, по данным Н. В. Литвинович и др. (1963), считался в основном лудловским. Отложения свиты довольно полно представлены в верхнем течении р. Аягуз.

Кроме того, они наблюдаются в бассейнах рек Кулунбулак и Базар.

Как уже отмечалось, О. П. Ковалевским и другими свита подразделена на две подсвиты: нижнеаягузскую и верхнеаягузскую. Нижнеаягузская свита по обильному комплексу органических остатков может быть сопоставлена с нижней частью доненжальской свиты. Ее послонный разрез, составленный О. П. Ковалевским по правому берегу р. Аягуз, у устья р. Терсайрык (рис. 13, 14), следующий:

Нижнеаягузская подсвита

1. Желтые рассланцованные глинистые известняки с <i>Palaeofavosites balticus</i> var. <i>septosa</i> Sok., <i>Multisolenia tortuosa</i> Fritz, <i>Helioplasmolites antiquus</i> Kov., <i>Propora obrutschevi</i> Kov., <i>Naliukinia rhomboidalis</i> M. Bor.	47 м.
2. Серые и зеленовато-серые щебенчатые известковистые алевролиты	56 м.
3. Желтые и бурые глинистые известняки	44 м.
4. Серо-зеленые и желтые аргиллиты с <i>Monograptus</i> sp.	18 м.
5. Оранжевые известковистые алевролиты	10 м.
6. Серо-зеленые алевролиты и аргиллиты с <i>Monograptus</i> sp., сверху прослой мощностью 0,3 м буровато-серых кристаллических известняков с брахиоподами и трилобитами	15 м.

Пачки 1—6 выделены под названием слоев с *Propora obrutschevi*. В верхней части слоев с *Propora obrutschevi* автором собраны граптолиты (рис. 14, обн. 45, 46, 47) *Retiolitidae* gen. et sp. indet., *Monograptus priodon* (Bronn.), *M. aff. ayagusensis* Obut et Sob., *Oktavites spiralis* (Geinitz.), которые, по заключению Н. Ф. Михайловой, относятся к зоне *Oktavites spiralis* верхнего лландовери.

7. Желтые и бурые глинистые известняки и известковистые алевролиты с <i>Atrypa orbicularis</i> Sow., <i>Eospirifer radiatus</i> var. <i>globosus</i> Salt., <i>Encrinurus</i> sp.	70 м.
8. Темно-серые массивные мраморизованные известняки со строматолитами и остатками кораллов и криноидей <i>Favosites ramiformis</i> Scharck., <i>F. cf. hisingeri</i> M. E. et H., <i>Halysites</i> sp., <i>Crotalocrinites</i> (?) <i>fidelis</i> Stuk.	25 м.
9. Светло-серые оолитовые глинистые, сахаристые известняки с прослоями известковистых песчаников	15 м.

Пачки 7—9 выделены под названием слоев с *Daniella tarbagataica*.

Мощность приведенного разреза нижнеаягузской подсвиты 300 м.

Верхнеаягузская подсвита

Верхнеаягузская подсвита, наращивающая в том же районе разрез нижнеаягузской, палеонтологически охарактеризована плохо. Ее нижняя часть состоит преимущественно из лиловых и красновато-серых, главным образом кварц-полевошпатовых, реже полимиктовых песчаников и алевролитов, содержащих редкие прослой песчаных известняков, а верхняя представлена вулканогенным комплексом пород андезито-базальтового состава. Верхняя возрастная граница подсвиты не известна. Ниже приводится разрез подсвиты.

10. Светло-красные известковистые гравелиты и песчаники	20 м.
11. Лиловые аргиллиты и песчаники с прослоями гравелитов. Встречаются окатанные колонии кораллов <i>Favosites kennihoensis</i> Ozaki	60 м.
12. Красные крупнозернистые песчаники и гравелиты	30 м.
13. Переслаивание лиловых аргиллитов, алевролитов и песчаников	105 м.
14. Лиловые порфиристые туфы, темно-серые порфиристы и туфопесчаники	200 м.
15. Лиловые андезитовые порфиристы, порфиристые туфы, прослой диабазовых порфиристов	200 м.

16. Красные и лиловые песчаники, гравелиты	60 м.
17. Лиловые конгломераты, состоящие из галек порфиристов. Цемент песчаный	15 м.
18. Лиловые среднезернистые песчаники	50 м.
Мощность подсветы	740 м.
Мощность аягузской свиты	1040 м.

Сходный и довольно полный разрез аягузской свиты наблюдается по р. Кулунбулак, в других же районах (мог. Урко, у фермы № 4 — совхоз Тарбагатай, по р. Базар и в районе междуречья Базар — Абактигень) разрезы неполные главным образом из-за отсутствия верхних частей свиты. Нижнеаягузская подсвета почти везде отчетливо подразделена на слои с *Propora obrutschevi* и слои с *Daniella tarbagataica*.

Заканчивая характеристику разрезов Алкамерген-Тарбагатайской подзоны, следует отметить, что здесь выделяются лландовериевлоксские отложения жумаковского горизонта, который объединяет нижние части доненжальской и аягузской свит. Это преимущественно терригенные, терригенно-карбонатные образования, содержащие остатки донной и планктонной фауны. С юго-востока на северо-запад вдоль подзоны наблюдается фациальное замещение типично морских зеленоцветных терригенно-карбонатных остатков прибрежно-морскими пестроцветно-красноцветными. В отдельных участках подзоны верхи разреза вулканогенно-осадочные. К венлок-лудловскому акканскому горизонту условно относятся верхние части доненжальской и аягузской свит. Это преимущественно вулканогенные образования, согласно сменяющие фаунистически охарактеризованные отложения венлока и почти лишенные органических остатков. В отдельных участках подзоны (правобережье р. Аягуз) устанавливается несогласное перекрытие отложений акканского горизонта нижним девонем.

ДЖУНГАРО-БАЛХАШСКАЯ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА

Значительную площадь внутренней части Центрального Казахстана занимает известная в литературе Джунгаро-Балхашская герцинская геологическая провинция (Беспалов, 1954). Образования силура, развитые на этой площади, формировались в типично геосинклинальных условиях. В отличие от уже рассмотренных зон, для которых характерен молассовый комплекс отложений, здесь широко распространены флишеидные формации. Это позволило для силурийского отрезка времени выделить Джунгаро-Балхашскую структурно-фациальную зону.

Джунгаро-Балхашская структурно-фациальная зона (см. рис. 1, 2) охватывает Нуринский, Айнасуйский, Успенский, Акжал-Аксоранский синклиории, расположенные к югу от Караганды, значительные площади Токрауского и Балхаш-Алакульского синклиориев Северного и Северо-Восточного Прибалхашья, Северо-Джунгарский синклиорий, а также Спасский, Тектурмасский, Жаман-Сарысуйский и Северо-Балхашский антиклиории. Указанные районы составляют внутреннюю, собственно Джунгаро-Балхашскую, подзону. Кроме того, в Джунгаро-Балхашскую зону включена территория Карагандинского синклиория, расположенная к северо-востоку от Караганды, и районы Акбастауского антиклиория юго-западного Предчингизья. Эта территория именуется как внешняя, Предчингиз-Северо-Карагандинская, подзона.

Отложения Джунгаро-Балхашской структурно-фациальной зоны характеризуются исключительно морским, терригенным, реже тер-

Кроме того, они наблюдаются в бассейнах рек Кулунбулак и Базар.

Как уже отмечалось, О. П. Ковалевским и другими свита подразделена на две подсвиты: нижнеаягузскую и верхнеаягузскую. Нижнеаягузская свита по обильному комплексу органических остатков может быть сопоставлена с нижней частью доненжальской свиты. Ее послонный разрез, составленный О. П. Ковалевским по правому берегу р. Аягуз, у устья р. Терсайрык (рис. 13, 14), следующий:

Нижнеаягузская подсвита

1. Желтые рассланцованные глинистые известняки с <i>Palaeofavosites balticus</i> var. <i>septosa</i> Sok., <i>Multisolenia tortuosa</i> Fritz, <i>Helioplasmolites antiquus</i> Kov., <i>Propora obrutschevi</i> Kov., <i>Naliukinia rhomboidalis</i> M. Bor.	47 м.
2. Серые и зеленовато-серые щебенчатые известковистые алевролиты	56 м.
3. Желтые и бурые глинистые известняки	44 м.
4. Серо-зеленые и желтые аргиллиты с <i>Monograptus</i> sp.	18 м.
5. Оранжевые известковистые алевролиты	10 м.
6. Серо-зеленые алевролиты и аргиллиты с <i>Monograptus</i> sp., вверху прослой мощностью 0,3 м буровато-серых кристаллических известняков с брахиоподами и трилобитами	15 м.

Пачки 1—6 выделены под названием слоев с *Propora obrutschevi*. В верхней части слоев с *Propora obrutschevi* автором собраны граптолиты (рис. 14, обн. 45, 46, 47) *Retiolitidae* gen. et sp. indet., *Monograptus priodon* (Bronn.), *M. aff. ayagusensis* Obut et Sob., *Oktavites spiralis* (Geinitz.), которые, по заключению Н. Ф. Михайловой, относятся к зоне *Oktavites spiralis* верхнего лландовери.

7. Желтые и бурые глинистые известняки и известковистые алевролиты с <i>Atrypa orbicularis</i> Sow., <i>Eospirifer radiatus</i> var. <i>globosus</i> Salt., <i>Encrinurus</i> sp.	70 м.
8. Темно-серые массивные мраморизованные известняки со строматолитами и остатками кораллов и криноидей <i>Favosites ramiformis</i> Scharck., <i>F. cf. hisingeri</i> M. E. et H., <i>Halysites</i> sp., <i>Crotalocrinites</i> (?) <i>fidelis</i> Stuk.	25 м.
9. Светло-серые оолитовые глинистые, сахаристые известняки с прослоями известковистых песчаников	15 м.

Пачки 7—9 выделены под названием слоев с *Daniella tarbagataica*.

Мощность приведенного разреза нижнеаягузской подсвиты 300 м.

Верхнеаягузская подсвита

Верхнеаягузская подсвита, наращивающая в том же районе разрез нижнеаягузской, палеонтологически охарактеризована плохо. Ее нижняя часть состоит преимущественно из лиловых и красновато-серых, главным образом кварц-полевошпатовых, реже полимиктовых песчаников и алевролитов, содержащих редкие прослой песчаных известняков, а верхняя представлена вулканогенным комплексом пород андезито-базальтового состава. Верхняя возрастная граница подсвиты не известна. Ниже приводится разрез подсвиты.

10. Светло-красные известковистые гравелиты и песчаники	20 м.
11. Лиловые аргиллиты и песчаники с прослоями гравелитов. Встречаются окатанные колонии кораллов <i>Favosites kennihoensis</i> Ozaki	60 м.
12. Красные крупнозернистые песчаники и гравелиты	30 м.
13. Переслаивание лиловых аргиллитов, алевролитов и песчаников	105 м.
14. Лиловые порфиристые туфы, темно-серые порфиристы и туфопесчаники	200 м.
15. Лиловые андезитовые порфиристы, порфиристые туфы, прослой диабазовых порфиристов	200 м.

16. Красные и лиловые песчаники, гравелиты	60 м.
17. Лиловые конгломераты, состоящие из галек порфиритов. Цемент песчаный	15 м.
18. Лиловые среднезернистые песчаники	50 м.
Мощность подсвиты	740 м.
Мощность аягузской свиты	1040 м.

Сходный и довольно полный разрез аягузской свиты наблюдается по р. Кулунбулак, в других же районах (мог. Урко, у фермы № 4 — совхоз Тарбагатай, по р. Базар и в районе междуречья Базар — Абактигень) разрезы неполные главным образом из-за отсутствия верхних частей свиты. Нижнеаягузская подсвита везде отчетливо подразделена на слои с *Propora obrutschevi* и слои с *Daniella tarbagataica*.

Заканчивая характеристику разрезов Алкамерген-Тарбагатайской подзоны, следует отметить, что здесь выделяются лландовериненлоксские отложения жумаковского горизонта, который объединяет нижние части доненжальской и аягузской свит. Это преимущественно терригенные, терригенно-карбонатные образования, содержащие остатки донной и планктонной фауны. С юго-востока на северо-запад вдоль подзоны наблюдается фациальное замещение типично морских зеленоцветных терригенно-карбонатных остатков прибрежно-морскими пестроцветно-красноцветными. В отдельных участках подзоны верхи разреза вулканогенно-осадочные. К венлок-лудловскому акканскому горизонту условно относятся верхние части доненжальской и аягузской свит. Это преимущественно вулканогенные образования, согласно сменяющие фаунистически охарактеризованные отложения венлока и почти лишенные органических остатков. В отдельных участках подзоны (правобережье р. Аягуз) устанавливается несогласное перекрытие отложений акканского горизонта нижним девонем.

ДЖУНГАРО-БАЛХАШСКАЯ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА

Значительную площадь внутренней части Центрального Казахстана занимает известная в литературе Джунгаро-Балхашская герцинская геологическая провинция (Беспалов, 1954). Образование силура, развитые на этой площади, формировались в типично геосинклинальных условиях. В отличие от уже рассмотренных зон, для которых характерен молассовый комплекс отложений, здесь широко распространены флишеидные формации. Это позволило для силурийского отрезка времени выделить Джунгаро-Балхашскую структурно-фациальную зону.

Джунгаро-Балхашская структурно-фациальная зона (см. рис. 1, 2) охватывает Нуринский, Айнасуйский, Успенский, Акжал-Аксоранский синклиналии, расположенные к югу от Караганды, значительные площади Токрауского и Балхаш-Алакульского синклиналиев Северного и Северо-Восточного Прибалхашья, Северо-Джунгарский синклиналии, а также Спасский, Тектурмасский, Жаман-Сарысуйский и Северо-Балхашский антиклиналии. Указанные районы составляют внутреннюю, собственно Джунгаро-Балхашскую, подзону. Кроме того, в Джунгаро-Балхашскую зону включена территория Карагандинского синклиналии, расположенная к северо-востоку от Караганды, и районы Акбастауского антиклиналии юго-западного Предчингизья. Эта территория именуется как внешняя, Предчингиз-Северо-Карагандинская, подзона.

Отложения Джунгаро-Балхашской структурно-фациальной зоны характеризуются исключительно морским, терригенным, реже тер-

ригенно-карбонатным осадконакоплением. Внутренняя, собственно Джунгаро-Балхашская, подзона отличается полнотой разреза силура. Здесь выявлены фаунистически охарактеризованные образования всех ярусов системы. В ряде районов установлены непрерывные переходы силурийских отложений в девонские. Отложения же внешней, Предчингиз-Северо-Карагандинской, подзоны близки к таковым внутренней подзоны, однако разрез силура здесь неполный, ограничивается только нижним отделом, а верхняя часть отложений разреза переходит в прибрежно-континентальные красноцветные образования. Приведем характеристику разрезов выделенных подзон.

Внешняя, Предчингиз-Северо-Карагандинская, подзона

Рассматриваемая подзона включает Карагандинский синклинорий и Акбастауский антиклинорий.

Карагандинский синклинорий

Синклинорий расположен к северо-востоку и востоку от Караганды, охватывая бассейны верхних течений рек Шидерты и Бала-Шидерты, район поселков Токаревка, Корнеевка, Семиз-Бугу, Алексеевка.

Силурийские отложения рассматриваемой территории изучались многими исследователями. Из них следует отметить группу геологов ИГН АН КазССР, которая под руководством Р. А. Борукаева проводила съемочно-редакционные работы на значительной площади синклинория, геологов ЮКГУ и ЦКГУ. Большие работы выполнены Центрально-Казахстанской экспедицией МГУ (Канфель, Мазарович, Турсина, 1962) по геологической съемке районов, расположенных непосредственно севернее и северо-восточнее Караганды (пос. Русско-Ивановский, Пушкин, Хорошевский, оз. Курганколь). Тематические работы по стратиграфии силурийских отложений Карагандинского синклинория проведены автором.

Центрально-Казахстанской экспедицией МГУ в районе северо-восточнее Караганды среди силурийских образований выделены нижняя пестроцветная свита лландоверийского яруса и верхняя зеленоцветная венлок-лудловского. В доказательство венлок-лудловского возраста зеленоцветной свиты приводится определение Г. Т. Ушатинской одной из форм брахиопод — *Anastrophia cf. internascens* Hall, найденной в районе оз. Курганколь.

Во время исследований автор особое внимание уделил фаунистическому обоснованию разреза силура рассматриваемого синклинория, поскольку приводимые данные о возрасте отдельных свит и толщ, особенно относящихся к верхнему отделу системы, представлялись недостаточными.

Ниже дана характеристика основных разрезов, которые получили достаточно определенную возрастную датировку благодаря новым находкам органических остатков.

Севернее Караганды, к востоку от пос. Русско-Ивановский (рис. 15), наблюдается довольно мощный (свыше 4000 м) комплекс ритмично построенных морских зеленоцветных терригенных образований. Каждый ритм начинается мелкогалечными конгломератами, сменяющимися по разрезу гравелитами, песчаниками (крупно-, средне- и мелкозернистыми) и алевролитами. Наиболее мощными элементами ритма являются алевролиты, однако в верхних частях толщи они отсутствуют и разрез представлен в основном двухэлементной ритмично-

стью (конгломерат—песчаник). В приведенном разрезе установлено 15 крупных ритмов или макроритмов. Однако внутри макроритмов наблюдаются микроритмы с мощностью отдельных элементов ритма порядка первых сантиметров и даже миллиметров. Подобные микроритмы, как правило, отмечаются в основании макроритмов и представлены или тремя (гравелит—песчаник—алевролит) или двумя (песчаник—алевролит) элементами ритма.

Микроскопическое изучение пород ритмично построенной толщи показало, что характерными признаками данного комплекса пород являются плохая сортировка и окатанность кластического материала, за исключением мелкозернистых песчаников, и его однообразие. Конгломераты состоят главным образом из галек разнообразных кварцитов, яшмокварцитов и кремнистых алевролитов; в гравелитах преобладают осадочные и метаморфические породы (кварцевые песчаники, яшмы, кварц-хлоритовые сланцы с подчиненным количеством обломков разнообразных минералов, обломков гранитов и эффузивных пород среднего состава).

Из-за однообразия строения и состава пород толщи послойный разрез ее здесь не приводится. Следует лишь отметить, как это видно из рисунка 15, что в низах толщи (пачка 1) залегают лиловые алевролиты, представляющие третий элемент ритма, далее (пачки 2—8) следует флишевая гамма с примерно одинаковыми мощностями отдельных ритмов, затем (пачки 9—10) — два крупных трехэлементных ритма. Завершается толща более грубым конгломерат-песчаниковым разрезом (пачки 11—15).

Геологами МГУ (Канфель, Мазарович, Турсина, 1962), не располагавшими в то время достаточно хорошими сборами органических остатков, нижняя часть толщи относилась к лландовери, а верхняя — к венлок-лудлову.

Позже в пачке 5, обн. 421 разреза (рис. 15), собраны остатки брахиопод, трилобитов, ругоз, мшанок, морских лилий. Удалось определить вид рода *Eospirifer*, близкий к *Eospirifer cinghizicus* M. Во г. среднего лландовери, а также *Dinolobus* sp. и трилобиты *Sphaeroxochus* cf. *pisum* sp. nov., *Warburgella* sp., *Encrinurus* sp. Выше по разрезу в пачках 9—10 (обн. 3, 4, 5) обнаружены остатки граптолитов. Н. Ф. Михайлова установила здесь присутствие форм *Climacograptus scalaris* (His.), *Climacograptus* ex gr. *scalaris* (His.), *Glyptograptus* sp. indet., которые свидетельствуют о возрасте вмещающих пород не выше лландовери. Таким образом, пачки 1—10, по-видимому, отвечают уровню альпеиского горизонта лландовери, а пачки 11—15 — жумакского горизонта верхнего лландовери — венлока. На размытой поверхности этих отложений резко несогласно лежит комплекс красноцветных отложений девона.

В районе оз. Курганколь, там, где ранее (Канфель, Мазарович, Турсина, 1962) были установлены венлок-лудловские отложения по остаткам *Anastrophia* cf. *internascens* Hall, записан следующий небольшой по мощности разрез (рис. 15):

1. Серо-зеленые средне- и мелкозернистые полимиктовые песчаники, иногда известковые тонколитчатые. Песчаники содержат остатки граптолитов *Glyptograptus* sp. (обн. 12), которые по облику форм могут быть отнесены к верхам ордовика — низам силура (заключение Т. Н. Корень) 250 м.
2. Мелкогалечные кварцитовые конгломераты, гравелиты, крупнозернистые и неравномернозернистые полимиктовые песчаники 30 м.
3. Серо-зеленые полимиктовые мелкозернистые песчаники с шаровой отдельностью 40 м.

4. Мелкогалечные конгломераты и гравелиты, сменяющиеся вверх по разрезу неравномернозернистыми полимиктовыми песчаниками 140 м.
5. Серо-зеленые мелкозернистые полимиктовые песчаники 190 м.
6. Серо-зеленые неравномернозернистые полимиктовые песчаники, алевропесчаники с подчиненными прослоями известковистых алевролитов с остатками брахиопод *Eospirifer cinghizicus* M. Bor., *Nalivkinia* sp. и отпечатками стеблей *Spinicrinus* (col.), cf. *aktschetauensis* Stuk. (обн. 160), которые встречаются в слоях с *Eospirifer cinghizicus* и *Pentamerus longiseptatus* лландовери 180 м.
- Общая мощность разреза 180 м.

В районе пос. Пушкино (рис. 15) наблюдаются преимущественно мелкообломочные терригенные образования, представленные серо-зелеными неравномернозернистыми и мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами и пелитолитами. Как и в районе пос. Русско-Ивановский, в строении разреза усматривается ритmicность, но здесь характерны двухэлементные флишевые гаммы (пачки песчаников сменяются пачками алевролитов). В видимой части разреза установлено четыре крупных ритма с целой серией микроритмов. Возраст отложений определяется как средний лландовери по находкам остатков граптолитов (обн. 26) *Climacograptus* sp. indet., *Glyptograptus* sp. indet., *Orthograptus* sp. indet., *Pristiograptus* ex gr. *gregarius* (L a p w.).

Небольшая часть разреза вскрывается несколько южнее пос. Пушкино, у пос. Хорошеевское (рис. 15). Удаление этого разреза от областей ранее существовавшей суши, по-видимому, предопределило относительно более тонкообломочный состав терригенных образований. Это преимущественно мелко- и тонкозернистые песчаники, алевролиты, алевропелиты и кремнистые яшмовидные алевролиты. Мощность разреза около 600 м. В его средней части собраны обильные

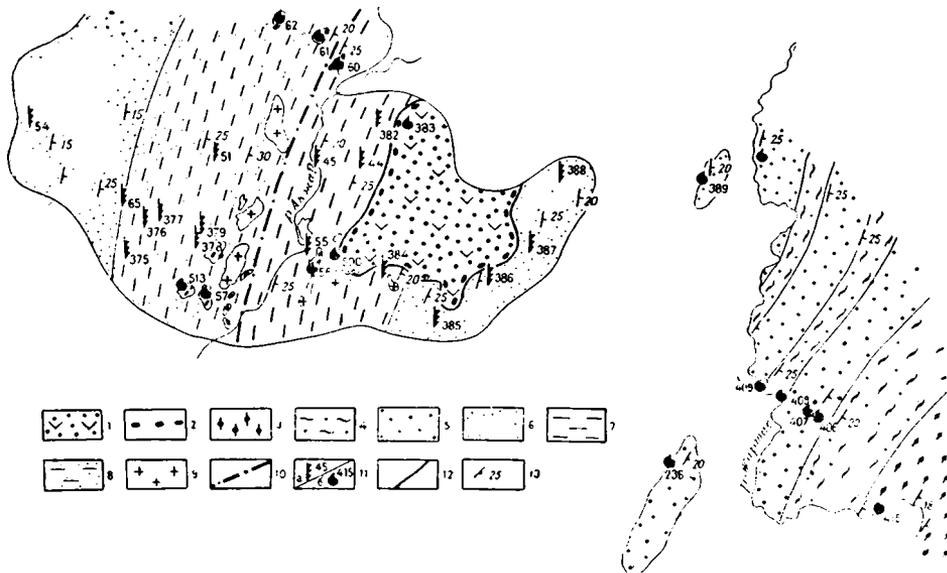


Рис. 16. Геологическая схема междуречья Акжар — Жартас. Отложения девона: 1 — вулканогенно-осадочные породы, 2 — базальные валунные конгломераты; отложения нижнего силура: 3 — песчаники красноцветные, 4 — алевролиты и песчаники пестроцветные, 5 — песчаники зеленоцветные крупнозернистые, 6 — песчаники зеленоцветные мелко- и среднезернистые, 7 — алевролиты зеленоцветные, 8 — алевролиты и песчаники зеленоцветные; 9 — интрузии гранитов; 10 — разрывные нарушения; 11 — остатки фауны: а — граптолитов, б — брахиопод, кораллов, трилобитов и др.; 12 — границы литологически различных пачек; 13 — элементы залегания пород.

остатки граптолитов, из которых определены (обн. 37, 38) *Climacograptus scalaris* (His.), *Pristiograptus cyphus* (Larw.), *Pribylograptus* cf. *atavus* (Jones.), *Pristiograptus* ex gr. *gregarius* (Larw.), *Pernerograptus* sp. По заключению Н. Ф. Михайловой, граптолиты указывают на нижний лландовери — низы среднего лландовери, скорее всего на зону *Pristiograptus cyphus*.

Наиболее хорошо фаунистически охарактеризованный разрез силурийских отложений Карагандинского синклинория установлен на междуречье Акжар — Жартас (рис. 15, 16), где представлены самые низы лландовери (зона *Akidograptus acuminatus* и *A. ascensus*), верхи лландовери и, по-видимому, низы венлока. К сожалению, разрез, обильно насыщенный остатками фауны, вскрывается не полностью. В бассейне р. Акжар хорошо прослеживается его нижняя часть, состоящая из мелкозернистых полимиктовых песчаников и алевролитов, содержащих в большом количестве остатки граптолитов (рис. 15). Средняя часть разреза прикрыта современными отложениями. Верхи разреза обнажены по правобережью р. Жартас, где развиты зеленоцветно-пестроцветные образования — преимущественно кварц-полевошпатовые песчаники, содержащие подчиненные прослои алевролитов. Венчают разрез красноцветные песчаники и алевролиты. Ниже приводится последний разрез силурийских отложений междуречья Акжар — Жартас.

Альпенский горизонт

1. В коренных обрывах правого берега р. Акжар вскрывается ритмично построенная пачка серо-зеленых тонкозернистых полимиктовых песчаников и алевролитов, нередко известковистых. Это двухэлементная флишевая гамма, где первый элемент ритма представлен песчаником, а второй — алевролитом. Мощность отдельных элементов ритма 15—20 см. Песчаники и алевролиты содержат обильные остатки граптолитов, датирующих возраст как самые низы силурийской системы. Помимо *Akidograptus acuminatus* (Nisch.), здесь встречены *Climacograptus* ex gr. *scalaris* (His.), *Diplograptus* ex gr. *modestus* (Larw.), *Dimorphograptus* sp., *Pribylograptus* sp. (обн. 45)

2. Серо-зеленые мелко- и среднезернистые плитчатые полимиктовые песчаники, содержащие малоомощные прослои известковистых алевролитов 200 м.

3. Серо-зеленые, а на выветрелых поверхностях желтовато-бурые лимонитизированные алевролиты и кремнистые пелиты с подчиненными прослоями тонкозернистых песчаников. Встречены остатки граптолитов *Orthograptus* sp., *Pristiograptus* ex gr. *gregarius* (Larw.) 550 м.

4. Серо-зеленые и табачно-зеленые мелкозернистые полимиктовые песчаники и алевропесчаники 300 м.

Далее следует значительный перерыв в обнажении. Разрез продолжается по левому берегу р. Жартас.

5. Обособленный выход серо-зеленых и табачных мелкозернистых известковистых песчаников с хорошо выраженной плитчатой отдельностью. Встречены мелкие формы брахиопод 100 м.

6. Пестроцветная пачка пород, состоящая из серо-зеленых мелкозернистых кварц-полевошпатовых песчаников и лиловых песчаников и алевролитов 200 м.

Жумакский горизонт

7. Серо-зеленые мелкозернистые песчаники и алевролиты, нередко тонкослоистые, известковистые с обильными остатками брахиопод и кораллов. Отсюда (обн. 410) определены: брахиоподы — *Dolerorthis* cf. *rustica* (Sow.), *Resserella elegantula* sub. sp. *kazachstanica* Ruk. (msc), *Rafinesquina* (?) aff. *mesicosta* Chum., *Spirigerina minor* Kik., *Spirigerina* sp., *Lissatrypa* aff. *atheroidea* Twh., *Nalivkinia* aff. *rhomboidalis* M. Bor., *Eospirifer* cf. *radiatus* (Sow.), табуляты — *Palaeofavosites*

minutus K o v. (in litt.), *Helioplasmodites antiquus* K o v., *Stelliporella* sp. и рогозы — *Streptelasma* (*Streptelasma*) aff. *wittardi* S m i t h., *Crassifasma simplex* I v a n o v - s k i i, *Onyphoyllum pringlei* S m i t h., *Kyphophyllum lindströmi* W d k. По всем приведенным группам фауны возраст вмещающих пород определяется как верхи лландовери — возможно, низы венлока 280 м.

8. Пестроцветные отложения, представленные серо-зелеными, серо-лиловыми и серо-бурыми мелко- и тонкозернистыми песчаниками, реже алевролитами. В известковых разностях пород встречены остатки брахиопод: *Resserella elegantula* sub. sp. *kazachstanica* R u k. (msc), *Rafinesquina* (?) aff. *mesicosta* S h u m., *Nalivkinia* aff. *rhomboidalis* M. B o r. 130 м.

9. Серо-зеленые и табачно-зеленые преимущественно мелкозернистые кварц-полевошпатовые песчаники с редкими маломощными белесыми известковистыми алевролитами. По всей пачке встречаются остатки брахиопод *Dolerorthis cf. rustica* (S o w.), *Resserella elegantula* sub. sp. *kazachstanica* R u k. (msc), *Pholidostrophia* sp. *Stropheodonta* (*Brachyprion*) sp., *Lissatrypa* aff. *atheroidea* T w e n h., *Nalivkinia* aff. *rhomboidalis* M. B o r. Возраст фауны лландовери — венлок 280 м.

10. Красно-бурые и зеленовато-лиловые преимущественно мелкозернистые песчаники, иногда известковистые с остатками брахиопод (обн. 72) *Stropheodonta* sp., *Nalivkinia* aff. *rhomboidalis* M. B o r., *N. sibirica* B u b l., *Nucleospira* sp., которые, по заключению Н. Андашевой, указывают на возраст этой пачки как верхний лландовери — венлок 170 м.

11. Серые и зеленовато-серые средне- и мелкозернистые кварц-полевошпатовые песчаники 90 м.

12. Пестроцветная пачка красно-бурых, реже табачно-зеленых мелкозернистых песчаников и алевролитов 200 м.

13. Красно-бурые мелкозернистые кварц-полевошпатовые песчаники и алевролиты с редкими маломощными прослоями серо-зеленых разностей, содержащих остатки мелких брахиопод плохой сохранности 350 м.

Мощность этой части разреза более 1700 м.

Таким образом, разрез междуречья Акжар—Жартаc состоит из зеленоцветных песчано-алевролитовых образований, богатых остатками граптолитов, составляющих нижнюю часть, и пестроцветных, преимущественно песчаных пород с остатками донной фауны, которые слагают верхнюю часть разреза (р. Жартаc).

Соотношение с подстилающими отложениями не ясно. Основание разреза (слои с *Akidograptus acuminatus*) по разлому контактирует с более верхними частями лландовери, расположенными западнее, по левобережью р. Акжар. Верхний возрастной предел определяется резко несогласным перекрытием нижнесилурийских отложений девонскими, брахисинклиальная структура которых закартирована на правом берегу р. Акжар (рис. 16). Из известняковых галек, встреченных в конгломератах основания разреза девона, собраны остатки разнообразной ордовикско-силурийской фауны. Граница между горизонтами проводится по подошве пачки 7 несколько условно в силу постепенной смены пород и из-за неопределенности заключения о возрасте по брахиоподовой и коралловой фауне.

В районе оз. Тортоколь и по правобережью р. Тундык (рис. 15) также установлены нижние части разреза силурийских образований. Литологически они мало чем отличаются от рассмотренных выше. Это морской, преимущественно зеленоцветный мелкообломочный терригенный комплекс пород, представленный полимиктовыми песчаниками и алевролитами. В основании разреза устанавливается мало-мощный горизонт известняков и глинистых известняков, залегающих без видимого несогласия на эффузивах верхнего ордовика. Известняки содержат обильные остатки трилобитов, кораллов, реже брахиопод, мшанок, морских лилий. В районе р. Тундык (обн. 54) определены следующие колониальные кораллы: *Palaeofavosites cf. maximus* T c h e r n., *P. ex gr. paulus* S o k., *Plasmopora ex gr. petaliformis* L o n d s d., *Propora cf. conferta* M. E. et H., а в районе оз. Тортоколь (обн. 73) — *Palaeofavosites ex gr. paulus* S o k., *P. cf. gothlandicafor-*

mis Sok., *Mesofavosites* aff. *fleximurinus* Sok., *Catenipora* sp., *Stelliporella* sp., *Propora conferta* M. E. et H., *P.* cf. *decipiens* Rom. Возраст фауны, по заключению О. П. Ковалевского, ниже- и среднелландоверийский. По правобережью р. Тундык (рис. 15) стратиграфически выше известняков прослеживается толща серо-зеленых, преимущественно мелкозернистых полимиктовых песчаников и алевролитов мощностью 1500 м. В нижней части этого разреза (обн. 55) собраны остатки граптолитов: *Climacograptus scalaris* (His.), *Glyptograptus* aff. *lunshanensis* Hsu, которые, по заключению Н. Ф. Михайловой, также характерны для нижнего и среднего лландовери.

Аналогичные рассмотренным фаунистически охарактеризованные силурийские отложения наблюдаются в районе оз. Туз, у с. Алексеевки и в ряде других мест к юго-западу от Баянаула (рис. 15). У оз. Туз разрез в основном сложен полимиктовыми песчаниками и алевропесчаниками. По всему разрезу среди известковистых разновидностей гравелитовых песчаников встречаются однообразные остатки брахиопод типа *Eospirifer cinghizicus* M. Bor., а из основания видимой части разреза собраны остатки граптолитов (обн. 68) *Orthograptus* aff. *insectiformis* (Nich.), *Pristiograptus* ex gr. *gregarius* (Larw.), *Pribylograptus* sp. indet., которые, по заключению Н. Ф. Михайловой, характеризуют низы среднего лландовери (возможно, зона *Pristiograptus gregarius*). У с. Алексеевки породы в разрезе более тонкозернистые, песчано-алевролитовые, с фауной граптолитов лландовери.

Акбастауский антиклинорий

Акбастауский антиклинорий охватывает области Юго-Западного Предчингизья. От гор Отызбес, находящихся западнее пос. Кайнар, он прослеживается в юго-восточном направлении, минуя горы Карашоки, Акбастау, пос. Алгабас, Чубартау (рис. 2). Как и в Карагандинском синклинии, здесь развиты преимущественно терригенные отложения. Нижнюю часть их составляют морские зеленоцветные песчаники и алевролиты, причем на юго-востоке среди них присутствуют прослои кристаллических и пепловых туфов кислого состава. Разрез венчается пестроцветно-красноцветными мелководными образованиями.

Отложения Акбастауского антиклинория изучались геологами ЮКГУ, ЦКГУ и ВКГУ (В. Ф. Беспалов, Н. А. Севрюгин, М. Б. Лившиц, Э. К. Вильцинг, М. Б. Мычник, Т. М. Жаутиков, Н. А. Полянский, Р. М. Антонюк и Н. В. Аксаментова, Н. Р. Асатулаев и др.). Значительные съемочно-редакционные работы проведены Центрально-Казахстанской экспедицией МГУ и МГРИ (В. Г. Тихомиров, Е. П. Успенский, В. Я. Журавлев, Э. М. Великовская, Я. Г. Кац и др.). Здесь, как и в других районах Казахстана, автором проводились тематические работы. Ниже приводится характеристика основных разрезов Акбастауского антиклинория, в которых выделены образования альпеисского и жумацкого горизонтов нижнего отдела силура.

Альпеисский горизонт

Один из наиболее полных разрезов отложений альпеисского горизонта этого антиклинория наблюдается севернее пос. Алгабас (рис. 15, 17). На массивных известняках верхнего ордовика (правый берег р. Колыбай) с небольшим размывом лежат:

1. Известковистые конгломераты с галькой подстилающих известняков верхнего ордовика. Цемент песчанистый и известково-песчанистый с многочисленными раковинами *Holorhynchus cinghizicus* М. Вог. нижнего и среднего лландове-ри 20 м.
2. Известковистые песчаники и серые известняки (обн. 56), содержащие фауну *Holorhynchus cinghizicus* М. Вог., *Palaeofavosites maximus* Tchern., *P. simplex* Tchern., *Catenipora alabasensis* Ков. 50 м.
3. Зеленовато-серые мелкозернистые полимиктовые песчаники и алевролиты с остатками граптолитов (обн. 141) *Climacograptus* ex gr. *scalaris* (H i s.), *Pristiograptus gregarius* (L a p w.), *Demirastrites* sp. indet. среднего лландове-ри 70 м.
4. Серые мелкозернистые полимиктовые песчаники 120 м.
5. Флишоподная пачка серо-зеленых гравелитов, сменяющихся вверх по разрезу полимиктовыми песчаниками, нередко косослоистыми, и алевролитами. Последние содержат остатки граптолитов. Мощность прослоев гравелитов, составляющих первый элемент ритма, обычно не превышает 1 м, тогда как пласты песчаников и алевролитов достигают нескольких десятков метров 350 м.

Далее в непрерывный разрез вклинивается тектонический блок ордовика (рис. 17), за которым уже по левому берегу р. Колыбай стратиграфически выше прослеживаются:

6. Серо-зеленые мелкощебенчатые алевролиты 140 м.
7. Серо-зеленые мелкозернистые полимиктовые песчаники 80 м.
8. Серо-зеленые мелкозернистые песчаники и алевролиты 270 м.
9. Светло-серо-зеленоватые кристаллокластические туфы альбитофиров с отчетливо выраженной слоистостью 40 м.
10. Серые, темно-серо-зеленоватые полимиктовые песчаники, преимущественно мелкозернистые с хорошо выраженной шаровой капустовидной отдельностью. Песчаники переслаиваются с темно-серо-зеленоватыми тонкоклизированными алевролитами, содержащими мелкие формы брахиопод и остатки граптолитов (обн. 53) *Climacograptus scalaris* (H i s.), *Pseudoclimacograptus hughesi* (N i c h.), *Pristiograptus concinnus* (L a p w.), *Dictyonema* sp. indet. 110 м.
11. Светло-серо-зеленоватые литокластические и пепловые туфы альбитофиров 25 м.
12. Серо-зеленые мелкозернистые песчаники с шаровой отдельностью и алевролиты 90 м.
13. Пестроцветная пачка темно-серо-зеленоватых и бордовых песчаников и алевролитов 130 м.
14. Красно-бурые и кирпично-красные косослоистые мелкозернистые песчаники и алевролиты 45 м.
15. Серо-зеленые мелкозернистые полимиктовые песчаники и алевролиты с игольчатой отдельностью 250 м.
- Мощность горизонта 1760 м.

Жумаковский горизонт

Выше по разрезу в согласном залегании прослеживаются:

16. Серо-бурые мелкозернистые песчаники с шаровой отдельностью. В верхней части пачки среди известковистых разновидностей собраны брахиоподы (обн. 67) *Nalivkinia sibirica* В u b l., *Leptostrophia* sp., *Nucleospira* sp. верхнего лландове-ри — венлока (заключение Т. В. Рукавишниковой) 220 м.
17. Красно-бурые полимиктовые песчаники и конгломераты, состоящие главным образом из довольно крупных галек лиловых альбитофиров и красно-бурых порфиристов. Цемент песчанистый 300 м.
18. Красно-бурые песчаники различной крупности зерна 90 м.
19. Красно-бурые конгломераты 180 м.
20. Красно-бурые среднезернистые песчаники 20 м.
21. Красно-бурые конгломераты 100 м.
- Мощность горизонта 940 м.
- Общая мощность отложений нижнего отдела 2700 м.

Юго-восточнее пос. Алгабас, в ур. Майлишат, разрез отложений, относящихся к альпеисскому горизонту (пачки 1—11), представлен почти исключительно серо-зелеными алевролитами и кремнистыми алевролитами, которые в нижней части переслаиваются с туфами и

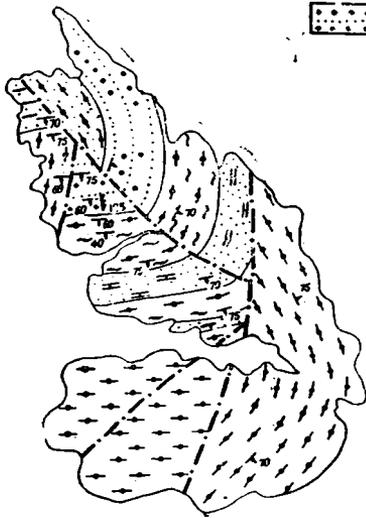
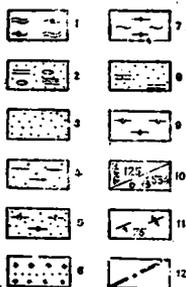
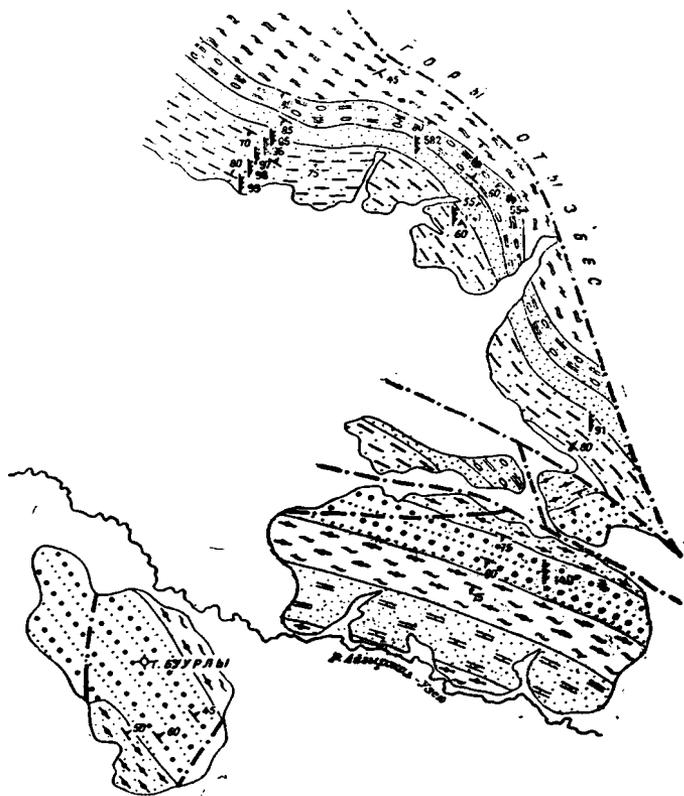


Рис. 17. Геологическая схема района гор Отузбес.

1 — сургучные яшмы нижнего кембрия; 2 — конгломераты, песчаники, кремнистые яшмовидные алевролиты, известняки верхнего ордовика. Отложения нижнего силура. Зеленоцветная толща: 3 — песчаники, 4 — алевролиты и песчаники; 5 — песчаники нижней красноцветной толщи; пестроцветная толща: 6 — песчаники зеленоцветные, 7 — алевролиты и песчаники красноцветные, 8 — песчаники желтовато-зеленоцветные, иногда известковистые; 9 — песчаники верхней красноцветной толщи; 10 — остатки фауны: а — граптолитов, б — брахиопод, трилобитов и кораллов; 11 — элементы залегания пород; 12 — разрывные нарушения.

туффитами альбитофиров. В основании разреза лежат серые песчаные известняки (обн. 1090) с *Holorhynchus cinghizicus* M. Вог., *Encrinurus punctatus* W a h l., *Iliaenus* sp. нижнего лландовери. Отложения, представляющие жумаковский горизонт, сложены мелко-среднезернистыми красноцветными песчаниками, в известковистых разностях которых в основании пачки 12 (обн. 120) собраны остатки брахиопод *Nalivkinia* aff. *sibirica* В u b l.

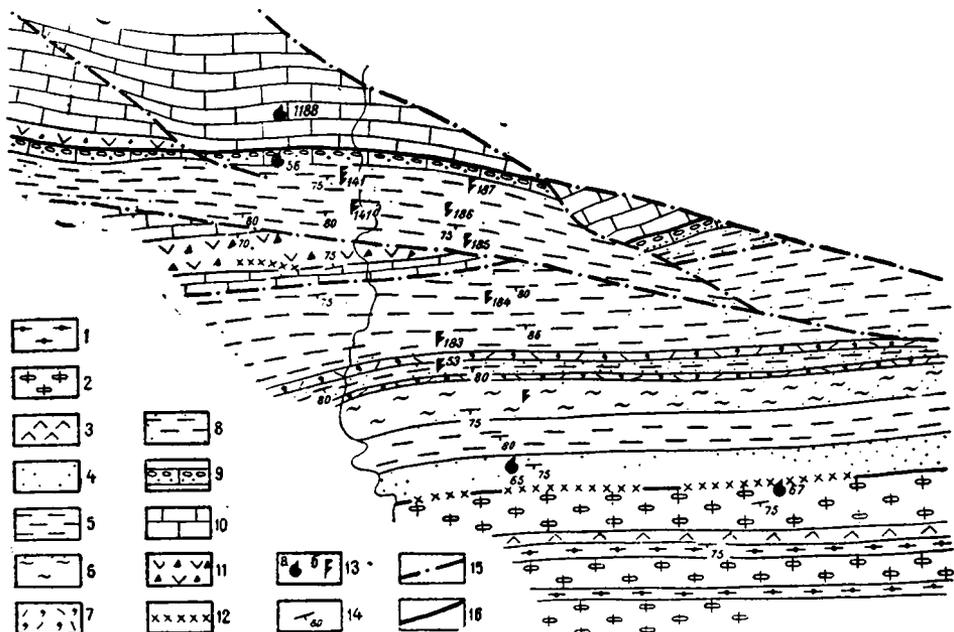


Рис. 18. Геологическая схема района севернее пос. Алгабас.

Отложения нижнего силура — жумаковский горизонт: 1. — песчаники красноцветные, 2 — конгломераты красноцветные, 3 — пластовые залежи диорит-порфиров; альпийский горизонт: 4 — песчаники зеленоцветные, 5 — алевролиты зеленоцветные, 6 — алевролиты и песчаники пестроцветные, 7 — туффиты альбитофиров, 8 — алевролиты и песчаники зеленоцветные, 9 — известковистые конгломераты и песчаные известняки основания силурийского разреза; отложения акдомбакской свиты верхнего ордовика: 10 — известняки, 11 — агломератные туфы порфиритов, 12 — дайки гранит-порфиров; 13 — остатки фауны: а — граптолитов, б — брахиопод, кораллов и др.; 14 — элементы залегания пород; 15 — разрывные нарушения; 16 — границы между свитами и горизонтами.

К западу от Акбастау (рис. 15) на серых и розовато-серых известняках, венчающих разрез верхнего ордовика (обн. 188), согласно лежит зеленоцветный комплекс пород, сложенный полимиктовыми и туфогенными песчаниками, реже алевролитами, гравелитами и конгломератами альпийского горизонта. Юго-западнее горы Карашоки (рис. 15) вскрывается верхняя часть альпийской свиты (пачки 1—4), сложенная серо-зелеными, реже лилово-серыми и красно-бурыми неравномернозернистыми полимиктовыми песчаниками, алевропесчаниками и алевролитами. Верхняя часть разреза состоит из серо-лиловых средне- и крупнозернистых полимиктовых песчаников, которые переслаиваются с подчиненными прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В пачке 6 среди алевролитов (обн. 210) собраны остатки трилобитов, которые, по заключению И. М. Колобовой, указывают на верхнелландоверийский возраст вмещающих отложений. Отсюда определены *Encrinurus mullochensis* Reed, *Warburgella stokesi*

(M u r c h.), *Sphaerexochus* sp., *Cheiruridae*. Эту часть разреза (пачки 5—15), по-видимому, следует отнести к жумацкому горизонту.

Довольно широко силурийские отложения развиты на северо-западном окончании антиклинория (район гор Карашоки, Отызбес, Каратас, бассейн р. Айгыржал-Узек, горы Буурлы и к югу от них район зимовки колхоза Комсомольский; рис. 18). Последними работами Центрально-Казахстанской экспедиции МГУ и МГРИ здесь установлен полный разрез силура, охватывающий по времени оба отдела силурийской системы. Среди отложений силура, объединенных в Тундыкскую подзону и представленных терригенными породами, выделены четыре толщи: зеленоцветная лландоверийская, нижняя красноцветная венлокская, пестроцветная венлок-лудловская и верхняя красноцветная верхнесилурийского возраста. Все эти толщи связаны между собой постепенным переходом и согласно перекрываются вулканогенным комплексом нижнего девона. Исходя из такого понимания разреза и сравнения его с разрезами силура Чингизской подзоны Баянаул-Чингиз-Тарбагатайской структурно-фациальной зоны, делались основные выводы об истории геологического развития Тундыкской подзоны (Великовская, 1966).

В 1964 г. автор посетил в рассматриваемом районе основные разрезы силура и убедился в том, что расчленение силурийских образований на четыре толщи в принципе сделано правильно. Однако обращала на себя внимание довольно слабая фаунистическая характеристика этих толщ, кроме зеленоцветной. Там, где четко картируются эти отложения (горы Каратас, Буурлы, севернее зимовки колхоза Комсомольский и др.), геологами МГУ, к сожалению, остатки фауны не были найдены, и для доказательства их возраста они были вынуждены использовать сборы фауны из довольно удаленных районов. Так, в подтверждение венлок-лудловского возраста пестроцветной толщи ими приводятся определения фауны трилобитов, собранных в горах Жанбазар, в 1,4 км юго-восточнее высоты 836,3. Однако, как уже было показано при рассмотрении разрезов Баянаульского района, этот список фауны трилобитов не может указывать на венлокский возраст вмещающих отложений. В сделанных нами в 1964 г. повторных сборах фауны из этой точки, помимо трилобитов, оказались граптолиты и брахиоподы. Д. Т. Паем определены *Pseudoclimacograptus* sp., *Rectograptus* sp., *Rastrites* sp., которые ограничивают возраст этих отложений средним лландовери. К аналогичному заключению о возрасте пришли И. Ф. Никитин и М. К. Аполлонов на основании находок брахиопод и трилобитов. Таким образом, единственный довод в пользу венлок-лудловского возраста пестроцветной толщи оказался ошибочным.

Приводимые геологами МГУ для доказательства верхнесилурийского возраста верхней красноцветной толщи брахиоподы *Eospirifer* cf. *togatus* (Вагг.) и *Propora* sp. не могут характеризовать возраст этой толщи, так как эта фауна никакого отношения к верхней красноцветной толще не имеет. Она найдена на правом берегу р. Айгыржал-Узен в конгломератах, являющихся базальными слоями айгыржальской свиты девона. Предшествующие исследователи считали, что эта фауна собрана из линзы известняков, залегающей внутри конгломератов. По-видимому, и здесь допущена неточность в отнесении верхней красноцветной толщи к верхнему силуру, поскольку установлено, что фауна была найдена в известняковых гальках и глыбах. Из так называемой линзы определены *Palaeofavosites* sp., *Heliolites*, *Plasmoporella* sp., *Propora* sp., *Holorhynchus* sp., которые, по заключению Т. Б. Рукавишниковой и Н. В. Полтавцевой, указы-

вают на верхний ордовик, возможно, низы лландовери. Аналогичный ордовикско-силурийский комплекс кораллов и брахиопод установлен в многочисленных известняковых гальках, находящихся в конгломератах.

Наши наблюдения подтвердили правильность точки зрения, высказанной одним из участников экспедиции МГУ Е. П. Успенским в 1960 г., на то, что эти конгломераты являются базальным горизонтом нижней толщи айгыржальской подсвиты девона, залегающим со значительным перерывом и несогласием на красноцветной или пестроцветной толще нижнего силура.

Помимо разбора данных, касающихся возраста пестроцветной (венлок—лудлов) и верхней красноцветной (верхняя часть верхнего силура) толщ, для нижеследующего сводного разреза приводятся доказательства возраста отложений силура рассматриваемого района на основании новых находок остатков граптолитов.

Основание разреза силура вскрывается вдоль юго-западных склонов горы Отызбес (рис. 15, 18). Здесь на толще сургучно-красных яшм, по-видимому, кембрийского возраста с неясным взаимоотношением залегает пачка мощностью около 250 м довольно пестрых по составу пород. Это серо-зеленые полимиктовые песчаники различной крупности зерна, мелкогалечные кварцевые конгломераты, серо-зеленые, табачно-зеленые и голубые алевролиты и кремнистые яшмовидные алевролиты, глыбы и линзы серых известняков. Никакой закономерности в распределении пород внутри пачки не установлено. Как правило, происходит очень частая (через 0,5—1,0 м, реже 2—3 м) смена одних пород другими. В линзах известняков (обн. 554) собраны остатки брахиопод, кораллов, трилобитов и других групп фауны, которые указывают на возраст этой пачки как верхний ордовик: *Eocatenipora* sp., *Triplexia* ex gr. *insularis* E ch., *Leptaena* ex gr. *rhomboidalis* (W i l c k.).

Верхнеордовикские отложения (рис. 15) согласно перекрываются песчано-алевролитовыми породами силура, составляющими нижнюю зеленоцветную толщу. По всему разрезу встречаются многочисленные остатки граптолитов. Разрез толщи следующий:

1. В основании разреза вскрывается пачка серо-зеленых мелко- и среднезернистых полимиктовых песчаников с очень редкими малоомощными прослоями алевролитов и гравелитов. В подошве пачки песчаников обнаружены остатки граптолитов (обн. 582), среди которых определен зональный вид *Akidograptus acuminatus* (N i c h.), который характерен для самых низов силурийской системы. 200 м.

2. Далее следуют часто переслаивающиеся между собой мелкозернистые полимиктовые песчаники и алевролиты, по-видимому, представляющие собой флишевую гамму, состоящую из двухэлементных ритмов. Цвет пород преимущественно серо-зеленый, хотя редко встречаются алевролитовые разности темно-серого цвета и цвета хаки. Породы сильно кливажированы и нередко имеют характерную пальцевидную и игольчатую отдельность. Из остатков граптолитов определены (обн. 97) *Pribylograptus incommodus* (T ö r n q.), *Climacograptus scalaris* (H i s.), указывающие на нижнелландоверийский возраст 450 м.

3. Пачка часто переслаивающихся серо-зеленых, табачно-зеленых тонкозернистых песчаников, алевролитов и известковистых алевролитов. По-видимому, это также флишевая гамма с трехэлементным ритмом. Среди граптолитов появляется *Pseudoclimacograptus* 300 м.

Пачки 1—3 слагают зеленоцветную толщу. Мощность ее примерно 1000 м. По возрасту она отвечает в основном нижнему лландовери.

4. Далее выше по разрезу в юго-восточном окончании гор Отызбес, у северных подножий гор Каратаг, к югу от горы Буурлы и северу от зимовки колхоза Комсомольский прослеживается нижняя красноцветная толща. Это преимущественно лиловые, лилово-красные, реже лилово-серые и зеленовато-серые алевролиты и тонкозернистые песчаники. Преобладают лиловые алевролиты, обычно неяснослоистые.

Больших фациальных изменений в толще наблюдается. Мощность ее 500 м.

Выше нижняя красноцветная толща согласно сменяется пестроцветной. Она хорошо обнажается в горах Каратас по правому берегу р. Айгыржал-Узек, в районе горы Буурлы и к северу от зимовки колхоза Комсомольский. Толща состоит из трех мощных пачек (5, 6, 7).

5. Нижняя из них представлена преимущественно серыми и зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками. Песчаники плотные, мелкозернистые, реже встречаются средне- и крупнозернистые разности и гравелиты. Прослой известковистых песчаников и алевролитов играют резко подчиненную роль. На правобережье р. Айгыржал-Узек, в 2 км к юго-востоку от горы Каратас (обн. 140), в прослое алевролитов собраны остатки граптолитов, среди которых определены *Campograptus clingani* (S a r g.) и обилие рода *Demirastrites*, свидетельствующие, по заключению Н. Ф. Михайловой, о среднеландоверийском возрасте вмещающих пород. К северу от зимовки колхоза Комсомольский в откартированной Э. М. Великовской, Е. П. Успенским, Я. Г. Кац и другими нижней части пестроцветной толщи, примерно соответствующей уровню обн. 140, нами (рис. 18, обн. 125) найдены остатки граптолитов *Pseudoclimacograptus aff. hughesi* (N i c h.) *Glyptograptus tamariscus* (N i c h.), которые также являются среднеландоверийскими. Мощность пачки 650 м.

6. Красно-бурые слоистые тонкозернистые песчаники, алевропесчаники и алевролиты, обычно рассланцованные до листоватости (серо-зеленые разности очень редки) 450 м.

7. Голубовато-серые, серо-зеленые и желтовато-зеленые преимущественно мелкозернистые полимиктовые алевролиты, известковистые алевролиты и кремнистые алевролиты — породы довольно плотные, обычно слоистые, с хорошо выраженной плитчатой отдельностью. Мощность этих отложений 470 м.

Пачки 1—7, т. е. зеленоцветная и пестроцветная толщи, очевидно, следует отнести к альпеисскому горизонту, мощность которого здесь достигает . . . 3000 м.

Далее прослеживаются:

8. Красно-бурые тонкозернистые слоистые песчаники и алевролиты с подчиненными прослоями серо-голубых разностей 340 м.

9—10. Пестроцветные полимиктовые песчаники и алевролиты 300 м.

11. Сургучно-красные, ярко-красные массивные косослоистые, преимущественно мелкозернистые песчаники и алевролиты. Более грубые разности песчаников — гравелиты и мелкогалечные конгломераты — встречаются в виде линз и маломощных прослоев 1160 м.

Пачки 8—11 составляют верхнюю красноцветную толщу, мощность ее достигает 1800 м. Судя по соотношению мощности этой толщи и мощности фаунистически охарактеризованных частей разреза и залеганию выше пестроцветных отложений альпеисского горизонта, она условно относится к жумацкому горизонту, и ее возраст принимается как верхний лландовери — венлок. По-видимому, верхняя красноцветная толща является фациальным аналогом эффузивной жумацкой свиты Чингизской подзоны. Верхний возрастной предел терригенных образований района ур. Отызбес определяется резко несогласным залеганием на них вулканогенных пород кайдаульской свиты нижнего—среднего девона, содержащих в основании базальные конгломераты, где в гальках известняков обнаружена фауна подстилающих пород верхнего ордовика и нижнего силура. Все это свидетельствует о значительном перерыве отложений между силуром и девонем и, по-видимому, об отсутствии в этом районе, как и во всем Карагандинском синклинии, образований верхнего отдела силурийской системы.

* * *

Итак, в Предчингиз-Северо-Карагандинской подзоне установлены отложения лландоверийского яруса, представленные морскими зеленоцветными, преимущественно терригенными образованиями, нередко ритмично построенными, флишоидными. Лиловые разности пород резко подчинены и отмечаются в самых низах разреза и его

верхних частях. Разрез богат остатками фауны, особенно граптолитовой, что наряду со сходством литологии сближает его с разрезами районов Северного и Северо-Восточного Прибалхашья, которые характеризуют внутренние части Джунгаро-Балхашской структурно-фациальной зоны. Нижняя граница отложений определяется присутствием в районе междуречья Акжар — Жартас и в горах Отызбес зоны *Akidograptus acuminatus* и *A. ascensus*. По подошве этой зоны проходит нижняя граница силурийской системы. В средней части разреза имеются остатки фауны (*Eospirifer cinghizicus* М. Вог., *Demi-rastrites* sp. и др.), которые позволяют сопоставить эту часть со слоями *Eospirifer cinghizicus* альпеисского горизонта хр. Чингиз. Судя по наличию в непрерывном разрезе комплекса фауны брахиопод и кораллов, по-видимому, уровня слоев с *Propora obrutschewi* (междуречье Акжар — Жартас), имеются также стратиграфические аналогии и слоев с *Pentamerus longiseptatus* этого же горизонта. Все это дает основание относить рассматриваемый комплекс пород к альпеисскому горизонту. Однако именовать здесь эти отложения альпеисской свитой, как этому обязывают существующие легенды к геологическим картам, нецелесообразно, так как фациально-литологические особенности (преимущественно зеленоцветный флишоидный разрез без каких-либо признаков вулканогенных проявлений) в значительной мере отличаются от таковых отложений, слагающих альпеисскую свиту хр. Чингиз.

Мощность отложений альпеисского горизонта подзоны достигает 2000—3500 м. Возраст жумаковского горизонта верхов лландовери и венлокского яруса в рассматриваемой подзоне установлен как по фауне брахиопод и кораллов, так и по их положению в разрезе выше зеленоцветного комплекса альпеисского горизонта. В междуречье Акжар — Жартас в основании пестроцветно-красноцветных отложений отмечается комплекс брахиопод и кораллов (обн. 72, 406—410), который датирует возраст как верхи лландовери — низы венлока. Пестроцветно-красноцветные образования в рассматриваемой подзоне следует выделить в самостоятельную свиту как местное вспомогательное стратиграфическое подразделение. Мощность отложений жумаковского горизонта 1500—2000 м.

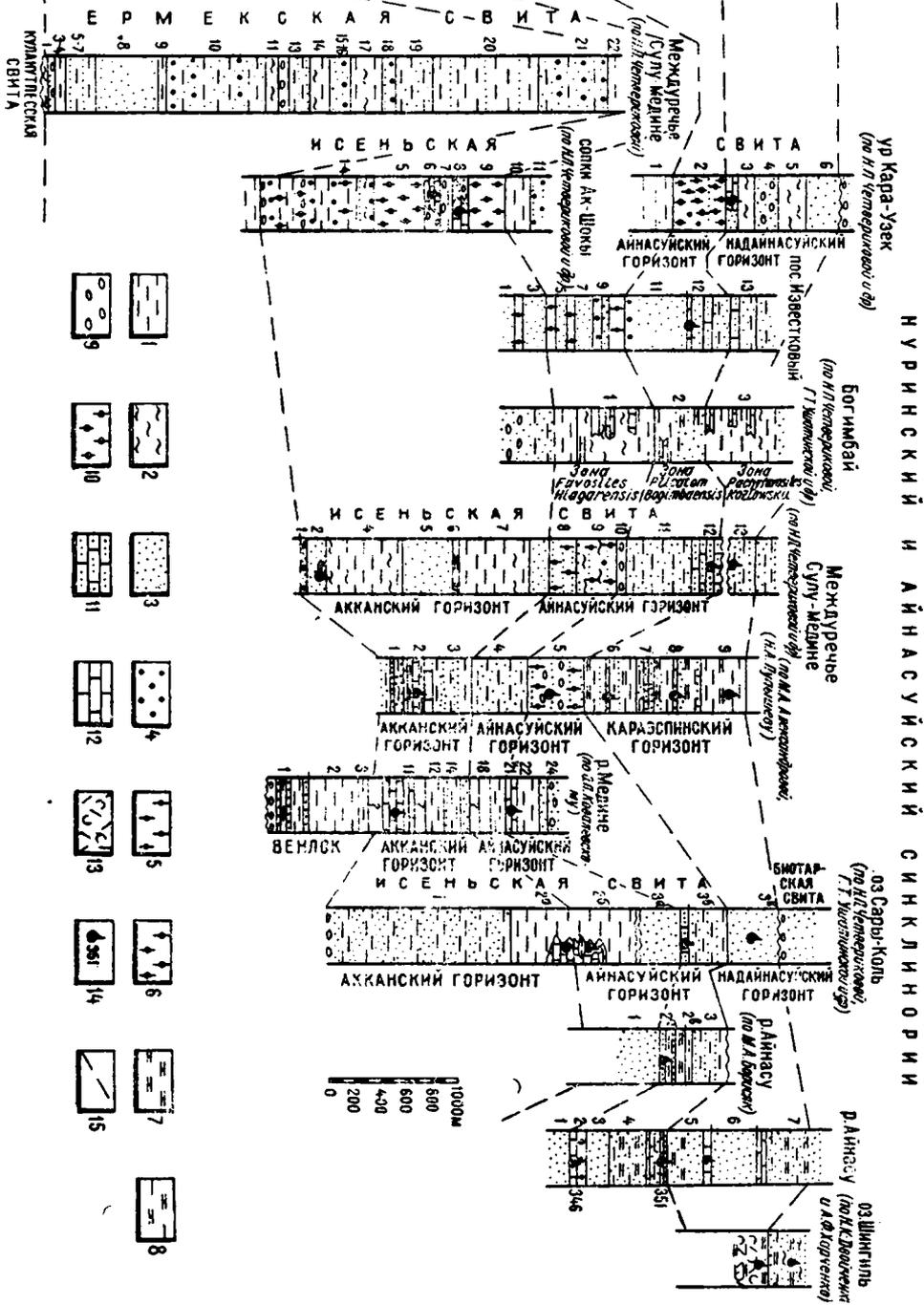
Поскольку на размытой поверхности нижнесилурийского комплекса с резким структурным несогласием лежат породы девона, есть основание утверждать, что отложений верхнего отдела в Предчингиз-Северо-Карагандинской подзоне нет.

Внутренняя, собственно Джунгаро-Балхашская, подзона

Рассматриваемая подзона (рис. 1, 2) охватывает значительную часть площади Джунгаро-Балхашской геологической провинции (Беспалов, 1954, 1956). Границей ее на севере служит Спасский антиклинорий, на северо-востоке — Акбастауский антиклинорий, на юго-западе — Акжар-Аксоранский синклинорий, откуда она, минуя окрестности г. Балхаша, уходит в юго-восточном направлении. На юге границы подзоны является Центрально-Джунгарский антиклинорий. Территория Северо-Западного Прибалхашья, таким образом, в Джунгаро-Балхашскую подзону не включена. Она уже была рассмотрена в составе Ерементау-Чу-Илийской зоны.

Джунгаро-Балхашская подзона, занимающая огромную территорию внутренней части Центрального Казахстана, на протяжении всего силурийского периода сохранила морской режим; здесь накопи-

СРЕДНИЙ-ВЕРХНИЙ ОБДОВНИК	СИЛУРИЙСКАЯ			ДЕВОНСКАЯ	СИСТЕМА	
	НИЖНИЙ		ВЕРХНИЙ	НИЖНИЙ	ОТДЕЛ	
	ЛЛАНДОВЕРИЙСКИЙ И ВЕНЛОКСКИЙ		ЛУДЛОВСКИЙ	НАДЛУДЛОВ	ЖЕДИНСКИЙ	ЯРУС
			АККАНСКИЙ	ТОКРАУССКИЙ	КАРАЗПИНСКИЙ	ГОРИЗОНТ



НУРИНСКИЙ И АЙНАСУЙСКИЙ СИНКЛИНОРИИ

Ур Кара-Узек
(по Н.П. Ченгеридзе и др.)

Богимбай
(по Н.П. Ченгеридзе и др.)

Междуречье
Сулу-Медине
(по М.А. Лавренко)

Бинарская свита
(по Н.П. Ченгеридзе и др.)

Дайнасу
(по М.А. Лавренко и др.)

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15

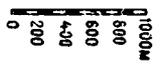


Рис. 19. Стратиграфические колонки Нуринаского синклинория.

1 — алевролиты зеленоцветные; 2 — алевролиты красноцветные; 3 — песчаники зеленоцветные мелко- и среднезернистые; 4 — песчаники зеленоцветные крупнозернистые; 5 — песчаники красноцветные мелкозернистые; 6 — песчаники красноцветные крупнозернистые; 7 — известковистые породы; 8 — алевролиты известковистые; 9 — конгломераты зеленоцветные; 10 — конгломераты красноцветные; 11 — песчаники известковистые; 12 — известняки; 13 — туфы альбитофиров; 14 — остатки фауны брахиопод, кораллов и др.; 15 — гра-
ницы горизонтов.

вались терригенные и частично карбонатно-терригенные осадки. Однако в общем сходные, преимущественно зеленоцветные образования подзоны в ряде районов имеют некоторые отличия, обусловленные тектоническими и палеогеографическими условиями их формирования. Эти отличия выражаются в гранулометрическом составе обломочных пород, присутствии или отсутствии красноцветных пачек, полноте разреза, обилии или бедности органических остатков, отсутствии или присутствии туфового материала, разных мощностях и ряде других признаков.

Изучением силурийских отложений Джунгаро-Балхашской подзоны занималось большое количество исследователей (Борисяк, 1965а). Помимо проведенных здесь геологических съемок различного масштаба, были выполнены также крупные тематические работы. Наиболее изученными являются площади, расположенные непосредственно южнее Караганды, — Нуринский и Айнасуйский синклинории и Северо-Балхашский антиклинорий. Другие же части подзоны до сих пор остаются слабоизученными. Ниже рассмотрены основные разрезы собственно Джунгаро-Балхашской структурно-фациальной подзоны.

Нуринский и Айнасуйский синклинории

Нуринский и Айнасуйский синклинории расположены к югу от Караганды, вдоль северного борта Тектурмасского антиклинория. Это довольно сложно построенные структуры, где разрез силура достигает мощности порядка 8000—9000 м.

Изучением разрезов силура и его фауны в районах южнее Караганды занимались многие исследователи. Еще в 1931—1936 гг. М. А. Борисяк была собрана большая коллекция брахиопод, которая в 1939 и 1947 гг. пополнилась сборами А. А. Богданова и Н. Г. Марковой. Результатом обработки этой фауны явилась монография М. А. Борисяк (1955), в которой был описан комплекс брахиопод из отложений района верхнего течения р. Айнасу (айнасуйские слои), возраст которых был определен как венлокский. Позже О. П. Ковалевский (1959), изучавший коралловую фауну Центрального Казахстана, посетил также Нуринский синклинорий. В разрезе по левобережью р. Медине им была изучена коралловая фауна из двух горизонтов известняков. При этом установлено, что известняки верхнего горизонта по фауне табулят и гелиолитоидей хорошо сопоставляются с коралловыми известняками верхнего лудлова Северного Прибалхашья и айнасуйскими слоями.

Таким образом, был пересмотрен возраст айнасуйских слоев и доказано, что залегающие к югу от Караганды выше нижнего горизонта известняков с *Conchidium knighti* Sow. (аналог акканских известняков Западного Прибалхашья) айнасуйские слои следует от-

носить к считавшемуся в то время верхнелудловскому ярусу. Эти слои, как известно, в 1958 г. на совещании по унификации стратиграфических схем, проведенном в Алма-Ате, были возведены в ранг горизонта — самого верхнего регионального стратиграфического подразделения унифицированной схемы силура Казахстана. Изучением этого района занимался А. А. Богданов (1939, 1948, 1964) с группой сотрудников. Особенно следует отметить тематические исследования Н. П. Четвериковой (1960) и Н. П. Четвериковой, В. А. Сытовой и др. (1966). Монография Н. П. Четвериковой, В. А. Сытовой, Г. Т. Ушатинской и других (1966) по стратиграфии и фауне силурийских и нижнедевонских отложений Нурина синклинория представляет собой последнюю, наиболее полную сводку по рассматриваемому району. Ими выделяются ермекская свита условно нижнесилурийского возраста и исенская свита, которая охватывает по времени акканский и айнасуийский горизонты лудлова и наднайсуйский горизонт жединского яруса девона.

В последние годы Нурина и Айнасуийский районы посещали сотрудники ВСЕГЕИ М. И. Александрова, Н. А. Пупышев и Е. Н. Сизова, которые в междуречье Сулу — Медине, помимо отложений нижнего отдела, выделили также образования акканского горизонта нижнего лудлова (лудлова в английском понимании) и айнасуийского и караэспинского горизонтов верхнелудловского (тиверского) яруса. Караэспинский горизонт, как будет показано ниже, сопоставляется с наднайсуйским горизонтом.

Приведем краткую характеристику силурийских отложений Нурина синклинория по Н. П. Четвериковой, В. А. Сытовой, Г. Т. Ушатинской и др. (1966).

Ермекская свита

Нижние части разреза сложены отложениями ермекской свиты, которая наиболее полно представлена в западной части прогиба. Они состоят преимущественно из комплекса зеленоцветных терригенных пород — полимиктовых песчаников различной крупности зерна, алевролитов, реже аргиллитов и конгломератов. Вишневые и лиловые разности менее распространены. Нередко устанавливается ритмичное флишеидное переслаивание. Мощность отложений достигает 5000 м. Отложения очень бедны органическими остатками ракушечниковой фауны, обычно неопределимыми. Среди песчаников и алевролитов, по-видимому, соответствующих нижней части ермекской свиты, Н. А. Пупышевым к северу от сопки Кара-Мурун найдены граптолиты *Retiolites geinitzianus* (В а r r.), *Monograptus cf. dextror* (L i n n.), *M. priodon* (B r o n n.), *M. veles* (R i c h t e r), *Globosograptus cf. crispus* (L a r w.), *Spirograptus turriculatus* (В а r r.) и др., которые, по заключению Н. Ф. Михайловой, принадлежат к зоне *Globosograptus crispus* и *Spirograptus turriculatus* нижней части верхнего лландовери. На более древних образованиях отложения свиты лежат несогласно, а с вышележащими породами исенской свиты находятся в единых структурах. Возраст ермекской свиты считается нижнесилурийским, поскольку она согласно перекрывается образованиями исенской свиты в большей своей части лудловского возраста и содержит комплекс граптолитов верхнего лландовери. Отложения свиты, по-видимому, относятся к альпеисскому и жумакскому горизонтам. Сводный разрез для междуречья Сулу — Медине (рис. 19) приведен в работе Н. П. Четвериковой (1960).

Вышележащая исенская свита сложена относительно более пестрым комплексом пород. Здесь наряду с зеленоцветными присутствуют довольно мощные пачки красноцветных отложений. Помимо терригенных образований преимущественно полимиктового состава, в разрезе свиты встречаются линзы органогенных известняков. Значительную роль играют также известковистые песчаники и алевролиты. Отложения свиты фациально изменчивы. На западе прогиба широко распространены преимущественно красноцветные и пестроцветные грубообломочные породы линзовидного сложения — конгломераты и песчаники (рис. 19, сопка Акшоки). В центральной части наблюдаются довольно выдержанные пачки зеленоцветных терригенных пород, а на востоке развиты зеленоцветные породы линзовидного строения с большим количеством линз органогенных известняков и известковистых песчаников. Мощность отложений свиты достигает 3000—3500 м.

Для характеристики разреза свиты и фаунистического обоснования ее возраста (рис. 19) приводится наиболее полный разрез, составленный для района оз. Сарыколь (по Четвериковой и др., 1966).

1. За основание свиты принимается линзовидный прослой конгломерата, состоящий из крупных галек яшм, яшмокварцитов и зеленокаменных порфиритов. Выше его лежит толща переслаивающихся песчаников и алевролитов голубовато-серого цвета (мощность слоев, образующих толщу, — от нескольких сантиметров до нескольких метров). Строение толщи на некоторых участках приобретает ритмичный характер: наблюдается постепенный переход от песчаников к алевролитам и их повторение в разрезе. Вместе с тем при прослеживании по простиранию отдельных слоев отмечается быстрое их выклинивание, что говорит о линзовидном строении толщи. Мощность ее 1450 м.

2. Выше по разрезу выделяется вторая толща, сложенная голубовато-зелеными тонкослоистыми алевролитами. В ней, кроме алевролитов, заключено тело органогенно-обломочных известняков, имеющее неправильную форму, мощностью около 550 м. Внутри тела известняков находятся мелкие линзы пестроцветных песчаников, конгломератов и алевролитов; эти же породы наблюдаются и по простиранию известняков. Мощность толщи около 1000 м.

Из известняков нижней половины толщи (пачка 2^a) определены табуляты *Mesofavosites obliquus* subsp. *maior* Sok., *Mf. tarbagataicus* Barsk., *Favosites similis* Kl a m a n n, *F. rectus* Kov., *F. coreaniformis* Sok., *F. nitidus* Chapman и рогозы *Holacanthia delicatula* (Ether.), *Kodonophyllum truncatum* (Linne), *Pycnostylus dendroides* (Ether.), *Strombodes limbata* UIt. sp. nov., *Neomphyma paucocarinata* Shur.

Приведенный комплекс фауны, по заключению Н. Б. Келлер, соответствует зоне *Favosites effusus* и относится к акканскому горизонту, а табуляты из известняков верхней половины толщи (пачка 2^b) *Favosites rectus* Kov., *F. kennihoensis* Ozaki, *F. niagarensis* Hall, *F. nikiforovae* Chekhov., *F. maubasensis* Kovals., *F. gothlandicus* Lam. subsp. *tachlowitziensis* Bargrande, *F. nitidus* Chapman характеризуют зону *Favosites niagarensis*, которая относится к айнасуйскому горизонту.

3. Над толщей алевролитов, заключающих известняки, лежит третья толща, сложенная преимущественно мелкозернистыми песчаниками; в ней выделяются три пачки (снизу вверх). Нижняя из них (пачка 3^a) представлена мелкозернистыми и среднезернистыми песчаниками голубовато-серого цвета с известковистыми конкрециями; вверх по разрезу песчаники становятся известковистыми и в них обнаружены *Atrypa reticularis* Linne var. *dzwinoogradensis* Kozl., *Stegorhynchella* cf. *angaciensis* (Tchern.). В этих же песчаниках М. А. Борисяк (1955) собрала *Loculipora karagandensis* Nekh. (определение В. П. Нехорошева), *Rhyptomella* aff. *frequens* Kozl., *Anastrophia* cf. *internascens* Hall, *Gypidula galeata* (Dal m.), *Atrypa reticularis* L., *Eospirifer radiatus* Sow. (определения М. А. Борисяк), *Striatopora* sp., *Zelophyllum* sp., *Pachypora* sp., разнообразные *Ramullophyllum*, *Chonophyllum* (определения Т. В. Николаевой). Приведенный комплекс фауны относится к зоне *Eospirifer togatus* и также принадлежит к айнасуйскому горизонту. Мощность пачки 400 м.

Средняя часть (пачка 3^b) состоит из переслаивающихся голубовато-серых мелкозернистых известковистых песчаников и алевролитов. В породах встречены

обломки брахиопод и членики криноидей плохой сохранности. Мощность этой пачки 300 м. Пачкой 3⁶, по мнению указанных исследователей, заканчивается силурийская часть разреза исенской свиты. Этот разрез представлен отложениями акканского горизонта (толща 1 и пачка 2^a толщи 2) с зоной *Favosites effusus* и айнасуйского горизонта (пачка 2⁶ толщи 2, пачки 3^a и 3⁶ толщи 3) с зонами *Eospirifer togatus togatus* и *Favosites niagarensis*. Оба горизонта, по представлениям Н. П. Четвериковой и др. (1966), относятся к лудловскому ярусу (в объеме английской шкалы). Выше пачки 3⁶ в непрерывном разрезе прослеживаются богимбайские слои наднайсуйского горизонта с зонами *Howellella mercurii* и *Leptostrophia rotunda* (пачка 3^a), которые указанные исследователи относят к жединскому ярусу. Это мелкозернистые зеленовато-серые слоистые песчаники с миллиметровыми аргиллитовыми прослоями. В песчаниках собраны *Leptostrophia rotunda* В u b l., *L. subquad-rata* U s c h a t. sp. nov., *Atrypa ex gr. reticularis* L i n n e, *Howellella cf. mercurii* (G o s s.). Мощность этой пачки 400 м.

Выше лежат пестроцветные конгломераты, являющиеся основанием биотарской свиты девона, мощность которых составляет от 20 до 100 м. В составе их преобладают обломки порфиритов и туфов порфиритов девонского облика. Эти конгломераты подчеркивают границу размыва.

По М. И. Александровой, Н. А. Пупышеву и Е. Н. Сизовой, разрез выше ермекской свиты нижнего силура на водоразделе Сулу — Медине Нуринского синклиория представляется следующим (рис. 19):

1. Серо-зеленые полимиктовые и известковистые песчаники, алевролиты, песчаные известняки с редкой фауной криноидей 185 м.

2. Красные, розовые, светло-розовые известняки, прослой известковистых алевролитов. Известняки включают обилие кораллов и брахиопод: *Heliolites pseudobohemicus* В o n d., *H. repkinae* К o v., *H. cf. lindströmi* К o v., *Hedströmophyllum multiseptatum* (H i l l.), *Pentamerus oblongiformis* N i k i f. 225 м.

3. Зеленовато-серые алевролиты, глинистые сланцы и песчаники 318 м.

Пачки 1—3, общая мощность которых составляет 748 м, относятся к акканскому горизонту.

Далее прослеживаются отложения айнасуйского горизонта.

4. Зеленовато-серые разнозернистые полимиктовые песчаники с редкими прослоями алевролитов 450 м.

5. Серо-зеленые и вишневые разности песчаников, разногалечные конгломераты, реже известняки с фауной криноидей, кораллов и брахиопод. Из цемента конгломератов и известковистых галек здесь определены *Parmorthis elegantuloides* K o z l., *Asperocrinus* (col.) cf. *echinatus* Y e l t., *Medinecrinus cf. radialis* (Y e l t.) 449 м.

Мощность горизонта 899 м.

Венчают разрез отложения караэспинского горизонта.

6. Зеленовато-серые и голубовато-зеленые алевролиты, четко чередующиеся с известковистыми алевролитами и песчаниками; маломощные прослой ракушников с остатками брахиопод и стеблей морских лилий *Stegorhynchella angaciensis* (T c h e r n.), *Howellella cf. exilis* N i l., *Kuzbassocrinus decemlobatus* Y e l t. 498 м.

7. Серо-зеленые мелкозернистые полимиктовые и известковистые песчаники, прослой алевролитов 135 м.

8. Чередование серо-зеленых алевролитов и известковистых алевролитов с редкими прослоями полимиктовых песчаников, песчаных известняков и ракушников. Все породы переполнены остатками брахиопод, морских лилий, пелеципод, мшанок и трилобитов: *Isorthis perelegans* (H a l l.), *Delthyris cf. saffordi* (H a l l.), *Eospirifer togatus togatus* (B a r r.), *Anthinocrinus primaevus* Y e l t. et S i s., *Pentagonocyclicus raricostatus* S i s., *Cyclocyclicus echinatus* Y e l t., *Calymene cf. weberi* Z. M a x. 380 м.

9. Зеленовато-серые алевролиты, алевролиты с известковистыми стяжениями и остатками брахиопод, морских лилий и трилобитов *Atrypa reticularis gravis* N i l., *Cyclocyclicus echinatus* Y e l t., *Odontochile cf. idonea* Z. M a x. 366 м.

Мощность горизонта 1279 м.

Общая мощность всего силурийского разреза достигает 8000 м. Еще большие мощности указанными авторами приводятся для айнасуйского синклиория: ермекской свиты — 2834 м, акканского горизонта — 2000—2500 м, айнасуйского горизонта — 2630 м, караэспинского горизонта — 1375 м. При этом отмечается, что караэспинский горизонт лежит на айнасуйском, местами с размывом (восточнее оз. Большой Сарыколь). Переход силурийских отложений в девонские постепенный.

Непрерывный разрез отложений между караэспинским горизонтом, ранее относившимся к верхнему силуру, и вышележащими породами (Двойченко, Харченко, 1962) установлен северо-западнее Каркаралинска, в районе оз. Шингиль (рис. 19). По комплексу фауны он сопоставим с нижней частью котанбулакского разреза в Северном Прибалхашье, описанного Л. И. Каплун и Т. Б. Рукавишниковой (1958), и должен рассматриваться как составная часть нижнего девона.

В заключение следует отметить, что в Нуринском и Айнасуйском синклиориях устанавливается довольно мощный комплекс силурийских образований нижнего и верхнего отделов системы, который постепенно сменяется отложениями девона. К нижнему отделу относится ермекская свита, возраст которой определяется по стратиграфическому положению в разрезе. Вышележащая исенская свита, по Н. П. Четвериковой и другим (1966), включает как отложения силура, так и девона. Следует лишь отметить, что автор настоящей работы, исходя из корреляции разрезов Нуринского и Айнасуйского синклиория с разрезами Северо-Восточного Прибалхашья и сложившегося представления о проведении границ между силуром и девонем, придерживается несколько другого мнения в отношении возрастной датировки отложений айнасуйского горизонта, что нашло отражение на рисунке 19.

Успенский, Акжал-Аксоранский синклиории и Жаман-Сарысуйский антиклинорий

Рассматриваемый район охватывает значительную площадь, расположенную к югу от Тектурмасского и северо-востоку от Атасу-Моинтинского антиклинория (см. рис. 2).

Силурийские отложения впервые были выделены в 1932 г. И. С. Яговкиным в районе Успенского рудника. Позже некоторые сведения о силуре Атасуевского района приводятся в работах В. Ф. Беспалова, а также Н. А. Штрейса и С. Е. Колотухиной (1948). Однако планомерное изучение разрезов этой системы началось с момента проведения государственных геологических съемок. Большая работа по изучению силура была проведена Г. И. Бедровым в 1946—1956 гг. в Жаман-Сарысуйском антиклинории. Им были выделены эффузивно-осадочные отложения нерасчлененного венлока и лудлова и терригенные образования верхнего отдела (Бедров, 1960). Геологической съемкой и редакцией ряда участков занимались П. А. Меркулов, И. И. Радченко, Н. М. Чабдаров, Н. А. Пупышев (1962), Ф. С. Моисеенко (1963), Е. В. Рыбалтовский, М. И. Александрова, В. С. Звонцов и др.

Значительный фактический материал появился также в результате последующего детального геологического картирования, которое проводила Агадырская экспедиция. Из геологов-съемщиков этой экспедиции следует отметить А. В. Авдеева, Ю. П. Ненашева, В. Д. Вознесенского, Е. В. Альперовича, В. Е. Проскурникова, С. И. Захарова,

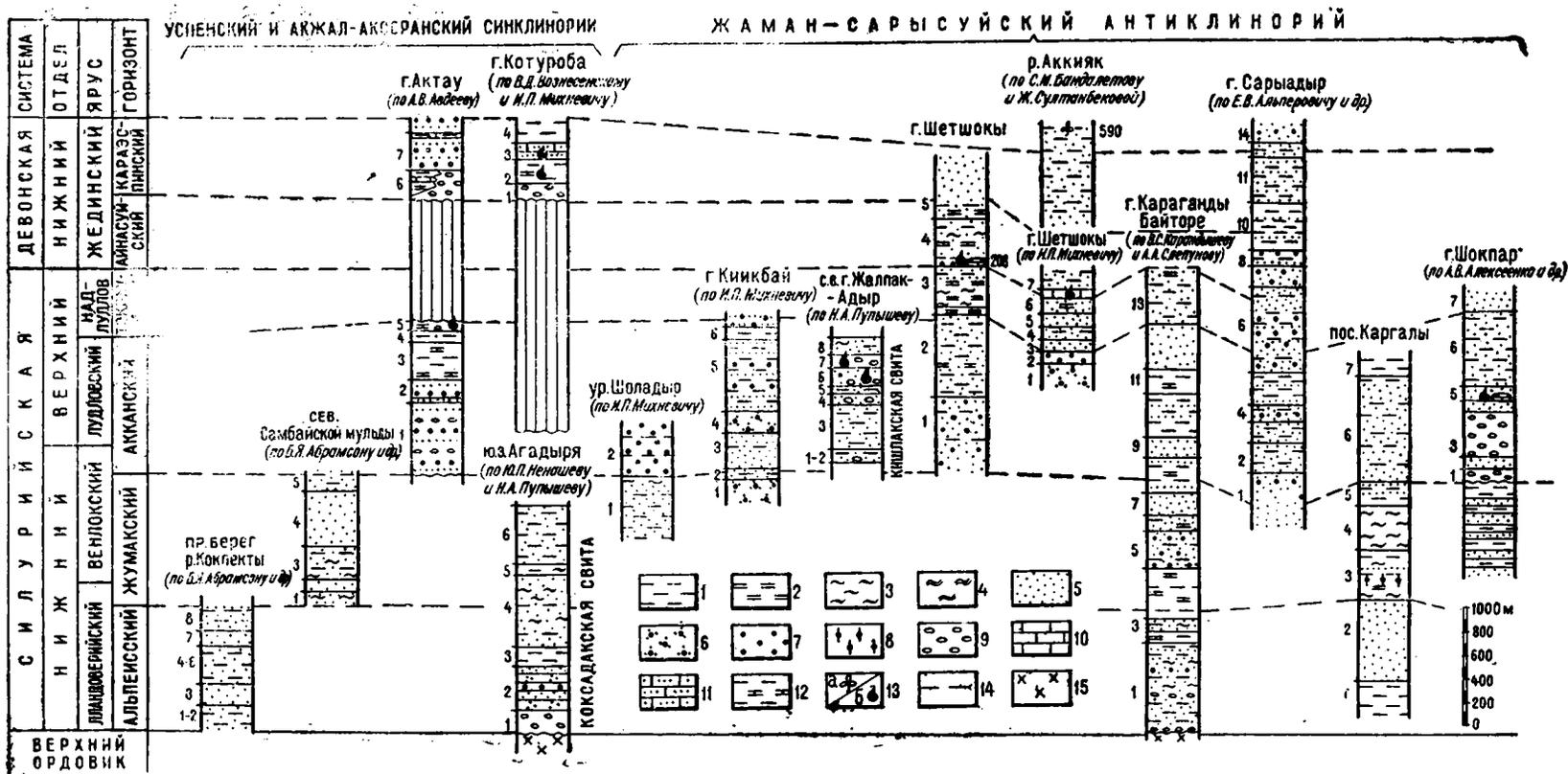


Рис. 20. Стратиграфические колонки Успенского, Акжал-Аксоранского синклинориев и Жаман-Сарысуйского антиклинария.

1 — алевриты зеленоцветные; 2 — кремнистые алевриты зеленоцветные; 3 — алевриты красноцветные; 4 — кремнистые алевриты красноцветные; 5 — полимиктовые песчаники зеленоцветные мелко- и среднезернистые; 6 — песчаники аркозовые; 7 — песчаники зеленоцветные, крупнозернистые; 8 — песчаники красноцветные; 9 — конгломераты зеленоцветные; 10 — известняки; 11 — песчаники известковистые; 12 — алевриты известковистые; 13 — органические остатки: а — флоры, б — фауны брахиопод, кораллов и др.; 14 — границы горизонтов; 15 — гранодиориты.

А. В. Алексеенко, И. С. Соболева, Н. А. Воробьева, В. С. Карандышева, А. А. Слепухова и др.

Наряду с геологической съемкой в рассматриваемом районе проводились тематические исследования по стратиграфии силурийских отложений. Исполнителями этих работ (Михневич, 1962; Михневич, Нилова, 1965) внесено много нового в детализацию разреза силура. Особо следует отметить выделенный ими караэспинский горизонт, который отнесен к верхнему лудлову, а в настоящее время (Нилова, 1968) рассматривается в составе девона. Он занимает более высокое стратиграфическое положение по сравнению с ранее установленным айнасуйским горизонтом.

Несмотря на большое количество выполненных по отложениям силурийской системы работ, стратиграфическое расчленение их пока остается слабым. По-видимому, причиной тому является плохая фаунистическая характеристика пород. Достаточно сказать, что образования нижнего отдела выделены условно, так как в них не найдено органических остатков. Плохо также датированы в ряде мест и отложения верхнего отдела силура (Бандалетов, 1967).

Спорным в стратиграфии Жаман-Сарысуйского антиклинория является вопрос о положении в разрезе яшмодиабазового комплекса и его возрасте. Одни исследователи относят его к более древним образованиям, чем силур (Штрейс, 1940; Борукаев, 1967; Бедров, 1960; Беспалов и др., 1965; Моисеенко, 1963; Е. В. Рыбалтовский, П. Л. Меркулов, Н. М. Чабдаров), другие же (Ненашев, Проскурников, Пупышев (1965), а также И. П. Михневич, С. И. Захаров) считают, что следует включить этот комплекс в силур.

Автор, просмотрев основные разрезы рассматриваемых районов, пришел к убеждению, что яшмодиабазовый комплекс никакого отношения к силуру не имеет. Органических остатков, кроме радиолярий, не указывающих на точный возраст, и неопределимых известковых водорослей (Ненашев и др., 1965), он не содержит, а с фаунистически охарактеризованными отложениями силура контактирует по зонам разломов или расположен стратиграфически ниже.

Силурийские отложения здесь представлены главным образом терригенным комплексом пород — алевролитами, песчаниками, реже конгломератами (рис. 20). Цвет пород преимущественно серо-зеленый, хотя встречаются и буро-лиловые пачки. Последние характерны для нижних частей разреза, устанавливаемых преимущественно в западной части Успенского синклинория. Специфической особенностью этих отложений является их ярко выраженный метаморфизм. Породы, как правило, сильно рассланцованы, иногда до листоватости, отдельные пласты будинированы и катаклазированы.

Сильная дислоцированность пород, наличие разрывных нарушений, региональный и дислокационный метаморфизм в значительной мере затушевывают складчатый характер структуры и в ряде случаев не позволяют проследить последовательность залегания пород. По-видимому, вследствие большого развития процессов метаморфизма и рассланцевания в них исчезли следы былой жизнедеятельности организмов. Часто встречающиеся в других районах Джунгаро-Балхашской зоны остатки граптолитов здесь, как правило, отсутствуют. Тем не менее по имеющейся, хотя и немногочисленной, ракушняковой фауне, стратиграфическому положению пород в разрезе и корреляции с образованиями сопредельных районов представляется возможным расчленить, правда в ряде случаев условно, силурийские отложения рассматриваемого района на отделы, ярусы и горизонты.

Отложения нижнего отдела развиты главным образом в Успен-

ском синклинии. Кроме того, к этому отделу отнесены отложения нижних частей разрезов, наблюдаемых в Жаман-Сарысуйском антиклинории (рис. 20). В Успенском синклинии они прослеживаются из района горы Актау и бассейна р. Талдыманака далее на северо-восток, в район оз. Коктенколь. Западнее горы Актау и в бассейне р. Талдыманака они условно расчленены на отложения альпеисского горизонта лландовери и жумакского верхов лландовери — венлока. В других же местах сделать такое расчленение не представляется возможным.

Альпеисский горизонт

Отложения этого горизонта представлены породами лландоверийского яруса, за исключением его верхов. Они установлены в бассейне среднего течения р. Талдыманака, откуда прослеживаются в виде широкой полосы в северо-северо-восточном направлении в район долины р. Сарысу. Представлены они главным образом зеленоцветными песчано-алевролитовыми образованиями. Крайне западные выходы, которые обнажаются северо-восточнее горы Итазу, характеризуются более темными, до черных (по-видимому, вследствие орогования), тонами окраски и большей кремнистостью. Здесь наблюдается чередование светло-желтых и светло-зеленых кремнистых алевролитов с мелкозернистыми пепельными полимиктовыми песчаниками. Выше следуют пепельные, серо-зеленые, темно-серые, до черных, с тонкой линзовидной слоистостью полимиктовые песчаники и алевропесчаники с подчиненными горизонтами мелкогалечных конгломератов, гравелитов и алевролитов. Суммарная мощность этого разреза составляет около 1000 м.

Отложения альпеисского горизонта, развитые по правобережью р. Кокпекты, сложены однообразными голубовато- и зеленовато-серыми интенсивно дислоцированными алевролитами и песчаниками, которые иногда ритмично переслаиваются и напоминают флишевые образования. Породы в сильной степени метаморфизованы, рассланцованы, с шелковистым блеском, причем, как правило, сланцеватость совпадает со слоистостью. По-видимому, этим можно объяснить отсутствие в подобных отложениях органических остатков, в частности граптолитов. Здесь преимущественно развиты полимиктовые песчаники. Им подчинены алевропесчаники, алевролиты, гравелиты и конгломераты. На рисунке 20 приводится разрез алевролитопесчаниковой толщи на правобережье р. Кокпекты (по Д. Я. Абрамону и др.). Взаимоотношения ее с кремнисто-терригенными отложениями, условно относимыми к верхнему кембрию — нижнему ордовику, на которых она залегает, не ясны. Выше эти зеленоцветные отложения алевролитопесчаниковой толщи постепенно сменяются пестроцветными песчано-сланцевыми отложениями мощностью 1300—1500 м. Последние, в свою очередь, в едином разрезе перекрываются фаунистически охарактеризованными лудловскими образованиями. Поэтому рассматриваемый комплекс отложений мощностью 2300—2500 м, залегающий ниже достоверно выделенных лудловских отложений, можно отнести к нижнему отделу, условно подразделив его на лландовери (зеленоцветная толща) и верхнее лландовери — венлок (пестроцветная толща).

Жумаковский горизонт

Жумаковский горизонт включает отложения верхов лландовери — нижней половины венлока, которые развиты в том же Успенском син-

клинории, вдоль р. Талдыманака. Они постепенно наращивают разрез зеленоцветных лландоверийских отложений и представляют собой пестроцветный комплекс пород — мелкозернистые серо-зеленые рассланцованные и будинированные песчаники, переслаивающиеся с серо-зелеными и вишневыми алевролитами и кремнисто-глинистыми сланцами. Для пород толщи характерны фациальная изменчивость, сильная дислоцированность, интенсивный метаморфизм и наличие зон разломов. Некоторые бурые и вишневые разности, как правило, пространственно тяготеют к зонам разрывных нарушений, нередко залеживаемых дайками диабазовых порфиритов. Последние отдельными исследователями принимаются за покровные образования. Разрез отложений, условно относящийся к этому горизонту севернее Самбайской мульды, по Б. Я. Абрамсону и другим, приведен на рисунке 20.

Пестроцветные отложения с размывом и, возможно, со слабым угловым несогласием перекрываются толщей конгломерат-песчаников и филлитов. Последние в верхней части содержат фауну брахиопод лудлова.

Отложения жумаковского горизонта развиты также по правобережью р. Жаксы-Сарысу, вдоль юго-восточного борта Тектурмаского антиклинория и в Акжал-Аксоранском синклинории (горы Котуроба и др.). Подобные отложения встречаются в нижних частях силурийских разрезов Жаман-Сарысуйского антиклинория в районе гор Караганды, Байторе, описанных В. С. Карандышевым и А. А. Слепуновым, а также в разрезе севернее пос. Каргалы (рис. 20, пачки 3—5). Это сильно метаморфизованный осадочный комплекс пород, состоящий из полимиктовых песчаников, алевролитов, реже алевропесчаников и алевропелитов. Состав их довольно однообразный. Среди обломочного материала преобладают кварц, реже плагиоклаз, калиевый полевой шпат и микрокварциты. В меньшем количестве, в основном в цементе, присутствуют хлорит, эпидот, серицит, а из акцессорных — сфен, апатит, щелочная роговая обманка. Метаморфизм пород выражен интенсивной рассланцовкой, давленностью, определенной ориентировкой обломков. Как правило, обломки пород сплюснены, имеют облачное погасание. Очень характерна микрогрануляция кварца, полевого шпата и эпидота.

Далее следуют образования нижнего—верхнего отделов, которые развиты значительно шире. Ими сложены большие площади в Жаман-Сарысуйском антиклинории. Кроме того, они широко представлены в Акжал-Аксоранском синклинории и в западной части Успенского синклинория. Среди них выделяются отложения акканского горизонта (рис. 20) и надлудловские образования токрауского горизонта (условно).

Акканский горизонт

Фаунистически охарактеризованные образования этого горизонта развиты в западной части Успенского синклинория, к западу от гор Актау (рис. 20). Здесь, по данным А. В. Авдеева, выделяются две толщи — конгломерат-песчаниковая (пачка 1), которая со слабым угловым несогласием лежит на размытой поверхности песчано-алевролитовых пестроцветных отложений венлока, и филлитовая (пачки 2—5), постепенно сменяющая в разрезе конгломерат-песчаниковую.

Конгломерат-песчаниковая толща представлена зеленовато-серыми будинированными полимиктовыми конгломератами, гравелитами и песчаниками различной крупности зерна, содержащими обломки

ском синклинии. Кроме того, к этому отделу отнесены отложения нижних частей разрезов, наблюдаемых в Жаман-Сарысуйском антиклинории (рис. 20). В Успенском синклинии они прослеживаются из района горы Актау и бассейна р. Талдыманака далее на северо-восток, в район оз. Коктенколь. Западнее горы Актау и в бассейне р. Талдыманака они условно расчленены на отложения альпеиского горизонта лландовери и жумакского верхов лландовери — венлока. В других же местах сделать такое расчленение не представляется возможным.

Альпеисский горизонт

Отложения этого горизонта представлены породами лландовериюского яруса, за исключением его верхов. Они установлены в бассейне среднего течения р. Талдыманака, откуда прослеживаются в виде широкой полосы в северо-северо-восточном направлении в район долины р. Сарысу. Представлены они главным образом зеленоцветными песчано-алевролитовыми образованиями. Крайне западные выходы, которые обнажаются северо-восточнее горы Итазу, характеризуются более темными, до черных (по-видимому, вследствие орогования), тонами окраски и большей кремнистостью. Здесь наблюдается чередование светло-желтых и светло-зеленых кремнистых алевролитов с мелкозернистыми пепельными полимиктовыми песчаниками. Выше следуют пепельные, серо-зеленые, темно-серые, до черных, с тонкой линзовидной слоистостью полимиктовые песчаники и алевропесчаники с подчиненными горизонтами мелкогалечных конгломератов, гравелитов и алевролитов. Суммарная мощность этого разреза составляет около 1000 м.

Отложения альпеисского горизонта, развитые по правобережью р. Кокпекты, сложены однообразными голубовато- и зеленовато-серыми интенсивно дислоцированными алевролитами и песчаниками, которые иногда ритмично переслаиваются и напоминают флишевые образования. Породы в сильной степени метаморфизованы, рассланцованы, с шелковистым блеском, причём, как правило, сланцеватость совпадает со слоистостью. По-видимому, этим можно объяснить отсутствие в подобных отложениях органических остатков, в частности граптолитов. Здесь преимущественно развиты полимиктовые песчаники. Им подчинены алевропесчаники, алевролиты, гравелиты и конгломераты. На рисунке 20 приводится разрез алевролитопесчаниковой толщи на правобережье р. Кокпекты (по Д. Я. Абрамсону и др.). Взаимоотношения ее с кремнисто-терригенными отложениями, условно относимыми к верхнему кембрию — нижнему ордовику, на которых она залегает, не ясны. Выше эти зеленоцветные отложения алевролитопесчаниковой толщи постепенно сменяются пестроцветными песчано-сланцевыми отложениями мощностью 1300—1500 м. Последние, в свою очередь, в едином разрезе перекрываются фаунистически охарактеризованными лудловскими образованиями. Поэтому рассматриваемый комплекс отложений мощностью 2300—2500 м, залегающий ниже достоверно выделенных лудловских отложений, можно отнести к нижнему отделу, условно подразделив его на лландовери (зеленоцветная толща) и верхнее лландовери — венлок (пестроцветная толща).

Жумацкий горизонт

Жумацкий горизонт включает отложения верхов лландовери — нижней половины венлока, которые развиты в том же Успенском син-

клинории, вдоль р. Талдыманака. Они постепенно наращивают разрез зеленоцветных лландоверийских отложений и представляют собой пестроцветный комплекс пород — мелкозернистые серо-зеленые рассланцованные и будинированные песчаники, переслаивающиеся с серо-зелеными и вишневыми алевролитами и кремнисто-глинистыми сланцами. Для пород толщи характерны фациальная изменчивость, сильная дислоцированность, интенсивный метаморфизм и наличие зон разломов. Некоторые бурые и вишневые разности, как правило, пространственно тяготеют к зонам разрывных нарушений, нередко залеживаемых дайками диабазовых порфиритов. Последние отдельными исследователями принимаются за покровные образования. Разрез отложений, условно относящийся к этому горизонту севернее Самбайской мульды, по Б. Я. Абрамсону и другим, приведен на рисунке 20.

Пестроцветные отложения с размывом и, возможно, со слабым угловым несогласием перекрываются толщей конгломерат-песчаников и филлитов. Последние в верхней части содержат фауну брахиопод лудлова.

Отложения жумаковского горизонта развиты также по правобережью р. Жаксы-Сарысу, вдоль юго-восточного борта Тектурмаского антиклинория и в Акжал-Аксоранском синклинории (горы Котуроба и др.). Подобные отложения встречаются в нижних частях силурийских разрезов Жаман-Сарысуйского антиклинория в районе гор Караганды, Байторе, описанных В. С. Карандышевым и А. А. Слепуновым, а также в разрезе севернее пос. Каргалы (рис. 20, пачки 3—5). Это сильно метаморфизованный осадочный комплекс пород, состоящий из полимиктовых песчаников, алевролитов, реже алевропесчаников и алевропелитов. Состав их довольно однообразный. Среди обломочного материала преобладают кварц, реже плагиоклаз, калиевый полевой шпат и микрокварциты. В меньшем количестве, в основном в цементе, присутствуют хлорит, эпидот, серицит, а из акцессорных — сфен, апатит, щелочная роговая обманка. Метаморфизм пород выражен интенсивной рассланцовкой, давленностью, определенной ориентировкой обломков. Как правило, обломки пород сплюснены, имеют облачное погасание. Очень характерна микрогрануляция кварца, полевого шпата и эпидота.

Далее следуют образования нижнего—верхнего отделов, которые развиты значительно шире. Ими сложены большие площади в Жаман-Сарысуйском антиклинории. Кроме того, они широко представлены в Акжал-Аксоранском синклинории и в западной части Успенского синклинория. Среди них выделяются отложения акканского горизонта (рис. 20) и надлудловские образования токрауского горизонта (условно).

Акканский горизонт

Фаунистически охарактеризованные образования этого горизонта развиты в западной части Успенского синклинория, к западу от гор Актау (рис. 20). Здесь, по данным А. В. Авдеева, выделяются две толщи — конгломерат-песчаниковая (пачка 1), которая со слабым угловым несогласием лежит на размытой поверхности песчано-алевролитовых пестроцветных отложений венлока, и филлитовая (пачки 2—5), постепенно сменяющая в разрезе конгломерат-песчаниковую.

Конгломерат-песчаниковая толща представлена зеленовато-серыми будинированными полимиктовыми конгломератами, гравелитами и песчаниками различной крупности зерна, содержащими обломки

зеленых и вишневых сланцев и кремнистых алевролитов. В пластах песчаников встречаются прослои известковистых алевролитов и окремненных известняков. Мощность толщи достигает 500 м.

На конгломерат-песчаниковых отложениях согласно залегают толща филлитовых сланцев. Она представлена главным образом листоватыми филлитовыми сланцами голубовато-серой и лиловато-фиолетовой окраски. Среди сланцев наблюдаются линзовидные прослои голубовато-серых средне- и крупнозернистых, нередко известковистых, песчаников, гравелитов, конгломератов с известковистым цементом и мергелистых известняков. Все эти известковистые породы, расположенные на различных стратиграфических уровнях, как правило, содержат плохой сохранности остатки фауны брахиопод, табулят и стеблей морских лилий. Палеонтологом Н. В. Ниловой отсюда определены следующие брахиоподы: *Dolerorthis* cf. *rustica* (Sow.), *Conchidium* sp., *Pentamerus* sp., *Atrypa* ex gr. *reticularis* Linne, которые скорее всего свидетельствуют о лудловском возрасте вмещающих отложений. Мощность толщи филлитов колеблется в пределах 450—800 м.

Помимо гор Актау, фаунистически охарактеризованные отложения акканского горизонта известны южнее гор Аркалык, в 3 км к западу от развалин Купка (около р. Аксу). Здесь в пачке интенсивно рассланцованных полимиктовых песчаников и кремнисто-глинистых сланцев, мощность которых установить не удалось, вскрываются светло-серые и розовые известняки, содержащие многочисленные остатки криноидей, табулят, реже брахиопод. Среди табулят, собранных О. М. Канфель, М. И. Александровой и другими, Л. М. Улитиной, О. П. Ковалевским определены *Favosites gothlandicus* L., *F. adaverensis* Sok., *Propora* aff. *asiatica* Chern., *Heliolites pseudoboheemicus* Bond., *Heliolites* sp. (ex gr. *diligens* Bond.), указывающие на акканский горизонт лудловского яруса.

Из района развалин Купка зеленоцветные песчано-сланцевые образования горизонта, содержащие иногда подчиненные пачки гравелитов и конгломератов, прослеживаются далее на северо-восток, в район бугров Актасты и далее — вдоль юго-восточных предгорий Тектурмаса. Органические остатки здесь не обнаружены, а поэтому лудловский возраст терригенных отложений этих районов в значительной мере условен.

Другим районом, где обнаружена фауна, являются северо-восточные склоны гор Жолпак-Адыр. Здесь, по данным Н. А. Пупышева, С. И. Захарова и других, среди зеленоцветных песчаников и гравелитов (кишлакская свита, по Н. А. Пупышеву; рис. 20) встречаются прослои и линзы конгломератов с известковистой галькой. Галька содержит многочисленные остатки кораллов и брахиопод, из которых определены *Multisolenia* cf. *tortuosa* Fritz., *Favosites* cf. *horribilis* Kov., *Heliolites lindströmi* Kov., *H.* cf. *repkinae* Kov., *Pentamerus* cf. *oblongiformis* Nikif., *Leptaena rhomboidalis* (Wilck.), *Rincholechus* cf. *wiator* Perner и другие, которые характерны для лудловского яруса. По-видимому, условно также следует отнести к акканскому горизонту и некоторые части разрезов, расположенных в Жаман-Сарысуйском антиклинории восточнее Агадыря (ур. Шоладыр, горы Киикбай, Шетшоки, Караганды, Байторе, Сарыадыр).

В заключение характеристики отложений акканского горизонта следует остановиться на разрезе гор Шокпар, расположенных западнее рудника Акчатау. Разрез интересен в том отношении, что здесь впервые (1951 г.) И. И. Радченко были собраны органические остатки. Позже разрез посещали многие геологи и палеонтологи, при этом неоднократно повторялись и сборы остатков фауны. Первоначально

он был описан Г. И. Бедровым (1960). Его нижняя часть, отнесенная к венлок-лудлову, помимо песчаников, алевролитов и мелкогалечных конгломератов с линзами рифовых известняков, по мнению Г. И. Бедрова, содержала пласты и залежи диабазовых порфиритов и диабазов. Этот эффузивно-осадочный разрез был положен в основу для сравнения развитых в ряде мест яшмодиабазовых комплексов, что было ошибочным, так как последние никакого отношения к силуру не имеют. Позже А. В. Алексеенко и др. при детальном геологическом картировании показали, что диабазовые порфириты гор Шокпар являются гипабиссальными интрузиями, а поэтому не могут являться членами разреза. Таким образом, разрез оказался исключительно осадочным, преимущественно терригенным, охарактеризованным в ряде мест фауной лудлова.

Ниже приводится послойный разрез отложений акканского горизонта гор Шокпар по А. В. Алексеенко и др. (рис. 20).

На западных склонах гор Шокпар устанавливается резко несогласное налегание конгломерат-песчаниковой толщи на песчано-алевролитовые отложения условно венлокского возраста. Однако это несогласие оспаривалось И. П. Михневичем. Разрез толщи следующий:

1. Грубообломочные конгломераты и конгломерат-брекчии серого и темно-серого цвета. Размер обломков достигает 0,5 м в поперечнике. Обломочный материал представлен в основном песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Очень редко встречаются обломки кварцитов и известняков. Обломки песчаников, алевролитов и аргиллитов почти не окатаны. Галька известняков и кварцитов окатана несколько лучше 110 м.

2. Седиментационная брекчия; в мелкообломочной песчаниковой массе очень часто встречаются крупные (до нескольких сантиметров) обломки алевролитов и песчаников угловатой формы 100 м.

3. Конгломераты среднегалечные, темно-серые. Галька песчаниковая и алевролитовая, реже кварцитовая и известняковая. Окатанность гальки слабая. Цемент песчано-алевролитовый. Выше они сменяются темно-серыми и зеленовато-серыми конгломератами с галькой песчаников, алевролитов и очень редко известняков и кремнистых пород. Цемент песчаниковый, базальный. Характерной особенностью является наличие карбонатного материала в цементе. Очень редко встречаются обломки плохо сохранившейся неопределимой фауны 400 м.

4. Мелкозернистый песчаник, серый, состав кварц-полевошпатовый. В цементе содержится известковистый материал 55 м.

5. Плотные среднезернистые песчаники серого цвета, в основной массе которых встречаются слабоокатанные обломки алевролитов. В нижней части песчаникового горизонта, на границе с конгломератами, встречаются маломощные (до 1 м) линзы известняков с фауной кораллов, брахиопод и криноидей. Отсюда определены *Conchidium* cf. *knighti* (S o w.), *C. biloculare* L., *C. hospes* V a r g., *Pentamerus* cf. *oblongiformis* N i k i f., *Favosites* ex gr. *forbesi* M. E. et H., *Halysites* ex gr. *catenularis* (L i n n.), *Asperocrinus* (col.) *echinatus* (Y e l t.), *Pennatocrinus* (col.) *subpennatus* Y e l t., *Medinecrinus* (col.) *radialis* (Y e l t.) 120 м.

Суммарная мощность отложений конгломерат-песчаниковой толщи составляет 800—850 м. По мнению ряда специалистов, приведенный список фауны указывает на лудловский возраст.

Конгломерат-песчаниковая толща сменяется песчано-алевролитовой, представленной главным образом мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками и алевролитами (пачка 6). Мощность отложений песчано-алевролитовой толщи по разрезу составляет 655 м. Верхняя часть разреза гор Шокпар, представленная песчаниковой толщей (пачка 7), возможно, относится к надлудловским образованиям.

Токрауский горизонт

Образования токрауского горизонта, установленные в Северном Прибалхашье, в рассматриваемых районах (рис. 20) выделяются ус-

ловно по их положению в непрерывном разрезе между фаунистически охарактеризованными породами акканского горизонта лудлова и айнасуйского горизонта. Отложения, относящиеся к айнасуйскому горизонту, как будет показано далее на примере Северо-Балхашского антиклинория, переведены в девон.

К надлудлову, по-видимому, следует отнести пачку 3, по С. М. Бандалетову, и пачки 3—6, по И. П. Михневичу, у гор Шетшоки и их стратиграфические аналоги в районах гор Караганды, Байторе, Сарыадыр и Шокпар.

Выше по разрезу прослеживаются отложения айнасуйского и караэспинского горизонтов, которые до последнего времени считались верхнесилурийскими, а сейчас их следует относить к жединскому ярусу девона (рис. 20, табл. 1).

Айнасуйский горизонт

Отложения горизонта, развитые в Жаман-Сарысуйском антиклинории к востоку от Агадыря, плохо охарактеризованы фаунистически и в большинстве случаев выделяются условно из нерасчлененного силуро-девонского комплекса. Это довольно однообразные регионально метаморфизованные терригенные отложения, представленные главным образом полимиктовыми, реже аркозовыми зеленоцветными песчаниками и алевролитами. Им подчинены конгломераты, гравелиты; очень редко можно встретить небольшие линзы известковистых песчаников и известняков с фауной. Однообразный литологический состав толщи, интенсивный метаморфизм и дислоцированность пород, частая перемежаемость отдельных прослоев, обилие разрывных нарушений и зон смятий, а также плохая обнаженность в значительной мере затрудняют составление отдельных детальных разрезов и их корреляцию. И. П. Михневичем приведен единственный достоверно фаунистически обоснованный разрез отложений айнасуйского горизонта, составленный в юго-восточных подножиях гор Шетшоки (рис. 20).

Здесь в известняках и алевролитах пачки 4 имеются остатки фауны, представленной колониальными и одиночными кораллами, морскими лилиями, в значительно меньшем количестве — брахиоподами. Фауна плохой сохранности. Удалось определить (обн. 208) *Favosites* cf. *nehoroshevi* (D u b a t.), *F.* sp. (cf. *maubassensis* K o v.), *Coenites* (?) sp., *Heliolites subdeciptens* K o v., *Entelophyllum* aff. *fasciculatus* W d k d., *Clorinda* sp., *Atrypa* sp., *Leptaena* sp., *Mediocrinus* (col.) cf. *imeditatus* Y e l t., *Medinecrinus* (col.) *vitreus* S t u k. Приведенный список табулят, по заключению О. П. Ковалевского, в целом характерен для айнасуйского горизонта. Присутствие ругоз и криноидей не противоречит этому заключению.

Помимо приведенного выше комплекса кораллов айнасуйского горизонта (рис. 20, горы Шетшоки), на площади развития зеленоцветных терригенных пород Жаман-Сарысуйского антиклинория в последние годы найдены также органические остатки фауны и флоры, которые, по предварительным заключениям Л. И. Каплун и М. А. Сенкевич, указывают на девонский возраст. Сборы сделаны Е. В. Альперовичем, Ж. Султанбековой и автором на левом берегу р. Аккияк, в 15 км юго-западнее пос. Байназар и в районе гор Алмалы.

Караэспинский горизонт

Разрез рассматриваемого района венчают отложения караэспинского горизонта, которые обнажаются в Акжал-Аксоранской зоне, юго-западнее Агадыря, на междуречье Талдыэспе и Караэспе. Отло-

жения этого горизонта были выявлены Н. А. Пупышевым, а в последние годы изучены И. П. Михневичем и Н. В. Ниловой (1965). Они залегают на подстилающих, по-видимому, нижнесилурийских отложениях несогласно (рис. 20, горы Котуроба). Горизонт сложен разнообразными осадочными породами — песчаниками, алевролитами, алевролитистыми сланцами, линзами органогенных известняков с конгломератами в основании. Цвет пород зеленовато-серый и фиолетовый. Характерна большая фациальная изменчивость пород.

Возраст отложений караэспинского горизонта устанавливается по остаткам фауны табулят (Ковалевский, 1965а), криноидей (Стукалина, 1965) и брахиопод (Нилова, 1965). Так, обильный комплекс табулят и гелиолиитид *Favosites pactum* Ch e k h., *F. weissermeli* Regnell, *F. terra-novae* Ch e r n., *Squameofavosites gurievskiensis* Mir., *Sq. incredibilis* Ch e k h., *Squameolites kirgisticus* Ch e r n., не встречающийся в айнасуйском горизонте, позволил О. П. Ковалевскому считать его моложе айнасуйского комплекса. Характерно также обилие в этих отложениях и *Spirigerina supramarginalis* (Dalm.), что дает возможность сопоставлять их с маргиналиевыми слоями Средней Азии.

* * *

Таким образом, силурийские и пограничные с ними девонские отложения рассматриваемых районов Джунгаро-Балхашской структурно-фациальной зоны сложены исключительно терригенными породами, которые в верхних частях разреза содержат примесь карбонатного материала. Такое представление о разрезе силура в значительной мере отличается от взглядов ряда исследователей, которые, как уже было сказано, к силуру относят яшмодиабазовый комплекс пород, развитый в горах Жалпак-Адыр и северо-западнее Агадыря. Эти разрезы очень сходны с разрезами Северо-Балхашского антиклинория, где фаунистически охарактеризованные терригенные отложения всех отделов и ярусов силура залегают стратиграфически выше яшмодиабазового комплекса пород, подобного агадырскому.

Отложения нижнего отдела силура выделены условно и главным образом в Успенском синклинории. Это лишённые органических остатков зеленоцветно-пестроцветные песчано-сланцевые породы, которые залегают ниже фаунистически охарактеризованных образований лудлова. Четких стратиграфических взаимоотношений с подстилающими породами не установлено. Верхний отдел в ряде участков датирован на основании находок фауны, что позволило выделить отложения лудловского яруса и условно надлудловские образования. Отложения низов девона подразделены на айнасуйский и караэспинский горизонты. В районе гор Котуроба силурийские отложения, которые условно относятся одними исследователями к лудлову, другими (Ненашев и др., 1965) — к нижнему отделу силура, лежат трансгрессивно на гранодиоритах ордовика и, в свою очередь, с резким структурным несогласием перекрываются образованиями караэспинского горизонта (Вознесенский и др., 1963). Небольшой размыв и несогласие между нижним и верхним отделами, как уже было отмечено, установлен также А. А. Алексеевко в районе гор Шокпар, с чем И. П. Михневич не соглашался.

Северо-Балхашский антиклинорий

Широко развиты силурийские отложения в Северо-Балхашском антиклинории, где они слагают главным образом его бортовые части,

Рис. 21. Стратиграфические колонки Северо-Балхашского антиклинория.

1 — алевролиты зеленоцветные; 2 — алевролиты красноватые; 3 — песчаники зеленоцветные мелко- и среднезернистые; 4 — песчаники зеленоцветные крупнозернистые; 5 — песчаники красноватые; 6 — песчаники зеленоцветные, иногда известковистые; 7 — известняки; 8 — известковистые песчаники и известковистые алевролиты; 9 — частичная известковистость пород; 10 — туфы альбитофиров; 11 — туфы альбитофиров; 12 — порфиры основного состава и яшмы; органические остатки; 13 — брахиопод, 14 — трилобитов, 15 — кораллов, 16 — криноидей, 17 — грантолитов, 18 — флоры.

являющиеся крыльями Балхаш-Алакульского и Токрауского брахисинклиналиев (рис. 2). В геологической литературе этот район обычно именуется Северо-Восточным Прибалхашьем. Изучением геологического строения Северо-Восточного Прибалхашья, в том числе и разрезов отложений силура (табл. 2), занимались в 1936—1940 гг. сотрудники Казахского филиала АН СССР Н. Л. Бубличенко, И. П. Новохатский и др. Большой фактический материал, который был собран в эти годы, позволил Н. Л. Бубличенко (1945) предложить первую схему стратиграфического расчленения силура Северо-Восточного Прибалхашья. Он выделил пять толщ, из которых три верхние были охарактеризованы палеонтологически. При этом для ряда участков (горы Котанбулак и др.) отмечены постепенные переходы отложений силура в девон. Две нижние толщи (S^a_2 и S^b_2), отнесенные им условно к лландоверийскому ярусу, в дальнейшем получили фаунистическое подтверждение лландоверийского возраста, хотя присутствие отложений нижнего отдела в Северо-Восточном Прибалхашье до последнего времени отрицалось многими исследователями.

Позже схема, предложенная Н. Л. Бубличенко, сохранив последовательность выделенных толщ, подверглась изменению главным образом в части возрастной датировки. Так, нижняя из фаунистически охарактеризованных толщ, отнесенная им к низам венлокского яруса (известняки с кораллами — S^c_2), впоследствии стала сопоставляться с айнасуйскими слоями. Возраст вышележащей терригенной толщи с *Leptostrophia rotunda* В u l. (S^d_2) повышен до нижнего девона.

Все эти изменения стали возможны благодаря последующим систематическим исследованиям. Среди них следует отметить начатые в 1951 г. съемочные и редакционные работы ЮКГУ (В. Я. Кокшин, М. Б. Мычник, И. Аниятв и др.), в результате которых силурийские отложения были расчленены на ряд свит. Дальнейшие тематические работы О. П. Ковалевского (1959) и М. А. Борисьяк (1957, 1960) позволили выделить в Северо-Восточном Прибалхашье аналоги айнасуйских слоев, которые, как уже отмечалось, были сопоставлены с исфаринскими слоями Средней Азии. При этом М. А. Борисьяк над айнасуйскими слоями выделила толщу однообразных серо-зеленых песчаников с остатками крупных трилобитов, нижняя часть которой впоследствии стала именоваться балинскими слоями (Красилова, 1963). Выше М. А. Борисьяк выделила горизонт с *Leptostrophia rotunda* В u l. нижнего девона.

Верхняя часть песчаниковой толщи с крупными трилобитами, как и вышележащие горизонты нижнего девона (горизонт с *Leptostrophia rotunda* и горизонт с крупными пеллециподами), отвечала прибалхашским слоям, установленным Н. Л. Бубличенко (1945). На сопоставлении по унификации стратиграфических схем до-

палеозоя и палеозоя Восточного Казахстана в 1958 г. по сути дела была утверждена эта точка зрения М. А. Борисяк.

Вопросу границы силура и девона в Северо-Восточном Прибалхашье были посвящены специальные тематические работы Л. И. Каплун и Т. Б. Рукавишниковой (1958), Т. Б. Рукавишниковой (1961). Авторы указали на единство геологических структур и постепенные переходы силурийских и девонских отложений, границу между которыми можно провести на основании изменения комплексов фауны.

В 1963 г. вышла монография И. Н. Красиловой, посвященная стратиграфии и палеоциподам верхов силура и нижнего девона Северо-Восточного Прибалхашья. Выше айнасуйских слоев она выделила балинские слои, которые соответствовали нижней части толщи песчаников с крупными трилобитами. Следует отметить, что на Пражском совещании в 1958 г. силурийское отложения, лежавшие выше айнасуйских, Н. Л. Бубличенко (1960) назвал кокбайтальскими слоями. Айнасуйские и балинские слои И. Н. Красилова объединила в кокбайтальский горизонт, который и венчает разрез силура (Красилова, 1959). Выше следовал котанбулакский горизонт, который относился уже к жедину (нижняя часть прибалхашского горизонта).

Специальные исследования по силуру рассматриваемого района в последние годы проводились Г. Т. Ушатинской и Н. Б. Келлер (1966). Они касались главным образом верхних частей разреза, граничащих с девонскими образованиями. На основании анализа фауны брахиопод и кораллов авторы пришли к выводу, что айнасуйский горизонт в Северо-Восточном Прибалхашье отвечает верхней части лудловского яруса английской шкалы. Выше айнасуйского горизонта установлен киикбайский горизонт жединского яруса, который отвечает балинским слоям и котанбулакскому горизонту И. Н. Красиловой.

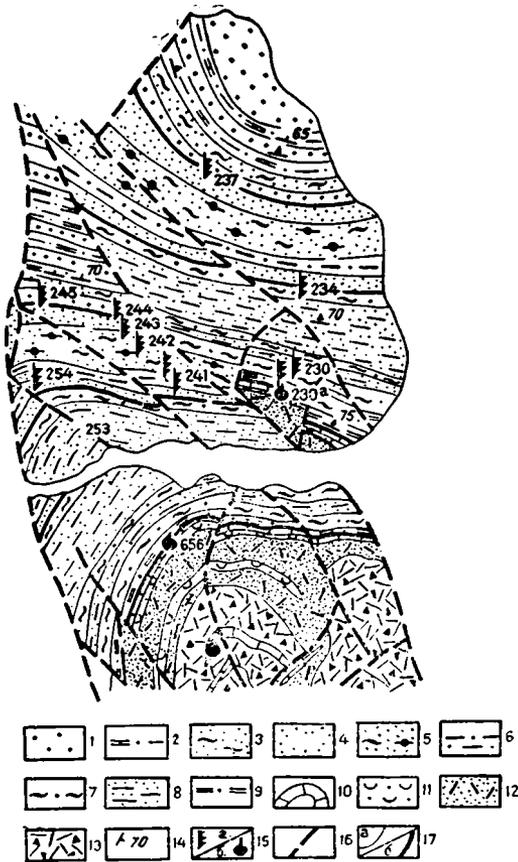
Разрезы силура Северо-Восточного Прибалхашья были тщательно изучены при геологическом картировании, предпринятом в последние годы геологами ЦКГУ (Антонюк и др., 1965). Основной заслугой их является установление фаунистически охарактеризованных отложений нижнего отдела силура. Этим самым подтвердилась точка зрения Н. Л. Бубличенко о присутствии здесь отложений лландоверийского и венлокского ярусов. Утверждения же целого ряда исследователей, которые на протяжении более чем двух десятилетий полагали, что разрез силура в Северо-Восточном Прибалхашье начинается с верхнего отдела, оказались неправильными. Геологи этого управления под балинскими слоями понимают всю ту часть разреза, которая заключена между айнасуйскими слоями и горизонтом с *Leptostrophia rotunda*, что не соответствует балинским слоям в том объеме, как они были приняты И. Н. Красиловой.

Совместными последующими работами автора, геологов ЦКГУ, ЮКГУ, а также МГУ и МГРИ (Р. М. Антонюк, С. А. Емельянов, В. Я. Кошкин, К. З. Ярмухамедова, Н. Ф. Михайлова, Л. И. Каплун, М. А. Сенкевич, Т. Г. Ушатинская, Н. Б. Келлер, А. И. Положихина, Е. С. Левицкий и др.) получен большой фактический материал по силуру Северо-Восточного Прибалхашья. При этом в отложениях силура и девона Н. Ф. Михайловой установлен ряд граптолитовых зон (рис. 21), представляющих значительный интерес для биостратиграфического расчленения отложений и определения границы силурийской и девонской систем.

Единого мнения о стратиграфии силура, равно как и о границе отложений этой системы с девоном, пока нет, хотя по вопросу о границе есть решение соответствующих международных организаций. Ниже приводится разрез в интерпретации автора.

Образования нижнего отдела наблюдаются на крыльях Северо-Балхашского антиклинория, вблизи его ядерных частей, сложенных яшмодиабазовым комплексом пород, по-видимому, нижнепалеозойского возраста. Фауна граптолитов позволяет выделить среди них отложения альпеисского и жу-макского горизонтов. Наиболее полный и хорошо фаунистически охарактеризованный разрез нижнего отдела уста-

Рис. 22. Геологическая схема района колодца Джаманшурук. Отложения силура — акканский горизонт: 1 — песчаники зеленоцветные крупнозернистые, 2 — песчаники и алевролиты зеленоцветные, иногда известковистые, 3 — песчаники и алевролиты красноцветные; жу-макский горизонт: 4 — песчаники зеленоцветные мелко- и среднезернистые, 5 — песчаники и алевролиты пестроцветные, 6 — песчаники и алевролиты зеленоцветные; альпеисский горизонт: 7 — песчаники и алевролиты красноцветные, 8 — песчаники и алевролиты зеленоцветные, 9 — песчаники и алевролиты зеленоцветные кремнистые; отложения джаманшурукской свиты верхнего ордовика: 10 — известняки, 11 — туфопесчаники, 12 — песчаники и туффиты альбитофиров, 13 — туфы альбитофиров; 14 — элементы залегания пород; 15 — остатки фауны: а — граптолитов, б — брахиопод, трилобитов, кораллов и др.; 16 — разрывные нарушения; 17 — границы, отделяющие: а — литологически различные пачки, б — отложения горизонтов.



новлен автором в районе колодца Джаманшурук (рис. 21), расположенного у северо-западного окончания выходов нижнепалеозойских толщ. Здесь отчетливо картируется (рис. 22) единство структур подстилающих образований верхнего ордовика и силурийских отложений. Силурийские отложения лежат на породах верхнего ордовика, по-видимому, с небольшим стратиграфическим несогласием и представлены пестроцветными полимиктовыми песчаниками и алевролитами. Ниже приводится послойный разрез этих отложений (рис. 21).

Альпеисский горизонт

1. На серых и розовато-серых известняках брекчиевидного сложения джаманшурукской свиты верхнего ордовика лежит выклинивающийся горизонт мощностью 0,5—1 м мелкогалечных конгломератов, вскоре сменяющийся бордовыми яшмовидными полосчатыми алевролитами, затем серо-зелеными кремнистыми алевролитами и алевропесчаниками. Серо-зеленые разности пород, иногда известковистые, главным образом и составляют эту пачку. В верхах пачки встречаются остатки граптолитов (обн. 230а): *Climacograptus* sp., *Petalograptus* sp. indet., *Glyptograptus* ex gr. *tamariscus* (N i c h.), *Rastrites* ex gr. *longispinus* P e r n e r (aff. *approximatus* P e r n.), *R.* ex gr. *longispinus* P e r n e r (aff. *peregrinus* B a r r.), которые,

по заключению Н. Ф. Михайловой, указывают на возраст вмещающих пород как средний лландовери	100 м.
2. Гематитизированные алевролиты цвета бордо, алевропесчаники, реже мелкозернистые песчаники	125 м.
3. Серо-зеленые и табачно-зеленые алевролиты, алевропелиты, алевропесчаники с подчиненными прослоями известковых алевролитов. Отсюда определены (обн. 230) <i>Petalograptus</i> sp. indet., <i>Orthograptus</i> sp. indet., <i>Campograptus</i> sp., <i>Oktavites</i> sp. indet., указывающие на средний лландовери — нижнюю часть верхнего	210 м.
4. Пестроцветные алевролиты, алевропелиты и полимиктовые алевропесчаники	120 м.
5. Серо-зеленые и табачно-зеленые алевролиты, реже алевропесчаники	180 м.
Мощность отложений горизонта	735 м.

Жумаковский горизонт

6. Пестроцветные алевролиты и известковые алевролиты и алевропесчаники с *Pristiograptus* sp., *Monograptus* ex gr. *priodon* (Bronn.), *Retiolites* cf. *angustidens* E. et W., *Monoclimacis* ex gr. *vomerinus* (Nich.), *Oktavites spiralis* (Gein.) верхнего лландовери (обн. 234) 90 м.
7. Пестроцветные (цвета бордо и серо-зеленые) алевролиты, алевропесчаники, с редкими прослоями известковых алевролитов. Серо-зеленые разности содержат обильный комплекс граптолитов. Из нижней части пачки определены (обн. 254) *Pristiograptus nudus* (Lapw.), *Monograptus* ex gr. *priodon* (Bronn.), *M.* cf. *kovalevsky* Obut et Sob., *Stomatograptus* cf. *grandis* (Suess), *Monoclimacis* ex gr. *griestonensis* (Nich.) верхнего лландовери, а из верхней половины пачки (обн. 241) — *Pristiograptus* aff. *nudus* (Lapw.), *Monograptus* cf. *riccartonensis* Lapw., *M.* ex gr. *priodon* (Bronn.), *Monoclimacis* sp. (aff. *vomerinus* Nich.) верхнего лландовери — нижнего венлока 210 м.
8. Гематитизированные цвета бордо, реже зеленые алевролиты, алевропесчаники, реже мелкозернистые песчаники 300 м.

Выше пачки 8 устанавливается межпластовое нарушение. Мощность горизонта, очевидно, неполная — 510 м.

Пачкой 8 заканчивается разрез жумаковского горизонта. Как видно из послыжного описания отложений альпеисского и жумаковского горизонтов, это преимущественно мелкообломочные пестроцветные образования (бордовые, серо-зеленые, табачно-зеленые разности) — алевролиты, алевропелиты, реже алевропесчаники.

Помимо района колодца Джаманшурук, фаунистически охарактеризованные отложения указанных горизонтов наблюдаются в районах колодца Маубас, гор Кентерлау и Казык, могилы Калиля и в ряде других мест (рис. 21). Это преимущественно пестроцветные терригенные образования, которые в ряде мест то резко несогласно, то без видимого несогласия перекрывают яшмодиабазовый комплекс пород. Они представлены разнозернистыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами, кремнистыми яшмовидными алевролитами. В основании разреза отмечаются базальные мелкогалечные конгломераты и гравелиты с гальками подстилающих пород — основных лав, яшм и прорывающих их гипербазитов.

В низах маубасского разреза вскрываются пестроцветные отложения жумаковского горизонта (пачки 1—8), представленные алевролитами и преимущественно мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками. Наблюдается частое флишоидное чередование пород. Здесь (обн. 175) собраны остатки граптолитов, среди которых Н. Ф. Михайлова определила *Monograptus* ex gr. *priodon* (Bronn.), *Monoclimacis* ex gr. *griestonensis* (Nich.), *Streptograptus* sp., *Pristiograptus* sp., свидетельствующих о верхнелландоверийском возрасте. Мощность отложений достигает 900 м. Соотношения с подстилающими образованиями не известны.

В нижнем—верхнем отделе выделяются отложения акканского горизонта венлок-лудлова и надлудловские (дожединские) образования токрауского горизонта (Бандалетов, Михайлова, 1968), представленные преимущественно зеленоцветным терригенным комплексом пород, охарактеризованным граптолитовой фауной.

Акканский горизонт

Выше отложений жумацкого горизонта верхнего лландовери—венлока в районе колодца Джаманшурук (рис. 21) прослеживаются алевролиты и полимиктовые песчаники, среди которых немало пачек грубозернистых разностей, реже гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Эти отложения относятся к акканскому горизонту. Пособный разрез их, непрерывно нарастающий жумацкий комплекс пород (пачки 1—8), следующий:

9. Пестроцветные алевролиты, алевропелиты и алевропесчаники. Внутри пачки возможно небольшое межпластовое нарушение, за которым в прослое табачно-зеленых алевролитов собраны остатки граптолитов зоны *Monograptus testis* самых верхов венлока (обн. 243): *Pristiograptus sumptuosus* P r i b y l, *Pr. pseudodubius* B o u c., *Monograptus testis* (B a r r.), *Gothograptus cf. nassa* (H o l m.), *Cyrtograptus lundgreni* (T u l b.) 65 м.

10. Пачка серо-зеленых алевролитов, мелко- и среднезернистых полимиктовых песчаников с прослоями грубозернистых разностей и гравелитов. Много остатков граптолитов. Среди них Н. Ф. Михайловой определены (обн. 245) *Gothograptus nassa* (H o l m.), *Spinograptus cf. spinosus* (W o o d), *Pristiograptus cf. comis* (W o o d), *Pr. sp.*, *Pr. ex gr. dubius* S u e s., *Pr. ludlowensis* B o u c., *Pr. cf. bohemicus* (B a r r.), *Neodiversograptus cf. nilsoni* (L a r w.). Этот комплекс характерен для нижнего лудлова 110 м.

11. Шоколадные алевролиты и мелкозернистые песчаники 70 м.

12. Серо-зеленые алевролиты, алевропесчаники с прослоями грубозернистых полимиктовых песчаников и мелкогалечных конгломератов с хорошо окатанной кремнистой галькой 60 м.

13. Шоколадные, реже серо-зеленые известковистые слоистые алевролиты 300 м.

14. Серо-зеленые алевролиты, алевропесчаники и известковистые слоистые алевролиты 70 м.

15. Серо-зеленые неравнозернистые полимиктовые песчаники с подчиненными прослоями мелкозернистых разностей и алевролитов 120 м.

16. Серо-зеленые и табачно-зеленые алевролиты, алевропесчаники и известковистые песчаники 230 м.

17. Серо-зеленые неравнозернистые полимиктовые песчаники 130 м.

18. Серо-зеленые разнозернистые полимиктовые песчаники с подчиненными прослоями плитчатых алевропесчаников 300 м.

Далее разрез перекрывается современными отложениями долины Кентерлау. Общая мощность отложений акканского горизонта 1455 м.

К акканскому горизонту относятся пачки 9—14 разреза у колодца Маубас (рис. 21).

Токрауский горизонт

Горизонт выделен в 1968 г. автором (Бандалетов, Михайлова, 1968). Стратотипическим разрезом является разрез, составленный в Северо-Восточном Прибалхашье около колодца Маубас и гор Кокбайтал и Киикбай (рис. 21). Нижней границей его является кровля зоны *Monograptus formosus* (колодец Маубас, обн. 273), выше которой в 3 км северо-западнее колодца Маубас (обн. 185) и в ряде других мест среди зеленоцветных песчаников и алевролитов установлены мало-мощные (0,4—1,0 м) линзовидные прослои серых комковатых обло-

Силур		Девон		Н. Л. Бу- личенко (1945)
Уэн- лок- лудлов	Дартон- ский ярус	Жедин- ский ярус		
Верхний силур		Нижний девон		Л. И. Калуга, Т. В. Руча- вишникова (1958)
Лудловский ярус		Жединский ярус		
Верхний силур		Нижний девон		М. А. Ворсиак (1960)
Верхний лудлов		Жедин		
Айнасуй- ские слои		Прибалхашские слои		
		Агзаро- литы и песчани- ки	Песчани- ки с круп- ными три- лобитами	
Верхний силур		Нижний девон		Н. Л. Вубличенко (1960)
Средний лудлов		Жедин		
Айнасуй- ские слои		Прибал- хашские слои		
Верхний силур		Нижний девон		И. Н. Краси- лова (1963)
Верхний лудлов		Жедин		
Кокбайтальский горизонт		Зиген		
Айнасуйские слои		Бурбай- тальский горизонт		
		Котанбу- лакский горизонт		
Верхний силур		Нижний девон		М. А. Ворсиак (1965)
Верхний лудлов (тивер)		Жедин		
Айнасуй- ский горизонт		Прибал- хашский горизонт		
		Балинский горизонт		
Верхний силур		Нижний девон		Е. С. Левцкий, Г. А. Стукалина, А. И. Положихи- на, Г. Т. Уша- тинская (1969)
Верхний лудлов		Жедин		
Айнасуй- ский горизонт		Зиген		
		Прибал- хашский горизонт		
		Каравелин- ский горизонт		
Верхний силур		Нижний девон		Предлагаемая схема
Лудлов		Жедин		
Айнасуй- ский горизонт		Прибал- хашский горизонт		
		Каравелин- ский горизонт		
Верхний силур		Нижний девон		
Лудлов		Жедин		
Токрау- ский горизонт		Прибал- хашский горизонт		
		Каравелин- ский горизонт		

мочных известняков с остатками фауны кораллов плохой сохранности, которые, по заключению О. П. Ковалевского, близки, но не имеют прямого видового сходства с кораллами из рифовых известняков ай-насуйского горизонта.

В 4 км севернее г. Кокбайтал наблюдается нижняя половина разреза токрауского горизонта. Здесь снизу вверх выше пачки 3 акканского горизонта прослеживаются отложения токрауского горизонта:

- | | |
|---|--------|
| 4. Песчаники и алевролиты серо-бутылочно-зеленые, плитчатые, с плохо определимыми остатками граптолитов. Среди песчаников два линзовидных прослоя (мощностью 0,5—0,7 м) серых обломочных известняков (обн. 45) с кораллами <i>Favosites</i> sp., <i>Cladopora</i> sp., <i>Heliolites</i> sp. Известняки и содержащаяся в них фауна кораллов аналогичны тем, что лежат непосредственно выше граптолитов зоны <i>Monograptus formosus</i> в районе колодца Маубас | 20 м. |
| 5. Песчаники темно-серо-зеленые, мелкозернистые, полимиктовые, сменяющиеся вверх по разрезу табачно-зелеными алевролитами | 30 м. |
| 6. Светло-серые тонкозернистые перекристаллизованные туффиты кислого состава с остатками радиолярий | 5 м. |
| 7. Песчаники табачно-зеленые, полимиктовые, мелкозернистые | 15 м. |
| 8. Переслаивание серо- и табачно-зеленых мелко- и тонкозернистых песчаников и алевролитов, иногда содержащих неопределимые остатки фауны граптолитов | 140 м. |
| 9. Светло-серые тонкозернистые туффиты кислого состава с реликтами радиолярий | 7 м. |
| 10. Алевролиты серо-зеленые | 15 м. |
| 11. Песчаники полимиктовые, серые, средне- и крупнозернистые, массивные | 20 м. |
| 12. Алевролиты табачно-зеленые, тонкоплитчатые | 30 м. |
| 13. Песчаники серо-зеленые, мелко- и тонкозернистые, плитчатые | 25 м. |
| 14. Алевролиты табачно-зеленые, тонкоплитчатые, с остатками граптолитов <i>Monograptus cf. perneri</i> В о u c. | 15 м. |

По-видимому, уровню пачки 14 (обн. 41) района г. Кокбайтал отвечает пачка 6 (обн. 8) в разрезе восточнее г. Киикбай. Здесь отложения, нарастающие токрауский горизонт, следующие.

Выше пачек 1—5, представленных серо-зелеными полимиктовыми песчаниками и алевролитами с флорой (обн. 1738) *Cooksonia* sp., *Taenocrada* (?) sp., *Jugumella burubaensis* S e n k. gen. et sp. nov. (in msc.), наблюдаются:

- | | |
|---|-------|
| 6. Алевролиты серо-зеленые, плитчатые, с остатками фауны граптолитов <i>Monograptus</i> ex gr. <i>uncinatus</i> T u l l b e r g, <i>Pseudomonoclimacis bandaletovi</i> M i c h. (msc.), <i>Ps. minimus</i> M i c h. (msc.), <i>Colonograptus?</i> sp., <i>Linograptidae</i> gen. et sp. indet. (обн. 8) | 20 м. |
|---|-------|

Этот комплекс граптолитов и ряд других местных видов, по заключению Н. Ф. Михайловой, наиболее близок граптолитам средней части пржидольских слоев Чехословакии.

- | | |
|---|-------|
| 7. Светло-серые, иногда зеленоватые, тонкозернистые туффиты кислого состава | 10 м. |
| 8. Песчаники полимиктовые, серые, среднезернистые | 80 м. |
| 9. Алевролиты табачно-серые, плитчатые, иногда известковистые | 35 м. |
| 10. Песчаники полимиктовые, серо-зеленые, мелко- и тонкозернистые с растительными остатками | 75 м. |

Выше пачки 10 следуют отложения девона. Здесь в алевролитах, залегающих под туффитами альбитофиров, собрана (пачка 11, обн. 7а) обильная коллекция граптолитов, из которой Н. Ф. Михайловой определены *Monograptus uniformis* и *M. angustidens*, найденных вместе с характерным новым видом *M. kasachstanensis* M i c h. (msc.), название которого было присвоено новой зоне, соответствующей уровню

зон *Monograptus uniformis* и *M. angustidens* в пограничных силуро-девонских разрезах ряда стран Центральной Европы.

* * *

Вновь выделенным токрауским горизонтом венчается разрез силура Северо-Восточного Прибалхашья. Далее в непрерывном разрезе следуют отложения айнасуйского и караэспинского горизонтов девона, которые до последнего времени относили к силуру. В связи с этим представляется целесообразным коротко остановиться на их характеристике, как на пограничных с силуром подразделениях.

О границе между силуром и девоном Северо-Восточного Прибалхашья имеется несколько различных мнений, и этот вопрос до сих пор остается спорным.

Стратиграфическое положение пограничных отложений силура и девона Северо-Восточного Прибалхашья, по данным исследователей, показано в таблице 2. Различное толкование объясняется сложностью изучения пограничных отложений вообще, а применительно к Северо-Восточному Прибалхашью еще и недостаточностью фактического материала — главным образом бедностью фаунистических комплексов и их слабой изученностью. Здесь известны остатки фауны брахиопод, крупных форм трилобитов, реже пелеципод, стеблей морских лилий и остатки флоры. В последние годы автору совместно с геологами ЦКГУ и МГУ удалось в пограничных отложениях силура и девона выявить фауну граптолитов. Это вселило большие надежды на возможность более точного их расчленения и определения границы. Однако первая попытка использования граптолитов была неудачной, так как оказалось не совсем точным заключение о их возрасте (ошибка в установлении зоны *Monograptus hercynicus*). Кроме того, их положение в разрезе по отношению к отложениям айнасуйского и караэспинского горизонтов из-за сложности тектонического строения района понималось неправильно. Это привело к тому, что айнасуйский горизонт по-прежнему оставили в силуре (Аполлонов, Бандалетов и др., 1968).

Во время специальной поездки в Северо-Восточное Прибалхашье было уточнено положение в пограничных разрезах силура и девона граптолитовых комплексов, которые пополнились новыми сборами. В настоящее время коллекции граптолитов в значительной мере монографически обработаны. В связи с этим появилась необходимость высказать иную точку зрения о границе силура и девона в этом районе, изложенную частично ранее (Бандалетов, Михайлова, 1968).

Ниже приводится краткая литологическая и палеонтологическая характеристика айнасуйского и кокбайтальского горизонтов, равно как и обоснование их девонского возраста (рис. 21).

Айнасуйский горизонт

Выше токрауского горизонта в большинстве районов Северо-Восточного Прибалхашья прослеживаются зеленоцветные терригенные отложения, как правило, известковистые. Это известковистые мелкозернистые песчаники, известковистые алевролиты, содержащие довольно обильные остатки брахиопод, кораллов, трилобитов, криноидей, пелеципод и других групп. Обычно в верхах разреза наблюдаются линзовидные прослои светло-серых коралловых известняков. Мощность линз иногда достигает 150 м при протяженности до 2 км. Мощность всего горизонта 200—300 м.

Известковистые алевролиты и песчаники айнасуйского горизонта

содержат богатый комплекс брахиопод. Отсюда (обн. 64 — г. Киикбай, обн. 1763 — г. Кокбайтал, обн. 1784, 1782 — район колодца Бала) определены *Resserella* cf. *elegantuloides* (Kozl.), *Parmorthis elegantuloides* (Kozl.), *Bilobites biloba* L., *Isorthis* cf. *szajanochai* Kozl., *Gypidula galeata* Dal m., *Clorinda pseudolinguifera* Kozl., *Sieberella roemeri* H. et Cl., *Plectodonta mariae* Kozl., *Leptaena emarginata* (Barr.), *Rugoleptaena emarginata* (Barr.), *Stropheodonta corrugata pseudofascicula* Ruk., *Leptostrophia* (?) *carinata* M. Bor., *Strophonella podolica* (Siem.), *Schelwieinella praeumbracula* Kozl., *Chonetes proliferus* L., var. *dzwinogradensis* Kozl., *Coelospira saffordi* Foerste, *Eospirifer togatus togatus* (Barr.), *Delthyris saffordi* (Hall), *Howellia ohioensis* (Groba u), *Nucleospira* cf. *agadurensis* Nil.

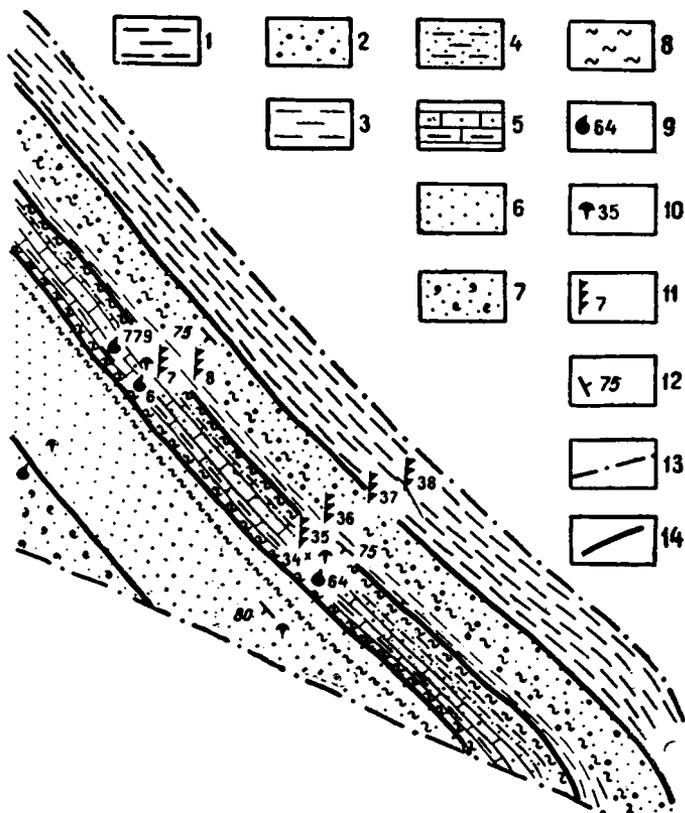


Рис. 23. Геологическая схема района г. Киикбай.

Акканский горизонт: 1 — алевролиты и песчаники; токрауский горизонт: 2 — песчаники, 3 — алевролиты; айнасуыйский горизонт: 4 — алевролиты и песчаники, 5 — известковистые алевролиты и песчаники; караэспинский горизонт: 6 — песчаники; прибалхашский горизонт: 7 — песчаники; 8 — прослои туффигов среди отложений горизонтов; фауна: 9 — брахиопод, 10 — трилобитов, 11 — граптолитов; 12 — элементы залегания пород; 13 — разрывные нарушения; 14 — границы горизонтов.

Многие виды из приведенного комплекса были найдены в разрезе стратотипа айнасуыйского горизонта на юге Караганды, а также в отложениях борщовского горизонта в Подолии.

Помимо брахиопод, для айнасуыйского горизонта характерны трилобиты (обн. 6) *Scutellum* ex gr. *lichoides* Web., *Phacops ainasuensis* Bal., *Crotalocephalus* aff. *sternbergi* (Boeck.), *Odontohile pristina*

Z. M a x., *Dalmanites saryarkensis* Z. M a x., *Cheirurus quenstedti orientalis* Z. M a x., *Harpes pansa* Z. M a x., криноидеи *Scyphocrinites* ex gr. *elegans* Z e n k e r, *Crotalocrinites* (?) *kokbajtalensis* S t u k., *Anthinocrinus* (col.) *primaevus* S i s. Кораллы из известняков верхних частей разреза этого горизонта (обн. 32, 15) *Favosites tachlowitziensis* B a r r., *F. horribilis* K o v., *F. cf. nekhoroshevi* D u b a t., *Squameofavosites thetidis* C h e k h., *Axulites borissiakae* (T c h e r n.), *Heliolites kuznetshiensis* (T c h e r n.) и другие характерны для стратотипических разрезов как айнасуйского, так и караэспинского горизонтов.

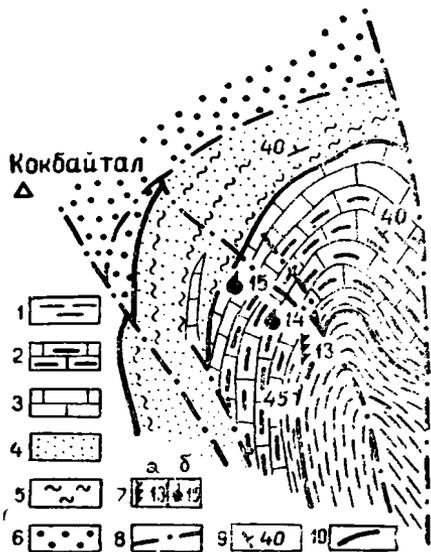


Рис. 24. Геологическая схема района г. Кокбайтал.

Токрауский горизонт: 1 — алевролиты; айнасуйский горизонт: 2 — известковые алевролиты и песчаники, 3 — известняки; караэспинский горизонт: 4 — песчаники, 5 — туффиты; прибалхашский горизонт: 6 — песчаники; 7 — органические остатки: а — граптолиты, б — брахиопод и кораллов; 8 — разрывные нарушения; 9 — элементы залегания пород; 10 — границы горизонтов.

ли и в ряде зарубежных стран (Чехословакия, Марокко, Бирма и др.), к уровню зон *M. angustidens* и *M. uniformis* приурочено развитие планктонных сцифокринитид видов группы *Scyphocrinites elegans*.

Караэспинский горизонт

Выше айнасуйских слоев в разрезах Северо-Восточного Прибалхашья выделяются терригенные образования, представленные зеленоцветными, главным образом мелкозернистыми, песчаниками, алевропесчаниками и алевролитами, содержащими маломощные прослои туффитов, альбитофиров и туфопесчаников. Мощность горизонта достигает 700—800 м. Эти образования включают остатки разнообразных групп фауны, которые, по заключению ряда специалистов (Левицкий, Стукалина и др., 1968), содержат очень много форм айнасуйского горизонта и характеризуются тесной преемственной связью с

В основании рассмотренных отложений в ряде районов Северо-Восточного Прибалхашья (рис. 21, 23, 24, 25) среди тонкозернистых песчаников и алевролитов (обн. 7а, 30, 13, 209 в) выявлен следующий комплекс граптолитов: *Monograptus angustidens* Pribul, *M. uniformis* Pribul, *M. decoratus* Pribul, *M. kasachstanensis* Mich. (msc.), *Pseudomonoclimacis elegans* Mich. (msc.), *Ps. minimus* Mich. (msc.), *Linograptidae* gen. et sp. indet. На основании этого комплекса Н. Ф. Михайлова выделила зону *Monograptus kasachstanensis*.

В СССР (Обут, 1968; Корень, 1968) зона *M. uniformis* понимается в более широком смысле. В нее включается и зона *M. angustidens* в качестве нижней подзоны. Именно такая зона установлена в основании борцовского горизонта Подолии (слои Тайна), с которой довольно хорошо коррелируется зона *M. kasachstanensis* Северо-Восточного Прибалхашья. Примечательно и то обстоятельство, что в Казахстане, как и в Подолии

последними. Следует отметить, что близкие комплексы донной фауны айнасуйского и караэспинского горизонтов наблюдаются тогда, когда они встречаются в одинаковых по фациальному типу осадках — известняках и известковистых разностях песчаников и алевролитов. Сходство литологического состава указанных горизонтов в ряде случаев затрудняет их разделение.

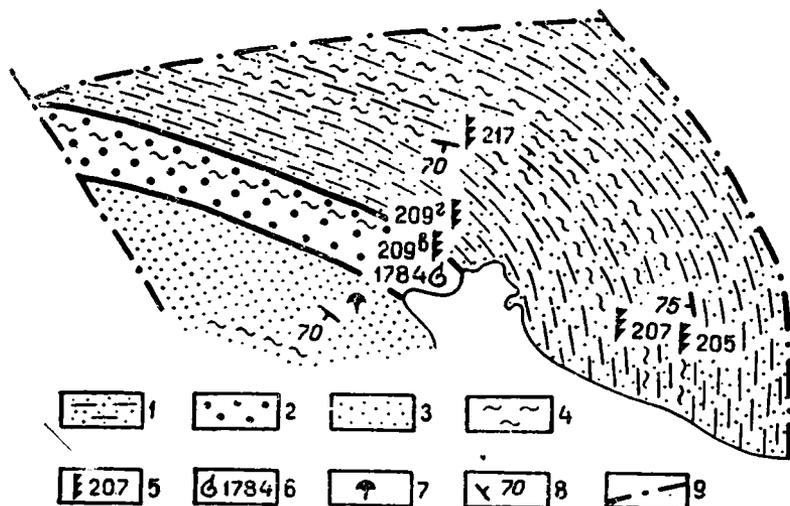


Рис. 25. Геологическая схема района колодца Бала.

1 — алевролиты и песчаники акканского и токрауского горизонтов; 2 — грубозернистые песчаники айнасуйского горизонта; 3 — песчаники караэспинского горизонта; 4 — туффиты; органические остатки: 5 — граптолитов, 6 — брахиопод, 7 — трилобитов; 8 — элементы залегания пород; 9 — разрывные нарушения.

* * *

Заканчивая изложение накопившегося в последние годы фактического материала по Северо-Восточному Прибалхашью, следует отметить, что рассматриваемый район характеризуется наибольшей полнотой разреза силура. Здесь наблюдаются непрерывные отложения от верхнего ордовика до среднего девона. Они довольно хорошо охарактеризованы палеонтологически и представляют исключительный интерес для проведения границ между ярусами и отделами внутри системы, а также границы силура и девона.

Выявлены и охарактеризованы комплексами граптолитовой фауны отложения силура и низов девона и установлен ряд граптолитовых зон (рис. 21). Граница между альпейским и жумакским горизонтами проведена по подошве зоны *Globograptus crispus* и *Spirograptus turriculatus*, а между венлокским и лудловским ярусами и соответственно между нижним и верхним отделом по кровле зоны *Monograptus testis* или по подошве зоны *Lobograptus scanicus* и *Neodiversograptus nilsoni*.

Верхняя граница лудловского яруса проводится по кровле зоны *Monograptus formosus*, выше которой в составе силура выделен токрауский горизонт как надлудловское (дожединское) образование, содержащее комплекс граптолитов уровня средней части пржидольских слоев Чехословакии. Граница между силуром и девоном проведена по подошве зоны *Monograptus kasachstanensis*, которая коррелируется с зонами *Monograptus uniformis* и *M. angustidens*. Положение этой

Z. M a x., *Dalmanites saryarkensis* Z. M a x., *Cheirurus quenstedti orientalis* Z. M a x., *Harpes pansa* Z. M a x., криноидеи *Scyphocrinites* ex gr. *elegans* Z e n k e r, *Crotalocrinites* (?) *kokbajtalensis* S t u k., *Anthinocrinus* (col.) *primaevus* S i s. Кораллы из известняков верхних частей разреза этого горизонта (обн. 32, 15) *Favosites tachlowitziensis* B a r r., *F. horribilis* K o v., *F. cf. nekhoroshevi* D u b a t., *Squameofavosites thetidis* C h e k h., *Axulites borissiakae* (T c h e r n.), *Heliolites kuznetziensis* (T c h e r n.) и другие характерны для стратотипических разрезов как айнасуйского, так и караэспинского горизонтов.

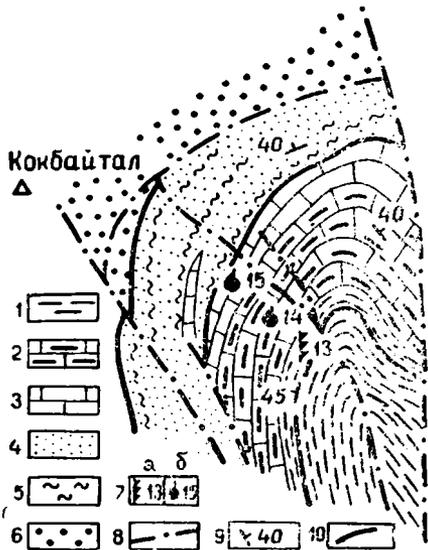


Рис. 24. Геологическая схема района г. Кокбайтал.

Токрауский горизонт: 1 — алевролиты; айнасуйский горизонт: 2 — известковые алевролиты и песчаники, 3 — известняки; караэспинский горизонт: 4 — песчаники, 5 — туффиты; прибалхашский горизонт: 6 — песчаники; 7 — органические остатки: а — граптолитов, б — брахиопод и кораллов; 8 — разрывные нарушения; 9 — элементы залегания пород; 10 — границы горизонтов.

ли и в ряде зарубежных стран (Чехословакия, Марокко, Бирма и др.), к уровню зон *M. angustidens* и *M. uniformis* приурочено развитие планктонных сцифокринитид видов группы *Scyphocrinites elegans*.

Караэспинский горизонт

Выше айнасуйских слоев в разрезах Северо-Восточного Прибалхашья выделяются терригенные образования, представленные зеленоцветными, главным образом мелкозернистыми, песчаниками, алевропесчаниками и алевролитами, содержащими маломощные прослои туффитов, альбитофиров и туфопесчаников. Мощность горизонта достигает 700—800 м. Эти образования заключают остатки разнообразных групп фауны, которые, по заключению ряда специалистов (Левицкий, Стукалина и др., 1968), содержат очень много форм айнасуйского горизонта и характеризуются тесной преемственной связью с

В основании рассмотренных отложений в ряде районов Северо-Восточного Прибалхашья (рис. 21, 23, 24, 25) среди тонкозернистых песчаников и алевролитов (обн. 7а, 30, 13, 209 в) выявлен следующий комплекс граптолитов: *Monograptus angustidens* Pribul, *M. uniformis* Pribul, *M. decoratus* Pribul, *M. kasachstanensis* Mich. (msc.), *Pseudomonoclimacis elegans* Mich. (msc.), *Ps. minimus* Mich. (msc.), *Linograptidae* gen. et sp. indet. На основании этого комплекса Н. Ф. Михайлова выделила зону *Monograptus kasachstanensis*.

В СССР (Обут, 1968; Корень, 1968) зона *M. uniformis* понимается в более широком смысле. В нее включается и зона *M. angustidens* в качестве нижней подзоны. Именно такая зона установлена в основании борщовского горизонта Подолии (слои Тайна), с которой довольно хорошо коррелируется зона *M. kasachstanensis* Северо-Восточного Прибалхашья. Примечательно и то обстоятельство, что в Казахстане, как и в Подолии

последними. Следует отметить, что близкие комплексы донной фауны айнасуйского и караэспинского горизонтов наблюдаются тогда, когда они встречаются в одинаковых по фациальному типу осадках — известняках и известковистых разностях песчаников и алевролитов. Сходство литологического состава указанных горизонтов в ряде случаев затрудняет их разделение.

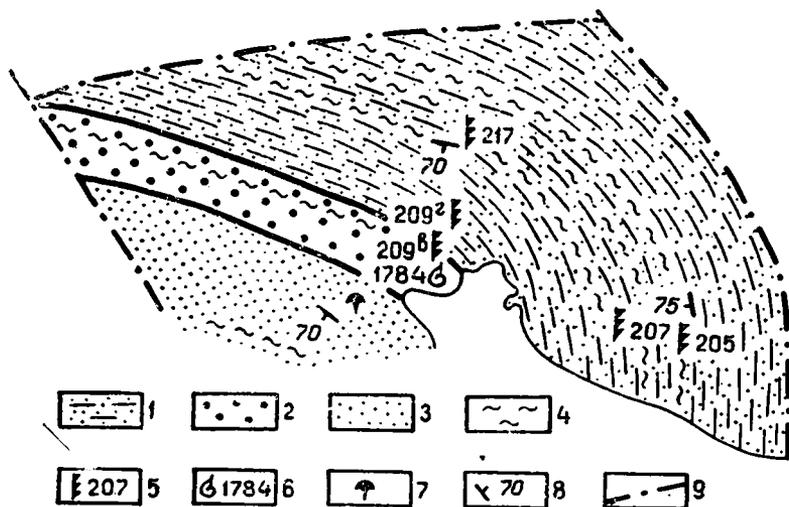


Рис. 25. Геологическая схема района колодца Бала.

1 — алевролиты и песчаники акканского и токрауского горизонтов; 2 — грубозернистые песчаники айнасуйского горизонта; 3 — песчаники караэспинского горизонта; 4 — туффиты; органические остатки: 5 — граптолитов, 6 — брахиопод, 7 — трилобитов; 8 — элементы залегания пород; 9 — разрывные нарушения.

* * *

Заканчивая изложение накопившегося в последние годы фактического материала по Северо-Восточному Прибалхашью, следует отметить, что рассматриваемый район характеризуется наибольшей полнотой разреза силура. Здесь наблюдаются непрерывные отложения от верхнего ордовика до среднего девона. Они довольно хорошо охарактеризованы палеонтологически и представляют исключительный интерес для проведения границ между ярусами и отделами внутри системы, а также границы силура и девона.

Выявлены и охарактеризованы комплексами граптолитовой фауны отложения силура и низов девона и установлен ряд граптолитовых зон (рис. 21). Граница между альпейским и жумакским горизонтами проведена по подошве зоны *Globograptus crispus* и *Spirograptus turriculatus*, а между венлокским и лудловским ярусами и соответственно между нижним и верхним отделом по кровле зоны *Monograptus testis* или по подошве зоны *Lobograptus scanicus* и *Neodiversograptus nilsoni*.

Верхняя граница лудловского яруса проводится по кровле зоны *Monograptus formosus*, выше которой в составе силура выделен токрауский горизонт как надлудловское (дожединское) образование, содержащее комплекс граптолитов уровня средней части пржидольских слоев Чехословакии. Граница между силуром и девоном проведена по подошве зоны *Monograptus kasachstanensis*, которая коррелируется с зонами *Monograptus uniformis* и *M. angustidens*. Положение этой

зоны в основании айнасуйского горизонта обусловило отнесение последнего, равно как и караэспинского горизонта, к девону.

Северо-Джунгарский синклиниорий

В юго-восточном окончании Джунгаро-Балхашской подзоны, как и в Северо-Восточном Прибалхашье, развиты стратиграфические аналоги айнасуйского и караэспинского горизонтов, которые представлены терригенными образованиями. Отложения нижнего отдела здесь отсутствуют, а поэтому они лежат на размытой поверхности нижнепалеозойских и, возможно, допалеозойских кристаллических сланцев резко трансгрессивно и несогласно. По данным Н. А. Афоничева (1958, 1960), А. Е. Савичевой, И. И. Никитченко, С. И. Майрина, А. М. Жмырева и др., в основании разреза отмечаются базальные конгломераты, сменяемые зеленоцветными песчаниками и алевролитами, содержащими линзы известняков с фауной *Favosites aff. subgothlandicus* Sok., *Squameofavosites aff. singularis* Sok., *Isorthis cf. szainoc-hai* Kozl., *Leptostrophia (?) carinata* Bog., *Gypidula ex gr. galeata* Daln., которая позволяет отнести их к девону. Мощность отложенный достигает 200 м.

ЗАЙСАНСКАЯ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА

Сведений о силурийских породах этого района, к сожалению, пока имеется очень мало. Отложения нижнего отдела здесь не обнаружены. Разрез силура, хорошо представленный в Чарском поясе, начинается с лудлова арасанской свитой. Это исключительно осадочные морские образования, которые лежат резко трансгрессивно на метаморфической толще протерозоя. Они установлены еще в 1932 г. А. И. Каликом в районе пос. Батуринка. Позже более полные разрезы их были выявлены в 1959 г. Е. А. Флеровым у оз. Арасан (Давиденко и др., 1963), а также на 45 км шоссе с. Георгиевка—Зайсан и северо-восточнее зимовки Ортобулак (Севрюгин и др., 1965). Лудловские отложения везде представлены песчаниками, алевролитами, глинистыми и кремнистыми алевролитами, известняками, глинистыми известняками, содержащими фауну (рис. 13): *Conchidium aff. knighti* (Sow.), *C. biloculare* L., *Plectatrypa ex gr. marginalis* (Daln.), *Pholidophyllum tabulatum* Last., *Spirifer ex gr. irbitensis* Tschern., *Strophomena cf. imbrex* Dav. Мощность отложений достигает 480—570 м. В районе пос. Батуринка наблюдается перекрытие лудловских пород девонскими, а в отдельных участках — отложениями карбона.

Силурийские отложения (Бельговский, Василевская, 1955) известны также в Южном Алтае по правобережью р. Бухтармы, севернее оз. Маркаколь, западнее пос. Катон-Карагай. Здесь выделена венлок-лудловская середчихинская терригенная свита с толщей доломитовых известняков внизу. Мощность свиты 240—260 м.

Помимо отложений лудлова, в Зайсанской зоне юго-западнее оз. Зайсан обнаружены образования караэспинского горизонта девона. Они выходят у северо-восточных предгорий хребта Тарбагатай на относительно небольшой площади между р. Нарын, правым притоком р. Карбоги и р. Тебезге.

По данным О. П. Ковалевского и др. (1967), по левобережью р. Тебезге и на западном склоне горы Караджал развиты морские терригенно-карбонатные отложения с фауной караэспинского горизонта. Это зеленоцветные известковистые песчаники и алевролиты, реже известняки, общая мощность которых достигает 210 м. Кроме того, между горами Джеллитау и Караджал наблюдаются синхрон-

ные им вулканогенные образования, взаимоотношения которых с подстилающими породами пока неясны. Выходами венлок-лудловских отложений в Южном Алтае и лудловских пород в Чарском поясе исчерпываются все сведения о силурийских образованиях этой зоны в пределах Казахстана.

ОБОБЩЕННАЯ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА И ГРАНИЦЫ СИЛУРИЙСКОЙ СИСТЕМЫ В КАЗАХСТАНЕ

Первая биостратиграфическая шкала силура Восточного Казахстана была выработана в 1958 г. на совещании по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. До этого такие схемы были разработаны лишь для Северо-Восточного Прибалхашья (Бубличенко, 1945), хребта Чингиз и южной окраины Карагандинского бассейна (Борисяк, 1955, 1955а). По всем же остальным районам Казахстана на основании литологических различий и довольно бедной фаунистической характеристики выделялись местные литостратиграфические подразделения — свиты или устанавливалась принадлежность отложений к тем или иным геохронологическим подразделениям единой шкалы.

В качестве унифицированных подразделений в нижнем отделе силурийской системы в 1958 г. были выделены альпеисский горизонт, соответствующий лландоверийскому ярусу, и жумаковский горизонт, отвечающий главным образом нижней половине венлокского яруса. Верхний возрастной предел жумаковского горизонта, равно как и положение его относительно вышележащего акканского горизонта, были неясны. Альпеисский и жумаковский горизонты установлены в пределах хребта Чингиз и северо-восточной части Центрального Казахстана, и их применимость в других районах Казахстана требовала проверки. К верхнему отделу силура было предложено отнести акканский и айнасуйский горизонты, которые сопоставлялись соответственно с нижнелудловским и верхнелудловским подъярусами. При этом предполагалось, что выше айнасуйского горизонта, до начала девонской системы (прибалхашский горизонт), возможно выделение еще одного подразделения стратиграфической шкалы (Борисяк, 1960).

В последующее время рассмотренная схема претерпела некоторые изменения, касающиеся как объемов выделенных горизонтов, так и пополнения ее новыми региональными стратиграфическими подразделениями. Так, И. Н. Красилова (1959, 1963) в Северном Прибалхашье выше айнасуйских слоев (горизонта) выделила балинские слои. В книге «Стратиграфия СССР», т. «Силурийская система» (1965) балинские слои возведены в ранг горизонта, который вошел в унифицированную региональную стратиграфическую схему как самое молодое подразделение верхнего отдела силура и вместе с айнасуйским горизонтом был отнесен к тиверскому ярусу. Стратиграфическими аналогами балинского горизонта в Агадырском районе Центрального Казахстана является караэспинский горизонт (Михневич, Нилова, 1965), а в Нуринском синклинии — надайнасуйский горизонт (Четверикова и др., 1966). Акканский, жумаковский и альпеисский горизонты в книге «Стратиграфия СССР», т. «Силурийская система» (1965) коррелировались соответственно с лудловским, венлокским и лландоверийским ярусами английской шкалы.

Ниже приводится обобщенная биостратиграфическая шкала силура Казахстана, в значительной мере пополненная новыми фактическими данными, с учетом тех решений Междуведомственного

стратиграфического комитета СССР и соответствующих международных организаций, которые были приняты в последние годы (табл. 3). Основной единицей этой шкалы является горизонт, под которым понимается подразделение регионального значения, объединяющее по горизонту синхронные разнофациальные отложения, примерно соответствующие по рангу свите (Стратиграфическая классификация, терминология и номенклатура, 1965).

Наибольшее значение при расчленении и корреляции силурийских отложений из ископаемых организмов имели граптолиты, брахиоподы, кораллы, трилобиты и криноидеи. Другие группы играли вспомогательную роль. Лишь небольшая часть силурийской фауны Казахстана в настоящее время обработана монографически, а именно: граптолиты (Обут, Соболевская, 1966), брахиоподы (Никифорова, 1937; Борисяк, 1955, 1955а, 1964; Рукавишникова, 1961; Литвинович и др., 1963; Нилова, 1965; Ушатинская, 1966), кораллы (Степанов, 1908; Рухин, 1939; Соколов, 1940; Ковалевский, 1960, 1965, 1965а, 1968; Бондаренко, 1963, 1966; Барская и Бондаренко, 1963; Барская и Шаркова, 1963; Николаева, 1960, 1964; Смеловская, 1963; Полтавцева, 1965; Келлер, 1966; Сытова и Улитина, 1966), трилобиты (Максимова, 1968), криноидеи (Яковлев, 1953; Стукалина, 1960, 1961, 1965).

При суждении о возрасте большей частью использовались предварительные определения и заключения. Особенно большую роль сыграли граптолиты (иногда в сочетании с бентосной фауной), собранные за последние годы в различных районах Казахстана. Большие коллекции их определены Н. Ф. Михайловой.

В предлагаемой биостратиграфической схеме силура Казахстана выделены: в нижнем силуре — альпеисский и жумаковский горизонты, в верхнем — акканский и токрауский. Акканский горизонт коррелируется с английским лудловом и, по-видимому, включает верхи венлока. Токрауский горизонт рассматривается как надлудловское (дожединское) подразделение. Относившиеся ранее к силуру айнасуиский и караэспинский (балинский) горизонты переведены в девон (табл. 3).

НИЖНИЙ СИЛУР

Отложения нижнего силура исключительно широко распространены как в области каледонид (Ерементау-Чу-Илийская и Баянаул-Чингиз-Тарбагатайская зоны), так и в герцинидах (Джунгаро-Балхашская зона).

Несмотря на значительную фациальную пестроту и присутствие в ряде разрезов большого количества вулканогенного материала, они хорошо охарактеризованы палеонтологически и довольно надежно коррелируются.

Альпеисский горизонт

Альпеисский горизонт как основная региональная стратиграфическая единица выделен по материалам автора на совещании по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана (1958). Стратотипом его является описанный выше разрез альпеисской свиты хребта Чингиз. Первоначально М. А. Борисяк, О. П. Ковалевским и Т. В. Николаевой (1961) альпеисский горизонт был подразделен на четыре части — слои с *Holorhynchus giganteus*, слои с *Holorhynchus cinghizicus*, слои с *Eospirifer cinghizicus* и слои с *Pentamerus longiseptatus*, которые, как тогда счита-

КОРРЕЛЯЦИОННАЯ СХЕМА СИЛУРА КАЗАХСТАНА

Список фаун составлен с использованием материалов: по кораллам - О.П.Ковалева, Н.В.Келлер, Н.В.Полтавцов, Т.В.Лукомская, В.Е.Ковина, Я.В.Савоско, Я.Сутягин, Я.И.Калуга, Г.Т.Литвинской; по трапезам - Н.И.Иванов, М.И.Валдгауэр, З.И.Маслова, И.И.Колодийко, по корням ямкам - Г.А.Стручкова, по гонимкам - А.М.Бута.

Table with columns for geological periods (Silurian, Devonian, Carboniferous, Permian, Triassic, Jurassic, Cretaceous, Paleogene, Neogene, Quaternary) and fossil groups (Graptolites, Bryozoa, etc.).

Список фаун составлен с использованием материалов: по кораллам - О.П.Ковалева, Н.В.Келлер, Н.В.Полтавцов, Т.В.Лукомская, В.Е.Ковина, Я.В.Савоско, Я.Сутягин, Я.И.Калуга, Г.Т.Литвинской; по трапезам - Н.И.Иванов, М.И.Валдгауэр, З.И.Маслова, И.И.Колодийко, по корням ямкам - Г.А.Стручкова, по гонимкам - А.М.Бута.

Table with columns for geological periods (Silurian, Devonian, Carboniferous, Permian, Triassic, Jurassic, Cretaceous, Paleogene, Neogene, Quaternary) and fossil groups (Graptolites, Bryozoa, etc.).

Список фаун составлен с использованием материалов: по кораллам - О.П.Ковалева, Н.В.Келлер, Н.В.Полтавцов, Т.В.Лукомская, В.Е.Ковина, Я.В.Савоско, Я.Сутягин, Я.И.Калуга, Г.Т.Литвинской; по трапезам - Н.И.Иванов, М.И.Валдгауэр, З.И.Маслова, И.И.Колодийко, по корням ямкам - Г.А.Стручкова, по гонимкам - А.М.Бута.

Table with columns for geological periods (Silurian, Devonian, Carboniferous, Permian, Triassic, Jurassic, Cretaceous, Paleogene, Neogene, Quaternary) and fossil groups (Graptolites, Bryozoa, etc.).

Список фаун составлен с использованием материалов: по кораллам - О.П.Ковалева, Н.В.Келлер, Н.В.Полтавцов, Т.В.Лукомская, В.Е.Ковина, Я.В.Савоско, Я.Сутягин, Я.И.Калуга, Г.Т.Литвинской; по трапезам - Н.И.Иванов, М.И.Валдгауэр, З.И.Маслова, И.И.Колодийко, по корням ямкам - Г.А.Стручкова, по гонимкам - А.М.Бута.

Table with columns for geological periods (Silurian, Devonian, Carboniferous, Permian, Triassic, Jurassic, Cretaceous, Paleogene, Neogene, Quaternary) and fossil groups (Graptolites, Bryozoa, etc.).

Список фаун составлен с использованием материалов: по кораллам - О.П.Ковалева, Н.В.Келлер, Н.В.Полтавцов, Т.В.Лукомская, В.Е.Ковина, Я.В.Савоско, Я.Сутягин, Я.И.Калуга, Г.Т.Литвинской; по трапезам - Н.И.Иванов, М.И.Валдгауэр, З.И.Маслова, И.И.Колодийко, по корням ямкам - Г.А.Стручкова, по гонимкам - А.М.Бута.

лось, соответствовали всему лландовери. Позже О. П. Ковалевским, а затем И. Ф. Никитиным и автором слою с *Holorhynchus giganteus* были отнесены к ордовику, вследствие чего был уточнен объем стратотипа альпейского горизонта (Бандалетов, 1962; Бандалетов и др., 1965).

М. А. Борисяк, О. П. Ковалевский и другие в настоящее время альпейский горизонт, стратотипической областью которого является Чингиз-Тарбагатайский район, подразделяют на слои с *Holorhynchus cinghizicus* нижнего лландовери, слои с *Eospirifer cinghizicus* среднего лландовери и слои с *Pentamerus longiseptatus* верхнего лландовери.

Слой с *Holorhynchus cinghizicus*

Слои установлены в Чингиз-Тарбагатайском районе, где слагают нижнюю часть горизонта. В хребте Чингиз, по данным автора, они известны в районе пос. Алгабас (рис. 15, 18; обн. 56, 141), севернее горы Акдомбак (рис. 8, 9; обн. 593), в верховье р. Самсы (рис. 8, 11; обн. 114), в ур. Майлишат (рис. 15, обн. 1090), в хребте Тарбагатай — по р. Акчокка (рис. 8, обн. 145). Комплекс бентосной фауны горизонта, обычно встречающийся в известковистых породах, следующий: кораллы — *Palaeofavosites groenlandicus tarbagataicus* Bond., *P. venustus* Kov., *Propora conferta* M. E. et H., *P. simplex* Kov., *Brachyelasma tholitabulatum* Nik., брахиоподы — *Holorhynchus cinghizicus* M. Bor., *Plectatrypa praemarginalis* Sav., *Zygospira subrotunda* Nil., *Coelospira planconvexa* Hall., криноидеи — *Cinghizocrinus* (col.) *kokajgirensis* Stuk.

Выше карбонатных отложений с фауной слоев с *Holorhynchus cinghizicus* в разрезе по р. Корык, севернее пос. Алгабас (рис. 15, 18; обн. 141) определены граптолиты *Climacograptus scalaris* His., *Paraclimacograptus* (*Comograptus*) cf. *comatus* Obut et Sob., *Pseudoclimacograptus hughesi* (Nich.), *Rectograptus* sp., *Pristiograptus gregarius* (Larw.), *P. aff. concinnus* (Larw.), *Pernerograptus* sp., *Campograptus* sp. indet., *Diversograptus?* sp. indet. Этот комплекс, по заключению Н. Ф. Михайловой, не может быть выше зоны *Demirastrites triangulatus* — нижней зоны среднего лландовери. Кроме того, в ряде мест в терригенных породах выше верхнеордовикских отложений выявлены граптолиты нижнего лландовери — *Climacograptus scalaris* (His.), *Climacograptus rectangularis* (McCoy), *Akidograptus* cf. *acuminatus* (Nich.), *Pristiograptus concinnus* (Larw.), *Pribylograptus incommodus* (Törnq).

За пределами Чингиз-Тарбагатайского района стратиграфическими аналогами слоев с *Holorhynchus cinghizicus* являются отложения, содержащие главным образом фауну нижнелландоверианских граптолитов. Так, к северо-западу от хребта Чингиз и к западу от пос. Кайнар они наблюдаются в ур. Отызбес (рис. 15, 17; обн. 582, 94—99), где обнаружены граптолиты *Climacograptus scalaris* (His.), *Akidograptus* cf. *acuminatus* (Nich.), *Pribylograptus incommodus* (Törnq.). Из района оз. Камбобасор, восточнее Баянаула (рис. 5; обн. 6328), определены *Climacograptus* cf. *scalaris miserabilis* E. et W., *Paraclimacograptus innotatus* (Nich.), *Diplograptus* cf. *modestus parvulus* (Larw.), *Akidograptus* cf. *acuminatus* (Nich.), *Pristiograptus* sp. К северо-востоку от Караганды, в междуречье Акжар — Жартаc (рис. 15, 16; обн. 45), выявлены *Dimorphograptus* sp., *Diplograptus* ex gr. *modestus* (Larw.). Очень четкий нижнелландоверианский комплекс граптолитов, соответствующий, по-видимому, уровню слоев с *Holorhynchus cinghizicus*, установлен в Чу-Илийских горах, по р. Жи-

дели — *Climacograptus minutus* Carr., *Cl. scalaris miserabilis* E. et W., *Cl. scalaris normalis* Lapw., *Paraclimacograptus innotatus* (Nich.), *Glyptograptus* cf. *kaochiapienensis* Hsü, *Diplograptus* cf. *modestus* (Lapw.), *D. modestus parvulus* (Lapw.), *Akidograptus ascensus* Davies.

В большинстве районов, где выделяются эти слои, очень редко можно наблюдать, когда они непосредственно подстилаются слоями с *Holorhynchus giganteus* верхнего ордовика. Большей же частью в непрерывных ордовикско-силурийских разрезах выше верхнеордовикских отложений следуют слои с *Eospirifer cinghizicus* (гора Акдомбак, реки Толен, Акчатау, Терс-Айрык и ряд других мест в районе хребта Чингиз), ниже которых обычно устанавливается маломощная немая пачка, условно коррелируемая со слоями с *Holorhynchus cinghizicus*. Верхнеордовикские отложения (слои с *Holorhynchus giganteus*) и слои с *Eospirifer cinghizicus* в непрерывных разрезах иногда настолько сближены (гора Кызылтумсук, р. Толен), что создается впечатление об отсутствии в ряде разрезов слоев с *Holorhynchus cinghizicus* как самостоятельной биостратиграфической единицы. В связи с этим напрашивается предположение, не являются ли слои с *Holorhynchus cinghizicus* фаціальными аналогами слоев с *Eospirifer cinghizicus* со специфическим комплексом фауны, который в ряде разрезов будет соответствовать уровню нижней части слоев с *Eospirifer cinghizicus*.

Слои с *Eospirifer cinghizicus*

Средняя часть альпеисского горизонта, которая, по М. А. Борисяк и др. (1961), относится к среднему ландовери, представлена слоями с *Eospirifer cinghizicus*. Они хорошо охарактеризованы фауной в хребтах Чингиз и Тарбагатай и прослеживаются во многих других местах Казахстана (Шидерты-Баянаульский район, Южная Джунгария, Северное Прибалхашье, Чу-Илийские горы и др.). Для них характерны кораллы — *Palaeofavosites maximus* (Tchern.), *P. poulsoni* Teich., *P. rotundus* Kov., *Mesofavosites fleximurinus* Sok., *Streptelasma completum* Nik., брахиоподы — *Triplesia woodlandensis* Reed., *Antirhynchonella linguifera* (Sow.), *Chonetoidea garthensis* Reed., *Eospirifer cinghizicus* M. Bor., *Howellella* (?) *samsyensis* M. Bor., криноидеи — *Pandocrinus* (col.) *citus* Stuk., *Spinicrinus* (col.), *aktschetauensis* Stuk. Из приведенного списка брахиопод *Triplesia woodlandensis* Reed. встречается в среднем ландовери Англии. Следует, однако, заметить, не допускается ли ошибка, когда ограничивается нижний возрастной предел слоев с *Eospirifer cinghizicus* средним ландовери.

М. А. Борисяк, О. П. Ковалевский, Т. В. Николаева (1961), М. А. Борисяк (1965), отмечая недостаточность данных для установления точного их возраста, параллелизуют слои с *Eospirifer cinghizicus* с «зоной 6» Норвегии. В настоящее время (после общепризнанной корреляции слоев с *Holorhynchus giganteus* с «зоной 5в» Норвегии и отнесения их к ордовику) «зона 6» не может считаться только «средне-ландоверийской». В ее основании был найден *Climacograptus scalaris normalis* (Sprjeldniaes, 1957) — форма, характерная для самых низов силура Англии. В слоях с *Eospirifer cinghizicus* появляется *Clorinda undata*, наиболее свойственная низам «зоны 6», а также присутствует *Chonetoidea garthensis* Reed, известная в нижнем ландовери Англии.

В акдомбакской структуре Чингиза в верхней части слоев с *Eospirifer cinghizicus* (рис. 9, обн. 33) Н. Ф. Михайлова выявила комп-

лекс граптолитов *Climacograptus scalaris* (His.), *Pseudoclimacograptus extremus* (Lapw.), *Glyptograptus tamariscus* (Nich.), *G. tamariscus nikolaevi* Obut et Sob., *Orthograptus* aff. *insectiformis* (Nich.), *Rectograptus* aff. *cyperoides* (Törnq.), *Pristiograptus gregarius* (Lapw.), *P. cf. concinnus* (Lapw.), *Pernerograptus revolutus* (Kurck), *P. tenuipraecursor* Obut et Sob., *Campograptus communis rostratus* E. et W., *Diversograptus? capillaris* (Carr.). Эти граптолиты свидетельствуют о принадлежности отложений к зоне *Demirastrites triangulatus* (возможно, к ее верхней половине), которая является нижней зоной среднего лландовери. Поэтому естественно допустить, что довольно значительная часть слоев с *Eospirifer cinghizicus* соответствует нижнему лландовери.

Близкий комплекс граптолитов, как уже упоминалось, установлен непосредственно выше слоев с *Holorhynchus cinghizicus*.

Приведенные данные свидетельствуют о возрастной близости слоев с *Holorhynchus cinghizicus* и слоев с *Eospirifer cinghizicus* и о принадлежности последних не только к среднему, но и к нижнему лландовери. По-видимому, слои с *Eospirifer cinghizicus* и слои с *Holorhynchus cinghizicus* следует рассматривать как единое биостратиграфическое подразделение, соответствующее нижнему лландовери и низам среднего лландовери.

Слой с *Pentamerus longiseptatus*

Альпийский горизонт венчают слои с *Pentamerus longiseptatus*. Они также очень четко выделяются в Чингиз-Тарбагатайском районе и прослеживаются в других областях. Фауна представлена кораллами — *Palaeofavosites borealiformis* Kov., *Favosites multispinosus* Pouls., *Triplasma cinghizicus* Nik., *Dinophyllum minimum* Ryd., брахиоподами — *Stricklandia lens* (Sow.), *Pentamerus longiseptatus* M. Bor., *P. oblongus* Sow., *Clorinda undata* Sow., *Atrypa orbicularis* Sow. и криноидеями — *Crotalocinites (?) borealis* (Yelt.), *Karacolocrinus* (col.) *disjunctus* Stuk., *Spinicrinus* (col.) *aktschetauensis* Stuk. Слои с *Pentamerus longiseptatus* до последнего времени («Стратиграфия СССР», т. «Силурийская система», 1965) сопоставлялись с верхним лландовери. Позже в основании разреза жумацкой свиты (и жумацкого горизонта) хребта Чингиз выше этих слоев выделен комплекс коралловой фауны, аналогичной слоям с *Propora obrutschevi* (рис. 8; обн. 870). Слои с *Propora obrutschevi*, как будет показано ниже, также являются верхнелландоверискими, поскольку в хребте Тарбагатай (рис. 13; правый берег р. Аягуз) выше их выявлен комплекс граптолитов зоны *Globosograptus crispus* и *Spirigraptus turriculatus*. Таким образом, слои с *Pentamerus longiseptatus*, по-видимому, соответствуют лишь нижней половине верхнего лландовери, а следовательно, альпийский горизонт не соответствует всему объему лландовери.

Альпийский горизонт объединяет альпийскую свиту хребта Чингиз, акчоккинскую свиту хребта Тарбагатай, карабатырскую и сарыбулакскую толщи Сарысу-Тенизского антиклинория, саламатскую свиту Чу-Илийских гор, нижнюю половину ермекской свиты Нурина синклинория и их стратиграфические аналоги в других районах Казахстана (см. табл. 3). Горизонт имеет свои стратиграфические аналоги и в определенных регионах Средней Азии, на Урале и в Алтае-Саянской области. Он коррелируется с горизонтами юру и райкюла Эстонии. Альпийский горизонт может быть сопоставлен с разрезами низов силура ряда зарубежных стран (табл. 4) — с лландовери Англии (до подошвы зоны *Monograptus turriculatus*), желковиц-

кими слоями Чехословакии, низами бардянских слоев Польши, со слоями 6 и 7а, 6а, 6б Норвегии.

Жумакский горизонт

Жумакский горизонт выделен также по материалам автора в 1958 г. (Резолюция совещания..., 1958) как основное региональное стратиграфическое подразделение. Стратотипом его является разрез жумакской свиты хребта Чингиз (Бандалетов, 1957, 1962), залегающей, как уже отмечалось, непосредственно выше и согласно на альпийской свите. Наиболее полно фауна жумакского горизонта представлена в нижнеаягузской подсвите хребта Тарбагатай. Здесь О. П. Ковалевским (1969) и другими выделены слои с *Propora obrutschevi* — нижняя часть подсвиты — и слои с *Daniella tarbagataica*, составляющие верхнюю ее часть.

Слои с *Propora obrutschevi*

Эти слои (рис. 13; устье р. Терсайрык, пачки 1—6; рис. 14) содержат кораллы *Antherolites septosus* Sok., *Multisolenia tortuosa* Fritz., *Helioplasmolites antiquus* Kov., *Propora obrutschevi* Kov., *Krassophyllum kazachstanicum* Nik., брахиоподы *Chonetoidea tarbagataica* M. Bor., *Clorinda vassilievskyi* M. Bor., *Nalivkinia rhomboidalis* M. Bor., *N. kassini* M. Bor., *N. kazachica* M. Bor., трилобиты *Warburgella stokesi* (Murch.), *Encrinurus mullochensis* Reed., *E. onniensis* Whitt., *E. inustitatus* Kolobova, *Stenopareia proles* (Holm.) var. *shelvensis* (Whitt.), криноидеи *Obuticrinus* (col.) *bullosus* Yelt., *Crotalocrinites* (?) *borealis* (Yelt.), *Karakolocrinus* (col.) *disjunctus* Stuk., граптолиты *Retiolitidae*, *Monograptus priodon* (Bronn), *M. aff. ayagusensis* Obut et Sob., *Oktavites spiralis* (Geinitz), *Spirograptus* sp. Брахиоподы этих слоев, по данным М. А. Борисьяк, представлены либо местными видами, либо формами широкого вертикального распространения. Трилобиты (Колобова, 1967), а также собранные автором непосредственно выше бентосных групп фауны граптолиты зоны *Oktavites spiralis* (заключение Н. Ф. Михайловой), позволяют коррелировать эти слои с верхним лландовери Англии.

Слои с *Daniella tarbagataica*

Данные слои, расположенные стратиграфически выше (рис. 13; устье р. Терсайрык, пачки 7—9; рис. 14), содержат кораллы *Daniella tarbagataica* (Barsk.), *D. elegans* (Scharck.), *Multisolenia spinosa* Kov., *Heliolites longitubus* Kov., *Rhyzophyllum grande* Smel., брахиоподы *Trimerella media* Gor., *Atrypa orbicularis* Sow., *Plectatrypa barrandei* Dav., *Eospirifer radiatus* Sow., var. *globata* M. Bor., трилобиты *Sphaeroxochus mirus* Beyrich, *Encrinurus mullochensis* Reed, криноидеи *Crotalocrinites* (?) *fidelis* Stuk., *Bazaricrinus* (col.) *bazarensis* Stuk., *Pentagonocyclicus claris* Stuk.

Как отмечает О. П. Ковалевский, состав табулятоморфных кораллов слоев с *Daniella tarbagataica* очень близок к таковому из нижележащих слоев с *Propora obrutschevi*, хотя и здесь отмечаются новые виды. Приведенный комплекс брахиопод распространен в лландовери и венлоке Англии. Поэтому слои с *Daniella tarbagataica*, тесно связанные единством фаций и согласным залеганием со слоями с *Propora obrutschevi*, с известной долей условности относятся к верхам лландовери — низам венлока. Верхний возрастной предел этих слоев не

ясен вследствие смены морских фаций прибрежно-морскими и континентальными, палеонтологическая характеристика которых крайне скудная.

Жумакский горизонт объединяет жумакскую свиту и нижнедонжальскую подсвиту Чингиза, тьюлькулинскую свиту и нижнеагузскую подсвиту Тарбагатая, шанканскую толщу Сарысу-Тенизского антиклинория, верхнюю часть ермекской свиты Нурина синклинория, койчинскую свиту Чу-Илийских гор. Кроме того, его стратиграфические аналоги известны в других районах Казахстана (Северо-Восточное, Северо-Западное и Юго-Западное Прибалхашье и Южная Джунгария). В Северо-Восточном Прибалхашье обнаружены большие комплексы граптолитовой фауны, соответствующие уровню жумакского горизонта, и установлен ряд граптолитовых зон верхнего лландовера, а именно: зона *Globosograptus crispus* и *Spirograptus turriculatus* и зона *Oktavites spiralis* с подзонами *Monoclimacis griestonenensis* и *Stomatograptus grandis*.

Жумакский горизонт имеет также стратиграфические аналоги в Средней Азии, на Урале и в Алтае-Саянской области; в Эстонии ему отвечают горизонты адавери и яани, а в Подолии, по-видимому, верхняя часть китаягородского и мукшинский горизонт. Что касается зарубежных стран, то он, кроме соответствующего ему уровня разреза силура Англии, может быть сопоставлен с большей частью мотольских слоев Чехословакии, за исключением их верхних частей, со средней частью буднянских слоев Польши и, очевидно, со «слоями 7с» и нижней частью «слоев 8» Норвегии (табл. 4).

ВЕРХИ НИЖНЕГО И ВЕРХНИЙ СИЛУР

Среди отложений верхов нижнего и верхнего силура, развитых в Моинты-Южно-Джунгарской подзоне Ерементау-Чу-Илийской зоны и в Джунгаро-Балхашской структурно-фациальной зоне, установлены два горизонта — акканский и токрауский.

Акканский горизонт

Горизонт выделен в 1958 г. по данным Б. М. Келлера, О. П. Ковалевского, О. И. Никифоровой и др. Стратотипом его являются акканские известняки Западного Прибалхашья (Келлер, 1958; Келлер и др., 1958). Отложения горизонта развиты как на полуострове Ак-Керме, так и на южном побережье одноименного залива. С. Г. Токмачевой (1965) составлен наиболее полный разрез на полуострове Мынарал (рис. 4; пачки 34—41). Палеонтологическая характеристика горизонта следующая: кораллы — *Multisolenia tortuosa* Fritz., *Favosites hisingeri* M. E. et H., *F. similis* Sok., *F. forbesi* M. E. et H., *F. sinuosus* Kov., *Halysites opimus* Kov., *Heliolites interstinctus* L., *H. bohemicus* Wentzel, *Helioplasmolites nalivkini* Cherkh., брахиоподы — *Dolerorthis rustica* (Sow.), *Pentamerus oblongiformis* Nikif., *Conchidium knighti* (Sow.), *C. biloculare* L., *C. rossicus* Karp., *Leptaena* ex gr. *rhomboidalis* (Wilck.), *Rhynchotrete cuneata* (Dalml.), *Strophonella euglypha* (His.), *Atrypa* ex gr. *reticularis* (L.), *Eospirifer radiatus* (Sow.), криноидеи — *Crotalocrinites* (?) *rugosus* Miller, *Pandocrinus* sp. Из приведенного списка брахиопод в Англии (Holland, Lawson, Walmsley, 1963) *Conchidium knighti* (Sow.) характерен для лудлова, *Dolerorthis rustica* не найден выше венлока, а *Leptaena rhomboidalis*, *Strophonella euglypha*, *Atrypa reticularis* и *Eospirifer radiatus* встречаются как в лудлове, так и в венлоке. *Rhynchotrete cuneata* Dalml. является руководящей формой «слоев 8» венлока Норвегии.

Помимо Западного Прибалхашья, фаунистически охарактеризованные отложения акканского горизонта известны в Нурунском синклинии к югу от Караганды (Четверикова и др., 1966), в Агадырском районе (Бедров, 1960), в районе Северо-Восточного Прибалхашья (Антонюк, Аксаментова, 1965; Аполлонов, Бандалетов и др., 1968) и в других местах Джунгаро-Балхашской герцинской геосинклинальной провинции. Кроме того, по данным Е. А. Флерова, они известны и в Зайсанской геосинклинали, в районе Чарского хребта (Давиденко и др., 1963).

Отложения, соответствующие акканскому горизонту, были установлены на северном склоне хребта Тарбагатай, в бассейне р. Аягуз (Литвинович и др., 1963). По остаткам коралловой фауны они датировались лудловом. К ним относились массивные кораллово-строматолитовые известняки с *Favosites ramiformis* Schark. и лежащие выше красноцветные песчаники и конгломераты. Предполагалось, что кораллово-строматолитовые известняки согласно лежат на известковистых алевролитах с фауной граптолитов венлока. Позже автору настоящей работы удалось доказать, что фауна граптолитов среди алевролитов, подстилающих массивные органогенные известняки (рис. 13, устье р. Терсайрык, пачки 3—6), имеет не венлокский, а верхнеландоверийский возраст. По выявленному среди отложений верхнеаягузской подсвиты (аягузской свиты, по Н. Л. Литвинович и др., 1963) небольшому комплексу новых видов ругоз — *Dokophyllum tarbagataicum* Nikol., *Aphyllum* ex gr. *sociale* ex gr. *Soshk.* — нельзя точно определить возраст вмещающих пород, и поэтому есть основание утверждать, что палеонтологических данных для установления в Чингиз-Тарбагатайском районе отложений акканского горизонта пока нет. Можно лишь предположить, что стратиграфическим аналогом этого горизонта могут явиться верхние части доненжальской и аягузской свит и, возможно, верхние части жумацкой и тюлькулинской свит, верхний возрастной предел которых не известен.

В отличие от указанных выше районов, где развиты карбонатные отложения и акканский горизонт характеризуется бентосными группами фауны, разновозрастные отложения в Северо-Восточном Прибалхашье (Северо-Балхашский антиклинорий) представлены исключительно терригенными граптолитовыми фациями (рис. 21, 22; обн. 243, 237, 245, 273).

Здесь выделено несколько граптолитовых зон. В нижней части разреза, коррелируемого с акканским горизонтом, выявлена зона *Monograptus testis* верхнего венлока с *Gothograptus nassa* (Holm.), *Pristiograptus* ex gr. *dubius* (Suess.), *Pr. pseudodubius* Bouk., *Pr. sumptuosus* Pribyl, *Cyrtograptus lundgreni* (Tullb.). Выше по разрезу установлена зона *Lobograptus scanicus* и *Neodiversograptus nilssoni* — нижняя зона лудловского яруса с *Plectograptus* sp., *Gothograptus nassa* (Holm.), *Pristiograptus bohemicus* (Barr.), *Pr. comis* (Wood.), *Pr. ex gr. dubius* (Suess.), *Pr. ludlowensis* Bouc., *Monograptus* ex gr. *uncinatus* Tullb., *M. uncinatus orbatus* Wood., *Saetograptus* aff. *fritschi* (Perner), *Neodiversograptus nilssoni* (Larw.). При этом замечено, что пристиографты, характерные для выделяемой рядом исследователей в основании лудлова зоны *Pristiograptus vulgaris*, находятся в ассоциации с *Monograptus testis* (рис. 21; Джаманшурук, обн. 243), и поэтому граница между венлоком и лудловом в Казахстане проводится по подошве зоны *Lobograptus scanicus* и *Neodiversograptus nilssoni*. Венчает разрез акканского горизонта зона *Monograptus formosus* верхов лудлова. Сопровождаю-

щий ее комплекс граптолитов следующий: *Pristiograptus kolednikensis* Pribyl, *Pr. ultimus* Perner, *Monograptus formosus* Bouc., *M. purkynei* Bouc., *M. ex gr. uncinatus* Tullb. Зона *M. formosus* условно коррелируется со слоями уайтклифф лудлова английской шкалы.

Касаясь возраста акканского горизонта, следует заметить, что первоначально акканские известняки по присутствию брахиопод *Conchidium knighti* Sow., *C. biloculare* L., *C. cf. rossicus* Kagr. относились к лудлову (Никифорова, 1937). Позже в низах акканского горизонта был выявлен более богатый комплекс брахиопод (среди них встречены и приведенные выше формы), который, по заключению Т. Б. Рукавишниковой, отнесен к венлоку. Это послужило Б. М. Келлеру основанием отнести акканский горизонт к венлоку-лудлову (Келлер и др., 1958). О. П. Ковалевский (1959, 1965), изучая фауну табулят и гелиолитид, подтвердил выводы О. И. Никифоровой о лудловском возрасте акканских известняков. При этом им было отмечено (Ковалевский, 1959), что акканские известняки содержат роды *Multisolenia*, *Propora* и ряд общих видов, характерных для нижней части пентамеровых слоев Средней Азии. Как известно, в последнее время (Ким, Ларин, 1966) низы пентамеровых слоев отнесены к венлоку.

Таким образом, в вопросе о нижней границе акканских известняков пока нет единого мнения. По-видимому, правильнее возраст акканских известняков не ограничивать лудловом. Если до последнего времени (Holland, Lawson, Walmsley, 1963) *Conchidium knighti* (Sow.) считался только лудловской формой (*Upper Bringewood Beds*), то сейчас (Lamont, 1966) имеются данные, указывающие на то, что группа видов *Conchidium knighti* лудловско-венлокского возраста. Принадлежность *Conchidium knighti* не только к лудлову была подтверждена находками его на Урале, в хребте Пайхой, на одной плитке с граптолитом *Monograptus testis* — зональной формой верхнего венлока. Эта интересная находка автору была показана Н. Т. Корень в марте 1967 г.

Нижняя и верхняя границы акканского горизонта в разрезе стратотипа не ясны. Акканские известняки лежат на размытой поверхности сланцевой толщи, которая сверху содержит граптолиты зоны *Cyrtograptus murchisoni*. Очевидно, значительная часть венлока из этого разреза выпадает.

Акканские известняки с немой пачкой красноцветных песчаников сверху резко несогласно перекрыты девонским комплексом вулканогенных образований. Предполагается, что акканские известняки охватывают верхний венлок и весь лудлов и что верхняя граница акканского горизонта отвечает кровле зоны *Monograptus formosus*, которая выявлена в Северо-Восточном Прибалхашье. Следует, однако, отметить, что до сих пор не ясно, соответствуют ли стратиграфические объемы акканских известняков Западного Прибалхашья таковым терригенных разрезов Северо-Восточного Прибалхашья, поскольку связующие звенья между кораллово-брахиоподовыми и граптолитовыми фациями еще не выявлены.

Акканский горизонт может быть сопоставлен с дельянским и низами исфаринского (зона *Monograptus formosus*) надгоризонтами Средней Азии, чагырским и, по-видимому, верхней частью чинетинского горизонтов Горного Алтая, с горизонтами яагараху, роотсиюла, паадла, курессаари и пагегайским Прибалтики, с устьевским и малиновецким горизонтами Подолии. Из разрезов силура зарубежных стран он коррелируется с верхней частью венлока и лудловом Англии,

верхами мотольских и копанинскими слоями Чехословакии, верхней частью бардянских, вильковскими и выдришовскими слоями Польши, верхней половиной «слоев 8» и «слоями 9» Норвегии.

Токрауский горизонт

В биостратиграфической шкале силура Казахстана этот горизонт выделяется впервые по материалам автора (Бандалетов, Михайлова, 1968). Стратотипом его является разрез терригенных отложений в Северо-Восточном Прибалхашье, установленный по левобережью р. Токрау, в районе колодца Маубас, гор Киикбай и Кокбайтал (рис. 21, 23, 24, 25). Здесь выше кровли зоны *Monograptus formosus* акканского горизонта лудлова и ниже подошвы зоны *Monograptus kasachstanensis*, установленной в основании отложений, содержащих фауну айнасуйского горизонта нижнего девона, прослеживаются мелкозернистые полимиктовые песчаники и алевролиты с редкими маломощными прослоями туффитов альбитофиров. В них обнаружены граптолиты и остатки брахиопод, кораллов и криноидей. Мощность горизонта достигает 500—600 м. Предшествующие исследователи (Ушатинская, Келлер, 1966) эту часть разреза включали в айнасуйский горизонт (нижняя и средняя пачки).

Нижняя граница токрауского горизонта наблюдается в районе колодца Маубас, где она проводится по кровле зоны *Monograptus formosus* (обн. 273). Выше этой зоны среди зеленоцветных песчаников и алевролитов здесь отмечаются два линзовидных прослоя обломочных известняков мощностью до 0,5 м с фауной кораллов плохой сохранности (рис. 21; обн. 185) — *Axulites* sp., *Cladopora* sp., *Rseudoplasmopora* sp., *Squametofavosites* sp. (cf. *incredibilis* Ch e k h.), *Heliolites* sp. Аналогичные известняки встречены в 4 км севернее горы Кокбайтал (обн. 45). В 300 м выше этих известняков собраны остатки граптолитов, среди которых определен *Monograptus* cf. *perneri* В о u c. (обн. 41).

В районе горы Киикбай (рис. 21, 23) в 230 м ниже основания айнасуйского горизонта с граптолитами, характерными для зоны *Monograptus kasachstanensis* (обн. 7а), на стратиграфическом уровне, примерно соответствующем положению пачки пород с *Monograptus* cf. *perneri* В о u c., в разрезе района г. Кокбайтал выявлены граптолиты (обн. 8) *Monograptus* ex gr. *uncinatus* T u l l b., *Pseudomonoclimacis bandaletovi* M i c h. (m s c.), *Ps. minimus* M i c h. (m s c.), *Colonograptus?* sp. Этот комплекс (зона *Ascudomonoclimacis bandaletovi*, по Н. Ф. Михайловой) наиболее близок к граптолитам средней части пржидольских слоев Чехословакии. Зона *Monograptus kasachstanensis*, как будет показано ниже, сопоставляется с зонами *Monograptus uniformis* и *M. angustidens*, и по ее подошве в настоящее время в Казахстане проводится верхняя граница токрауского горизонта, а также граница между силурийской и девонской системами. Помимо фауны, в отложениях токрауского горизонта встречена флора. Отсюда М. А. Сенкевич определены *Cooksonia* sp., *Jugumella burubaensis* gen. et sp. nov?, *Taenocrada* sp?, *Baragwanathia* sp. Как известно (Сенкевич, 1968), *Cooksonia* впервые появляется в даунтоне Англии, а также характерна для низов пржидольских слоев Чехословакии, где этот род встречен вместе с граптолитами *Pristiograptus ultimus* (P e r n.). В верхней части слоев отмечена и *Taenocrada* (?). Таким образом, в рассматриваемом районе, как и в ряде стран Центральной Европы, устанавливаются надлудловские (дожединские) отложения.

Помимо Северо-Восточного Прибалхашья, отложения токрауско-

го горизонта развиты на площади всей Джунгаро-Балхашской герцинской геологической провинции, для которой характерно непрерывное накопление осадков в позднем силуре и раннем девоне. Так, по южной окраине Карагандинского бассейна (Нуринский синклиорий) к токраускому горизонту, очевидно, следует отнести 400-метровую толщу песчаников (рис. 19; р. Айнасу, пачка 1), залегающую ниже фаунистически охарактеризованных айнасуйских слоев (Борисяк, 1955а) — стратотипа айнасуйского горизонта. Токраускому горизонту, видимо, будет соответствовать нижняя часть айнасуйского горизонта в том объеме, который принят Н. П. Четвериковой, В. А. Сытовой, Г. Т. Ушатинской, Н. Б. Келлер и др. (1966), — зона *Favosites niagarensis*. Корреляция отложений, выделенных в токрауский горизонт в Северо-Восточном Прибалхашье, с аналогичными образованиями в южной окраине Карагандинского бассейна проводится главным образом по положению их в разрезе между акканским горизонтом и зоной *Plectatomurus bogimbaensis* айнасуйского горизонта. Эта зона установлена в Нуринском синклиории, а позже выявлена и в Северо-Восточном Прибалхашье.

Фаунистическая характеристика токрауского горизонта базируется пока на небольших комплексах граптолитов, кораллов и брахиопод. Вышеприведенный комплекс кораллов из основания горизонта, по заключению О. П. Ковалевского, определенных указаний на возраст его стратотипа не дает. Однако значительно богаче списки кораллов зоны *Favosites niagarensis*, установленной над акканским горизонтом в разрезе Нуринского синклиория (Келлер, 1966). Отсюда определены *Favosites tachlowitziensis* Barr., *F. fungites* Sok., *F. niagarensis* Hall, *F. multispinosus* Pouls., *Squameofavosites* sp., *Axulites borissiakae* (Tchern.), *Plectatomurus solidus* Chang., *Heliolites arcuatus* Bond., *Squameolites minutus* (Dun.), *Ptychophylulum* sp.

Из приведенного списка *Favosites tachlowitziensis* и *F. niagarensis* характерны для верхнебуднянского подъяруса Чехословакии, а *F. niagarensis*, кроме того, известен в верхнем силуре Северной Америки. *Favosites fungites* встречается в исфаринском надгоризонте Средней Азии и в слоях каугатума Прибалтики. Как отмечает Н. Б. Келлер (1968), на этом уровне исчезает род *Mesofavosites* и появляются роды *Axulites*, *Plectatomurus* и *Squameofavosites*. Брахиоподы токрауского горизонта, встреченные в зоне *Favosites niagarensis* Нуринского синклиория, следующие: *Strophonella euglypha* (His.), *Chonetes* cf. *aurita* M. Bor., *Atrypa reticularis* L. var. *dzwinogrodensis* Kozl., *Eospirifer radiatus* (Sow), *Delthyris elevata* (Dalman.).

Токрауский горизонт, по-видимому, отвечает уровню исфаринского надгоризонта, исключая его низы (зоны *Monograptus formosus*), скальскому горизонту Подолии, а также каугатумскому, ахесаарскому, минияскому и юраскому горизонтам Прибалтики. Он коррелируется с даунтоном (Allen, Tarlo, 1963) Англии, верхнебуднянским подъярусом (пржидольские слои) Чехословакии, подляским ярусом (жепиньские слои) Польши и их стратиграфическими аналогами.

НИЖНИЙ ДЕВОН

Айнасуйский горизонт

Выше по разрезу в региональной шкале Казахстана выделяется айнасуйский горизонт. Отложения, относящиеся в настоящее время к айнасуйскому горизонту, первоначально выделены М. А. Борисяк

(1955) как айнасуйские слои, которые позже (Резолюция совещания..., 1958) были переведены в ранг горизонта. Стратотипическим разрезом его является разрез по р. Айнасу, южнее Карагандинского бассейна. Помимо юга Карагандинского бассейна, отложения айнасуйского горизонта были установлены О. П. Ковалевским (1959) в Северо-Восточном Прибалхашье. Как в том, так и в другом районе айнасуйский горизонт был представлен 200—300-метровой толщей песчаников и алевролитов, частично известковистых (в Северо-Восточном Прибалхашье в верхах разреза — рифовые известняки), которая содержит фауну брахиопод, кораллов, трилобитов и морских лилий.

Позднее работниками Центрально-Казахстанской экспедиции МГУ (Четверикова и др., 1966; Ушатинская и Келлер, 1966) айнасуйский горизонт стал пониматься в несколько ином объеме. В него были включены песчано-алевролитовые отложения, почти не содержащие фауны, мощностью свыше 500 м. Как потом выяснилось при изучении Северо-Восточного Прибалхашья (Бандалетов, Михайлова, 1968), отложения, которые расположены ниже терригенно-карбонатной пачки с фауной айнасуйского горизонта, целесообразно в рассматриваемый горизонт не включать. Уже было показано, что эта часть разреза, залегающая выше зоны *Monograptus formosus* лудлова и содержащая граптолиты уровня средней части пржидольских слоев Чехословакии, выделена в самостоятельный токкрауский горизонт.

Таким образом, айнасуйский горизонт в настоящее время принимается в том же объеме, в каком он понимался М. А. Борисьяк и О. П. Ковалевским, но представления о его возрасте изменились. М. А. Борисьяк (1955) первоначально айнасуйские слои отнесла к венлоку. О. П. Ковалевский (1959) на основании изучения кораллов перевел их в верхний лудлов. Позже М. А. Борисьяк (1960) согласилась с этим выводом, отметив, что среди форм брахиопод айнасуйского горизонта с узким вертикальным распространением действительно преобладают формы борщовского горизонта, считавшегося тогда верхнелудловским. И. Н. Красилова (1963) также считала его верхнелудловским. Г. Т. Ушатинская и Н. Б. Келлер вначале (1966) относили айнасуйский горизонт к верхней половине лудловского яруса английской шкалы, выделяя в нем по брахиоподам зону *Eospirifer togatus togatus*, а по кораллам — *Favosites niagarensis* (внизу) и *Plicatomorus bogimbaensis* (вверху), а позже Г. Т. Ушатинская и Н. П. Четверикова (1968) стали коррелировать его с верхней частью лудлова и даунтоном Англии (по Allen, Tarlo, 1963). На сходство комплексов брахиопод айнасуйского горизонта и нижней части борщовского горизонта указывает Н. В. Нилова (1968).

Айнасуйский горизонт (табл. 3) содержит следующий комплекс ракушняковой фауны: кораллы — *Favosites tachlowitziensis* Вагг., *F. horribilis* Ков., *F. cf. nekhoroschevi* Дубат., *Squameofavosites thetides* Чеekh., *Sq. etkychuensis* Чеekh., *Plicatomorus bogimbaensis* Chang., *Pl. parvus* Chang., *Axulites borissiakae* (Тchern.), *A. moribundus* Sok., *Heliolites kuznetskiensis* Тchern., брахиоподы — *Resserella elegantuloides* (Козл.), *Isorthis szajnochai* Козл., *Eichwaldia minutireticulata* (М. Бор.), *Anastrophia magnifica* Козл., *Clorinda pseudolinguifera* Козл., *Plectodonta mariae* Козл., *Gypidula ainasuensis* n. sp. Нилова (in litt), *Strophonella podolica minuta* Nil. (msc), *Schellwienella praeumbracula* Козл., *Atrypa dzwinogrodians* Козл., *A. nieczlawiensis* Козл., *Metaplasia* (?) *rectilateralis* М. Бор., *Eospirifer turjensis* Тchern.; трилобиты — *Leonaspis longispina* Bal.,

Scutellum ex gr. *lichaoides* Web., *Decoroscutellum indefensum* Z. Max., *Phacops fecundus orientalis* Z. Max., *Odontochile pristina* Z. Max., *O. graciosa* Bal., *Dalmanites saryarkensis* Z. Max., «*Dalmanites*» *kasachstanensis* Bal., *Cheirurus quenstedti orientalis* Z. Max., *Harpes pansa* Z. Max., *Crotalocephalus* sp.; криноидеи — *Scyphocrinites* ex gr. *elegans* Zenger., *Crotalocrinites* (?) *kokbajtalensis* Stuk., *Pennatocrinus* (col.) *subpennatus* (Jelt.), *Anthinocrinus* (col.) *primaeus* Sis.; граптолиты — *Monograptus uniformis* Pribyl, *M. angustidens* Pribyl, *M. decoratus* Pribyl, *M. kasachstanensis* Mich. (msc.), *Pseudomonoclimacis elegans* Mich. (msc.), *Ps. minimus* Mich. (msc.), *Linograptidae* gen. et sp. indet.

Приведенный комплекс брахиопод и граптолитов позволяет сопоставить айнасуйский горизонт с борщовским горизонтом Подолии, главным образом с тайновскими слоями. Такое сопоставление провести можно также и потому, что, как в айнасуйском горизонте, так и в слоях Тайна, имеются массовые скопления остатков *Scyphocrinites elegans*. Трилобиты *Odontochile*, *Crotalocephalus*, *Decoroscutellum* характерны для лохковского яруса Чехословакии.

Караэспинский горизонт

Выше айнасуйского горизонта в Казахстане установлен караэспинский горизонт. Выявленные в нем комплексы брахиопод, трилобитов и морских лилий близки к айнасуйским и сопоставляются с борщовским горизонтом Подолии (Левицкий и др., 1968) и его верхней половиной (Нилова, 1968).

В последние годы для отложений, занимающих промежуточное положение между айнасуйским и прибалхашским горизонтами, употребляются разные названия (табл. 2). Не разбирая здесь довольно сложную историю возникновения того или иного названия, автор принимает термин «караэспинский», поскольку он в настоящее время более распространен. Однако следует отметить, что караэспинский горизонт в своей стратотипической области (междуречье Талдыэспе — Караэспе, юго-западнее Агадыря) не имеет нормальных стратиграфических взаимоотношений с айнасуйским горизонтом. Здесь он залегает резко трансгрессивно со структурным несогласием на отложениях условно нижнесилурийского возраста. Хотя палеонтологическая характеристика отложений этого горизонта несколько полнее по сравнению с балинским горизонтом Северо-Восточного Прибалхашья, все же при существующей еще слабой изученности фауны и той близости комплексов, которая устанавливается между ними и айнасуйским горизонтом, нельзя быть уверенным в полной тождественности караэспинского горизонта балинскому, т. е. тому горизонту, отложения которого действительно в непрерывном разрезе лежат выше айнасуйского и ниже прибалхашского горизонтов. В ряде случаев, когда разрезы айнасуйского и караэспинского горизонтов литологически близки (район колодцев Тастыбулак и Бала Северо-Восточного Прибалхашья), выделить друг от друга отложения этих горизонтов не представляется возможным. При этом независимо от стратиграфического уровня близкие комплексы донной фауны айнасуйского и караэспинского горизонтов наблюдаются во всех тех случаях, когда они встречаются в одинаковых по фациальному типу осадках — известняках и известковистых разностях песчаников и алевролитов. Видимо, поэтому М. А. Сенкевич и Л. И. Каплун выделили в низах девона один горизонт — каражирский, в состав которого входят айнасуйские и караэспинские слои (Сенкевич, 1968).

Нижняя граница

Нижняя граница силурийской системы в СССР в соответствии с решением Постоянной стратиграфической комиссии МСК по ордовикским и силурийским отложениям СССР (1962) определяется подошвой лландоверийского яруса, совпадающей с подошвой зоны *Akidograptus acuminatus* и ее стратиграфических аналогов. В этом решении указывалось на неясность в отношении стратиграфического положения слоев с *Holorhynchus giganteus*. В последние годы проблема определения этой границы в Казахстане сводилась именно к установлению принадлежности слоев с *Holorhynchus giganteus* к ордовику или силуру. Такие слои имеются в хребтах Чингиз, Тарбагатай, на Северо-Востоке Центрального Казахстана и в Чу-Илийских горах (улькунтаские слои, или горизонт — по Келлеру, 1956).

До начала 60-х годов всеми исследователями эти слои относились к низам силура. Основанием для отнесения их к силурийской системе служили находки среди брахиопод крупных пентамерид (*Holorhynchus*, *Conchidium*) и появление в массовом количестве фавозитид (Борисяк, Ковалевский, Николаева, 1961). Однако следует отметить, что слои с *Holorhynchus giganteus* всегда сопоставлялись со «слоями 5в» Норвегии. Позже в Казахстане слои с *Holorhynchus giganteus* по облику содержащихся в них кораллов О. П. Ковалевским отнесены к ордовику. Это мнение затем было подтверждено работами И. Ф. Никитина и автора благодаря находкам граптолитов в слоях с *Holorhynchus giganteus* хребта Чингиз, определенно свидетельствующих о принадлежности их к ашгиллию.

В слоях с *Holorhynchus giganteus* в хребте Чингиз выявлены ашгильские граптолиты *Climacograptus supernus* E. et W., *Cl. latus* E. et W., *Paraclimacograptus innotatus pacificus* L a p w., *Rectograptus truncatus socialis* L a p w., *Dicellograptus* sp. Этот комплекс близок комплексу граптолитов зоны *Climacograptus supernus*, которая установлена Б. М. Келлером (1956) в Чу-Илийских горах Южного Казахстана и является аналогом зоны *Dicellograptus anceps* Великобритании.

Нижняя граница силура в Казахстане проводится по подошве альпеисского горизонта на основании находок в его отложениях в Чу-Илийских горах над слоями с *Dalmanitina mucronata* нижнелландоверийских граптолитов зоны *Akidograptus acuminatus* и *A. ascensus* (Рукавишников и др., 1968).

Нижнелландоверийские граптолиты — *Climacograptus scalaris miserabilis* E. et W., *Paraclimacograptus innotatus* (N i c h.), *Diplograptus modestus* (L a p w.), *Dimorphograptus longispinus* (K u r c k.), *Akidograptus acuminatus* (N i c h.), *Pristiograptus cyphus* (L a p w.), *Pribylograptus incommodus* (T ö r n q.), *Rhaphidograptus* sp. и др. — определены Н. Ф. Михайловой по коллекциям автора из многих районов Центрального Казахстана (междуречье Акжар—Жартас, к юго-востоку от Баянаула, в горах Отызбес), однако нижележащие отложения в этих разрезах плохо охарактеризованы фауной.

В ряде непрерывных разрезов ордовикских и силурийских отложений хребта Чингиз нижняя граница силура проводится по основанию слоев с *Holorhynchus cinghizicus* альпеисского горизонта. Однако взаимоотношения слоев с *Holorhynchus cinghizicus* и отложений верхнего ордовика (слои с *Holorhynchus giganteus*) в большинстве случаев здесь остаются неопределенными. Лишь в верховье р. Курбаканас, по данным О. П. Ковалевского, эти слои предположительно устанавлива-

ются в непрерывном разрезе между слоями с *Holorhynchus giganteus* и *Eospirifer cinghizicus*.

Комплекс фауны слоев с *Holorhynchus cinghizicus*, как отмечают М. А. Борисяк, О. П. Ковалевский и Т. В. Николаева (1961), обнаруживает сходство с таковым как слоев с *Holorhynchus giganteus*, так и слоев с *Eospirifer cinghizicus*. В отличие от слоев с *Holorhynchus giganteus*, фауна слоев с *Holorhynchus cinghizicus* имеет чисто силурийский облик. Однако, в силу эндемичности видового состава, она не позволяет уточнить возраст отложений в пределах лландоверийского яруса, и эти слои относятся к низам данного яруса условно, по их стратиграфическому положению.

Более определенные выводы могут быть сделаны в отношении возраста слоев с *Eospirifer cinghizicus*, которые во многих разрезах хребта Чингиз (горы Акдомбак, Кызылтумсык, реки Толен, Акчагау и др.) согласно, но иногда с признаками размыва подстилающих отложений залегают на слоях с *Holorhynchus giganteus*. Возраст слоев с *Eospirifer cinghizicus* до последнего времени ограничивался средним лландовери. При такой трактовке их возраста большое значение придавалось конгломератам, которые нередко наблюдаются в разрезах между этими слоями и верхами ордовика, т. е. предполагалось наличие здесь значительного седиментационного перерыва. Однако, как это уже отмечалось ранее, граптолиты, выявленные в верхней части слоев с *Eospirifer cinghizicus* (рис. 8, обн. 33), указывают на низы среднего лландовери (зона *Demirastrites triangulatus*, возможно ее нижняя часть). Поэтому вероятнее всего, что нижняя часть слоев в основном нижнелландоверийского возраста и является фаціальным аналогом слоев с *Holorhynchus cinghizicus*. Характерные для этих слоев комплексы фауны обычно связаны с определенным типом осадков — песчаников в случае с *Eospirifer cinghizicus* и глинисто-карбонатных пород в случае слоев с *Holorhynchus cinghizicus*.

Таким образом, низы силурийских отложений Казахстана сопоставимы с соответствующими отложениями в других областях СССР и зарубежных странах (табл. 4). Граница силура и ордовика проходит по основанию альпеисского горизонта низов силура и кровле толенского горизонта верхов ордовика. В граптолитовых фациях она установлена в основании зоны *Akidograptus acuminatus* и *A. ascensus* или в кровле зоны *Climacograptus supernus*, а в других фациях — в основании слоев с *Holorhynchus cinghizicus* (и, по-видимому, в ряде случаев в основании слоев с *Eospirifer cinghizicus*) и по кровле слоев с *Holorhynchus giganteus*. Этот рубеж характерен существенным изменением состава фауны. В отношении брахиопод он определяется исчезновением представителей семейств *Dinorthidae*, *Leptestiidae*, *Christianidae*, подсемейства *Plectorthinae* и массовым распространением *Pentameraceae*, *Coelospiraceae*, *Spiriferaceae*, *Delthyriaceae* и *Nucleospirinae*. Из кораллов во время накопления осадков верхов толенского горизонта исчезают многие ордовикские роды (*Plasmoporella*, *Agetolites* и др.), в альпеисское же время значительно более распространены (и становятся более разнообразными) фавозитиды и хализитиды. Среди граптолитов на этом уровне исчезают последние представители *Axonolipa* и появляются представители специфического семейства *Dimorphograptidae* и подотряда *Monograptina*.

Верхняя граница

Проблема верхней границы силура и соответственно нижней границы девона очень сложна. Она являлась предметом обсуждений на

совещаниях как у нас в Союзе, так и за рубежом (Vai, 1965; Рефераты докладов к III Международному симпозиуму, 1968). Состояние вопроса о границе этих систем обстоятельно рассмотрено Б. С. Соколовым (1966, 1967, 1968, 1968а), Б. С. Соколовым и Е. Н. Поленовой (1968), О. И. Никифоровой и А. М. Обутом (1963), О. И. Никифоровой (1968, 1968а), Л. Л. Халфиним (1962, 1968), Г. Т. Ушатинской (1966) и др.

На пути решения этой проблемы встречено много трудностей. Прежде всего в последние годы в ряде европейских стран (Чехословакия, Польша, ФРГ, ГДР, СССР) в позднем силуре и раннем девоне, в отличие от стратотипического разреза Англии, выявлены области с непрерывным морским осадконакоплением. При этом многие исследователи считают, что силуро-девонская граница в этих областях находится выше той, которая принята в Англии. В силу этого в некоторых странах признано целесообразным двучленное деление морского верхнего силура. Так, раньше в верхнем силуре выделяли буднянский и лоховский ярусы в Чехословакии, нижний лудловский и верхний лудловский (тиверский) ярусы в СССР, хотя сопоставление их с лудловским ярусом Шропшира из-за разнофациальности отложений крайне затруднительно. Существовало также мнение, что верхнюю границу силура следует проводить по исчезновению последних представителей граптолитов группы монографтид. Таким представителем являлся *Monograptus hercynicus*, и по кровле зоны *Monograptus hercynicus* проводилась граница между силуром и девоном. Позже выяснилось, что поздние граптолиты встречаются в ассоциации с бентосными группами фауны вплоть до низов среднего девона, и, следовательно, их стратиграфический уровень в значительной мере повысился.

Таким образом, остро встал вопрос о критериях проведения границы в непрерывных морских отложениях вообще и границы силура и девона в частности.

Как отмечает Б. С. Соколов (1968), «...границы между такими крупными стратиграфическими единицами, как системы, в непрерывных фациально однотипных морских разрезах не знаменуются резкими изменениями на уровне крупных биологических таксонов, а могут фиксироваться сменой биогеографически устойчивых зональных видов». С этой точки зрения большое значение придается зональному виду *Monograptus uniformis*. Можно привести большой список литературных источников по вопросу проведения верхней возрастной границы силурийской системы на основании находок граптолитовой фауны в разрезах отложений этого времени в ряде стран (Бердан, Берри, Буко и др., 1968; Berry, 1967, 1967а; Бери, 1968; Voucek, 1965, 1966, 1967; Voucek, Chlupac, Horny, 1966, 1967; Jaeger, 1965, 1967; Егеп, 1968; Hollard, 1965, 1965а; Hollard, Willefert, 1963; Horny, Chlupac, 1966, 1968; Holland, 1965; Холланд, 1968; Корень, 1968, 1968а; Jones, 1967; Legrand, 1967; Ленц, Джексон, 1968; Teller, 1964; Tomczyk, 1968; Обут, 1968; Willefert, 1964). При этом подавляющее большинство исследователей предлагают проводить границу между силуром и девоном по подошве зоны *Monograptus uniformis*.

Как отмечают В. Voucek, J. Chlupac, H. Horny (1967), она имеет следующие преимущества: расположена в непрерывной граптолитовой последовательности; ассоциирует с другими группами фауны; представляет поворотный пункт в филогенетическом развитии различных групп фауны, хотя есть и такие группы, которые проходят эту границу; близка принятой Мурчисоном (Murchison, 1839) тради-

сионной силуро-девонской границе; позволяет подразделять на три яруса как чешские, так и рейнские отложения нижнего девона.

По вопросу о границе между силуром и девоном в Казахстане также существует ряд точек зрения. Решением казахстанского совещания по унификации стратиграфических схем (1958) эта граница была проведена по подошве прибалхашского горизонта, который залегает выше караэспинского (балинского) горизонта. Последний вместе с нижележащим айнасуйским горизонтом относился к тиверскому ярусу силура («Стратиграфия СССР», т. «Силурийская система», 1965.) Этому рубежу отдает предпочтение Н. Л. Бубличенко (1968) в силу значительного обновления здесь комплексов брахиоподовой фауны. Г. Т. Ушатинская и Н. Б. Келлер (1966), коррелируя айнасуйский горизонт с лудловом английской шкалы, считали его пограничным с девоном. Позже Е. С. Левицкий, Г. А. Стукалина, А. И. Положихина, Г. Т. Ушатинская (1968) сопоставили караэспинский горизонт с борщовским горизонтом Подолии и отнесли его к девону, подтвердив таким образом границу между системами по кровле айнасуйского горизонта. В настоящее время Г. Т. Ушатинская и Н. П. Четверикова (1968) границу между силуром и девоном проводят по кровле того же айнасуйского горизонта, считая, однако, его возраст соответствующим верхней части лудловского и даунтонскому ярусам.

Последние материалы автора, главным образом находки граптолитовой фауны, позволяют пересмотреть существующие точки зрения на проведение силуро-девонской границы в Казахстане. Как уже отмечалось, в основании айнасуйского горизонта в Северо-Восточном Прибалхашье установлена зона *Monograptus kasachstanensis*, по подошве которой в Казахстане и предлагается проводить границу между силуром и девоном. В ней наряду с обильным комплексом новых местных форм граптолитов выявлены *Monograptus angustidens* Pribyl и *Monograptus uniformis* Pribyl. Впервые они описаны в Чехословакии, где были установлены зоны, получившие однозначные названия. Эти зоны находятся на разных стратиграфических уровнях: *M. angustidens* — в кровле пржидольских (верхнего будняна), а *M. uniformis* — в низах ложковских слоев (Pribyl, 1948). Между этими зонами (по подошве зоны *M. uniformis*) и проводилась граница между системами. Недавно в Чехословакии (Horný, Chlupac, 1968) предложен новый стандарт силурийско-девонской (буднянско-ложковской) границы — баррандиенский. В нем короткий интервал распространения *M. angustidens* рассматривается уже как подзона в зоне *M. uniformis*. По-прежнему основание зоны *M. uniformis* является границей систем, так как считается важным биостратиграфическим рубежом, на уровне которого происходят значительные изменения комплексов трилобитов, брахиопод, головоногих, криноидей и остракод.

III Международный симпозиум по границе силурийской и девонской систем и стратиграфии нижнего и среднего девона, состоявшийся в Ленинграде (1968), рекомендовал стратиграфической комиссии Международного геологического конгресса проводить границу между силуром и девоном по подошве зоны *Monograptus uniformis*. В зоне *M. kasachstanensis*, названной так по широко распространенному в Казахстане новому виду, наряду с *M. angustidens* Pribyl и *M. decoratus* Pribyl появляются первые представители *M. uniformis* Pribyl. При этом чешские зональные виды *M. uniformis* Pribyl и *M. angustidens* Pribyl находятся в Казахстане на одном стратиграфическом уровне, что, естественно, затрудняет достоверную корреляцию зоны *M. kasachstanensis* с чешской шкалой.

Присутствие вида *M. uniformis* явилось основанием для отне-

сения зоны *M. kasachstanensis* к низам девона и корреляции ее, равно как и айнасуйского горизонта, с нижними частями лохковских слоев Чехословакии, бостовских слоев Польши, борщовского горизонта Подолии (Никифорова, Предтеченский, Абушик, 1968; Корень, 1968) и их стратиграфическими аналогами. Однако нельзя также исключать возможного соответствия зоны *M. kasachstanensis* верхам пржидольских слоев. Об этом свидетельствует наличие в ней *M. angustidens* Pribyl и видов, близких к *Pristiograptus transgrediens* Чехословакии, а также приуроченность к ней массовых скоплений *Scyphocrinites* (Стукалина, 1968), характерных для рассматриваемого уровня в разрезах силуро-девона ряда стран.

Корреляция отложений верхнего силура и низов девона Казахстана с аналогичными образованиями отдельных регионов СССР и ряда зарубежных стран приведена в таблице 4.

III. ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ

По палеогеографии Казахстана в силурийский период в литературе пока имеется очень мало сведений. Впервые они появились в очерке Н. Г. Кассина (1941), помещенном в XX томе «Геологии СССР» (Восточный Казахстан). Несколько позже Н. Г. Кассин (1947) опубликовал «Материалы по палеогеографии Казахстана», в которых на базе имевшейся стратиграфической основы описал характерные черты палеогеографии отдельных интервалов времени палеозоя начиная с кембрия. При этом им была рассмотрена и палеогеография силура, а также составлены соответствующие схемы для верхнего лландовери, верхнего венлока и раннего даунтона. Это была специальная обобщающая работа по палеогеографии всего Казахстана, основные положения которой подтверждаются и в настоящее время.

Вся последующая информация о палеогеографии силура получена главным образом из общегеологических и тектонических работ ряда исследователей, в которых в той или иной мере затрагиваются элементы палеогеографии отдельных площадей Казахстана. Так, на палеогеографической схеме верхнего готландия Тянь-Шаня, которая дается в работе А. В. Пейве (1947), рассматриваются районы Западного и Юго-Западного Прибалхашья. П. Н. Кропоткин (1950) приводит палеогеографическую карту Центрального Казахстана для середины верхнесилурийской эпохи (венлок и лудлов). А. А. Богданов (1959) составил схему распространения областей осадконакопления готландской эпохи в Центральном Казахстане. Палеогеографическая схема силура Бетпак-Далы имеется в работе Н. Г. Марковой (1961). Краткие сведения об общем палеогеографическом режиме Казахстана в силурийский период можно найти в сводке Л. И. Боровикова и Б. И. Борсука (1961), по геологии Центрального и Южного Казахстана — в книге «Стратиграфия СССР», т. «Силурийская система» (1965) и в работе В. М. Синицына, посвященной палеогеографии Азии (1962).

В последние годы (1963—1965) по предложению главной редколлегии «Атласа литолого-палеогеографических карт СССР» автором были составлены литолого-палеогеографические карты Казахстана для лландоверийского, венлокского, лудловского и входящего в то время в состав силура тиверского века; этот атлас в ближайшее время выходит из печати.

Предлагаемый палеогеографический очерк, в отличие от всех предыдущих, основывается на иной стратиграфической базе. Этой базой является новая региональная стратиграфическая шкала Казахстана. Палеогеографическая реконструкция дается для промежутков

времени, соответствующих горизонтам, отражающим естественные рубежи в геологической истории силурийского периода Казахстана. Палеогеографический очерк иллюстрируется соответствующими схемами, при составлении которых руководствовались методическими указаниями по изданию «Атласа литолого-палеогеографических карт СССР», опубликованными под редакцией Д. В. Наливкина, А. Б. Ронина и В. Е. Хайна (1962). Нашедшая отражение на схемах литология отвечает не какому-то одному моменту времени того или иного горизонта, а характеризует весь соответствующий интервал. Палеогеографическая реконструкция строилась на общегеологических данных, изложенных в главе «Стратиграфия», главным образом на анализе разрезов различных структурно-фациальных зон. Фактический материал, положенный в основу палеогеографии, неравноценен. Наиболее достоверные сведения имеются по участкам, которые довольно хорошо обнажены. Что же касается площадей, занятых более молодыми отложениями палеозоя или покрытых современными осадками, то данные о силурийских отложениях отсутствуют и интерпретация обстановки для этих районов очень условна. По очень ограниченному материалу воспроизводится палеогеография в силурийский период и Зайсанской геосинклинали. Тем не менее накопившийся в последние годы фактический материал вносит много нового в познание хода геологической истории Казахстана в рассматриваемый отрезок времени.

Прежде чем перейти к палеогеографии силура Казахстана, необходимо кратко рассмотреть палеогеографическую обстановку конца позднего ордовика. По данным И. Ф. Никитина, уже для конца позднего ордовика, по сравнению с предыдущим временем, характерны общее обмеление морского бассейна Казахстана и увеличение площадей суши. Образуются не только отдельные цепи островов, но и протяженные гористые массивы суши, прослеживающиеся от области Каратау-Таласского антиклинория далее на север вдоль Улутау и до Кокчетавского массива. Несколько меньшие по размеру массивы суши располагаются в районе Чу-Балхашского водораздела, Атасу, Ерементау, восточнее Каркаралинска, в Северо-Восточном Прибалхашье, Северной Джунгарии и, по-видимому, в Зайсанском районе. На оставшейся площади в условиях мелкого моря и обилия участков вышеотмеченной расчлененной суши происходило преимущественно терригенное, нередко грубообломочное осадконакопление, сопровождавшееся в ряде мест эффузивной деятельностью.

Рассматриваемая ниже палеогеографическая обстановка в силурийский период дается для четырех временных интервалов — альпейского, жумакского, акканского и токрауского.

Альпейское время (ландоверийский век, исключая его конец)

В альпейское время (рис. 26), в отличие от позднего ордовика, продолжалось дальнейшее значительное расширение суши и соответственно сокращение областей, занятых морем. Оно регрессировало и прекратило свое существование 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 районе Ерементау-Ниязских гор. Со стороны северо-восточной части Цент-

рального Казахстана (район г. Павлодара) огромные массивы суши прослеживались в юго-восточном направлении в районы Чингиза и Тарбагатай. Они располагались между Джунгаро-Балхашской областью и Горным Алтаем. При этом значительная часть Чингиза и Тарбагатай, по-видимому, была занята довольно расчлененным горным рельефом, откуда происходил снос грубообломочного материала, который прослеживается вдоль юго-западных предгорий хребтов Чингиза и Тарбагатай.

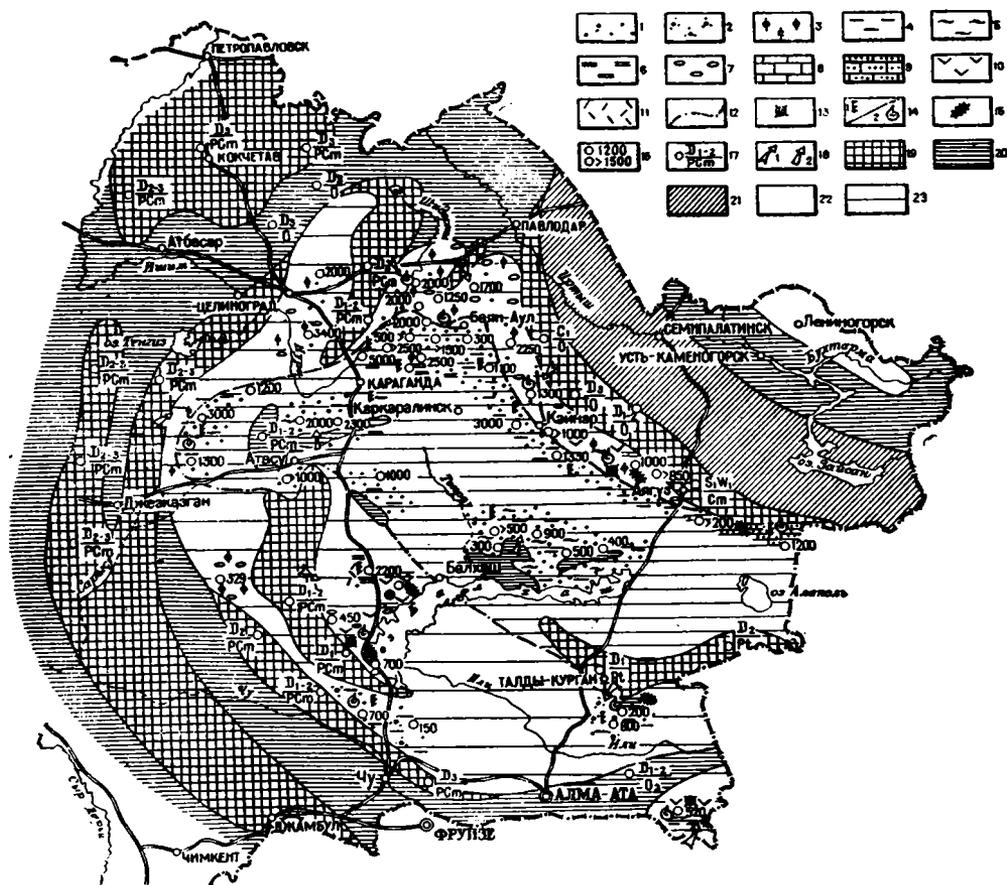


Рис. 26. Литолого-палеогеографическая схема Казахстана для альпейского времени (ландоверийский век, исключая его верхи).

1 — пески полимиктовые, преимущественно мелко- и среднезернистые; 2 — пески преимущественно аркозовые; 3 — пески полимиктовые, преимущественно средне- и крупнозернистые; 4 — алевриты; 5 — алевриты и пески; 6 — кремнистые алевриты; 7 — галечники и гравий; 8 — известковые илы; 9 — пески и известковые илы; 10 — эффузивы среднего состава; 11 — туфы эффузивов кислого состава; 12 — границы фациально различных осадков; 13 — вулканы; 14 — органические остатки: 1 — граптолитов, 2 — раковинной фауны; 15 — рифовые постройки; 16 — мощность осадков; 17 — отсутствие отложений данного возраста с наложением молодых, с перерывом на более древние; 18 — направления сноса обломочного материала: 1 — главные, 2 — второстепенные; 19 — горы; 20 — возвышенные равнины, плато, нагорья; 21 — равнины низменные; 22 — море, мелкая часть шельфа и прибрежная зона; 23 — море, относительно глубокая часть шельфа.

На территории северо-восточных предгорий современных хребтов Чингиза и Тарбагатай и в Иртыш-Зайсанской области, очевидно, был в основном равнинный рельеф, куда в последующее время с юго-вос-

тока трансгрессировало море. Суша сохранилась в Джунгарии. Кроме того, отдельные относительно небольшие острова существовали в Северном Прибалхашье и юго-западнее Караганды, в Атасу и Тектурмасае. Вся остальная часть Казахстана была занята шельфовым морем, многие бассейны которого были унаследованы от ордовика. Судя по характеру осадков, прибрежная зона прослеживается относительно узкой полосой вдоль массивов суши, обрамлявших внутреннюю часть Казахстана (хр. Чингиз, Баянаул-Егендыбулак-Кайнарский район, бассейн р. Шидерты, Целиноградский район, р. Жаманкон, Бетпак-Дала, Северо-Западное и Юго-Западное Прибалхашье, Чу-Илийские горы, Южная Джунгария, Кетменьский хребет). Об этом свидетельствует преимущественно терригенный, нередко пестроцветный комплекс грубообломочных пород полимиктового состава — конгломераты, песчаники, реже алевриты, среди которых иногда можно встретить линзобразные тела рифовых известняков. Мощность отложений колеблется от нескольких сот 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 Южной Казахстане (Чу-Илийские горы и Южная Джунгария), в отличие от северных областей, помимо полимиктовых, накапливались аркозовые и кварц-полевошпатовые пески, алевриты, что указывает на иной состав пород, слагающих области сноса (Макбальское поднятие с выходами гранито-гнейсов).

Центральная часть Центрального Казахстана (Караганда-Атасу-Северо-Балхашский район и Юго-Западное Предчингизье) была занята главным образом относительно удаленными от берега осадками фаций открытого моря. Это преимущественно песчано-глинистые, иногда ритмично построенные флишеидные образования, содержащие фауну граптолитов. По-видимому, формирование этих осадков происходило в основном в глубокой части шельфа, где имелись дополнительные области питания, необходимые для флишеобразования. Такими областями, очевидно, являлись отдельные острова и их системы (кордильеры), подобные наблюдаемому в районе Атасу, Тектурмасае, Северного Прибалхашья. На отдельных участках этой территории (район восточнее Караганды) в наиболее прогнутых частях бассейна накапливались тонкообломочные осадки — алевриты, кремнистые алевриты и пелитоморфно-карбонатные породы. В Северном Прибалхашье устанавливается пестроцветный разрез довольно хорошо отсортированных полимиктовых мелко- и среднезернистых песчаников, алевритов и кремнистых яшмовидных алевритов. Мощность их около 1000 м. Бурые и красно-бурые тона отдельных пачек мелкообломочных пород указывают на относительную близость выровненной суши, откуда в морской бассейн поступали песчано-глинистые и алевритистые осадки.

Вулканизм на территории Казахстана в альпеисское время проявился на довольно ограниченных площадях. В Центральном Казахстане он приурочен к двум районам — Северо-Западному Прибалхашью и хребту Чингиз. В обоих случаях зоны вулканизма протягиваются вблизи областей суши довольно узкими полосами, вытянутыми в северо-западном направлении. Они представляют собой, по-видимому, систему вулканических островов, расположенных вдоль разломов, прослеживающихся по краям поднимавшейся суши. Вулканические продукты нередко чередуются с мелководными, иногда гру-

бообломочными осадками, содержащими остатки морской фауны, что свидетельствует о подводном извержении вблизи расчлененной суши. Они представлены лавами и туфами преимущественно андезитового состава; реже встречаются основные и кислые лава и туфы. В размещении вулканических продуктов разного состава наблюдается определенная закономерность, выражающаяся в смещении во внутреннюю область Центрального Казахстана излияний кислого ряда. Так, если в районе полуострова Мынарал развиты лава и туфы андезито-базальтового состава, то к северо-востоку от него — в ур. Белькудук и Моинты — наблюдаются кислые туфы. Аналогичная картина отмечается в районе хребта Чингиз, где кислые разности пород смещены к юго-западу, ближе к внутренней части Джунгаро-Балхашской провинции. Незначительные проявления подводного вулканизма наблюдаются также на юге Казахстана, в районе Кетменьского хребта.

Мелководность морских бассейнов альпеисского времени способствовала развитию жизни. Органический мир был исключительно разнообразным. В составе донной фауны, которая связана с областью накопления чистых карбонатных осадков или терригенных отложений с карбонатным цементом, преобладают брахиоподы, кораллы, криноиды, трилобиты, реже мшанки. Отмечается также присутствие известковых водорослей, в том числе зеленых и красных. Все это свидетельствует о тепловодности морского бассейна и его нормальной солености.

Органический мир внутренних областей морского бассейна, более удаленных от основных областей суши и, по-видимому, отвечающих глубоким частям шельфового моря, довольно беден. Здесь среди хорошо отсортированных, преимущественно средне- и мелкозернистых терригенных осадков встречаются главным образом планктонные формы — граптолиты.

Жумакское время (конец лландоверийского века — ранний венлок)

В жумакское время (рис. 27) происходит некоторое дальнейшее увеличение областей суши. Особенно это заметно в западной части Центрального Казахстана, где ранее обособленный массив суши, расположенный северо-западнее оз. Балхаш (Бурунтау-Атасуйский), прилепился к Улутаускому поднятию. В районе Ерементау, оз. Тениз, верхнего течения р. Сарысу и Чингиза на отдельных участках, очевидно, существовали высокие горы, о чем свидетельствуют распространенные здесь грубые терригенные формации. Западнее Караганды обозначился бухтообразный залив, сообщающийся с Джунгаро-Балхашским морем. Произошло, по-видимому, соединение отдельных участков Джунгаро-Балхашской суши и, таким образом, некоторое общее ее увеличение. К северо-востоку от Чингизских гор на месте прибрежных равнин, временами заливавшихся морем, образовался мелководный морской бассейн с архипелагами вулканических островов.

Осадконакопление в жумакское время в основном происходило в тех же районах, что и ранее, при этом устанавливается непрерывность разрезов альпеисского и жумакского горизонтов. Однако палеогеографическая перестройка на границе указанных горизонтов совершенно очевидна. Она выразилась в поднятии всего региона Казахстана, в еще большем обмелении морского бассейна и накоплении в его прибрежных частях прибрежно-континентальных и континентальных осадков. Так, в Предчингиз-Северо-Карагандинской подзоне Джунга-

ро-Балхашской зоны на значительной площади (правобережье верхнего течения р. Шидерты, Баянаул-Кайнар-Чубартауский районы) в жумакское время образуются преимущественно красноцветные полимиктовые терригенные отложения, лишенные каких-либо органических остатков. Красноцветная окраска их в большинстве случаев обусловлена наличием на обломках тончайших корочек окислов железа. Все это является указанием на интенсивные процессы выветривания в областях денудации. Красноцветные породы представлены главным образом песчаниками, которые постепенно сменяют морские зеленоцветные терригенные образования. Накопление осадков, по-ви-

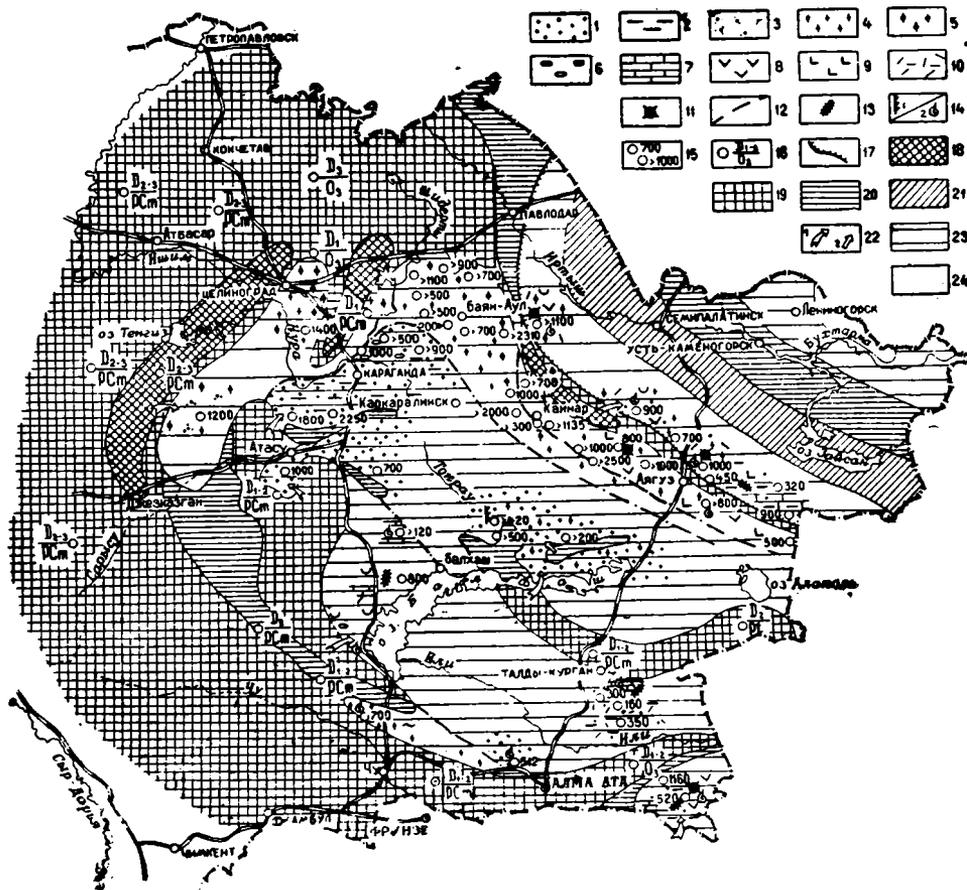


Рис. 27. Литолого-палеогеографическая схема Казахстана для жумакского времени (конец ландоверийского века — ранний венлок).

1 — пески полимиктовые, преимущественно мелко- и среднезернистые; 2 — алевриты; 3 — аркозовые пески; 4 — пески мелко- и среднезернистые, прибрежные; 5 — пески крупнозернистые; 6 — галечники и гравий; 7 — известковые илы; 8 — эффузивы среднего состава; 9 — эффузивы основного состава; 10 — эффузивы кислого состава; 11 — вулканы; 12 — границы фациально различных осадков; 13 — рифовые постройки; 14 — органические остатки: 1 — граптолитов, 2 — раковинной фауны; 15 — мощность осадков; 16 — отсутствие отложений данного возраста с наложением молодых, с перерывом на более древние; 17 — границы распространения перерыва в основании отложений рассматриваемого времени; 18 — горы высокие; 19 — горы низкие; 20 — возвышенные равнины, плато, нагорья; 21 — равнины низменные; 22 — направления сноса обломочного материала: 1 — главные, 2 — второстепенные; 23 — прибрежные равнины, временами заливавшиеся морем; 24 — море, мелкая часть шельфа.

димому, происходило в зоне прибрежных равнин. В отдельных случаях, возможно, мы имеем дело с дельтовыми образованиями, главным образом с их субаэральными частями. В противоположность другим областям здесь наблюдаются наибольшие мощности осадков (до 2500—3000 м). К западу от Ерементауских гор, в бассейне р. Жаман-Кюн и в Чу-Илийских горах также развиты преимущественно пестроцветные и красноцветные терригенные отложения, но мощность их значительно меньшая (1000—1800 м).

Иная обстановка существовала в Чингиз-Тарбагатайском районе. В жумакское время здесь интенсивно проявился эффузивный вулканизм. Помимо областей, в которых вулканическая деятельность началась еще в альпеисское время (Акчатауский антиклинорий и Коксенгирский синклинорий хр. Чингиз), выделилась Алкамергень-Тарбагатайская вулканическая область, расположенная в юго-западном борту намечающейся Зайсанской геосинклинали и отделенная от юго-западной Предчингизской зоны Чингиз-Тарбагатайской сушей.

В Акчатауском антиклинории и Коксенгирском синклинории хребта Чингиз вулканическая деятельность началась еще в альпеисское время, затем непрерывно продолжалась и позже — в жумакское время, но в несколько иных условиях. Только в раннежумакское время еще сохранился морской режим, свойственный альпеисскому времени. Вскоре, однако, эта область вышла из-под уровня моря, и извержения, судя по перемежаемости их продуктов с маломощными пачками красноцветных песчаников, происходили в прибрежно-континентальных и континентальных условиях. Продукты вулканизма здесь имеют андезито-базальтовый состав. Наряду с лавами очень много туфового материала, большей частью грубообломочного. Архипелаг вулканических островов, по-видимому, был приурочен к линейным зонам разломов, прослеживающимся вдоль Чингиз-Тарбагатайской суши. По простиранию этих зон устанавливаются отдельные крупные очаги вулканов и вулканические постройки типа стратовулканов, где мощность вулканических накоплений достигает 3000—4000 м. Такими крупными вулканическими очагами являются Жумакский, Акдомбакский, Коксенгирский, Кайнарский и другие участки, которые расположены друг от друга на расстоянии 50—70 км.

В Алкамергень-Тарбагатайской области на северо-восточный край Чингиз-Тарбагатайской суши со стороны Китая в раннежумакское время трансгрессировало море. Осадки этого горизонта легли на размытую поверхность отложений ордовика и кембрия. Юго-восточную часть Алкамергень-Тарбагатайской области, от Аягуза до государственной границы с Китаем, судя по присутствию в нижней части разреза зеленоцветных мелкозернистых терригенных, реже терригенно-карбонатных пород флишеидного облика, очевидно, занимало море (относительно глубокая часть шельфа). Далее к северо-западу от Аягуза в разрезе осадочных отложений зеленоцветные пачки пород с фауной брахиопод, кораллов и граптолитов встречаются лишь в виде отдельных подчиненных прослоев среди красноцветных образований, свидетельствующих о прибрежно-континентальных условиях их возникновения. В позднежумакское время море покинуло рассматриваемую площадь, установились континентальные условия осадконакопления, которые фиксируются в разрезах красноцветными толщами ко-сослоистых песчаников и конгломератов и сменяющих их также преимущественно красно-бурых эффузивов и туфов. При этом, в отличие от районов собственно хребта Чингиз, здесь, помимо продуктов вулканизма андезито-базальтового состава, обнаружено много и кислых разностей.

Несколько иная палеогеографическая обстановка в жумакское время была в другом районе широкого развития вулканизма — в Западном и Юго-Западном Прибалхашье. В отличие от Чингиз-Тарбагатайского региона, здесь накопление осадков происходило исключительно в морских условиях — в прибрежной зоне моря, изобилующей вулканическими островами и коралловыми рифами. В разрезах отложенный жумакского горизонта этих районов наблюдается частая перемежаемость лав и туфов среднего и кислого состава с морскими терригенными осадками и рифовыми известняками. Наиболее грубые разности терригенных отложений установлены на участках, прилегающих к суше, как это хорошо видно на примере разрезов Мынарал-Каргабулакского района. Мощность отложений жумакского горизонта Западного и Юго-Западного Прибалхашья не превышает 1200 м. Сходные условия существовали также в районе современного Кетменьского хребта. Органический мир в рассмотренных районах был богат. Многочисленные кораллы, брахиоподы, реже трилобиты и граптолиты свидетельствуют о нормальном морском режиме и тепловодности бассейна.

Внутренние части Центрального Казахстана (Нуринский синклиорий, район восточнее Агадыря и Северо-Восточное Прибалхашье) по-прежнему были заняты морем. По-видимому, это был открытый морской бассейн, где накапливались исключительно терригенные, главным образом мелкообломочные осадки — пески, глины, алевроиты, реже (вблизи отдельных островов) галечники и гравий. Органический мир этих участков был относительно беден. Кроме планктонных форм — граптолитов, которые встречаются среди отложений Северо-Восточного Прибалхашья, других организмов не обнаружено. В разрезе отложений жумакского горизонта Северо-Восточного Прибалхашья наряду с зеленоцветными много пачек хорошо отсортированных мелко- и среднезернистых красноцветных песчаников, что, по-видимому, связано с близостью Северо-Балхашской суши. Мощность осадков этого времени восточнее Агадыря и в Северо-Восточном Прибалхашье не превышает 1000 м. Значительно большая мощность (порядка 2000—2500 м) отмечена к югу от Караганды — в Нуринском синклиории, где вдоль северного борта Тектурмасского поднятия существовал довольно устойчивый прогиб.

Акканское время (поздний венлок — лудловский век)

Ко времени накопления отложений акканского горизонта палеогеографическая обстановка в значительной мере изменилась (рис. 28). В северной и северо-западной частях Центрального Казахстана, западнее и северо-западнее Караганды, большие территории прибрежных равнин, ранее временами заливавшиеся морем, превратились в сушу, на площади которой позже осадконакопление не происходило. Заметно расширились участки, занятые горным рельефом в Чингиз-Тарбагатайском и Джунгаро-Балхашском районах. Северная граница моря проходит где-то на широте г. Караганды, откуда оно распространялось через Балхаш в Южный Казахстан. Через Северо-Джунгарский пролив Центрально-Казахстанское море, по-видимому, сообщалось с Зайсанским, а через Южно-Джунгарский — со Среднеазиатским морем, которое продолжалось и далее на восток — на территорию Китая.

В акканское время на площади Центрального и Южного Казахстана происходило накопление преимущественно терригенных и кар-

бонатных отложений в мелкой части шельфа и прибрежной зоне моря. Терригенные осадки представлены главным образом полимиктовыми песками, глинами, алевролитами и гравийно-галечным материалом, содержащим иногда (Северное Прибалхашье и Южная Джунгария) прослойки пепловых туфов. Особенно широко развиты мелководные, прибрежно-морские фации в Джунгаро-Балхашской геосинклинальной провинции, среди которых наряду с терригенными в большом количестве встречаются карбонатные осадки. Карбонатное осадконакопление является отличительной особенностью акканского времени, при этом большое развитие получило рифообразование. Рифовые постройки наблюдаются в Нурунском синклинии, Агадырском районе, Западном Прибалхашье и Кетменском хребте. Наряду с одиночными рифами устанавливаются и барьерные рифы в ассоци-

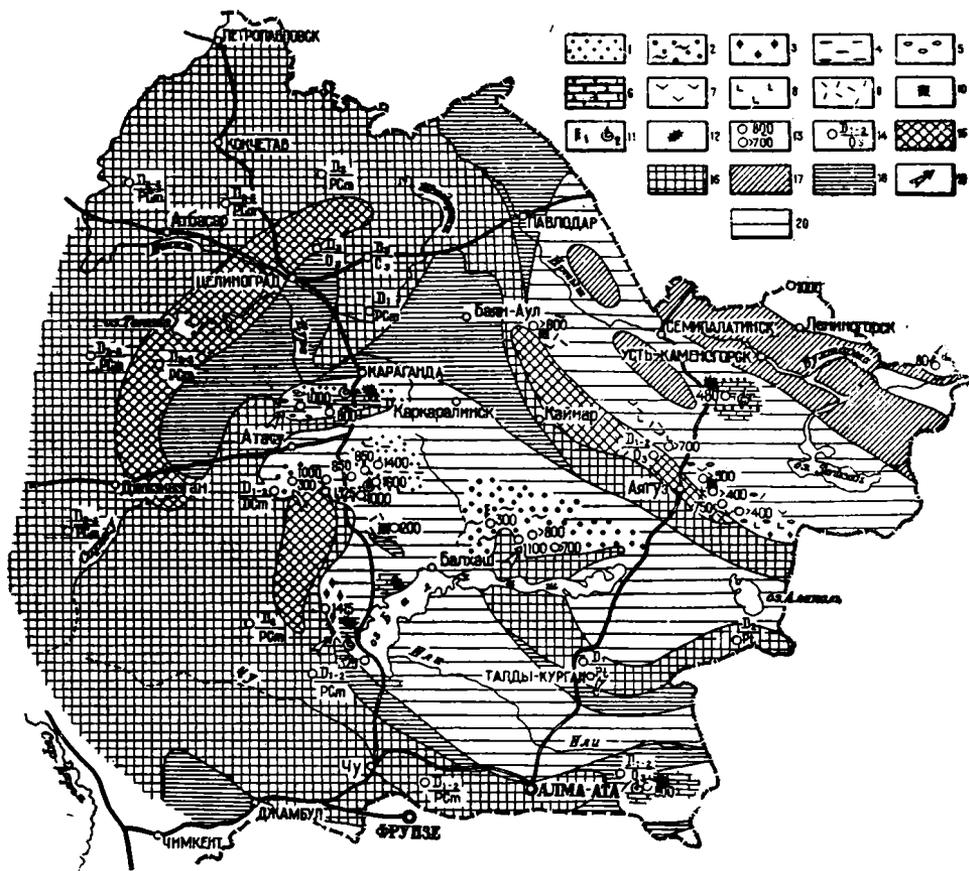


Рис. 28. Литолого-палеогеографическая схема Казахстана для акканского времени (поздний венлок — лудловский век).

1 — пески мелко- и среднезернистые; 2 — пески среднезернистые; 3 — пески крупнозернистые; 4 — глины и алевролиты; 5 — галечники и гравий; 6 — известковые илы; 7 — эффузивы среднего состава; 8 — эффузивы основного состава; 9 — эффузивы кислого состава; 10 — вулканы; 11 — органические остатки: 1 — граптолитов, 2 — раковинной фауны; 12 — рифовые постройки; 13 — мощность осадков; 14 — отсутствие отложений данного возраста с наложением молодых, с перерывом на более древние; 15 — горы высокие; 16 — горы низкие; 17 — возвышенные равнины, плато, нагорья; 18 — равнины низменные; 19 — направления сноса обломочного материала; 20 — море, мелкая часть шельфа и прибрежная зона.

ции с пририфовыми фациями в виде известковистых конгломератов, известковистых песчаников и алевролитов (район Западного Прибалхашья).

В разрезах акканского горизонта рифовые фации, как правило, перемежаются с грубообломочными терригенными отложениями, что свидетельствует о существовании расчлененного рельефа как на массивах суши, так и на островах. Море характеризовалось небольшими глубинами и, по-видимому, хорошо прогревалось; все это способствовало органической жизни. Мощность слоев рифовых известняков достигает 325 м, а общая мощность горизонта — 1400 м.

В Северном Прибалхашье происходило исключительно терригенное осадконакопление. По сравнению с жумацким временем здесь обломочный материал представлен более грубыми разностями. Наряду с песчано-глинистыми осадками, содержащими остатки граптолитов, отмечено и много гравийного материала, что является указанием на более высокое положение Северо-Балхашской суши и, по-видимому, отражает общую специфику усилившихся восходящих движений в зонах каледонид.

Трансгрессировало море и на низменные равнины, расположенные в Зайсанской геосинклинали. Судя по переслаиванию известняков с тонкообломочными терригенными породами (мелко- и тонкозернистые песчаники и кремнистые алевролиты), условия осадконакопления здесь были несколько иными.

Эффузивный магматизм проявился главным образом в Алкамергель-Тарбагатайской подзоне и, по-видимому, несколько слабее в районе Кызыл-Эспе. При этом в юго-восточной части Алкамергель-Тарбагатайской подзоны эффузивы и туфы имеют преимущественно андезито-базальтовый состав, а в северо-западной — средне-кислый. Судя по редким прослоям красноцветных песчаников среди вулканогенного материала Алкамергель-Тарбагатайской подзоны, излияния лав и выбросы туфов также происходили в наземных условиях. Мощность отложений (в ряде случаев неполная) порядка 500—700 м.

Исключительно кислые продукты эффузивного магматизма устанавливаются в районе Кызыл-Эспе. Они находятся в ассоциации с прибрежно-континентальными осадками. Возможно, среди терригенных осадков Северного Прибалхашья присутствуют пепловые туфы именно Кызыл-Эспинских вулканов.

Токрауское время (послелудловский, дожединский, век)

Послелудловское время является временем завершения силурийского этапа осадконакопления. Оно характеризуется дальнейшей регрессией морского бассейна и наращиванием области суши. Мелководный морской бассейн сохранился только во внутренней части Центрального Казахстана. Из района Караганды он прослеживался на юго-восток, где через территорию Китая Казахстанский бассейн соединялся со Среднеазиатским морем. На всей остальной части рассматриваемой территории, за исключением Зайсанской области, была суша (рис. 29).

В токрауское время в Джунгаро-Балхашском геосинклинальном бассейне осадки накапливались только в Нуринском синклинии, в районе восточнее Агадыря и в Северо-Восточном Прибалхашье. Это было почти исключительно терригенное осадконакопление в условиях неглубокого моря с островами суши. Карбонатные осадки встречаются

значительно реже и представлены коралловыми рифовыми известняками. В районе Северо-Восточного Прибалхашья в разрезе терригенных отложений, содержащих фауну граптолитов и остатки флоры, очень много прослоев туффитов.

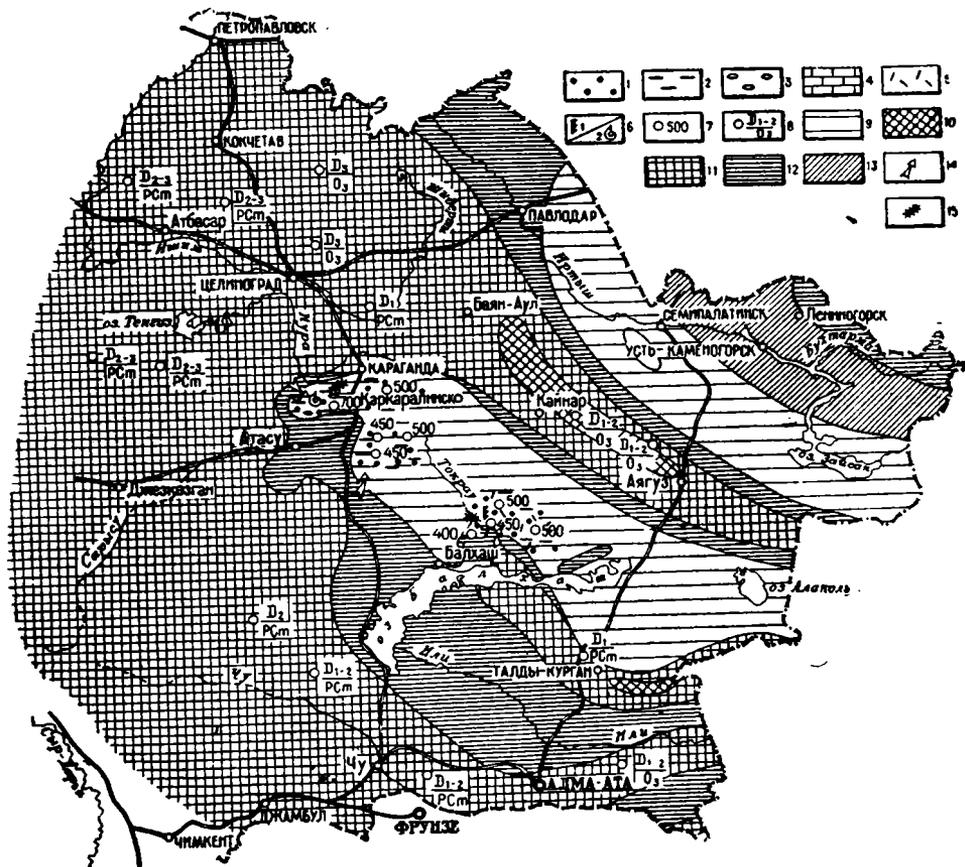


Рис. 29. Литолого-палеогеографическая схема Казахстана для токрауского времени (после лудловский, до жединский век).

1 — пески разноразмерные; 2 — глины и алевролиты; 3 — галечники и гравий; 4 — известковые илы; 5 — вулканические пеплы; 6 — органические остатки: 1 — граптолитов, 2 — раковинной фауны; 7 — мощность отложений; 8 — отсутствие отложений данного возраста с наложением молодых, с перерывом на более древние; 9 — море, мелкая часть шельфа и прибрежная зона; 10 — горы высокие; 11 — горы низкие; 12 — возвышенные равнины, плато, нагорья; 13 — равнины низменные; 14 — направления сноса обломочного материала; 15 — рифовые постройки.

Вулканическая деятельность (излияние средне-кислых лав и выбросы туфов), по-видимому, происходила только в Алкамерген-Тарбагатайской подзоне, на участках, прилегающих к Зайсанской геосинклинали. Возможно, извержения кислых продуктов вулканизма имели место и в Кызыл-Эспе. Однако ни по тому, ни по другому району точных данных о времени проявления вулканизма нет.

* * *

Заканчивая краткое изложение палеогеографических условий накопления в Казахстане осадков силурийского периода, следует под-

черкнуть значительные их изменения. От максимума трансгрессии моря, который наблюдался в альпеисское время, через все усиливающиеся поднятия и наращивание суши (токрауское время) рассматриваемая территория прошла путь регрессивного развития.

В условиях мелководного морского бассейна на протяжении всего силурийского периода в центральной части Казахстана моря (Джунгаро-Балхашская структурно-фациальная зона) происходило накопление исключительно терригенных и терригенно-карбонатных осадков. Это преимущественно полимиктовые галечники, гравий, пески, алевролиты, а также глинистые и известковистые илы, несущие на себе следы мелководности (фауна кораллов, трилобитов, брахиопод, остатки растительности, частичная красноцветность и т. д.).

В краевых же частях морского бассейна на стыках с Бурунтау-Атасуйским, Чингиз-Тарбагатайским и Джунгарским горными сооружениями, очевидно вдоль разломов северо-западного простирания, были расположены зоны вулканизма. В подводных, реже в прибрежно-континентальных условиях в альпеисское и раннежумакское время накапливались огромные массы вулканических продуктов — лав, туфов преимущественно андезито-базальтового состава, нередко чередующихся с морскими терригенными и карбонатными образованиями. Судя по обилию ископаемых остатков разнообразной донной фауны, Казахстанский морской бассейн был тепловодными с нормальной соленостью. По-видимому, через Китай он сообщался со Среднеазиатским и Алтайским морями, а далее на востоке — с Монгольским морем, северо-западной частью которого он и является (Синицын, 1962). Весь последующий отрезок времени силурийского периода (позднежумакское, акканское и токрауское время) эффузивный магматизм происходил главным образом в Чингиз-Тарбагатайском районе в наземных условиях. Среди вулканических продуктов здесь преобладали лавы и туфы средне-кислого состава.

Заметных концентраций полезных ископаемых, связанных с силурийским осадконакоплением, не наблюдается. Следует лишь отметить, что в хребте Чингиз, в районе верхнего течения р. Курбаканас, в позднее время ландоверийского века происходило накопление ильменит-магнетитовых песков. Кроме того, среди большой массы красноцветных терригенных осадков орогенных зон, как уже было отмечено, равномерно распределено железо, которое наблюдается в виде тончайших корочек на обломках пород, что, по-видимому, не способствовало его концентрации в железорудные месторождения (Рухин, 1948). Очевидно, с вулканизмом и поствулканической деятельностью силура связаны многочисленные рудопроявления самородной меди, а также гидротермально-метасоматическая медная минерализация в Чингиз-Тарбагатайском районе.

IV. ПАЛЕОТЕКТОНИКА

Тектоническая обстановка накопления осадков в силурийский период на территории всего Казахстана впервые была рассмотрена в работе Н. Г. Кассина (1947). Для отдельных районов она приводится и другими исследователями. Так, Н. Г. Маркова, проследив историю развития Чингиза (1948) и Бетпак-Далы (1961), составила структурные схемы этих регионов для силура. А. А. Богданов (1948) предложил тектоническую схему конца готландия для южной части Карагандинской области и Чу-Балхашского водораздела. Р. А. Борукаев (1955) дал характеристику условий накопления шансорской формации северо-востока Центрального Казахстана; Н. П. Четверикова (1960) описала тектонические условия образования формаций нижнего силура в западной части Центрального Казахстана; В. Ф. Беспалов в своей работе (1964) предложил тектоническую схему для нижнего силура Восточного Казахстана. Некоторые сведения о тектонических движениях в силурийский период имеются также в работах Б. И. Борсука (1956, 1960, 1963, 1964), Л. И. Боровикова и Б. И. Борсука (1958, 1961), Н. А. Афоничева (1967), М. И. Александровой и Б. И. Борсука (1955), Р. А. Борукаева и Г. Ф. Ляпичева (1964) и др.

В очерке, приведенном ниже, дается краткая характеристика выделенных автором формаций силура, их пространственное размещение в прогибах орогенных зон и геосинклинальных систем (рис. 30, 31), а также палеотектонические условия накопления осадков этих формаций. Под формациями понимаются «естественные ассоциации горных пород и связанных с ними минеральных образований, отдельные члены которых (породы, слои, толщи и т. д.) в результате парагенетических отношений тесно связаны друг с другом как в пространстве, так и в возрастном отношении...» (Херасков, 1967, стр. 70). Формации силура каледонид и герцинид рассматриваются нами отдельно.

СИЛУРИЙСКИЕ ФОРМАЦИИ КАЛЕДОНИД

В каледонидах Казахстана для силурийского периода выделены Еремантау-Чу-Илийская и Баянаул-Чингиз-Тарбагатайская орогенные зоны. Они представляют собой зоны осадконакопления заключительного (орогенного) этапа геосинклинальной стадии развития. Все формации каледонид относятся к молассовой группе. Это мощные осадочные и вулканогенно-осадочные отложения, длительное время накапливавшиеся то в морских, то в континентальных условиях. Среди осадочных отложений широко распространены терригенные породы —

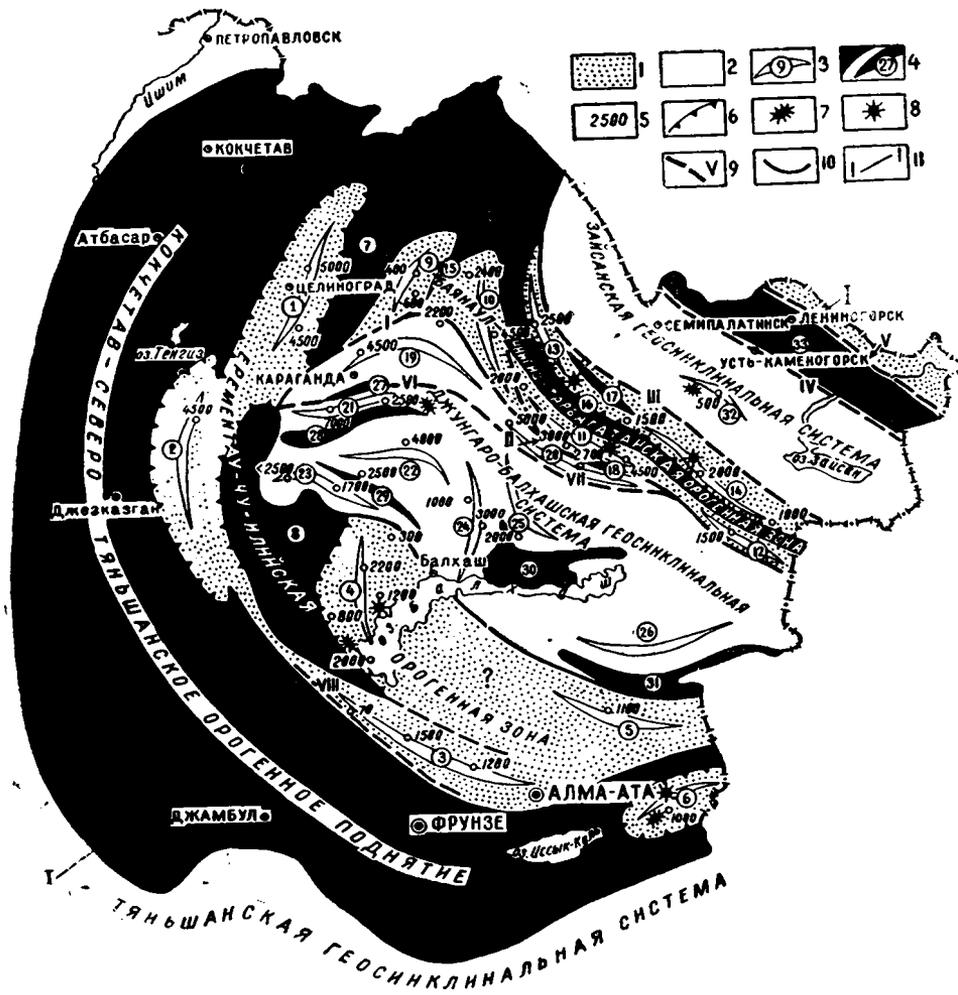


Рис. 30. Палеотектоническая схема силура Казахстана.

1 — орогенные зоны; 2 — геосинклинальные системы; 3 — прогибы: а — орогенных зон: 1 — Селетинский, 2 — Жаман-Конский, 3 — Чу-Илийский, 4 — Моинтинский, 5 — Южно-Джунгарский, 6 — Кетменьский, 9 — Шидертинский, 10 — Восточно-Баянаульский, 11 — Чингизский, 12 — Южно-Тарбагатайский, 13 — Алкамергенский, 14 — Северо-Тарбагатайский; б — геосинклинальных систем: 19 — Северо-Карагандинский, 20 — Акбастауский, 21 — Нуринский, 22 — Шетский, 23 — Сарысу-Аксоранский, 24 — Токрауский, 25 — Северо-Балхашский, 26 — Северо-Джунгарский, 32 — Чарский; 4 — поднятия: а — орогенных зон: 7 — Еремантау-Ниязское, 8 — Бурунтау-Атасуйское, 15 — Кызылтас-Экибастузское, 16 — Чингиз-Тарбагатайское, 17 — Аркалыкское, 18 — Акчатауское, 33 — Рудно-Алтайское; б — геосинклинальных систем: 27 — Спасское, 28 — Тектурмасское, 29 — Агадырское, 30 — Северо-Балхашское, 31 — Джунгарское; 5 — мощности осадков; 6 — границы несогласного залегания силурийских отложений на более древних породах; 7 — рифовые постройки; 8 — вулканы; 9 — глубинные разломы, влияющие на размещение отложений различных фаций: I — Ангренский, II — Акбастауский, III — Восточно-Аркалыкский (Калба-Чингизский), IV — Иртышский, V — Северо-Восточный, VI — Спасский, VII — Аягуз-Ащисуйский, VIII — Джалаир-Наймайский; 10 — границы между орогенными зонами и геосинклинальными системами; 11 — линия схематического палеотектонического профиля, показанного на рисунке 31.

конгломераты, гравелиты, песчаники, реже алевролиты. Они часто фашиально замещают друг друга, что хорошо показано на примере отложений района г. Караайгыр, по правобережью р. Шидерты (см. рис. 6). Сортировка обломочного материала слабая, часто отмечается косая слоистость пород дельтового типа. В разрезе отложений встречаются карбонатные осадки с фауной. Характерной чертой молассовых отложений каледонид Казахстана является присутствие большого количества вулканогенных образований. Иногда отмечаются также и ритмично построенные пачки с градационной слоистостью, но они не меняют общего молассового облика отложений в целом.

Молассовые отложения формировались вблизи массивов горной суши, представляющих собой воздымающиеся складчатые структуры. К началу силура уже были созданы довольно значительные поднятия (Кокчетав-Северо-Тяньшанское, Бурунтау-Атасуйское, Ерементау-Ниязское, Чингиз-Тарбагатайское). На это указывает распределение более грубых разностей терригенных пород вблизи этой суши, как это видно из литолого-палеогеографических схем (рис. 26, 27, 28, 29).

Подобный комплекс накапливался не только в силуре, но и в позднем ордовике, непосредственно сменяя в разрезе флишоидную формацию среднего — верхнего ордовика. Очевидно, силурийские прогибы в большинстве случаев унаследовали прогибы более ранних этапов геосинклинальной стадии, о чем свидетельствуют постепенные переходы молассовых отложений в нижележащие флишоидные, одинаковая степень их дислоцированности и единство структур.

Группа молассовых формаций силура Казахстана, как и флишоидная, образовалась еще до проявления каледонской складчатости конца силура, обусловившей замыкание геосинклинального бассейна. В этом смысле она является доскладчатой. Отложения, подобные молассам силура Казахстана, обычно относят к нижней морской молассе, а несогласно перекрывающие их континентальные образования, слагающие, как правило, наложенные структуры, — к верхней континентальной молассе (табл. 5).

Молассовая пестроцветная морская терригенная формация

Отложения, слагающие эту формацию, представлены преимущественно серыми, зеленовато-серыми, лиловыми и красно-бурыми, терригенными образованиями полимиктового состава. Помимо терригенных пород, в виде маломощных прослоев и линз присутствуют известняки, нередко песчанистые или глинистые.

Рассматриваемые отложения широко развиты в северной, западной и южной частях Центрального Казахстана. На севере они занимают большие площади к востоку от Ерементау-Ниязских гор, слагают Шидертинский и Восточно-Баянаульский прогибы Баянаул-Чингиз-Тарбагатайской орогенной зоны. На западе ими выполнены Селетинский и Жаман-Конский, а на юге — Чу-Илийский прогибы Ерементау-Чу-Илийской орогенной зоны (рис. 31).

Наиболее характерные разрезы формации установлены в районе озер Эспетуз и Камбобасор в Восточно-Баянаульском прогибе, на правобережье р. Шидерты (г. Караайгыр) в Шидертинском прогибе, по рекам Жаман-Кон и Кон-Карасу в Жаман-Конском прогибе и у колдца Саламат в Чу-Илийском прогибе.

Разрезы Восточно-Баянаульского и Шидертинского прогибов сложены морскими полимиктовыми песчаниками, алевролитами и конгломератами, среди которых отмечается большое количество красноцветных пачек. Наблюдается перемежаемость морских и континен-

тальных фаций, что придает формации пестрый облик. Сходные отложения установлены в Селетинском прогибе.

В Жаман-Конском и Чу-Илийском прогибах накапливались преимущественно зеленоцветные песчано-алевролитовые отложения. Среди терригенных пород, помимо полимиктовых, встречаются и аркозовые разности, а также прослой известняков.

Отложения формации содержат ископаемые остатки как донной, так и планктонной фауны — кораллов, брахиопод, трилобитов и граптолитов. При этом граптолиты встречаются преимущественно в нижней части разреза формации, представленной зеленоцветными мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, а донная фауна — в верхней, среди более грубых разностей пород, содержащих и красноцветы. Это свидетельствует о постепенном омерении морского бассейна и общем регрессивном характере рассматриваемой серии осадков.

Возраст отложений формации довольно определенно устанавливается по фауне как лlandoверийский. В разрезе оз. Камбобасор (Восточно-Баянаульский прогиб) и урочища Дулан-Кара (Чу-Илийский прогиб) выявлены образования как низов лlandoверии — зона *Akidograptus acuminatus* и *A. ascensus*, так и его верхов. В ряде разрезов формации ее верхний возрастной предел не ясен. Мощность отложений довольно большая, достигает иногда 3000—3500 м. Только в Чу-Илийском прогибе она не превышает 1000 м.

Взаимоотношения пестроцветной морской формации силура с подстилающими образованиями ордовика различные. Наряду с несогласным залеганием, которое фиксируется в Жаман-Конском и северо-западной части Чу-Илийского прогиба и выражено главным образом стратиграфическим перерывом, в ряде районов (урочище Дулан-Кара в Чу-Илийском прогибе, горы Караайгыр в Шидертинском прогибе) устанавливается непрерывное ордовикско-силурийское осадконакопление.

Молаассовая красноцветная наземная терригенная формация

Красноцветная терригенная формация развита в тех же районах и тех же структурах, что и пестроцветная. Ее отложения постепенно сменяют нижележащий пестроцветный морской комплекс пород, в верхней части которого, как уже отмечалось, много красноцветных разностей. Формация представлена преимущественно грубогалечными конгломератами, гравелитами и песчаниками; алевролиты играют резко подчиненную роль. Состав пород главным образом полимиктовый, однако в некоторых разрезах (восточнее Ерементау-Ниязских гор) среди обломков пород преобладают кварциты и микрокварциты позднего докембрия. По-видимому, в области Ерементау-Ниязских гор в раннем силуре существовало поднятие, являвшееся областью сноса, откуда материал поступал в Шидертинский прогиб.

В разрезе красноцветной формации встречаются и сероцветные пачки пород. Они наблюдаются в ее основании, подчеркивая постепенность перехода от нижележащей формации. Среди отложений красноцветной формации Восточно-Баянаульского, Шидертинского, Селетинского и Жаман-Конского прогибов отсутствуют какие-либо признаки органической жизни. Несколько иная обстановка существовала в Чу-Илийском прогибе. Здесь в разрезе красно-бурых терригенных образований встречаются маломощные прослои и линзы песчаных и мергелистых известняков, содержащих остатки фауны кораллов и брахиопод.

Помимо рассмотренных прогибов каледонид, красноцветная тер-

ригенная формация установлена также в Северо-Карагандинском и Акбастауском прогибах, которые нами относятся к герцинским прогибам, составляющим внешнюю, Предчингиз-Северо-Карагандинскую, подзону Джунгаро-Балхашской структурно-фациальной зоны. Здесь красноцветная формация согласно подстилается зеленоцветной морской терригенной (в ряде мест флишеидной) формацией, которая широко представлена во всей Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системе.

Наиболее типичные разрезы красноцветной формации встречаются на междуречье Акжар—Жартас — в северо-восточной части Северо-Карагандинского прогиба — и в урочище Отызбес — в северо-западной части Акбастауского прогиба (рис. 15). На междуречье Акжар-Жартас разрез формации очень сходен с таковым Чу-Илийского прогиба (койчинская свита). Он характеризуется наличием известковистых пачек пород, содержащих фауну кораллов и брахиопод. В урочище Отызбес в разрезе формации органические остатки отсутствуют.

Красноцветная формация в рассматриваемых районах представлена хорошо отсортированными, преимущественно мелко- и среднезернистыми песчаниками полимиктового состава, нередко косослоистыми и слюдястыми. Среди них встречаются прослойки и пачки алевролитов, реже — гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В составе обломков пород много полевых шпатов, кварца; значительно меньше эффузивных, кремнистых и яшмовидных пород, обломков рудных минералов. Красные и лиловые цвета пород обусловлены наличием в цементе пленок гидроокислов железа. На некоторых участках (район пос. Алгабас в Акбастауском прогибе) в разрезе формации преобладают более грубые разности — конгломераты и гравелиты.

Мощность формации, по-видимому, не превышает 2000 м. Ее возраст — верхнее лландовери — венлок. В Чу-Илийском и Северо-Карагандинском прогибах возраст формации установлен по фауне. В остальных районах он определен по стратиграфическому положению выше фаунистически охарактеризованных лландоверийских морских формаций, поскольку эти формации, находясь в единых структурах, связаны постепенными переходами.

Во многих районах распространения красноцветной формации (р. Караайгыр, оз. Камбобасор, г. Майлан, р. Жаман-Кюн, междуречье Акжар-Жартас и т. д.) отчетливо устанавливается резкое складчатое и структурное несогласие между красноцветной терригенной формацией силура и вышележащей вулканогенной формацией нижнего — среднего девона.

Следует отметить, что перекрывающие эту формацию нижнедевонские отложения слагают как наложенные структуры, так и такие, которые в известной мере унаследуют структурный план силура.

Молаассовая вулканогенно-осадочная морская формация

Вулканогенно-осадочная формация широко развита в Моинтинском, Южно-Джунгарском и Кетменьском прогибах Ерементау-Чу-Илийской зоны, а также в Чингизском, Алкамергенском, Северо-Тарбагатайском и Южно-Тарбагатайском прогибах Баянаул-Чингиз-Тарбагатайской зоны.

Формация представлена довольно разнообразным фациально изменчивым комплексом вулканогенных и осадочных пород, находящихся в разрезе в самых различных сочетаниях.

Разрезы формации каждого из указанных прогибов несколько отличаются друг от друга. Так, среди отложений формации в Моин-

тинском прогибе широко развиты кислые разности вулканогенных пород, а также осадки карбонатных и кремнистых фаций. В Чингизском прогибе заметное количество в разрезе формации занимают красноцветные терригенные отложения, в Северо-Тарбагатайском прогибе, особенно в его юго-восточной части, в разрезе формации много флишевых пачек. Ниже приводится краткая характеристика вулканогенно-осадочной морской формации.

В Моинтинском прогибе, к которому относятся отложения силура Западного и Северо-Западного Прибалхашья, формация представлена часто переслаивающимися осадочными и вулканогенными породами. Во всех участках прогиба в основании разреза фиксируются довольно мощные валунные полимиктовые конгломераты, как правило, несогласно лежащие на размытой поверхности верхнего ордовика или на более древних образованиях (см. рис. 4, разрезы альпеисского и жумаковского горизонтов). В северной части прогиба, в урочищах Акшют и Каражингил, конгломераты сменяются довольно однообразной толщей серо-зеленых песчано-алевролитовых пород с прослоями глинистых известняков. Лишь в самых верхах разреза появляются туфы кислого состава. Во всех других разрезах прогиба базальные конгломераты сменяются пестрой по составу серией вулканогенных пород, чередующихся с полимиктовыми песчаниками, иногда красноцветными. Среди вулканогенных пород (за исключением отложений, развитых на полуострове Мынарал) преобладают разности среднего и кислого состава — андезитовые порфириты, их разнообразные туфы, кварцевые порфириты и пепловые туфы кислого состава. Часто встречаются маломощные прослои и линзы известняков с обильной фауной кораллов, реже — брахиопод. В южной части Моинтинского прогиба (полуостров Мынарал) среди эффузивов доминируют порфириты основного состава. В Южно-Джунгарском прогибе вулканогенные породы, если не считать маломощных прослоев кислых пепловых туфов, отсутствуют.

В Чингизском прогибе разрез формации (альпеисская свита) также представлен довольно пестрыми по составу и фациально изменчивыми породами. На подстилающих образованиях верхнего ордовика отложения вулканогенно-осадочной формации лежат согласно и представлены песчаниками, реже гравелитами и конгломератами полимиктового состава. Среди них, как уже упоминалось, много красноцветных пачек. На самых различных уровнях, но главным образом в верхней части разреза появляются андезитовые, реже андезито-базальтовые порфириты и их туфы; кислых эффузивов нет. Известковистые разности терригенных пород и известняки редко встречаются и сосредоточены преимущественно в низах формации. Как и в Моинтинском прогибе, формация богата остатками фауны кораллов, брахиопод и морских лилий.

Разрез рассматриваемой формации в Северо-Тарбагатайском прогибе почти исключительно осадочный, главным образом терригенный. При этом на юго-востоке прогиба он состоит из зеленоцветных, преимущественно флишеидных, а на северо-западе — красноцветных, грубообломочных пород. Осадки карбонатных фаций приурочены к нижней части формации и также содержат фауну кораллов и брахиопод. Формация лежит резко трансгрессивно на подстилающих образованиях ордовика и кембрия.

Мощность вулканогенно-осадочной формации рассмотренных прогибов колеблется в пределах 1000—2000 м. Ее возраст довольно определенно устанавливается по многочисленным находкам как бентосной, так и планктонной фауны.

В Моинтинском прогибе возраст формации определяется как нижний силур. Нижние части разреза формации здесь содержат фауну лландовери, исключая, по-видимому, его низы, а верхние — венлока. Формация Чингизского прогиба только лландоверийского возраста, а Северо-Тарбагатайского верхнелландоверийского — нижневенлокского. Верхний возрастной предел формации в Моинтинском прогибе определяется несогласным залеганием акканских известняков верхов венлока — лудлова, а в Чингизском — согласным перекрытием вулканогенной наземной формации, в низах которой обнаружена фауна верхнего лландовери (слой с *Propora obrutschevi*).

Молассовая вулканогенная наземная формация

Молассовая вулканогенная наземная формация развита только в Чингиз-Тарбагатайском районе. Она слагает Чингизский, Южно-Тарбагатайский, Алкамергенский и Северо-Тарбагатайский прогибы. Отложения формации прослеживаются на значительные (свыше 500 км) расстояния вдоль юго-западных и северо-восточных предгорий хребтов Чингиз и Тарбагатай. Как в том, так и в другом районе она согласно сменяет морскую вулканогенно-осадочную формацию.

Наиболее полный разрез формации установлен в верховье р. Альпеис, юго-западные горы Жумак (Бандалетов, 1962). Здесь свыше 60% разреза формации составляют разнообразные порфириты андезитового и, главным образом, базальтового состава. Они перемежаются с туфами (33%), среди которых преобладают крупнообломочные и агломератовые разности. До 7% разреза состоит из осадочных пород — полимиктовых песчаников, нередко туфогенных, которые в нижней части имеют серую окраску, а в верхней — красноцветную. Однако такое соотношение пород не выдерживается. В ряде мест Чингизского прогиба (г. Коксенгир, пос. Кайнар) и в Южно-Тарбагатайском прогибе в разрезе формации количество туфов несколько увеличивается, а иногда они преобладают над лавами.

Несколько иной состав пород формации в Алкамергенском и Северо-Тарбагатайском прогибах. В юго-восточной части последнего, как и в Чингизском прогибе, отмечаются порфириты преимущественно базальтового состава, а в направлении к северо-западу в разрезе формации начинают преобладать разности среднего, а затем кислого состава.

Среди вулканогенной формации наиболее распространены базальты и диабазы, а также пироксеновые, роговообманково-пироксеновые, роговообманковые и роговообманково-плагиоклазовые андезитовые порфириты. Цвет пород преимущественно красно-бурый, хотя есть серо-зеленые и темно-зеленые разности. Перемежающиеся потоки и покровы достигают мощности 70—150, реже 250 м. Пирокласты в большинстве случаев представлены агломератовыми разностями, в которых обломки по размерам варьируют от долей сантиметра до одного метра и более. В меньшей степени распространены литокластические и литокристаллокластические средне- и крупнообломочные туфы.

Установлено, что размещение пирокластического материала по площади и в разрезе весьма незакономерное. В ряде мест туфовый материал присутствует в очень малых количествах. Иногда же содержание его и размерность в некоторых участках значительно возрастают. Это позволило приближенно наметить центры вулканических извержений и их характер. Так, наличие древней вулканической постройки центрального типа довольно отчетливо установлено в районе

горы Жумак, что подтверждает и геологическая структура этого участка. Как уже отмечалось, аналогичные центры извержений наблюдаются и далее на северо-запад, вдоль юго-западных предгорий хребта Чингиз.

Вулканическая деятельность, по-видимому, в основном происходила в наземных условиях, о чем свидетельствует большое количество покровов красно-бурых и серо-бурых гематитизированных разностей эффузивов и их туфов, а также прослои красноцветных песчаников. Только в самых низах формации среди вулканогенных пород присутствуют зеленоцветные терригенные отложения, иногда известковистые, с остатками морской фауны верхнего лландовери.

Возраст формации считается верхнелландоверийским и венлокским в Чингизском прогибе и венлок-лудловским в Северо-Тарбагатайском и Алкамергенском прогибах. Верхний возрастной предел ее не ясен. Она несогласно перекрыта порфировой формацией нижнего — среднего девона.

Молассовая терригенно-карбонатная формация

Терригенно-карбонатная формация развита в Моинтинском и Кетменском прогибах. Наиболее полный ее разрез установлен в Моинтинском прогибе — в районах залива и полуострова Аккерме, где она представлена главным образом известняками, фациально замещающимися известковистыми песчаниками и конгломератами. Известняки обычно массивные рифовые, реже отмечаются глинистые известняки и мергели, то серые, то розовые, с обильной фауной кораллов, брахиопод, морских лилий, трилобитов. Помимо известняков, в разрезе формации встречаются осадки межрифовых фаций — известковистые конгломераты, известковистые песчаники. Особенно широко они развиты к северо-западу от залива Аккерме, в районе родника Каргабулак. Здесь рифовые массивы фациально замещаются по простиранию вначале известняковыми, а затем полимиктовыми красно-бурыми конгломератами и песчаниками (Маркова, 1959).

В Моинтинском прогибе отложения рассматриваемой формации известны также в районе Белых сопок, где они представлены белыми мраморизованными полосчатыми известняками и доломитами, содержащими прослои известково-углистых сланцев.

Мощность карбонатной формации не превышает 300—350 м. Карбонатная формация лежит на размытой поверхности вулканогенно-осадочной формации нижнего отдела силура и по содержащейся в ней фауне относится к верхам венлока и лудлову.

Помимо уже отмеченных черт молассовых отложений Казахстана, для времени накопления их также характерен гранитоидный интрузивный магматизм.

* * *

Сравнивая молассовый комплекс каледонид Казахстана с типовым разрезом моласс Швейцарских Альп, нетрудно заметить довольно значительное формационное сходство между ними. Существует, однако, различие в общем геоструктурном положении Альпийского предгорного прогиба и силурийских прогибов Казахстана. Альпийский предгорный прогиб располагался у подножия высокой молодой складчатой горной системы типа современных Альп и был ограничен с севера древним массивом типа Шварцвальда, представлявшим собой край платформы. Казахстанские же предгорные прогибы ограничены в виде платформы не имеют.

Рассмотренные формации каледонид Казахстана автор относит к орогенным. Поскольку орогенный этап в развитии геосинклинальной системы и его объем понимается по-разному, ниже (табл. 5) приводятся точки зрения различных исследователей по этому вопросу вообще и применительно к Казахстану, в частности. Это тем более важно, что читателю, глядя на таблицу, легче будет представить, что понимается под орогенным этапом автор.

Орогенный этап в развитии каледонид Казахстана, по мнению автора, представляет собой заключительный этап геосинклинальной стадии развития каледонид Казахстана, когда еще не проявилась послесилурийская (преддевонская) складчатость, приведшая к образованию молодой складчатой системы на всей площади каледонид. В это время в морском геосинклинальном бассейне существовали лишь отдельные складчатые структуры в виде массивов суши, вдоль которых накапливались отложения орогенных (молассовых) формаций то в морских, то в континентальных условиях.

Орогенный этап каледонид Казахстана может быть сопоставлен с позднегеосинклинальным периодом в развитии Альпийских геосинклинальных систем Средиземноморья (Обуэн, 1967). В этот период вдоль горноскладчатых поднятий, которые выступали над уровнем моря в виде архипелагов, также накапливались отложения моласс. Последние, в отличие от казахстанских моласс, лежат на подстилающих флишевых образованиях несогласно.

Орогенный этап в развитии каледонид Казахстана, по представлениям автора, соответствует раннеорогенной стадии геосинклинального цикла (по В. Е. Хайну, 1964). В начале этой стадии начинается общая инверсия, которая в дальнейшем приводит к формированию складчатых сооружений с передовыми и тыльными позднегеосинклинальными прогибами, выполненными отложениями морских моласс в наиболее низких их участках.

Формации, подобные молассам силура каледонид Казахстана, относит к орогенным и Н. П. Херасков (1967). Он считает, что орогенные области указывают на связь этого типа структур с горным рельефом, которая обнаруживается при литологическом анализе формаций. Хотя орогенные формации выделяются из геосинклинальных в самостоятельную группу, все же отмечается тесная связь их с геосинклинальными, которая выражается в постепенных переходах и согласном залегании. Именно такие соотношения характерны и для каледонид Казахстана. Однако, как считает Н. П. Херасков, орогенные формации слагают и наложенные структуры. Подобные формации есть и в Казахстане, но это уже более молодые, не силурийские формации, которые автор относит к постгеосинклинальным.

М. В. Муратов (1963) считает, что орогенный (молассовый) комплекс отделен от типично геосинклинальных формаций поверхностью резкого углового несогласия, слагая иные по форме и строению структурные элементы. В каледонидах Казахстана заключительный орогенный, или молассовый, этап, по М. В. Муратову, начался в силуре. Мы уже показали, что орогенный (молассовый) комплекс отложений в каледонидах Казахстана начал формироваться еще в позднем ордовике и что с подстилающими типично геосинклинальными формациями ордовика он находится в единых структурах и связан непрерывными переходами.

Орогенный этап в развитии каледонид Казахстана соответствует доскладчатой стадии нижних моласс орогенного (заключительного) этапа развития геосинклинальных областей, выделенной А. А. Мос-

саковским (1965, 1969), а также орогенному этапу в понимании Н. А. Крылова и А. И. Летавина (1966).

Таким образом, почти все упомянутые выше исследователи под орогенным этапом понимают заключительный этап геосинклинального развития. Образовавшиеся при этом отложения нижних морских моласс тесным образом связаны с подстилающими флишевыми образованиями и формировались до проявления той складчатости, которая привела к замыканию оставшихся геосинклинальных прогибов. После этого уже на складчатом основании накапливались верхние красцветные континентальные молассы. Этап накопления верхних континентальных моласс, как это видно из таблицы 5, именуется по-разному.

Исследователи, изучавшие Казахстан, к орогенному этапу относят послескладчатый период жизни каледонид, если иметь в виду преддевонскую складчатость, после которой происходило образование только верхних континентальных моласс.

Так, А. А. Богданов (1965) в палеозоидах Центрального Казахстана орогенный (постгеосинклинальный) этап выделяет после завершающей каледонской складчатости, приведшей к замыканию геосинклинальной системы и превращению ее в складчатую область (конец ордовика, иногда силура). Формации орогенного ряда, по его представлениям, начинаются с девона и лежат резко несогласно на каледонском основании. В это время интенсивно проявившиеся глыбовые тектонические движения сопровождалось мощным горообразованием; в межгорных наложенных впадинах накапливались грубые красцветные терригенные и вулканогенные молассы.

Н. Г. Маркова (1964) в геосинклинальной стадии развития каледонид Казахстана выделяет типично геосинклинальный этап и заключительный этап, который сменяется постгеосинклинальной (собственно орогенной) стадией. Отложения силура, развитые в Шидерты-Баянаульском районе (ранние каледониды), она относит к заключительно-геосинклинальному этапу, считая ордовикские типично геосинклинальными. Начиная с нижнего девона весь комплекс отложений здесь относится к мульдовому или собственно орогенному. В Западном и Северо-Западном Прибалхашье, а также в Чингиз-Тарбагатайском районе (поздние каледониды) типично геосинклинальными осадками она считает образования силура, поскольку вулканогенно-осадочные отложения раннего девона — франского века соответствуют заключительному этапу. Собственно орогенный, постгеосинклинальный, этап в поздних каледонидах начинается лишь с фамена.

Е. Д. Шлыгин и А. Е. Шлыгин (1964) считают, что в указанных выше областях зоны поздних каледонид, которые они называют площадью неустойчивой каледонской консолидации, орогенный этап развития начинается не с верхнего девона (фамена), а с середины силура и нижнего девона, когда тектоническими движениями были стабилизированы последние участки с геосинклинальным типом развития и широко распространились наложенные мульды, выполненные вулканогенными отложениями.

О. А. Мазарович (1968), рассматривая формации варисцийского комплекса каледонид Центрального Казахстана, считает, что девонские молассы знаменуют начало варисцийского этапа. Они возникли после значительного перерыва в осадконакоплении и образовали структуры другого плана. Это эпигеосинклинальные молассы активизации. Кроме того, он выделил и другой тип моласс — геосинклинальные завершающие молассы, которые тесно связаны с геосинклиналь-

ными образованиями и могут быть как морскими, так и континентальными. Они возникли вскоре после общего обращения тектонического режима геосинклинальной области. Силурийские отложения каледонид Казахстана им отнесены к этому типу. Орогенные (моласовые) формации, рассмотренные автором настоящей работы, соответствуют геосинклинальным завершающим молассам, по О. А. Мозаровичу.

СИЛУРИЙСКИЕ ФОРМАЦИИ ГЕРЦИНИД

Морская терригенная формация

На огромной площади Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы развита морская терригенная формация, представленная преимущественно зеленоцветным комплексом пород полимиктового состава — песчаниками, алевролитами, гравелитами, реже конгломератами. Встречаются также прослой и пачки красно-бурого и лилового цвета, особенно в нижней части разреза, вследствие чего они становятся пестроцветными. Помимо терригенных образований, в разрезе формации установлены прослой пепловых туфов и карбонатные отложения — одиночные рифы и сопровождающие их межрифовые фации.

Морская терригенная формация силура почти на всей площади Джунгаро-Балхашской системы подстилается главным образом яшмо-диабазовым комплексом пород, по-видимому, ордовикского возраста, и, за исключением Северо-Карагандинского и Акбастауского прогибов, согласно сменяется терригенно-карбонатными отложениями нижнего девона.

Разрезы формации отдельных прогибов рассматриваемой системы, несмотря на ограниченный набор пород, отличаются друг от друга размерностью обломочного материала, отсутствием или присутствием пепловых туфов или карбонатных фаций, характером наслоения и мощностью отдельных пачек пород, наличием или отсутствием остатков фауны, возрастом и т. д. Поэтому представление о формации в целом можно получить даже из краткой характеристики отложений этих прогибов (рис. 31).

В Северо-Карагандинском прогибе, особенно в его западной части, установлен мощный почти исключительно зеленоцветный ритмично построенный комплекс терригенных пород — конгломератов, песчаников и алевролитов с отчетливо выраженной градационной слоистостью и следами размыва на верхних поверхностях ритмов. Разрез этих флишоподных отложений (рис. 15; пос. Русско-Ивановский) описан выше. Источником поступления материала, очевидно, служила Ерементау-Ниязская кордильера. В центральных и восточных частях прогиба разрез песчано-алевролитовый с закономерным переслаиванием пачек алевролитов и песчаников. В его основании отмечаются небольшие линзы известняков. Мощность формации этого прогиба достигает 5000 м, а возраст, по-видимому, не выходит за пределы лландоверийского яруса.

Разрезы формации Акбастауского прогиба очень сходны с разрезами восточной части Северо-Карагандинского, отличаясь лишь присутствием прослоев кристаллокластических и пепловых туфов альбитофиров.

Северо-Карагандинский и Акбастауский прогибы являются прогибами внешней, Предчингиз-Северо-Карагандинской, подзоны Джунгаро-Балхашской структурно-фациальной зоны и, таким образом, входят в герцинскую геосинклинальную систему. Предшествующие исследователи (Е. Д. Шлыгин, А. Е. Шлыгин, 1964) отложения силура

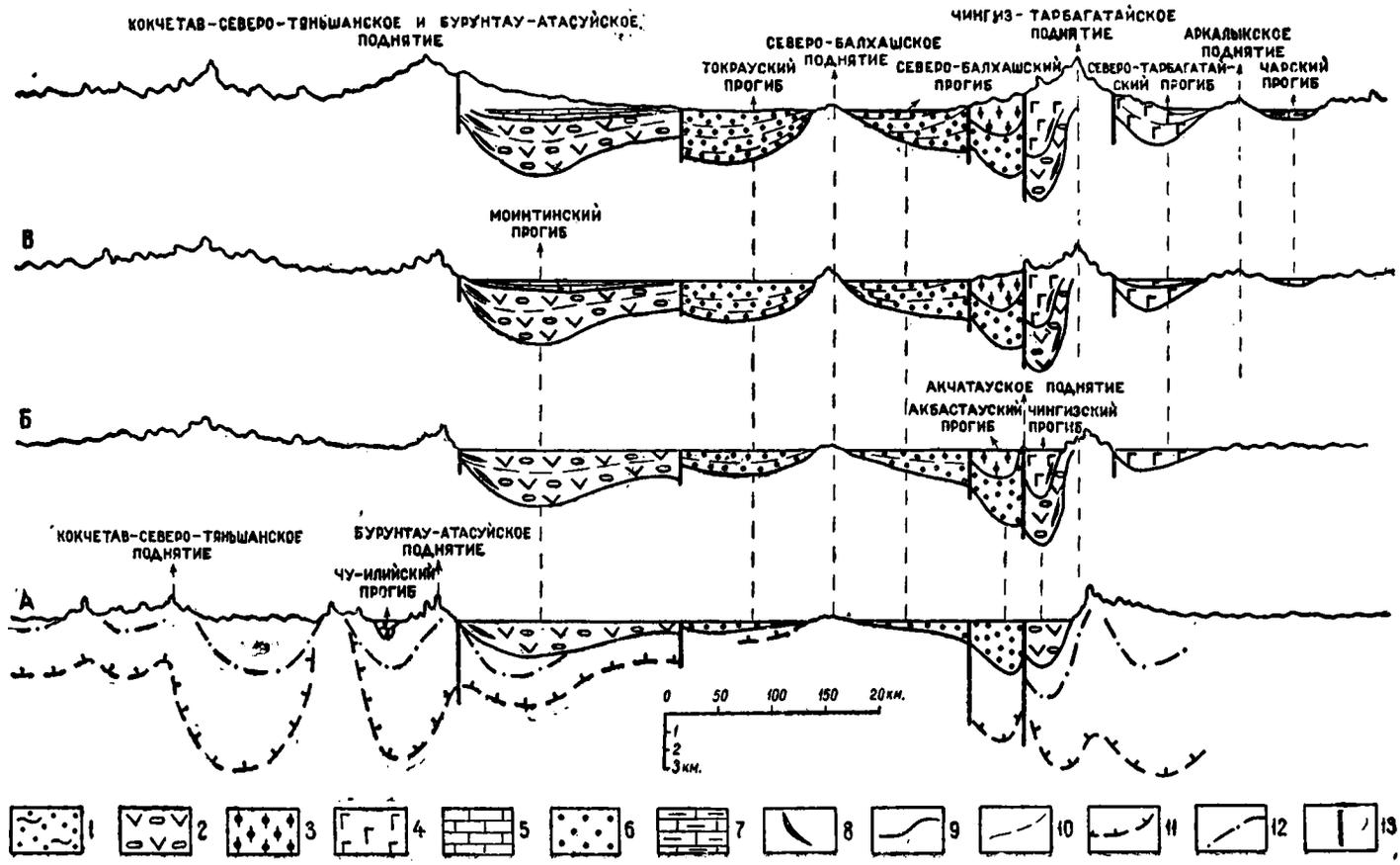


Рис. 31. Схематический палеотектонический профиль по линии I—I, показанной на палеотектонической схеме.

Силурийские формации каледонид: 1 — молассовая пестроцветная морская терригенная и молассовая красноцветная наземная терригенная; 2 — молассовая вулканогенно-осадочная морская; 3 — молассовая красноцветная наземная терригенная; 4 — молассовая вулканогенная наземная; 5 — молассовая терригенно-карбонатная. Силурийские формации герцинид: 6 — морская терригенная; 7 — морская кремнисто-терригенно-карбонатная; 8 — рифовые постройки; 9 — границы между формациями; 10 — возрастные границы внутри формации; 11 — подошва ордовикских отложений в геосинклинальных прогибах; 12 — подошва молассовых формаций верхнего ордовика; 13 — глубинные разломы.

рассмотренных районов относили к позднекаледонскому складчатому комплексу области «неустойчивой каледонской консолидации».

Нам представляется, что лландоверийские отложения Северо-Карагандинского и Акбастауского прогибов в формационном отношении очень близки к отложениям лландовери, развитым на всей площади Джунгаро-Балхашской геосинклинали, так как это преимущественно зеленоцветный ритмично построенный терригенный комплекс, обычно содержащий остатки граптолитовой фауны. Правда, в отличие от внутренних частей Джунгаро-Балхашской геосинклинали, где аналогичные морские отложения продолжали накапливаться и в последующее время силурийского периода, здесь уже в венлоке произошли значительные поднятия и на смену морскому осадконакоплению пришло континентальное, подобное тому, которое было в орогенной зоне (молассовая красноцветная терригенная формация). Наземная красноцветная моласса в том же юго-западном направлении также фациально заместила зеленоцветным геосинклинальным терригенным комплексом пород внутренней Джунгаро-Балхашской подзоны, на смену которому, в свою очередь, в конце силура пришла морская моласса.

Все это подтверждает ранее высказанное положение (Богданов, 1959; Маркова, 1964; и др.) о том, что в едином процессе геосинклинального развития стабилизация Чингиз-Баянаул-Тарбагатайского района началась значительно раньше, чем Джунгаро-Балхашского. Стабилизация и превращение геосинклинальных областей в складчатые происходили постепенно; на границе консолидированных участков и областей, где еще сохранились геосинклинальные условия, устанавливаются переходные фации, а поэтому резкой границы между каледонидами и герцинидами нет.

В Нуринском прогибе разрез формации близок к разрезу Северо-Карагандинского и Акбастауского прогибов, но здесь формация охватывает значительно больший отрезок времени — весь силур, а ее мощность достигает 6000—7000 м. Отложения формации лежат несогласно на подстилающих образованиях ордовика, представлены в основном зеленоцветным, нередко ритмично построенным терригенным комплексом и лишь в верхней половине разреза в ряде участков прогиба присутствуют осадки карбонатных фаций в виде мощных линз рифовых известняков с богатой фауной кораллов и брахиопод лудлова. Терригенная формация силура здесь согласно перекрывается морскими же отложениями девона.

В Сарысу-Аксоранском прогибе в разрезе формации среди алевритов и песчаников много красно-бурых и лиловых пачек пород, что, очевидно, обусловлено его окраинным положением. Мощность

формации не превышает 2000—3000 м. Юго-западнее Агадыря она залегает на размытой поверхности верхнеордовикских гранодиоритов и несогласно перекрыта морскими терригенно-карбонатными отложениями нижнедевонского возраста (Михневич, 1962).

Терригенные отложения формации Шетского прогиба близки по составу отложениям Сарысу-Аксоранского прогиба, но значительно мощнее — до 5000 м, с большим количеством ритмично построенных пачек, представленных мелко- и тонкозернистыми полимиктовыми песчаниками и алевролитами. Особенно много таких ритмичных пачек в нижней части разреза, где мощность отдельных прослоев колеблется от нескольких сантиметров до 1—2 м. Формация иногда содержит линзы рифовых известняков. Возраст ее силур — нижний девон. Она несогласно перекрыта красноцветной вулканогенной наземной молассой среднего — верхнего девона.

Широко развита формация в Северо-Балхашском прогибе. В нижних частях ее разреза содержится большое количество прослоев красноцветных пород, а сверху она почти исключительно зеленоцветная с прослоями пепловых туфов альбитофиров. Низы формации хорошо видны в районе колодца Джаманшурук, где песчано-алевролитовые отложения с фауной граптолитов среднего лландовери лежат с небольшим стратиграфическим перерывом на известняках верхнего ордовика. Песчано-алевролитовые отложения здесь составляют нижнюю часть разреза. Верхняя же представлена более грубыми серо-зелеными полимиктовыми песчаниками и гравелитами. В районе колодцев Маубас и Кокбайтал среди отложений формации снова преобладают более мелкообломочные разности терригенных пород — зеленоцветные мелко- и среднезернистые песчаники и алевролиты с прослоями светлых пепловых туфов.

Формация по всему разрезу содержит большое количество остатков фауны граптолитов силурийского возраста, включая и послелудлов. Мощность формации достигает 3000 м. Ее согласно сменяют терригенно-карбонатные отложения нижнего девона.

Рассмотренные зеленоцветные терригенные отложения внутренней, собственной Джунгаро-Балхашской, подзоны многие исследователи (Антонюк и Аксаментова, 1965; Афоничев, 1967; М. И. Александрова, Н. А. Пупышев, Ю. П. Ненашев, Е. В. Альперович и др.) относят к флишеоидной формации. По-видимому, причина этого кроется прежде всего в ритмичном строении отдельных частей их разреза.

Однако надо сказать, что ритмичность флишевого характера, иногда наблюдаемая среди отложений верхнего ордовика Казахстана (Бандалетов, 1953), здесь отмечается очень редко. Обычно это частая перемежаемость терригенных пород различной крупности зерна с довольно четкими границами между ними, что является свидетельством смены условий седиментации. При этом ритмично переслаивающиеся пачки встречаются на различных стратиграфических уровнях в тех или иных участках этой огромной области и не образуют линейно-вытянутых зон, свойственных накоплению флишевых отложений. В разрезе формации преобладают прослои пород мощностью от нескольких метров до десятков метров. Встречаются мощные пачки грубых, плохо сортированных разностей песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов, и тогда разрез напоминает скорее молассовый комплекс.

В целом формация в известной мере близка толще переходного типа от флишевой формации к молассовой, которая наблюдается в Швейцарских Альпах (Жинью, 1952; Наливкин, 1956), хотя палеотектонические условия формирования ее осадков были, по-видимому,

инными. Джунгаро-Балхашское море не было линейным с четко выраженной кордильерой, а скорее представляло собой изометричный мелководный бассейн с системами островов, что обусловило пестроту фацций.

Помимо морской терригенно-карбонатной формации Джунгаро-Балхашской системы, к формациям герцинид относится комплекс отложений верхнего силура, развитых на довольно ограниченной площади в пределах Чарской зоны Зайсанской геосинклинальной системы. Это известняки, песчаники и алевролиты, нередко известковистые, и кремнистые сланцы (кремнисто-терригенно-карбонатная формация), неполная мощность которых 500 м.

УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ОСАДКОВ

Рассматривая палеотектонические условия накопления осадков, следует отметить, что территория Казахстана является частью огромного Урало-Тяньшанского геосинклинального пояса. История геотектонического развития многих областей этого региона в силурийский период знаменует начало перехода от типично геосинклинального режима, господствовавшего в нижнем палеозое, к ее завершающей стадии — орогенному этапу.

В результате усилившихся воздыманий в силуре произошли значительные изменения в распределении моря и суши. Огромные площади Казахстана вышли из-под уровня моря, поскольку образовались поднятия в виде молодых каледонских складчатых зон. Такими зонами являлись Кокчетав-Северо-Тяньшанская, Еремантау-Чу-Илийская и Баянаул-Чингиз-Тарбагатайская. Первая из них к концу ордовика уже представляла собой единый устойчивый массив суши, на площади которого силурийское осадконакопление, по-видимому, не происходило. Две других еще переживали стадию орогенного этапа развития, когда вдоль образовавшихся отдельных поднятий возникли прогибы с фациально пестрым орогенным комплексом пород — молассами.

Между Еремантау-Чу-Илийской и Баянаул-Чингиз-Тарбагатайской молодыми каледонскими складчатыми зонами расположена Джунгаро-Балхашская герцинская геосинклинальная система с морскими терригенными отложениями, которые отдельными исследователями относятся к флишовой формации.

В Еремантау-Чу-Илийской зоне выделяются пять прогибов. Три из них — Селетинский, Жаман-Конский и Чу-Илийский — прослеживаются непосредственно вдоль Кокчетав-Северо-Тяньшанской суши, которая являлась областью сноса и основным поставщиком терригенного материала. В этих прогибах происходило накопление исключительно терригенных отложений. При этом морские зеленоцветные образования лландовери, иногда несогласно лежащие на верхнеордовикских (Жаман-Конский прогиб), в венлоке сменились прибрежно-континентальными пестроцветными. В позднюю эпоху силурийского периода осадконакопление уже прекратилось и образовалась суша. Таким образом, произошло увеличение площади Кокчетав-Северо-Тяньшанского массива. К Еремантау-Чу-Илийской зоне относятся также Моинтинский и Южно-Джунгарский прогибы. Первый из них охватывает Западное и Северо-Западное Прибалхашье, а второй — Южную Джунгарию. Характерной особенностью Моинтинского прогиба является накопление на размытой поверхности ордовикских и более древних образований мелководных и прибрежных отложений вулканогенно-осадочной морской формации силура. Он прекратил свое существо-

вованье несколько позже, чем другие прогибы этой системы, — в лудловский век.

Ерементау-Чу-Илийская зона на юго-западе отделена от Кокчетав-Северо-Тяньшанской суши Джалаир-Найманским глубинным разломом. Эта крупная разрывная структура, отчетливо устанавливающаяся по геологическим и геофизическим данным, в силуре (Суворов, 1968) отделяла область сноса от областей накопления прибрежно-морских отложений. По-видимому, в разграничении терригенных фаций Чу-Илийского и вулканогенно-осадочных Моинтинского прогибов большую роль играл разлом, прослеживающийся вдоль юго-западного окончания Бурунтау-Атасуйского поднятия, а затем уходящий из района горы Джамбул в юго-восточном направлении вдоль северо-восточных предгорий Чу-Илийских гор. Разрез силура Кетменьского прогиба, расположенного на крайнем юго-востоке Казахстана, близок к таковому Моинтинского прогиба.

В Баянаул-Чингиз-Тарбагатайской зоне установлено шесть прогибов. Два из них — Шидертинский и Восточно-Баянаульский — расположены в северо-восточной части Центрального Казахстана, а Чингизский, Южно-Тарбагатайский, Алкамергенский и Северо-Тарбагатайский приурочены к Чингиз-Тарбагатайскому поднятию. Шидертинский и Восточно-Баянаульский прогибы характеризуются мощными (свыше 5000 м) накоплениями терригенных отложений преимущественно красноцветной формации ранней эпохи силура. Они разделены Майкаинским жестким массивом, наметившимся еще в ордовикский период. Чингизский и Южно-Тарбагатайский прогибы расположены юго-западнее хребтов Чингиз и Тарбагатай. Чингизский прогиб с юго-запада ограничен Акбастауским глубинным разломом, который, по-видимому, является границей раздела каледонид и герцинид и соответственно границей фациально различных комплексов пород Чингизского и Акбастауского прогибов.

Алкамергенский и Северо-Тарбагатайский прогибы были заложены на размытой поверхности относительно жесткого нижнепалеозойского основания. В конце лландоверийского века сюда трансгрессировало мелководное море (зеленоцветные терригенные осадки, реже — известняки с фауной), которое вскоре отступило, и осадконакопление, в том числе и вулканические проявления, происходило в континентальных условиях.

В прогибах Ерементау-Чу-Илийской и Баянаул-Чингиз-Тарбагатайской зон в основном уже в раннюю эпоху силурийского периода прекратилось осадконакопление. Здесь образовались складчатые поднятия, возвышавшиеся в виде суши и служившие основным поставщиком масс терригенных осадков, которые накапливались в Джунгаро-Балхашском морском бассейне. В последующий, довольно значительный интервал времени, отвечавший, очевидно, поздней эпохе силурийского периода, эта суша подверглась размыву. Лишь только в начале девона возобновилось осадконакопление, уже исключительно в наземных условиях. Судя по резко трансгрессивному залеганию образований девона на подстилающих отложениях силура, складчатому и структурному несогласию между ними, можно говорить о резкой палеогеографической перестройке в рассматриваемых складчатых системах на границе силура и девона.

Джунгаро-Балхашская геосинклиальная система занимает центральную часть Казахстана. Долгое время многие исследователи полагали, что время заложения этой системы относится к позднему силуру — лудлову. Сейчас установлено, что Джунгаро-Балхашская система была заложена во всяком случае не позже позднего ордовика.

Непрерывный разрез терригенных образований силура и нижнего девона, единство их структурного плана — все это служит свидетельством общих палеогеографических и палеотектонических условий образования.

Джунгаро-Балхашская геосинклиналиная система является областью накопления осадков неглубокого моря. Наряду с отдельными прогибами здесь образовались поднятия, которые, помимо окружающей Кокчетав-Северо-Тяньшанской и Баянаул-Чингиз-Тарбагатайской суши, служили дополнительными поставщиками обломочного материала. В этой системе выделяются две зоны: внешняя и внутренняя. Внешняя зона включает Северо-Карагандинский прогиб и Акбастауский прогиб в Предчингизье. По характеру разреза силура эта зона является переходной между каледонидами и герцинидами, поскольку в ней происходит смена континентальных фаций морскими.

Северо-Карагандинский и Акбастауский прогибы значительно раньше остальной площади Джунгаро-Балхашской геосинклиналиной системы (перед венлокским веком) испытали поднятие. Этому, возможно, в значительной мере способствовали движения, происходившие по глубинным разломам земной коры — Спасскому и Аягуз-Ащисуйскому (Суворов, 1968). Последние отделяют указанные прогибы внешней зоны от прогибов внутренней, собственно Джунгаро-Балхашской системы. Как граница различных по фациальному составу отложений Спасский и Аягуз-Ащисуйский разломы, очевидно, проявились в конце лландоверийского века. К этому времени наметилось четкое обособление к северу от них преимущественно континентальных, а к югу — морских образований.

Внутренняя зона Джунгаро-Балхашской системы объединяет ряд прогибов (Нуринский, Сарысу-Аксоранский, Шетский, Токрауский, Северо-Балхашский, Северо-Джунгарский) и разделяющих их поднятий (Спасское, Тектурмасское, Агадырское, Северо-Балхашское, Джунгарское).

Характерной особенностью внутренней зоны Джунгаро-Балхашской системы является отложение в ее прогибах терригенных осадков, которые по своей формационной принадлежности ближе всего стоят к переходным образованиям — от флишеидных к молассовым.

В окраинном, Сарысу-Аксоранском, прогибе Джунгаро-Балхашской геосинклиналиной системы накопление в силуре осадков прекратилось значительно раньше по сравнению с другими прогибами этой системы. Здесь, как и во внешней Предчингиз-Северо-Карагандинской подзоне, они представлены главным образом образованиями нижнего отдела силура, которые трансгрессивно с угловым несогласием перекрыты морскими терригенно-карбонатными отложениями нижнего девона.

По-видимому, в силурийский период начала закладываться и Зайсанская геосинклиналиная система. Палеотектоническая обстановка накопления осадков в ней пока представляется далеко не ясной из-за ограниченности фактического материала. В раннюю эпоху силурийского периода здесь имелись участки суши, которые, возможно, соединялись с Чингиз-Тарбагатайским поднятием и разделяли Джунгаро-Балхашский и Алтайский морские бассейны. Позже, в лудловский век, очевидно, по Восточно-Аркалыкскому разлому произошло опускание суши и сюда трансгрессировало море. В лудловский век происходило накопление песчано-глинистых и известковистых осадков в районе современной Калбы.

Проявления эффузивного вулканизма в каледонских складчатых зонах в основном отмечены в их краевых частях — на границе с

Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системой. Интрузивная деятельность в силурийский период на территории Казахстана также приурочена главным образом к каледонским складчатым зонам, где образовались в основном кислые интрузии.

Заканчивая краткое описание палеотектонической обстановки в силурийский период, следует подчеркнуть, что рассматриваемый отрезок времени был переломным в геологической истории Казахстана. Типично геосинклинальные условия развития, которые существовали в ордовике в области каледонид Казахстана, сменились условиями заключительного (орогенного) этапа развития геосинклинали. Этот последний этап, начавшийся здесь еще в верхнем ордовике, получил свое дальнейшее развитие в силуре. Предорогенные геосинклинальные условия развития Казахстана с ограниченным набором формаций устанавливаются лишь в герцинских геосинклинальных системах — Джунгаро-Балхашской и Зайсанской.

Тектонические движения на территории Казахстана проявлялись по-разному. Несмотря на общую тенденцию к поднятию страны, резкого изменения палеотектонической обстановки на границе ордовика и силура, за исключением западной части рассматриваемой площади, не произошло. Многие ордовикские прогибы существовали еще и в силуре. В них продолжалось непрерывное осадконакопление. Тектонические движения, происходившие на границе ордовика и силура, нашли отражение в местных перерывах и стратиграфических несогласиях, которые отмечаются главным образом в краевых частях прогибов. Что же касается силурийского комплекса отложений, то внутри него почти везде наблюдается согласное залегание пород.

Таким образом, геотектоническое развитие Казахстана в силурийский период было медленным и постепенным. Резкой перестройки структурного плана, больших перерывов в осадконакоплении не отмечается. Лишь в конце поздней эпохи силурийского периода имели место значительные тектонические движения и то только в зонах каледонид, где в это время происходили складкообразование, поднятие и последующий преддевонский размыв. На площади Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы эти тектонические движения выразились в смене мелкообломочных терригенных фаций крупнообломочными. Здесь в силуре и раннем девоне продолжалось непрерывное осадконакопление.

* * *

Палеотектонические условия накопления отложений силура в каледонидах Казахстана имеют много сходных черт с условиями, существовавшими в каледонидах других регионов СССР, Западной Европы и Северной Америки. Кратко остановимся на некоторых чертах сходства и различия каледонских складчатых сооружений Казахстана, Алтае-Саянской области и Великобритании, как наиболее хорошо изученных.

В Алтае-Саянской области, как и в Казахстане, силурийские прогибы унаследовали ордовикские, хотя и сократились в размерах (Нехоросhev, 1966). Несмотря на несогласное в ряде мест залегание образований силура на ордовике, отмечается довольно тесная связь отложений этих систем, выраженная общностью плана их складчатых структур (Гинцингер, 1959). Отложения силура составляют единый согласно залегающий осадочный комплекс пород. Нижний отдел представлен преимущественно зеленоцветными песчано-сланцевыми породами, хотя отмечаются и известняки. Мощность отложений достигает 4000 м. Верхний отдел состоит из пестроцветно-красноцвет-

ных терригенных образований, реже — известняков. Мощность их 3000—4000 м. Среди пестроцветно-красноцветного терригенного комплекса пород широко развиты грубозернистые песчаники, гравелиты и конгломераты (шиштыкская свита Западного Саяна, хондергейская свита Тувы, красноцветные терригенные отложения Южного Алтая).

Силурийские отложения Алтае-Саянской области в формационном отношении очень близки к пестроцветно-красноцветным терригенным породам (морская нижняя моласса) Селетинского, Жаман-Конского, Чу-Илийского прогибов Ерементау-Чу-Илийской, а также Шидертинского и Восточно-Баянаульского прогибов Ерементау-Чингиз-Тарбагатайской орогенных зон каледонид Казахстана. А. А. Моссаковским (1969) отложения силура Алтае-Саянской области также отнесены к нижним морским молассам стадии орогенного этапа развития каледонских складчатых областей.

В конце силура в Алтае-Саянской области завершился геосинклинальный этап развития. В результате собственно каледонской тектонической фазы она превратилась в складчатое сооружение. В девоне начался постгеосинклинальный этап. Вулканоогенно-осадочные образования девона (верхняя континентальная моласса) уже слагают структуры другого плана — мульды, наложенные на складчатый каледонский комплекс.

В геосинклинальной области каледонид Британских островов в силурийский период, как известно (Белоусов, Гзовский, 1945; Жинью, 1952; Jones, 1956), существовало три обособленных прогиба, разделенных поднятиями. Северный из них (в Южных нагорьях Шотландии) расположен около края древней платформы Эриа. Он выполнен граувакками, конгломератами, песчаниками, реже известняками-плитняками, зелеными и красными сланцами. Силурийские отложения здесь лежат на ордовикских несогласно, часты также перерывы и внутри силурийской серии пород. Мощность отложений порядка 1000 м. Расположенный к югу прогиб Озерной области сложен песчано-сланцевыми образованиями мощностью до 4000 м. Несогласий внутри отложений этого прогиба не отмечено. Третьим прогибом является Уэльский, граничащий на юге Англии с герцинскими структурами. В нижней части он выполнен граптолитовыми сланцами, которые по бортам прогиба замещаются то граувакками (на северо-западе), то известняками (на юго-востоке). В верхах разреза наряду со сланцами много песчаников и конгломератов. Мощность отложений достигает 4000 м.

Таким образом, разрез силура каледонид Алтае-Саянской области и Великобритании, в отличие от каледонид Казахстана, является чисто осадочным, преимущественно терригенным. Проявлений эффузивного вулканизма не отмечено. С палеогеографической точки зрения, здесь, как и в каледонидах Казахстана, по-видимому, была область шельфового моря, изобилующего островами.

В силуре в каледонидах Казахстана (как и в каледонидах Алтае-Саянской области и Великобритании) начался процесс отмирания геосинклинального режима. Этот процесс растянулся от начала силура до девона.

В конце силура крупные поднятия происходили на всей площади геосинклинальных областей рассматриваемых регионов; закончилась общая инверсия и замкнулись прогибы.

Отложения силура каледонид Алтае-Саянской области, Великобритании и Казахстана являются, следовательно, доскладчатыми, если иметь в виду преддевонскую складчатость, обусловившую прекращение геосинклинального режима. Образовавшиеся на геосинкли-

нальном складчатом основании каледонид Казахстана и Алтае-Саянской области красноцветные песчаники и вулканогенные образования девона, которые слагают наложенные структуры, обычно относят к верхней континентальной молассе.

В связи со сходством истории развития каледонид Казахстана и Великобритании имеется и некоторое формационное сходство разрезов силура этих областей. Так, в ордовикских прогибах Великобритании есть разрезы, которые очень близки среднеордовикским флишоидным формациям каледонид Казахстана. В Казахстане эти флишоидные формации непосредственно сменяются верхнеордовикско-силурийскими орогенными формациями нижних морских моласс, которые, в свою очередь, перекрыты континентальными красноцветными молассами типа Old Red Sandstone.

Следовательно, если в каледонидах Казахстана и Великобритании установлены отложения, которые относятся к верхней континентальной молассе, а также есть формации, близкие к флишоидным, то при геотектоническом сходстве этих структур на позднегеосинклинальном этапе их развития логично допустить широкое распространение в Великобритании и нижней морской молассовой формации. Очевидно, смена собственно геосинклинального режима орогенным и образование в связи с этим нижних морских моласс в Южных нагорьях Шотландии, в Озерной области и Уэльсе фиксируются не в самом конце силура (Моссаковский, 1969), а значительно раньше, возможно, с раннего силура.

•

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данная работа представляет собой сводку огромного фактического материала, как собранного лично автором за последние 15 лет, так и полученного другими исследователями по силурийским отложениям Казахстана. Основные результаты ее сводятся к следующему.

1. На основании изучения опорных разрезов произведено структурно-фациальное районирование территории. Выделены четыре структурно-фациальные зоны: Еремантау-Чу-Илийская, Баянаул-Чингиз-Тарбагатайская, Джунгаро-Балхашская и Зайсанская. Первые две из них характеризуются орогенным типом разрезов, а в двух других развиты непрерывные разрезы собственно геосинклинальных образований. В структурно-фациальных зонах выделены следующие подзоны: в Еремантау-Чу-Илийской — Селеты-Чу-Илийская и Моинты-Южно-Джунгарская, в Баянаул-Чингиз-Тарбагатайской — Шидерты-Баянаульская, Чингизская и Алкамерген-Тарбагатайская, в Джунгаро-Балхашской — внешняя, Предчингиз-Северо-Карагадинская и внутренняя, собственно Джунгаро-Балхашская.

2. Для выделенных структурных единиц составлены литостратиграфические схемы, описаны опорные разрезы и произведена их корреляция. Новая корреляционная схема в значительной степени отличается как от схемы 1958 г., принятой стратиграфическим совещанием в г. Алма-Ате, так и от схемы, опубликованной в 1965 г. в книге «Стратиграфия СССР», т. «Силурийская система».

3. Рассмотрена обобщенная биостратиграфическая шкала силура Казахстана. В ней, помимо ранее существовавших горизонтов, в отложениях силура на границе с девонем выделен новый надлудловский горизонт — токрауский. Изменены также возрастные пределы прежних горизонтов. Так, слои с *Holorhynchus giganteus* исключены из состава альпеисского горизонта и переведены в ордовик. Доказано, что альпеисский горизонт не отвечает полностью лландоверийскому ярусу: его верхний возрастной предел ограничивается подошвой зоны *Globosograptus crispus* и *Spirograptus turriculatus*, которая, в свою очередь, является основанием следующего горизонта — жумаковского. Верхний возрастной предел жумаковского горизонта пока не установлен, как и нижняя граница акканского горизонта.

Особое внимание уделено определению нижней и верхней границ системы в связи с находками граптолитовой фауны. Нижняя граница проведена по подошве зоны *Akidograptus acuminatus* и *A. ascensus*, а верхняя — по подошве зоны *Monograptus kasachstanensis* (*Mono-*

graptus uniformis + *M. angustidens*). Поскольку зона *Monograptus kasachstanensis* установлена в основании айнасуйского горизонта, последний, как и вышележащий караэспинский (балинский, кокбайтальский), переведен в девон. Граница между нижним и верхним отделами силура Казахстана проведена по основанию зоны *Lobograptus scanicus* и *Neodiversograptus nilssoni*.

4. Приведена схема сопоставления унифицированной региональной стратиграфической шкалы силура Казахстана со схемами силура ряда регионов СССР и зарубежных стран.

5. Составлены литолого-палеогеографические схемы, отражающие пространственное размещение и условия формирования осадков силурийского периода (альпеисское, жумакское, акканское и токкрауское время).

6. Дана краткая характеристика основных формаций силура Казахстана, рассмотрены палеотектонические условия их образования и принадлежность к собственно геосинклинальному и орогенному этапам геосинклинальной стадии развития. Прослежены основные закономерности истории геологического развития Казахстана в силурийский период и проведено сравнение каледонид Казахстана с каледонидами Алтае-Саянской области и Великобритании.

ЛИТЕРАТУРА

Александрова М. И., Борсук Б. И. Геологическое строение палеозойского фундамента восточной части Бетпак-Далы. Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 7, 1955.

Антонюк Р. М., Аксаментова Н. В. Верхний ордовик и нижний силур Северо-Западного Предчирчингизья. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1964, № 6.

Антонюк Р. М., Аксаментова Н. В. Силур Казыкской ветви Северо-Балхашского антиклинория. В сб.: «Стратиграфия нижнепалеозойских и силурийских отложений Центрального Казахстана». Л., «Недра», 1965.

Аполлонов М. К., Бандалетов С. М., Никитин И. Ф., Цай Д. Т. Ордовикские и силурийские отложения Казахстана и их корреляция с европейскими разрезами. В сб.: «Стратиграфия нижнего палеозоя Центральной Европы». (Докл. сов. геологов, XXIII сессия Междунар. геол. конгресса). М., «Наука», 1968.

Афоничев Н. А. О силурийских отложениях на северном склоне Джунгарского Алатау. «Сов. геол.», 1958, № 4.

Афоничев Н. А. Основные черты структурного плана Южного Казахстана, Прибалхашья и Пограничной Джунгарии. В сб.: «Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.

Афоничев Н. А. Основные этапы развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы. «Сов. геол.», 1967, № 2—3.

Бандалетов С. М. Флишевые отложения ордовика среднего течения р. Селеты (Центральный Казахстан). «Бюлл. МОИП», 1953, № 1.

Бандалетов С. М. Силур хр. Чингиз и сравнение его разреза с разрезами северо-востока и севера Центрального Казахстана. В сб.: «Совещание по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана». Тезисы докладов. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1957.

Бандалетов С. М. Силур хр. Чингиз и сравнение его разреза с разрезами северо-востока и севера Центрального Казахстана. Тр. совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана, т. I. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.

Бандалетов С. М. Геология Чингизской геосинклинальной зоны (Центральный Казахстан). В сб.: «Региональная геология». Тр. ИГН АН КазССР, т. 5, 1962.

Бандалетов С. М. Структурно-фациальные зоны силура севера и востока Центрального Казахстана. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1962, вып. 2(47).

Бандалетов С. М. Геология Коджанчадской группы медных месторождений. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1962.

Бандалетов С. М. Ерементау-Чингиз-Тарбагатайская зона (северо-восточная часть Центрального Казахстана, хребты Чингиз и Тарбагатай). «Стратиграфия СССР», т. «Силурийская система». М., «Недра», 1965.

Бандалетов С. М., Владимиров Н. М., Садыков А. М. Геология складчатого фундамента. В кн.: «Канал Иртыш—Караганда». Алма-Ата, «Наука», 1965.

Бандалетов С. М., Борисьяк М. А., Ковалевский О. П., Никитин И. Ф. Верхнеордовикские и нижнесилурийские отложения района горы Акдомбак в Чингизе. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1965, № 1.

Бандалетов С. М. Силурийская система. В кн.: «Геология и металлогения Успенской тектонической зоны». Алма-Ата, «Наука», 1967.

Бандалетов С. М., Михайлова Н. Ф. Верхний силур и граница силура и девона в Казахстане. Тезисы докладов III Международного симпозиума по границе силура и девона и стратиграфии нижнего и среднего девона. М., ОНТИ, 1968.

Бедров Г. И. Стратиграфия силура Шетского района Центрального Казахстана. Тр. совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Казахстана, т. 1. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.

Белоусов В. В., Гзовский М. В. Геосинклинали, их строение, история и законы развития. Каледонская геосинклиналь Великобритании. «Бюлл. МОИП, отдел геол.», 1945, т. XX.

Берри В. Б. Н. Развитие девонских граптолитов в западной части США. Рефераты докл. к III Междунар. симпозиуму по границе силура и девона и стратиграфии нижнего и среднего девона. Л., ОНТИ, 1968.

Беспалов В. Ф. Джунгаро-Балхашская герцинская геологическая провинция. В сб.: «Вопросы геологии Азии». М., Изд-во АН СССР, 1954.

Беспалов В. Ф. Средний палеозой Джунгаро-Балхашской интрагеосинклинали. «Сов. геол.», 1956, № 52.

Беспалов В. Ф. Тектоника рифейской складчатой дуги Восточного Казахстана. В сб.: «Складчатые области Евразии». М., «Наука», 1964.

Беспалов В. Ф., Боровиков Л. И., Еремин В. К., Есенов Ш. Е., Яншин А. Л. Геологическая карта Казахской Советской Социалистической Республики и прилегающих территорий союзных республик. Л., Изд-во Министерства геол. СССР, 1965.

Богданов А. А. Новые данные о геологическом строении южной и западной окраин Карагандинского бассейна. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1939, № 4.

Богданов А. А. Палеозойские тектонические структуры южной части Карагандинской области и Чу-Балхашского водораздела. В кн.: «Тектоника СССР», т. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1948.

Богданов А. А. Тектоника западной части Центрального Казахстана. «Сов. геол.», 1954, № 41.

Богданов А. А., Мазарович О. А., Михайлов А. Е., Четверикова Н. П. Новые данные о геологии докембрийских и палеозойских отложений Атасуйского района. «Сов. геол.», 1955, № 48.

Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. «Бюлл. МОИП, отд. геологии», 1959, т. XXXIV(1).

Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозоя Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. «Бюлл. МОИП», 1965, № 5, № 6.

Борисьяк М. А. Силурийские брахиоподы из Карагандинской области. Матер. ВСЕГЕИ, нов. серия, палеонт. и стратигр., вып. 3, 1955.

Борисьяк М. А. Стратиграфия и брахиоподы силурийских отложений района хребта Чингиз. Матер. ВСЕГЕИ, нов. серия, палеонт. и стратигр., вып. 5, 1955а.

Борисьяк М. А. Стратиграфия силура южной окраины Карагандинского бассейна и Северного Прибалхашья. Тр. совещ. по униф. стратигр. схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана, т. 1. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.

Борисьяк М. А., Ковалевский О. П., Николаева Т. В. К стратиграфии силура хр. Чингиз. «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1961, № 42.

Борисьяк М. А. Некоторые лlandoверийские брахиоподы из Северо-Восточного Казахстана. Тр. ВСЕГЕИ, палеонт. стратигр., т. 93, 1964.

Борисьяк М. А. История изучения стратиграфии и фауны Центрального Казахстана. Сб.: «Стратиграфия нижнепалеозойских и силурийских отложений Центрального Казахстана». М., «Недра», 1965.

Борисьяк М. А. Джунгаро-Балхашская зона (Караганда, Прибалхашский район и Северная Джунгария). «Стратиграфия СССР», т. «Силурийская система». М., «Недра», 1965а.

Боровиков Л. И., Борсук В. И. Казахская складчатая область. В кн.: «Геологическое строение СССР», т. 3. М., Гостгеолгиздат, 1958.

Боровиков Л. И., Борсук В. И. Геологическое строение Центрального и южного Казахстана. Матер. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 41. Л., 1961.

Борсук В. И. Основные черты структурного плана Центрального Казахстана. Матер. ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 19, 1956.

Борсук В. И. Значение каледонской орогении в формировании геологических структур Центрального и Южного Казахстана. В кн.: «Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.

Борсук В. И. Геосинклинальный и платформенный этапы в развитии Казахской складчатой области. Сб.: «Русская и Сибирская платформы и их обрамление», вып. XIV. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Борсук В. И. Важнейшие складчатые системы Казахстана и их строение. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. III, 1964.

Борсук В. И. Казахская геосинклинальная область. Общая характеристика. Ветпакдала — Южно-Джунгарская зона (Северо-Западное Прибалхашье и Восточная Ветпакдала). В кн.: «Стратиграфия СССР», т. «Силурийская система». М., «Недра», 1965.

Борукаев Р. А. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана (Сары-Арка). Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1955.

Борукаев Р. А., Ляпичев Г. Ф. Складчатые комплексы Восточного Казахстана. В сб.: «Вопросы геологии Казахстана». Алма-Ата, «Наука», 1964.

Бубличенко Н. Л. К стратиграфии палеозойских отложений Северо-Восточного Прибалхашья. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1945, № 3.

Бубличенко Н. Л. О некоторых сопоставлениях девона Северо-Восточного Казахстана, Северной Америки и Западной Европы. Рефераты докладов к III Междунар. симпозиуму по границе силура и девона и стратиграфии нижнего и среднего девона. Л., 1968.

Василевский М. М. К геологии Тарбагатая. «Изв. геол. ком.», 1914, т. XXXIII.

Великовская Э. М. Структурно-фациальная зональность силура в юго-западном Предчирчигизье. «Бюлл. МОИП, отдел. геол.», 1964, вып. 4.

Великовская Э. М. Структурно-фациальные зоны силура на северо-западном склоне Чингиза. «Вестн. Моск. ун-та, серия геол.», 1965, № 3.

Великовская Э. М. Особенности строения силурийских отложений Чингиз-Тарбагатайской мегантиклинория. «Вест. МГУ, серия IV, геология», 1966.

Водорезов Г. И., Кассин Н. Г., Медоев Г. Ц. Общая геологическая карта Казахстана. Описание Средне-Чидертинского и Улентинского листов (Боцекуль, Сары-Адыр, Коджанчад). Тр. ВГРО, вып. 318. М. — Л., Новосибирск, 1933.

Вознесенский В. Д., Михневич И. П., Ненашев Ю. П., Нилова Н. В. О структурном несогласии в верхнесилурийских отложениях Жаман-Сарысуевского антиклинория в Центральном Казахстане. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1963, вып. 5(56).

Гинцингер А. Б. Материалы по стратиграфии силурийских и девонских отложений Горного Алтая. Тр. СНИИГГИМС, вып. 5, 1959.

Давиденко В. В. и др. Вопросы стратиграфии силура и девона Чарской структурно-фациальной зоны. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1963, вып. 5(56).

Двойченко Н. К., Харченко Л. Ф. Опорный разрез верхнесилурийских и девонских отложений северной окраины Джунгаро-Балхашской геосинклинали. Материалы по геол. и полезн. ископ. Центр. Казахстана, вып. 2, 1962.

Егер Г. Нижнедевонские граптолиты. Рефераты докладов к III Междунар. симпозиуму по границе силура и девона и стратиграфии нижнего и среднего девона. Л., ОНТИ, 1968.

Жинью М. Стратиграфическая геология. М., Изд-во иностр. лит., 1952.

Канфельд О. М., Мазарович О. А., Турсына В. В. Геологическое строение северного обрамления Карагандинского бассейна, часть I (стратиграфия допалеозойских и палеозойских отложений). «Вестник Москов. университет., серия геол.», 1962, № 6.

Каплун Л. И., Рукавишникова Т. Б. Граница силура и девона в Северо-Восточном Прибалхашье. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1958, № 11.

Каратайте-Талимаа. Смена ихтиофауны на границе силура и девона в Европе. В сб.: «Стратиграфия нижнего палеозоя Центральной Европы». (Докл. сов. геол. на XXIII сессии Междунар. геол. конгресса). М., «Наука», 1968.

Кассин Н. Г. Общая геологическая карта Казахстана. Описание Баян-Аульского и Верхне-Чидертинского листов. Тр. ГРУ, вып. 110. М. — Л., 1941.

Кассин Н. Г. Кембрийские и силурийские отложения Боцекуль-Карагандинского района. В кн.: «Геология СССР», т. XX. М.—Л., Гос. изд-во геол. литературы, 1941.

Кассин Н. Г. Материалы по палеогеографии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1947.

Кассин Н. Г. Развитие геологических структур Казахстана. В сб.: «Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.

Келлер Б. М. Общий обзор стратиграфии ордовика Чу-Илийских гор. Ордовик Казахстана. Тр. ГИН АН СССР, вып. 1, 1956.

Келлер Б. М. Силурийские отложения полуострова Ак-Керме (оз. Балхаш). «Изв. АН СССР, серия геол.», 1958, № 2.

Келлер Б. М., Крылов И. Н., Негрей Е. В. Палеозой Западного Прибалхашья в районе поселка Мын-Арал. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1958, № 10.

Келлер Б. М. Ордовик и силур Восточного Казахстана. Тр. совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана, т. 1. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.

Ким А. И., Ларин Н. М. Описание разреза силура горы Мершкор. Путеводитель экскурсии по типовым разрезам ордовика, силура и девона Средней Азии. Ташкент, 1966.

Ковалевский О. П. О возрасте силурийских карбонатных толщ в Центральном Казахстане. «Сов. геол.», 1959, № 3.

Ковалевский О. П. О верхнеордовикском возрасте известняков г. Акдомбак (хр. Чингиз). Информационный сборник, № 42. Палеонтология и стратиграфия. Л., ОНТИ, 1961.

Ковалевский О. П. Лудловские табуляты Западного Прибалхашья. В сб.: «Табулятоморфные кораллы ордовика и силура СССР». М., «Наука», 1965.

Ковалевский О. П. Табуляты и гелиолитоидеи караэспинского горизонта. В кн.: «Стратиграфия нижнепалеозойских и силурийских отложений Центрального Казахстана». Л., «Недра», 1965а.

Ковалевский О. П., Нилова Н. В., Стукалина Г. А. О пограничных отложениях силура и девона в морских фациях Тарбагатай. «Бюлл. НТИ, серия геология месторождений полезных ископаемых, региональная геология», 1967, № 7.

Колобова И. М. О лlandoверийском возрасте низов уркинской свиты хребта Тарбагатай. Биостратиграфический сборник, вып. 3. Л., «Недра», 1967.

Корень Т. Н. Находки граптолитов в Борщовском горизонте Подолии. В сб.: «Стратиграфия нижнего палеозоя Центральной Европы». (Докл. сов. геол. на XXIII сессии Междунар. геол. конгресса). М., «Наука», 1968.

Корень Т. Н. Раннедевонские граптолиты Подолии, Урала и Пай-Хоя. Рефераты докл. к III Междунар. симпозиуму по границе силура и девона и стратиграфии нижнего и среднего девона. Л., ОНТИ, 1968а.

Красилова И. Н. Стратиграфия и пелециподы верхнего силура и нижнего девона Северо-Восточного Прибалхашья. «Докл. АН СССР», 1959, т. 172, № 5.

Красилова И. Н. Стратиграфия и пелециподы верхов силура и нижнего девона Северо-Восточного Прибалхашья. Тр. ГИН АН СССР, вып. 75, 1963.

Кропоткин П. Н. Строение складчатого фундамента Центрального Казахстана. Тр. ГИН АН СССР, вып. 108 (№ 36), 1950.

Крылов Н. А., Летавин А. И. К вопросу об орогенном этапе развития палеозойского. «Геотектоника», 1966, № 2.

Левицкий Е. С., Стукалина Г. А., Положихина А. И., Ушатинская Г. Т. Караэспинский горизонт Северного Прибалхашья (к проблеме границы силура и девона). «Вестник МГУ. Геология», 1968, № 2.

Ленц А. К., Джексон Д. Е. Биостратиграфия верхнего силура и нижнего девона по граптолитам северо-западной части Канадского материка (предварительные исследования). Рефераты докл. к III Междунар. симпозиуму по границе силура и девона и стратиграфии нижнего и среднего девона. Л., ОНТИ, 1968.

Литвинович Н. В., Бондаренко О. Б., Свербилова Т. В. и др. Стратиграфия и фауна палеозойских отложений хр. Тарбагатай. М., Изд-во МГУ, 1963.

Мазарович О. А. Формации вариссийского комплекса каледонид Казахстана. В сб.: «Геологические формации». Л., 1968.

Маркова Н. Г. Тектоника Чингизской зоны. В кн.: «Тектоника СССР», т. I. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1948.

Маркова Н. Г. Силурийские отложения района родника Каргабулак (Восточная Бетпак-Дала). «Изв. АН СССР, серия геол.», 1959, № 7.

Маркова Н. Г. Стратиграфия и тектоника палеозоя Бетпак-Далы. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Маркова Н. Г. Закономерности размещения складчатых зон на примере Центрального Казахстана. В кн.: «Складчатые области Евразии». М., «Наука», 1964.

Меннер В. В. Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагуновых и континентальных свит. Тр. ГИН АН СССР, вып. 65, 1962.

Михневич И. П. О границе между силурийскими и девонскими отложениями на западном крыле Жаман-Сарысуйского антиклинория (Центральный Казахстан). Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 74 (материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана), 1962.

Михневич И. П., Нилова Н. В. Караэспинский горизонт верхнесилурийских отложений в Центральном Казахстане. В кн.: «Стратиграфия нижнепалеозойских и силурийских отложений Центрального Казахстана». Л., «Недра», 1965.

Моисеенко Ф. С. О стратиграфическом положении агадырской толща юго-востока Центрального Казахстана. «Изв. АН КазССР, серия геол.», 1963, вып. 2(53).

Моссаковский А. А. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей. «Геотектоника», 1965, № 2.

Моссаковский А. А. Орогенный этап развития геосинклинальных областей и некоторые проблемы субсеквентного магматизма. В кн.: «Проблемы связи тектоники и магматизма». Л., «Наука», 1969.

Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития складчатых геосинклинальных областей. «Изв. АН СССР, серия геол.», 1963, № 6.

Муратов М. В., Цейслер В. М. Осадочные и вулканогенные формации складчатых геосинклинальных поясов. «Бюлл. МОИП, отд. геол.», 1968, т. XLIII, вып. 5.

Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. I, II. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1955—1956.

Ненашев Ю. П., Проскурников В. Е., Пупышев Н. А., Гурина Г. И. Стратиграфическое положение яшмодиабазового комплекса в Жаман-Сарысуйском антиклинории. В кн.: «Стратиграфия нижнепалеозойских и силурийских отложений Центрального Казахстана». Л., «Наука», 1965.

Нехорошев В. П. Тектоника Алтая. М., «Недра», 1966.

Никитин И. Ф., Бандалетов С. М., Константинович Т. В. К вопросу о возрасте жарсорской свиты и отложений, относившихся к жумацкой свите на северо-востоке Центрального Казахстана. «Бюлл. МОИП, отд. геологии», 1969, т. XLIV (5).

Никифорова О. И. Фаунистическая характеристика верхнего силура Западного Прибалхашья. М., Изд-во ЦНИГРИ, 1937.

Никифорова О. И., Обут А. М. О новом ярусе на границе силура и девона. «Геохимия и геофизика», 1963, № 7.

Никифорова О. И. Силурийская система и ее подразделение в СССР. Доклад по выполненным и опубликованным работам, представленным на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. М., 1968.

Никифорова О. И. О верхней границе силурийской системы. Рефераты

докл. к III Междунар. симпозиуму по границе силура и девона и стратиграфии нижнего и среднего девона. Л., 1968а.

Нилова Н. В. Брахиоподы каразспинского горизонта. В сб.: «Стратиграфия нижнепалеозойских и силурийских отложений Центрального Казахстана». М., «Недра», 1965.

Нилова Н. В. О возрасте айнасуйского и каразспинского горизонтов Центрального Казахстана по брахиоподам. Рефераты докл. к III Междунар. симпозиуму по границе силура и девона и стратиграфии нижнего и среднего девона. Л., «Недра», 1968.

Обут А. М., Соболевская Р. Ф. Граптолиты раннего силура в Казахстане. М., «Наука», 1966.

Обут А. М. Граптолиты пограничных слоев силура-девона в СССР. Рефераты докл. к III Междунар. симпозиуму по границе силура и девона и стратиграфии нижнего и среднего девона. Л., «Недра», 1968.

Обут А. М., Абдуазимова З. М., Голиков А. Н., Риненберг Р. Е. Зональное расчленение и корреляция силурийских отложений по граптолитам в Средней Азии. В кн.: «Биостратиграфия пограничных отложений силура и девона». М., «Наука», 1968.

Обуэн Ж. Геосинклинали. М., «Мир», 1967.

Пейве А. В. Асимметрия глубинных тектонических структур Урало-Тяньшанского орогена и происхождение его виргаций. «Бюлл. МОИП», 1947, № 5.

Полтавцева Н. В. Новые находки табулят в отложениях нижнего венлока Казахстана (Западное Прибалхашье). В сб.: «Табулятоморфные кораллы ордовика и силура СССР». М., «Недра», 1965.

Резолюция совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958.

Рефераты докладов к III Международному симпозиуму по границе силура и девона и стратиграфии нижнего и среднего девона. Л., «Недра», 1968.

Решение постоянной стратиграфической комиссии МСК по ордовикским и силурийским отложениям СССР. Л., 1962.

Рукавишникова Т. Б. Брахиоподы верхнего силура Северного Прибалхашья. В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Казахстана», вып. 1(26). М., Госгеолтехиздат, 1961.

Рукавишникова Т. Б., Токмачева С. Г. Южная Джунгария, Чу-Балхашский водораздел и Западное Прибалхашье. В сб.: «Стратиграфия СССР», т. «Силурийская система». М., «Недра», 1965.

Рукавишникова Т. Б., Токмачева С. Г., Салин Б. А., Севрюгин Н. Н., Полтавцева Н. В., Тимущ А. В. Новые данные по стратиграфии отложений позднего ордовика и раннего силура Чу-Илийских гор. Информационный № 49—50. Алма-Ата, Изд. Министерства геологии Казахской ССР, 1968.

Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. М., Гостоптехиздат, 1959.

Рухин Л. Б. Верхнесилурийская *Tabulata* из окрестностей оз. Балхаш. «Уч. зап. ЛГУ, серия геол. почв», 1939, № 21.

Рябинин А. Н. Хребет Акчатау. Тр. Геол. ком., новая серия, вып. 129, 1915.

Севрюгин Н. А. Стратиграфия среднего палеозоя Баянаульского района Северо-Восточного Казахстана. Тезисы докладов совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1957.

Севрюгин Н. А., Лившиц М. Б., Синдин И. К. Геологическое строение юго-западной части Зайсанской геосинклинали. В сб.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана». М., «Недра», 1965.

Сенкевич М. А. О возрасте постлудлова—прежедина. Информационный № 55, вып. 4. Изд. Министерства геологии Казахской ССР, Алма-Ата, 1968.

Синицын В. М. Палеогеография Азии. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1962.

Соколов Б. С. Граница силурийской и девонской систем и объем нижнего девона. В сб.: «Проблемы геологии на XXII сессии Междунар. геол. конгресса». М., «Наука», 1966.

Соколов Б. С. Основные вопросы стратиграфии ордовикских и силурийских

отложений Средней Сибири. В кн.: «Стратиграфия палеозоя Средней Сибири». Новосибирск, «Наука», 1967.

Соколов В. С. Современное состояние вопроса о границе силура и девона. Рефераты докл. к III Междунар. симпозиуму по границе силура и девона и стратиграфии нижнего и среднего девона. Л., ОНТИ, 1968.

Соколов В. С. Стратиграфические границы нижнепалеозойских систем. В сб.: «Стратиграфия нижнего палеозоя Центральной Европы». (Докл. сов. геол. на XXIII сессии Междунар. геол. конгресса). М., «Наука», 1968а.

Степанов П. И. Верхнесилурийская фашия из окрестностей оз. Балхаш. «Зап. Минер. об-ва», 2-я серия, 1908, ч. 46, вып. 1.

Стратиграфическая классификация, терминология и номенклатура. Л., «Недра», 1965.

Стратиграфия СССР, т. «Силурийская система». М., «Недра», 1965.

Стукалина Г. А. Морские лилии караэспинского горизонта. В кн.: «Стратиграфия нижнепалеозойских и силурийских отложений Центрального Казахстана». Л., «Недра», 1965.

Стукалина Г. А. Морские лилии пограничных слоев силура и девона Казахстана в связи с проблемой границы этих систем. Рефераты докл. к III Междунар. симпозиуму по границе силура и девона и стратиграфии нижнего и среднего девона. Л., ОНТИ, 1968.

Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М., «Наука», 1968.

Токмачева С. Г. Силурийские образования окрестностей полуострова Ак-Керме (Западное Прибалхашье). В кн.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 3(28). Алма-Ата, «Наука», 1965.

Условные обозначения и методические указания по составлению атласа литолого-палеогеографических карт СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962.

Ушатинская Г. Т. К вопросу о выделении в верхнем отделе силурийской системы тиверского яруса. «Вестн. МГУ, отд. геол.», 1966, № 5.

Ушатинская Г. Т., Келлер Н. Б. Айнасуийский горизонт Северо-Восточного Прибалхашья. «Вестн. МГУ, серия геол.», 1966, № 1.

Ушатинская Г. Т., Четверикова Н. П. Пограничные слои силура и девона в Центральном Казахстане. Рефераты докл. к III Междунар. симпозиуму по границе силура и девона и стратиграфии нижнего и среднего девона. Л., ОНТИ, 1968.

Хайн В. Е. Общая геотектоника. М., «Наука», 1964.

Халфин Л. Л. О границе силура и девона (по поводу статьи О. Н. Никифоровой и А. М. Обут). Тр. СНИИГТИМС, вып. 2, 1962.

Халфин Л. Л. О положении границы силура — девона в связи с некоторыми другими вопросами стратиграфии. В сб.: «Биостратиграфия пограничных отложений силура и девона». М., «Наука», 1968.

Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Херасков Н. П. Тектоника и формации. М., «Наука», 1967.

Холланд К. Г. Проблема классификации и корреляции венлокской, лудловской и постлудловской, прежединской, стратиграфии Британских островов. Рефераты докл. к III Междунар. симпозиуму по границе силура и девона и стратиграфии нижнего и среднего девона. Л., ОНТИ, 1968.

Четверикова Н. П. Ордовикские и силурийские отложения западной части Центрального Казахстана. В кн.: «Материалы по геологии Центрального Казахстана», т. 1. М., Изд-во МГУ, 1960.

Четверикова Н. П., Сытова В. А., Ушатинская Г. Т., Бондаренко О. Б., Келлер Н. Б., Улитина Л. М. Стратиграфия и фауна силурийских и нижнедевонских отложений Нуринаского синклинория. В кн.: «Материалы по геологии Центрального Казахстана», т. VII. М., Изд-во МГУ, 1965.

Шлыгин Е. Д., Шлыгин А. Е. Некоторые принципы тектонического районирования Казахстана. В кн.: «Складчатые области Евразии». М., «Наука», 1964.

Штрейс Н. А. Новые данные о стратиграфии нижнего палеозоя Централь-

ного Казахстана. В кн.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Центрального Казахстана. Итоги работ ЦККЭ». М., изд. СОПСа АН СССР, 1940.

Штрейс Н. А., Колотухина С. Е. Геологическое строение гор Ортау и Космурун. Тр. ГИН АН СССР, вып. 101, 1948.

Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии. «Геотектоника», 1965, № 5.

Allen I. R. L. and Tarlo L. B. The Downtonian and Dittonian facies of the Welsh Borderland. «Geol. mag.», 1963, vol. 100, № 2.

Berry W. B. N. American Devonian monograptids and the Siluro-Devonian boundary. Abstracts of the Proceedings of the International Symposium on the Devonian System. Calgary, Canada, 1967.

Berry William B. N. Monograptus hercynicus nevadensis n. subsp. from the Devonian in Nevada. «Geol. Surv. Profess. Paper», 1967a.

Bouček B., Horný R. Bemerkungen zu einer neuen Interpretation der Beziehungen zwischen dem böhmischen, polnischen und deutschen höheren Silur. «Geologia», 1964, 13, 5.

Bouček B. Quelques remarques sur le problème de la limite Silurien-Devonien en Europe Centrale. «Men. Bureau rech. géol. et minières», 1965, No 33.

Bouček B. Eine neue und bisher jungete Graptolithen-Fauna aus dem böhmischen Devon. «Neues Jahrb. Geol. und Paläontol. Monatsh.», 1966, № 3.

Bouček B. Significance of dacryoconarid tentaculites and graptolites for the Stratigraphy and Palaeogeography of the Devonian System. Abstracts of the Proceedings of the International Symposium on the Devonian System. Calgary, Canada, 1967.

Bouček B., Chlupáč I., Horný R. Silurian versus devonian. Sb. «Národního muzea v Praze», vol. XXII, 1966, 2.

Bouček B., Chlupáč I., Horný R. The proposal of the new delimitation of the Silurian-Devonian boundary. Abstracts of the Proceedings of the International Symposium on the Devonian System. Calgary, Canada, 1967.

Bublitschenko N. L. Terrigene Fazies des Devons in Kasachstan. Pragr. Arbeitstagung über die Stratigraphie des Silurs und des Devons (1958). Praha, 1960.

Holland H. and Willefert S. Presence de Monograptus hercynicus Perner dans le Silurien du Tafilart (Maroc). «C. R. Soc. Geol. Fr.», 1963, No 2.

Holland C. H., Lawson I. D., Walmsley V. D. The Silurian rocks of the Ludlow district, Shropshire. «Bull. Brit. Mus. (Nat. History), Geol.», 1963, vol. 8, No 3.

Holland H. Précisions sur la Stratigraphie et la repartition de quelques espèces importantes du Siluren supérieur et de l'Eodevonien du Maroc presaharien. «Notes et mem. Serv. géol. Maroc», 1965, 24, No 183.

Holland C. H. The Silurian-Devonian boundary. «Geol. Magaz.», 1965a, № 3, 102.

Horný R., Chlupáč I. Hercynská otázka opět aktuální. «Casopis pro mineral a geolog.» Rocnik, 1968, № 3, 11.

Horný Radvan, Chlupáč Ivo. The recently proposed standart Siluro-Devonian (Budnianian—Lochkovian) boundary in the Barrandian (Czechoslovakia). «Internat. Geol. Congr. Rept. 23-rd Sess. Czechosl., 1968, Proc. Sec., 9». Prague, 1968.

Jaeger H. Symposiums Band der 2 Internationalen Arbeitstagung über die Silur Devon-Grenze und die Stratigraphie von Silur und Devon, Bonne—Bruxelles, 1960. «Geologie», Berlin, 1965, 14.

Jaeger H. Lower Devonian graptoloidea of the world. Abstract of the Proceedings of the International Symposium on the Devonian System. Calgary, Canada, 1967.

Joseph J. K. S. St. The pentameracea of the Oslo region, 1938.

Jones C. R. Graptolites of the Monograptus hercynicus type recorded from Malaya. «Nature» (Engl.), 1967.

Jones O. T. The geological evolution of Wales and the Sdjacent region. The quarterly journal of the geological Society of London, 1956, vol. CXII, Part. 4.

Légrand Philippe. Quelques nouveaux graptolites à la limite des systèmes Silurien et Dévonien au Sahara algérien. «Mem. Bureau rech. géol. et minières», 1967, № 33.

Maximova Z. A. Late Silurian and Early Devonian Trilobites of Central Kazakhstan. International Symposium on the Devonian System. Calgary, Canada, 1967.

Murchison R. J. The Silurian System. London, 1839.

Spjeldnaes N. The Silurian-Ordovician border in the Oslo district. Norsk geologisk tidsskrift, bd. 37, Bergen, 1957.

Teller L. On the Stratigraphy of beds younger the Ludlovian and the Silurian-Devonian boundary in Poland and Europe. Acta Geol., Polonica, XIV, № 2, 1964.

Tomczyk H. Post-Ludlovian and Pre-Gedinian deposits in Poland. «Internat. Geol. Congr. Rept 23-rd Sess. Czechosl., 1968. Proc. Sec. 9». Praga, 1968.

Willefert S. Monograptus gr. uniformis de la coupe du Siluro-Devonien d'Ain Deliouine (Anti-Atlas occidental). «Notes et mem. Serv. geol. Maroc.», 1964, 23, № 172.

THE SILURIAN OF KAZAKHSTAN

The paper represents a summary on the Silurian deposits of Kazakhstan. It illuminates some problems in stratigraphy, biostratigraphy, structure-facial zonation, paleogeography and paleotectonics.

Chapter «Stratigraphy» on separation of structural units deals with main Silurian sections of Kazakhstan. These units are the structural-facial zones and subzones within which facially different complexes of rocks are being observed.

Within the caledonides, the Bayanaul-Chingiz-Tarbagatai and Erementau-Chu-Ili structural-facial zones have been established, while within the hercynides — the Dzhungar-Balkhash zone (fig. 1).

In the zones of caledonides, marine and continental variegated terrigenous, terrigeno-carbonate and terrigeno-volcanic deposits of the Lower, rarely Upper Silurian have been developed which contain remains of the benthonic fauna. These deposits are formations of the closing (orogenic) stage of development of the geosyncline system.

In the Dzhungar-Balkhash zone, the Silurian section is more complete, it includes both the Lower and the Upper Silurian. It is a marine, exclusively terrigenous section with a rich graptolithic fauna and it is gradually succeeded by the Devonian deposits. A succession of graptolithic zones has been established here in the continuous Silurian — Devonian section (fig. 21).

In the generalized biostratigraphic scale of the Silurian of Kazakhstan, horizons are described which stand for auxiliary units of regional importance and which horizontally (over an area) unite heterofacial coeval deposits. They are separated according to association of their paleontological, facial-lithological and other features.

In the Lower Silurian, the Alpeis and the Zhumak horizons have been distinguished, and in the tops of the Lower and in the Upper Silurian — the Akkan and Tockrau horizons.

The Alpeis horizon, the stratotypical section of which is in the Chingiz ridge, unites the Llandoveryan deposits, except its tops (down to the base of the *Globosograptus crispus* and *Spirograptus turriculatus* zone). It is subdivided into beds with *Holorhynchus cinghizicus* of the Lower Llandoveryan, beds with *Eospirifer cinghizicus* of the Lower—

Middle Llandoveryan, and beds with *Pentamerus longiseptatus* of the Middle — Upper Llandoveryan.

Beds with *Holorhynchus cinghizicus* contain *Propra conferta* M. E. et H., *Plectatrypa praemarginalis* S a v., *Climacograptus scalaris normalis* L a p w., *Paraclimacograptus innotatus* (N i c h.), *Akidograptus*

ascensus Dav., *A. acuminatus* (Nich.), *Pristiograptus concinnus* (Lapw.), *Pribylograptus incommodus* (Törnq.). In the beds with *Eospirifer cinghizicus* there have been established *Palaeofavosites maximus* (Tchern.), *Triplesia woodlandensis* Reed., *Climacograptus scalaris* (His.), *Pristiograptus gregarius* (Lapw.), *Pernerograptus revolutus* (Kürck.). From the beds with *Pentamerus longiseptatus* there have been identified *Favosites multispinosus* Pouls., *Stricklandia lens* Sow., *Pentamerus oblongus* Sow.

The Alpeis horizon may be correlated with the Llandoveryan in England down to the base of the *Monograptus turriculatus* zone, with lowermost strata of the Bardo beds in Poland, and with beds 6, 7a, 7b, 7c in Norway.

The Zhumak horizon (its stratotypical section is also in the Chingiz ridge) unites deposits of the Llandoveryan tops and Lower Wenlockian. In this horizon there have been distinguished beds with *Propora obrutschevi* of the Upper Llandoveryan, containing *Multisolenia tortuosa* Sok., *Nalivkinia kazachica* M. Bor., *Warburgella stokesi* Murch., *Encrinurus onniensis* Whitt., *Globosograptus crispus* Lapw., and beds with *Daniella tarbagataica* of the Upper Llandoveryan — Wenlockian with *Heliolites interstinctus* L., *Plectatrypa barrandei* (Dav.), *Atrypa orbicularis* Sow., *Monograptus priodon* (Bronn.), *M. riccartonensis* Lapw., *Cyrtograptus purchisoni* Bronn., *Oktavites spiralis* Geinitz.

The Zhumak horizon may be correlated with the greater part of Bohemia's Motol beds, except their upper parts, with middle part of the Bardo beds in Poland and probably with beds 7c and lower part of beds 8 in Norway.

The Akkan horizon, the stratotypical section of which is in Western Pre-Balkhash, correlates with the Ludlovian and the tops of the Wenlockian. Its carbonate facies contain *Multisolenia tortuosa* Frits, *Favosites hisingeri* M. E. et H., *F. forbesi* M. E. et H., *Heliolites interstinctus* L., *H. bohemicus* Wentzel, *Dolerorthis rustica* (Sow.), *Conchidium knighti* (Sow.), *Leptaena rhomboidalis* (Wilck.), *Rhynchotreta cuneata* (Dalman.), *Strophonella euglypha* (His.), *Eospirifer radiatus* (Sow.), while its terrigenous facies (the Northern Pre-Balkhash) contain *Gothograptus nassa* (Holm.), *Pristiograptus bohemicus* (Barr.), *Pr. pseudodubius* Bouc., *Pr. ludlowensis* Bouc., *Monograptus testis* Barr., *M. formosus* Bouc.

The Akkan horizon correlates with the upper part of the Wenlockian and the Ludlovian of England, with the Upper Motol and Kopanina beds of Bohemia, with an upper part of the Bardo, Wilkow and Wydryszow beds in Poland, and with the upper half of beds 8 and with beds 9 in Norway.

The Tockrau horizon, the stratotypical section of which is in the Northern Pre-Balkhash, joins the Post-Ludlovian (Pre-Gedinnian) deposits. Its lower boundary passes over the roof of the *Monograptus formosus* zone, while the upper one — along the sole of the *Monograptus kasachstanensis* zone. The horizon chiefly contains the remains of the graptolite fauna: *Monograptus* cf. *perneri* Bouc., *M. ex gr. uncinatus* Tullb., *Pseudomonoclimacis bandaletovi* Mich. (msc.), *Ps. minimus* Mich. (msc.), *Colonograptus* sp., *Linograptidae* gen. et sp. indet. This complex approaches the graptolites of the middle part of the Pridoli beds in Bohemia. The presence of the *Cooksonia* sp. flora in the Tockrau horizon should be also noted.

The Tockrau horizon correlates with the Downtonian (according to Allen, Tarlo, 1963) of England, the Upper Budnjana substage (Pridoli

beds) of Bohemia, the Podlasian stage (Rzepin beds) of Poland and their stratigraphic analogues.

The lower boundary of the Silurian in Kazakhstan passes along the sole of the *Akidograptus A. acuminatus* and *ascensus* zone which coincides with the base of beds with *Holorhynchus cinghizicus* of the Alpeis horizon. In the Chu-Ili mountains in Southern Kazakhstan, *Akidograptus ascensus* D a v. and *Climacograptus scalaris normalis* L a p w. have been found over the beds with *Dalmanitina mucronata*. The beds with *Holorhynchus giganteus*, which formerly were related to the Silurian, are now transferred to the Ordovician. In beds with *Holorhynchus giganteus* in the Chingiz ridge, Ashgillian graptolites: *Climacograptus supernus* E. et. W., *Cl. latus* E. et W., *Paraclimacograptus innotatus pacificus* L a p w., *Rectograptus truncatus socialis* L a p w. *Dicellograptus* sp. have been revealed. This complex approaches graptolite complex of the *Climacograptus supernus* zone, which has been established in the Chu-Ili mountains in Southern Kazakhstan and which is an analogue of the *Dicellograptus anceps* zone of Great Britain.

The boundary between the Lower and the Upper Silurian passes along the sole of the *Lobograptus scanicus* and *Neodiversograptus nilsoni* zone.

The Silurian upper boundary is the roof of the Tockrau horizon or the sole of the *Monograptus kasachstanensis* zone, which has been established in the Northern Pre-Balkhash in the Aynasu horizon base. Formerly the Aynasu horizon related to the Silurian, while now it has been transferred to the Devonian.

In the *Monograptus kasachstanensis* zone, which bears this name because of a wide distribution of this new species in Kazakhstan, *Monograptus angustidens* and *M. uniformis*, the Bohemian zonal species occur on the same stratigraphic level, which naturally presents some difficulties in reliable correlation of the *Monograptus kasachstanensis* zone with the Bohemian scale. Owing to the presence of the *Monograptus uniformis* species, the *Monograptus kasachstanensis* zone has been related to the Devonian, however its relation to the very Silurian tops cannot be excluded. This is evidenced by the presence in the zone of *M. angustidens* and species which are related to *Pristiograptus transgrediens*, and by the confinement to this level of mass accumulations of *Scyphocrinites*.

The paper presents a correlation scheme of the Silurian of Kazakhstan (table 3) and one of correlation of the Silurian generalized section of Kazakhstan with section of a number of regions in the U. S. S. R. and in some other countries (table 4).

A paleogeographical reconstruction is presented for the time periods corresponding to the horizons (fig. 26, 27, 28, 29). It has been established that the investigated territory had passed the path of regressive development from the maximum of sea transgression, which was observed during the Alpeis period, through the ever increasing elevation and accretion of land (the time of the Tockrau). The sedimentation occurred under conditions of the shallow sea, where in a number of places volcanic islands had formed.

Conditions of sedimentation are described in Chapter «Paleotectonics». It has been shown that Silurian depressions (fig. 30) have mainly inherited the depressions of earlier geosyncline stage which is evidenced by gradual transition of the Silurian marine molassal deposits into the Ordovician underlying flysch deposits and the unity of their structure. The Silurian rock formation has been studied as well.

In the caledonides zone, the main folding took place at the end of the Silurian, which caused closure of the geosynclinal basin. Here the Devonian is represented which continental red formations discontinuously and markedly discordantly bedded on the folded base of the Silurian and older deposits. In the Dzungar-Balkhash hercynides zone, concordant bedding of the Silurian and the Devonian deposits has been observed.

A comparison of the Kazakhstan caledonides with those of the Altai-Sayan area and British Isles has been made. It has been noted that the paleotectonic conditions of sedimentation in these regions had been very much the same.

О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие	3
I. Состояние изученности силурийских отложений Казахстана	6
II. Стратиграфия	9
Литостратиграфические схемы силура Казахстана и их корреляция	—
Еремантау-Чу-Илийская структурно-фациальная зона	—
Селеты-Чу-Илийская подзона	13
Моинты-Южно-Джунгарская подзона	15
Баянаул-Чингиз-Тарбагатайская структурно-фациальная зона	20
Шидерты-Баянаульская подзона	21
Чингизская подзона	29
Алкамерген-Тарбагатайская подзона	41
Джунгаро-Балхашская структурно-фациальная зона	47
Внешняя, Предчингиз-Северо-Карагандинская, подзона	48
Внутренняя, собственно Джунгаро-Балхашская, подзона	61
Зайсанская структурно-фациальная зона	88
Обобщенная биостратиграфическая шкала и границы силурийской системы в Казахстане	89
Нижний силур	90
Альпийский горизонт	—
Жумакский горизонт	94
Верхний нижнего и верхний силур	95
Акканский горизонт	—
Токрауский горизонт	98
Нижний девон	99
Айнасульский горизонт	—
Караэспинский горизонт	101
Границы силурийской системы	102
III. Палеогеография	107
Альпийское время (лландоверийский век, исключая его конец)	108
Жумакское время (конец лландоверийского века — ранний венлок)	111
Акканское время (поздний венлок — лудловский век)	114
Токрауское время (послеудловский, дожединский, век)	116
IV. Палеотектоника	119
Силурийские формации каледонид	—
Силурийские формации герцинид	129
Условия накопления осадков	133
Заключение	139
Литература	141
The Silurian of Kazakhstan (Summary)	148

CONTENTS

	Page
Preface	3
I. The state of investigations of the Kazakhstan Silurian deposits	6
II. Stratigraphy	9
Kazakhstan Silurian lithostratigraphic schemes and their correlation	—
The Erementau-Chu-Ili structure facies zone	—
The Selety-Chu-Ili subzone	13
The Mointy-Southern-Dzhungar subzone	15
The Bayanaul-Chingiz-Tarbagatai structure-facies zone	20
The Shiderty-Bayanaul subzone	21
The Chingiz subzone	29
The Alkamergen-Tarbagatai subzone	41
The Dzhungar-Balkhash structural-facies zone	47
The Pre-Chingiz-North-Karaganda external subzone	48
The Dzhungar-Balkhash internal subzone proper	61
The Zaisan structural-facies zone	88
Generalized biostratigraphic scale and boundaries of the Silurian system in Kazakhstan	89
The Lower Silurian	90
The Alpeis horizon	—
The Zhumak horizon	94
Tops of the Lower and the Upper Silurian	95
The Akkan horizon	—
The Tockrau horizon	98
The Lower Devonian	99
The Aynasu horizon	—
The Karaese horizon	101
Boundaries of the Silurian system	102
III. Paleogeography	107
The Alpeis time (the Llandoveryan age, except its end)	108
The Zhumak time (the end of the Llandoveryan age — the Early Wenlockian)	111
The Akkan time (the Late Wenlockian, Pre-Gedinnian age)	114
The Tockrau time (the Post-Ludlovian, Pre-Gedinnian age)	116
IV. Paleotectonics	119
The Silurian formations of caledonides	—
The Silurian formations of hercynides	129
Conditions of sedimentation	133
Conclusion	139
References	141
The Silurian of Kazakhstan (Summary)	148

Бандалетов Сергей Михайлович

СИЛУР КАЗАХСТАНА

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

*Редактор Л. С. Ржондковская
Худож. редактор И. Д. Суцких
Художник М. А. Хоменко
Техн. редактор В. К. Горячкина
Корректор Т. Е. Каткова*

* * *

Сдано в набор 25/VII 1969 г. Подписано к печати 28/X 1969 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Бумага № 1. Усл. печ. л. 15,07 (5 вклеек).
Уч.-изд. л. 16,5. Тираж 1000. УГ11803.
Цена 1 р. 85 коп.

* * *

Типография издательства «Наука» КазССР, г. Алма-Ата,
ул. Шевченко, 28. Зак. 106.

на книгу ВАХИЛЕТОВА С.И. "Структур Кавказа",
предоставляю на основании ученой степени
доктора геолого-минералогических наук.

Книга С.И.Вахилетова является регулярным ежегодным исследованием автора, целенаправленно направленным на изучение структурных элементов Кавказа. Она содержит большое количество новых интересных сведений по стратиграфии, тектонике и палеогеографии округа Кавказа, и представляет несомненный научный интерес для широких кругов геологов. На основании длительного научного многолетнего разбора и тщательного разностороннего анализа полученных материалов автором была разработана схема оструктурно-фациального разложения, позволяющая чётко определить структурный разрывов протестис-ской возрастно более удачной, чем это было ранее. Очень важно то внимание, с которым автор освещает и подробно обосновывает грани оструктурной системы, хотя они заслуживают еще более широкого и глубокого разностороннего, также как и вопросы оценок развития и организмологической характеристике фаунистических комплексов оценок оструктурно-фациальных зон.

В целом работа интересна, и удачно выполнена и ее автору
эти работы оценены, заслуживает ученой степени доктора
геолого-минералогических наук.

Каждый год.-ин. наук
Государственный институт АН СССР

ЧУПАНОВА К.И.