

Н. П. Четверикова

ОРДОВИКСКИЕ
и
СИЛУРИЙСКИЕ
ОТЛОЖЕНИЯ
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
ЦЕНТРАЛЬНОГО
КАЗАХСТАНА

1 9 6 0

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
им. М. В. ЛОМОНОСОВА
ЦЕНТРАЛЬНО-КАЗАХСТАНСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
УПРАВЛЕНИЕ МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ
НЕДР КАЗАХСКОЙ ССР
МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОЛОГИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

ТОМ I

Н. П. ЧЕТВЕРИКОВА

ОРДОВИКСКИЕ
И
СИЛУРИЙСКИЕ
ОТЛОЖЕНИЯ
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ
ЦЕНТРАЛЬНОГО
КАЗАХСТАНА

Под редакцией
А. А. Богданова

ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1960

ОТ РЕДАКТОРА

Первый том Трудов Казахстанской экспедиции Московского государственного университета, издающихся в виде серии «Материалы по геологии Центрального Казахстана», включает монографию Н. П. Четвериковой, посвященную стратиграфии ордовикских и силурийских отложений западной части Центрального Казахстана. Начиная с этого издания будут публиковаться результаты исследований по геологии Центрального Казахстана, выполненных сотрудниками экспедиции. В одновременно издающихся втором и третьем томах этой серии публикуются работы М. В. Мартыновой о стратиграфии фаменского яруса западной части Центрального Казахстана и Ю. А. Зайцева о тектонике Сарысу-Тенизского водораздела и гор Улу-Тау.

Коллектив научных работников геологического факультета МГУ с 1949 г. исследует западную часть Центрального Казахстана по заданию Министерства геологии и охраны недр. Первоначально (1949—1951) эти работы выполнялись в составе экспедиции Московского геологоразведочного института; с 1952 г. организацию экспедиции взял на себя геологический факультет МГУ, причем некоторые из сотрудников МГРИ продолжают участвовать в ее работах.

В состав экспедиции входят преподаватели, научные сотрудники, аспиранты и студенты МГУ. Программа работ экспедиции ежегодно подвергается некоторым изменениям, сохраняя в основном следующие направления:

- а) геологическая съемка и поиски месторождений полезных ископаемых;
- б) тематические исследования в области стратиграфии, петрографии, тектоники, геологии рудных месторождений и геохимии;
- в) методические и консультативные работы.

За истекшее время коллективом экспедиции изучена площадь, превышающая 200 000 км², и проведены исследования по различным проблемам геологии.

Региональными геологическими съемками экспедиция покрыла обширные пространства на западе Центрального Казахстана, охватывающие важные в экономическом отношении районы Джезказганского меднорудного бассейна, группы Тургайских бокситовых месторождений, Караджальского железо-марганцевого месторождения, группы медных месторождений Киймы и Терсаккана, Дальненского оловоносного района и др. В этом практическая ценность выполненных работ. Результаты региональных исследований нашли прямое отражение также на изданных обзорных геологических картах СССР масштаба 1 : 5 000 000 и 1 : 2 500 000. В их составлении коллектив экспедиции принимал непосредственное участие.

Западная часть Центрального Казахстана представляет большой интерес для решения многих вопросов теоретической геологии. Проведенные региональные исследования, а также тематические работы позволили разрешить или подойти к решению следующих проблем.

Стратиграфия. Разработана схема стратиграфии древнейших метаморфических толщ Кокчетавского массива (И. Ф. Трусова, [62, 63]) и антиклинория Улу-Тау (Л. И. Филатова, [65]). Установлено развитие на западе Центрального Казахстана мощнейших глубокометаморфизованных толщ архея и протерозоя, которые удалось расчленить на дробные стратиграфические горизонты и фациальные комплексы. Выяснены строение и закономерности распространения яшмово-эффузивной серии (уртынджальской), с которой в Центральном Казахстане связаны крупные змеевиковые пояса, и установлен ее допалеозойский (рифейский) возраст [3]. Во многих местах западной части Центрального Казахстана открыто присутствие отложений палеонтологически охарактеризованных кембрия, ордовика и силура, среди которых выделены различные фациальные типы разрезов (Н. П. Четверикова, В. К. Заравняева и др., [3, 4, 70]). Разработана стратиграфия и выделены петрографические комплексы вулканогенных толщ нижнего и среднего девона (Е. Б. Яковлева, Э. И. Тихомирова, [65]; В. Г. Тихомиров, [56, 66]; М. Н. Щербакова, Л. И. Блохина и др.). Выяснены особенности строения отложений среднего и верхнего девона и выделена мощная моласса (жаксыконская серия), охарактеризованная остатками рыб и растений (О. П. Обручева, [51]; А. Л. Юрина, [61]). Произведено биостратиграфическое расчленение и выделение фациальных комплексов отложений фаменского яруса верхнего девона, карбона и перми, заключающих ряд важнейших месторождений полезных ископаемых (Н. В. Литвинович, М. В. Мартынова и др., [24, 25, 26, 27, 28, 38, 39]). Изучена кора выветривания. Литолого-стратиграфическому и фациальному изучению подвергнуты континентальные верхнемеловые и третичные отложения, с которыми связаны ценнейшие месторождения бокситов и огнеупорных глин Казахстана (В. Н. Разумова, [52, 53]). Наконец, собран большой материал по стратиграфии и характеристике генетических типов плиоценовых и четвертичных отложений, а также по геоморфологии и новейшей истории края (Е. В. Шанцер, Т. М. Микулина, В. Ю. Малиновский, [34, 35]; М. А. Михайлова).

Петрография. В области магматических интрузивных пород доказано преобладающее развитие на западе Центрального Казахстана гранитных интрузий девонского возраста (П. Ф. Емельяненко, [14, 15], Ю. А. Зайцев, О. А. Мазарович и др.); собран материал для монографии «Петрография Казахстана», подготавливающейся к печати под редакцией В. С. Коптева-Дворникова.

Тектоника. Произведено структурное районирование Центрального Казахстана. Доказан каледонский возраст складчатости запада Центрального Казахстана и выявлены основные черты взаимоотношений с площадями развития герцинской складчатости [2, 7]. Результаты этих исследований отражены на тектонической карте СССР масштаба 1 : 5 000 000. Разработан вопрос о так называемых случаях «пересечения» разновозрастных складчатостей на примере Центрального Казахстана (Ю. А. Зайцев, Г. И. Немков, В. Г. Тихомиров и др., [21, 22, 30, 31, 32, 46, 49]), причем доказано, что подобное «пересечение» возникает при формировании тектонических структур различного типа, в разные этапы развития страны.

Учение о полезных ископаемых и геохимия. Были обнаружены скопления некоторых редких и рассеянных элементов и выяснены закономерности формирования различных генетических типов железо-марганцевых руд (А. А. Максимов, [33, 34]). Выполнены исследования изотопов свинца (С. И. Зыков, [18]) и т. д.

Кроме того, сотрудники экспедиции проводят значительные по объему методические исследования, в частности в области применения новых методов аэрофотосъемки при геологическом картировании (Ю. А. Зайцев, [23]).

В весьма сжатом виде итоги перечисленных работ опубликованы (см. список) и многократно докладывались на различных научных конференциях и собраниях. Научные результаты работы экспедиции отражены в двух докторских (Н. В. Литвинович, И. Ф. Трусова), 11 кандидатских диссертациях и более чем в 450 дипломных и курсовых работах студентов.

Работы сотрудников Центрально-Казахстанской экспедиции МГУ, опубликованные в разные годы

1. Богданов А. А., Трусова И. Ф. К стратиграфии нижнепалеозойских отложений Кокчетавской области. «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы», отд. геол., т. XXIV, вып. 5, 1949.
2. Богданов А. А. Тектоника западной части Центрального Казахстана. «Сов. геология», сб. 41, 1954.
3. Богданов А. А., Мазарович О. А., Михайлов А. Е., Четверикова Н. П. Новые данные по геологии докембрийских и палеозойских отложений Атасуйского района (Центральный Казахстан). «Сов. геология», сб. 48, 1955.
4. Богданов А. А., Заравняева В. К., Четверикова Н. П. Новые данные о строении нижнего палеозоя Сарысу-Тенизского поднятия. «Сов. геология», сб. 52, 1956.
5. Богданов А. А. О тектоническом районировании Урало-Саянской палеозойской складчатой площади. «Научн. докл. высш. школы», № 1, 1958.
6. Богданов А. А. Научные итоги работ Центрально-Казахстанской экспедиции геологического факультета МГУ. «Научн. докл. высш. школы», № 1, 1959.
7. Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы», отд. геол., т. XXXIV, вып. 1, 1959.
8. Блохина Л. И., Заравняева В. К., Красивская И. С., Тихомирова Э. И., Петрова М. А., Яковлева Е. Б. К вопросу о классификации обломочных вулканогенных и туфогенно-осадочных пород. «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы», отд. геол., т. XXXIII, вып. 3, 1958.
9. Блохина Л. И., Коптев-Дворников В. С., Ломизе М., Петрова М. А., Тихомирова Э. И., Фролова Т. И., Яковлева Е. Б. О принципах классификации и номенклатуре древних вулканогенных обломочных пород. «Сов. геология», № 5, 1959.
10. Блохина Л. И., Коптев-Дворников В. С., Ломизе М., Петрова М. А., Тихомирова Э. И., Фролова Т. И., Яковлева Е. Б. О принципах классификации и номенклатуре древних вулканогенных обломочных пород. Тезисы I Всесоюзного вулканологического совещания. Сб. «Проблемы вулканизма». Изд. АН АрмССР, Ереван, 1959.
11. Блохина Л. И., Тихомирова Э. И. Основные особенности девонского вулканизма западной части Центрального Казахстана. Тезисы I Всесоюзного вулканологического совещания. Сб. «Проблемы вулканизма». Изд. АН АрмССР, Ереван, 1959.
12. Блохина Л. И., Тихомирова Э. И. Основные особенности девонского вулканизма западной части Центрального Казахстана (Сарысу-Тенизский водораздел). Сб. «Проблемы вулканизма». Мат-лы к II Всес. вулканол. совещанию. Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1959.
13. Вишневская И. И., Кудрявцев М. И., Трусова И. Ф. Новые данные по геологии докембрийских образований Атасуйского района (Центральный Казахстан). «Изв. высш. учебн. заведений», сер. геол. и разв., № 2, 1958.
14. Емельяненко П. Ф. О кривых поглощения биотита из гранитоидов среднего течения реки Ишима в Северном Казахстане. «Вестн. Моск. ун-та», сер. биол.-почв. и геол.-геогр., № 4, 1957.

15. Емельяненко П. Ф. Карамендинская и Теректинская интрузии гранитоидов в Казахстане (тезисы доклада). «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы», отд. геол., т. XXXII, вып. 2, 1957.
16. Емельяненко П. Ф. Мезозойские базальты и долериты р. Ишима (Северный Казахстан). «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы», отд. геол., вып. 4, т. XXIV, 1959.
17. Емельяненко П. Ф. Геология Дальненского гранитного массива (Северный Казахстан). «Вест. Моск. ун-та», № 1, 1960.
18. Жиров К. К., Зыков С. И. О метаморфизме и времени образования гранитов по данным изотопных анализов свинца. «Геохимия», № 7, 1956.
19. Заравняева В. К., Четверикова Н. П. Палеонтологически охарактеризованные верхнекембрийские отложения западной части Центрального Казахстана. «Сов. геология», № 2, 1958.
20. Заравняева В. К. Эффузивные вулканизмы нижнего палеозоя Сарысу-Тенизского водораздела. В кн. «Проблемы вулканизма». Мат.-лы к I Всес. вулканол. совещанию. Изд-во АН АрмССР, Ереван, 1959.
21. Зайцев Ю. А. Тектоническое районирование и глубинные разломы западной части Центрального Казахстана. «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы», отд. геол., т. XXXII, вып. 1, 1957.
22. Зайцев Ю. А. Мелкие складки в девонских и каменноугольных отложениях западной части Центрального Казахстана. «Сов. геология», сб. 61, 1957.
23. Зайцев Ю. А. О применении материалов цветной аэрофотосъемки при крупномасштабном геологическом картировании и поисках (по работам в Джезказганском районе). «Производит. силы Ц. Казахстана», т. 2. Изд. АН КазССР, Алма-Ата, 1959.
24. Литвинович Н. В. Намюрские отложения Центрального Казахстана. «Сб. стат., прикл. и теорет. геологии Моск. геол.-разв. ин-та», № 2, 1947.
25. Литвинович Н. В. К стратиграфии верхнепалеозойских отложений Казахстана. «Тр. Моск. геол.-разв. ин-та», т. 24, 1954.
26. Литвинович Н. В. Каменноугольные и пермские отложения Северо-Восточного Казахстана. «Тр. Лаб. геологии угля», вып. II, 1954.
27. Литвинович Н. В., Мартынова М. В. О границе девона и карбона Центрального Казахстана. «Сов. геология», сб. 45, 1955.
28. Литвинович Н. В. О стратиграфии каменноугольных и пермских отложений Джезказганской и Тенизской впадин. «Сов. геология», сб. 52, 1956.
29. Литвинович Н. В. Материалы к стратиграфии каменноугольных и пермских отложений западной части Центрального Казахстана. «Тр. совещ. униф. стратиграф. схем допалеозоя и палеозоя В. Казахстана», т. II. Изд. АН КазССР, Алма-Ата, 1960.
30. Мазарович О. А. О структуре палеозойских и докембрийских отложений Атбасарского и прилежащих к нему районов Акмолинской и Кокчетавской областей Казахской ССР. Сб. «Памяти проф. А. Н. Мазаровича». Изд. Моск. о-ва испыт. природы, 1953.
31. Мазарович О. А. К вопросу о тектонике восточной части Сарысу-Тенизского водораздела. «Вестн. Моск. ун-та», № 1, 1956.
32. Мазарович О. А. О тектонике Тенизской впадины. «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы», отд. геол., т. XXXIII, вып. 5, 1958.
33. Максимов А. А. Германий в железо-марганцевых месторождениях Центрального Казахстана. «Изв. высш. учебн. заведений», сер. геол. и разв., № 1, 1958.
34. Максимов А. А. Типы железо-марганцевых месторождений Центрального Казахстана. Сб. «Закономерности распредел. месторожд. полезн. ископаемых». Изд. АН СССР, 1957.
35. Малиновский В. Ю. История развития рельефа бассейна реки Атасу (Центральный Казахстан). «Научн. докл. высш. школы», геол.-геогр. науки, № 1, 1959.
36. Малиновский В. Ю. Древняя нижнепалеозойская долина в Центральном Казахстане (к вопросу о выделении катпаганской свиты). «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы», отд. геол., т. XXXIV (6), 1959.
37. Малиновский В. Ю. История развития рельефа бассейна р. Атасу (Центральный Казахстан). «Научн. докл. высш. школы», геол.-геогр. науки, № 1, 1959.
38. Мартынова М. В. О стратиграфическом положении *Cyrtospirifer calcaratus* Sow в западной части Центрального Казахстана. «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы», отд. геол., т. XXX, вып. 2, 1955.
39. Мартынова М. В. Фаменский ярус верхнего девона западной части Центрального Казахстана. «Сов. геология», сб. 52, 1956.
40. Мартынова М. В. Фаменский ярус верхнего девона западной части Центрального Казахстана. «Тр. совещ. униф. стратиграф. схем допалеозоя и палеозоя В. Казахстана», т. II. Изд. АН КазССР, Алма-Ата, 1960.

41. Милановский Е. Е. История рельефа и молодые тектонические движения восточной части Сарысу-Тенизского водораздела. «Сов. геология», сб. 62, 1957.
42. Михайлов А. Е. К вопросу о стратиграфии и тектонике палеозоя в Атбасарском районе Северного Казахстана. «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы», отд. геол., т. XXVIII, вып. 2, 1953.
43. Михайлов А. Е., Тихомиров В. Г. О методике использования аэрофото-съемочных материалов при геологической съемке в Центральном Казахстане. «Сов. геология», сб. 42, 1954.
44. Михайлов А. Е. К вопросу о формировании верхнепалеозойских структур в западной части Тенизской впадины. «Сов. геология», сб. 48, 1955.
45. Михайлов А. Е. Кливаж в верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложениях Атасуйского района (западная часть Центрального Казахстана). «Изв. АН СССР», сер. геол., № 2, 1957.
46. Михайлов А. Е. О новейших тектонических движениях в западной части Центрального Казахстана. «Изв. высш. учебн. заведений», сер. геол. и разв., № 7, 1958.
47. Михайлов А. Е., Филиппова И. Б. Ордовикские отложения Верхне-Атасуйского района Центрального Казахстана. «Сов. геология», № 3, 1959.
48. Михайлова А. Е. Разрывы Сарысу-Тенизского водораздела. «Изв. высш. учебн. заведений», геол. и разв., № 12, 1959.
49. Немков Г. И. К вопросу пересечения каледонской складчатости герцинской в Центральном Казахстане на примере строения Аргана́тинского антиклинория. «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы», отд. геол., т. XXVIII, вып. 2, 1953.
50. Несмеянов С. А. О расчленении пермских отложений Тенизской впадины. «Изв. высш. учебн. заведений», геол. и разв., № 6, 1959.
51. Обручева О. П. Верхнедевонские рыбы Центрального Казахстана. «Сов. геология», сб. 45, 1955.
52. Разумова В. Н. Кора выветривания северо-западной части Казахского нагорья. Сб. «Кора выветривания», № 2, 1956.
53. Разумова В. Н. Стратиграфическое положение и возраст бокситов верховьев р. Ащита́сты-Турга́й. Сб. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд. АН СССР, 1957.
54. Соболев Р. Н. К вопросу о тронфелитах, плагиогранитах и плагиоклази́тах. «Вестн. Моск. ун-та», № 3, 1954.
55. Соболев Р. Н., Емельяненко П. Ф. Возраст интрузий гранитоидов Сарысу-Тенизского поднятия. «Сов. геология», сб. 62, 1957.
56. Соболев Р. Н. Амантауская и Коккудукская интрузии гранитоидов. Автореф. доклада. «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы», отд. геол., т. XXXII, вып. 2, 1957.
57. Соболев Р. Н. О соотношениях количественно-минерального и химического состава гранитоидов. «Вестн. Моск. ун-та», сер. биол.-почв. и геол.-геогр., № 1, 1957.
58. Соболев Р. Н. К вопросу о генезисе плагиогранитов. «Вестн. Моск. ун-та», сер. биол.-почв. и геол.-геогр., № 2, 1958.
59. Соболев Р. Н. К петрохимии девонских гранитоидов Сарысу-Тенизского поднятия (Центральный Казахстан). «Научн. докл. высш. школы», геол.-геогр. науки, № 2, 1958.
60. Соболев Р. Н. О генезисе мирмекитов. «Вест. Моск. ун-та», сер. биол.-почв. и геол.-геогр., № 4, 1958.
61. Совещание по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. Тезисы докладов Л. И. Филатовой, И. Ф. Трусовой, Н. П. Четвериковой, М. В. Мартыновой, О. П. Обручевой, А. Л. Юриной, Н. В. Литвинович. Изд. АН КазССР, Алма-Ата, 1957.
62. Трусова И. Ф. Докембрий северо-западной части Центрального Казахстана. «Вопр. геологии Азии», т. 1. Изд. АН СССР, 1954.
63. Трусова И. Ф. Парагенетический анализ кристаллических сланцев нижнего архея Кокчетавского массива. «Сов. геология», сб. 51, 1956.
64. Тихомирова Э. И. К вопросу о систематике пород альбитофировой толщи девона в Центральном Казахстане (Сарысу-Тенизский водораздел). «Научн. докл. высш. школы», геол.-геогр. науки, № 2, 1958.
65. Тихомиров В. Г. Комплексные исследования геологов в Казахстане. «Вестн. Моск. ун-та», № 2, 1954.
66. Тихомиров В. Г. Черты унаследованности в развитии палеозойских структур Сарысу-Тенизского поднятия (Центральный Казахстан). «Сов. геология» № 4, 1958.
67. Филатова Л. И. К стратиграфии докембрийских образований западной части Центрального Казахстана (Улу-Тау). «Сов. геология», сб. 52, 1956.

68. Филатова Л. И. Стратиграфия докембрия Улу-Тау. «Тр. совещ. по униф. стратиграф. схем допалеозоя и палеозоя В. Казахстана», т. I. Изд. АН КазССР, Алма-Ата, 1960.

69. Филиппова И. Б., Щербакова М. Н. Стратиграфия девонских отложений Верхне-Атасуйского района (Центральный Казахстан). «Изв. высш. учебн. заведений», геол. и разв., № 1, 1960.

70. Четверикова Н. П. Стратиграфия нижнепалеозойских отложений западной части Центрального Казахстана. «Научн. докл. высш. школы», геол.-геогр. науки, № 2, 1958.

71. Четверикова Н. П. Стратиграфия ордовикских и силурийских отложений западной части Центрального Казахстана. «Тр. совещ. униф. стратиграф. схем допалеозоя и палеозоя В. Казахстана», т. I. Изд. АН КазССР, Алма-Ата, 1960.

72. Юрина А. Л. Флора среднего и верхнего девона западной части Центрального Казахстана и Тарбагатай. «Тр. совещ. униф. стратиграф. схем допалеозоя и палеозоя В. Казахстана», т. II. Изд. АН КазССР, Алма-Ата, 1960¹.

¹ После сдачи в печать этой книги были опубликованы: Чжан Чжао-чен *Plucatomurus* gen nov (*Favositidae*) из верхнесилурийских отложений Казахстана. «Палеонт. журн. АН СССР», 1959, вып. 3; Малиновский В. Ю. Основные этапы развития рельефа западной части Казахского нагорья и северных районов Бет-Пак-Дала. «Изв. высш. учебн. завед.», 1960, № 4.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Работа излагает стратиграфическую схему ордовикских и силурийских отложений западной части Центрального Казахстана, разработанную автором при геологических съемках страны в масштабе 1 : 200 000. В ней использованы также данные по изучению биостратиграфии ордовика Центрального Казахстана, полученные Б. М. Келлером и др. (1954, 1956). Одновременно автором учтены основные положения региональной стратиграфической схемы нижнего палеозоя северо-востока Казахстана в части стратиграфии доордовикских отложений, опубликованные Р. А. Борукаевым (1953, 1955).

Основные итоги предлагаемой сводки заключаются в следующем.

1. Для большей части территории доказано отсутствие силура. Мощная терригенная серия этого возраста на юго-востоке расчленена на две свиты, соответствующие по объему отдела. В пределах каждой свиты только намечается ряд более мелких подразделений, соответствующих горизонтам.

2. Среди ордовикских отложений выделяются крупные серии осадочных и вулканогенно-осадочных пород, которые расчленены на ряд свит. Объем свит соответствует примерно ярусу или горизонту.

3. Впервые выделены палеонтологически охарактеризованные верхнекембрийские отложения.

4. Позднедокембрийские отложения выделены на основании сравнения с разрезом нижнего палеозоя северо-востока Центрального Казахстана.

Новые данные по стратиграфии нижнепалеозойских и силурийских отложений позволили развить и дополнить существующие представления о геологическом развитии западной части Центрального Казахстана.

В данной работе, кроме личных наблюдений, использованы данные по геологии нижнепалеозойских отложений сотрудников Казахстанской экспедиции МГУ: А. А. Богданова, Ю. А. Зайцева, В. Г. Тихомирова, О. А. Мазаровича, О. В. Минервина, Ю. Ф. Кабанова. Палеонтологическую обработку коллекции произвели: В. Н. Павлинов, Б. М. Келлер, И. Ф. Никитин, Т. Б. Рукавишникова, В. А. Сытова, Л. М. Улитина, Н. П. Суворова, М. Н. Чугаева. Всем перечисленным лицам, особенно А. А. Богданову и Б. М. Келлеру, автор выражает большую благодарность.

ГЛАВА I

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

В начале 90-х годов XIX в. появились первые сведения о находках нижнепалеозойских окаменелостей в юго-восточной части Центрального Казахстана. В 1903 г. была обнаружена, а в 1908 г. описана силурийская фауна западного побережья оз. Балхаш (Степанов, 1908). К 1913—1914 гг. относятся находки ордовикских и силурийских окаменелостей в южной части хребта Чингиз и в районе Тарбагатай (Васильевский, 1914; Рябинин, 1915). В 1925 г. А. К. Мейстером также в хребте Чингиз обнаружена среднекембрийская фауна.

Большую роль в открытии нижнепалеозойских отложений в Центральном Казахстане сыграла работа В. Н. Вебера (1928), который перепредопределил ископаемую фауну, собранную в 1895 г. А. К. Мейстером (1898) в районе Акмолинска и Экибастуза (ранее она определялась как девонская), и доказал ее верхнеордовикский возраст, сопоставив с фауной лептенового известняка Швеции.

Систематическое изучение геологического строения Центрального Казахстана, в том числе и его западной части, началось с 30-х годов текущего столетия. В 1931 г. Н. Г. Кассин опубликовал первый очерк геологического строения Центрального Казахстана, в котором привел схему стратиграфии докембрийских и палеозойских отложений края. В основании нижнепалеозойских отложений в Улутавском районе Н. Г. Кассин выделил толщу туфогенных песчаников с пластами эффузивных пород, по его предположению, ордовикского возраста. В Кокчетавском районе Н. Г. Кассин выделил две толщи нижнего палеозоя. Нижнюю, сложенную песчаниками и сланцами, он условно отнес к кембрию, а верхнюю, образованную туфогенными песчаниками, лавами и яшмами, — к ордовику. В верхней толще были найдены линзы известняков с трилобитовой фауной ордовика. В восточной части Кокчетавского района Н. Г. Кассин отметил присутствие силурийских отложений.

На основании этих стратиграфических данных была составлена первая схема палеогеографии нижнего палеозоя. Основные ее положения сводились к тому, что в кембрии и нижней половине ордовика в западной части Центрального Казахстана существовал мелководный морской бассейн со значительным количеством островов. Вторая половина ордовика характеризовалась подводными излияниями лав и накоплением кремнистых осадков. В начале силура отложения снова приобрели мелководный и прибрежный характер. Сравнивая разрезы силура северо-западной и юго-восточной частей Центрального Казахстана, Н. Г. Кассин сделал вывод об отступлении силурийского моря в юго-восточном направлении.

Эта схема палеогеографии, созданная около 30 лет назад, впоследствии уточнялась Н. Г. Кассиным. Ее положение об отступлении силурийского моря в юго-восточном направлении подтверждается теперь новейшими исследованиями.

С 1931 г. ряд районов западной части Центрального Казахстана, в которых распространены нижнепалеозойские отложения, покрывается геологическими съемками различного масштаба.

В районе меридионального течения р. Ишима, от урочища Джаркайнагач до устья р. Кызыл-Су, нижнепалеозойские отложения были описаны М. С. Волковой (1936). В урочище Джаркайнагач она выделила две нижнепалеозойские толщи, которые условно отнесла к ордовику. По данным М. С. Волковой, нижняя толща образована порфиритами, туфобрекчиями и полосчатыми красными и зелеными яшмовидными сланцами, верхняя — черными и палевыми кремнистыми и углистыми сланцами. Соотношения этих толщ она наблюдала в северной части гор Улу-Тау по р. Агач-Ажар.

Ниже по течению р. Ишима, в районе станции Есиль и р. Кызыл-Су, Н. Г. Маркова и М. С. Волкова отнесли к ордовику толщу слюдястых песчаников с прослоями красных яшм. Песчано-сланцевую толщу, обнажающуюся на правобережье р. Ишима в районе с. Дальнего и ниже по реке, оба автора считали силурийской.

П. Г. Корейшо, работая севернее, по течению р. Ишима (села Чернозубовка, Ставропольское и др.) и в нижнем течении р. Аккан-Бурлук, отнес к ордовику толщи яшмокарцитов, кремнистых сланцев и туфогенных песчаников (Шлыгин, 1941). Он сравнивал их с породами, обнажающимися в районе с. Куприяновки (ниже по р. Ишиму), в которых Г. Д. Афанасьевым и Е. Д. Шлыгиным был найден трилобит, определенный как *Megalaspis limbata* Sars. К силуру Е. Д. Шлыгин причислил песчано-сланцевые породы и конгломераты, обнажающиеся по р. Ишиму ниже с. Чернозубовки, содержащие *Favosites* sp.

С. М. Андронов (1937) обнаружил в песчано-сланцевой силурийской толще, выделенной ранее Н. Г. Марковой, фауну брахиопод и определил ее возраст как силурийский (*Leptaena transversalis* Wahl. *Strophomena phillipsi* Barr., *Atrypa* cf. *comata* Bar.).

В эти годы при определении возраста нижнепалеозойских толщ, образованных эффузивными породами или монотонными зелеными песчаниками, в которых находки фауны были очень редки и сами окаменелости плохо сохранялись, естественно, приходилось прибегать к сравнению их с разрезами, аналогичными по литологическому составу и хорошо фаунистически охарактеризованными.

Таким эталоном являлся разрез Селеты-Степняковского района, подробно изученный Е. Д. Шлыгиным (1932). Последний выделял ордовикскую эффузивно-кремнистую толщу с линзами известняков, содержащих *Remopleurides*, *Lichas*, *Metopolichas anderkensis* Web., а также силурийские отложения, образованные терригенными породами с *Favosites*, *Rachypora Halysites*. Данные Е. Д. Шлыгина подтверждались исследованиями Р. Э. Квятковского (1941).

На основании перечисленных выше работ Е. Д. Шлыгин (1941) составил сводку по стратиграфии ордовикских и силурийских отложений Ишим-Селетинского района.

На Сарысу-Тенизском водоразделе нижнепалеозойские отложения впервые описаны П. Л. Меркуловым и А. Е. Репкиной (1938). По данным этих исследователей, среди поля девонских пород Сарысу-Тенизского водораздела в поднятых участках антиклинальных зон обнажаются

две нижнепалеозойские свиты. Возраст нижней, кремнисто-терригенной свиты П. Л. Меркулов условно определил как кембрий—ордовик, возраст верхней, сложенной преимущественно основными лавами и пирокластическими породами, как силур—девон.

В Атасуйском районе нижнепалеозойские отложения впервые выделены в северной части района Н. С. Павловым (1936), в южной и восточной — В. Ф. Беспаловым (1938). Первый из них в районе р. Кулан-Утпес к ордовику и силуру отнес свиты: 1) кварцитов сланцев, 2) туфовых песчаников с прослоями яшмокварцитов и линзами известняка, 3) серых и серовато-зеленых полимиктовых и туфогенных песчаников и сланцев, 4) зеленых грубозернистых и разномзернистых песчаников с мощными пластами конгломерата. На правобережье р. Сары-Су (гряды Аркалык) и по р. Талды-Манака В. Ф. Беспалов выделил нижнепалеозойские отложения и определил их возраст как кембрий—ордовик. Он считал, что нижнюю часть толщи образуют метаморфизованные песчаники, а верхнюю — миндалекаменные порфириды и яшмоиды.

Впервые палеонтологически охарактеризованные силурийские отложения по рекам Исень, Сулу и Медине были выделены Г. Ц. Медоевым и М. А. Борисяк (1931).

Из приведенного обзора складывается представление о том, что в западной части Центрального Казахстана все исследователи относили к ордовику эффузивно-осадочные толщи с лавами преимущественно основного состава и прослоями кремнистых пород. Некоторые из них полагали, что нижняя часть отложений, возможно, имеет кембрийский возраст. К силуру они причисляли терригенные свиты, состоящие из зеленых и серых полимиктовых песчаников, аргиллитов и конгломератов. Такая стратиграфия нижнего палеозоя западной части Центрального Казахстана подтверждалась данными о строении нижнепалеозойских отложений Центрального Казахстана (Кассин, 1941).

В эти же годы Н. Г. Кассин, обобщая материал по стратиграфии нижнего палеозоя всего Центрального Казахстана, дал схемы палеогеографии для среднекембрийского, карадокского и уинлокского времени. Он считал, что в кембрии и ордовике шло накопление преимущественно вулканогенных толщ. Отсутствие среднекембрийских и карадокских отложений в районе Улу-Тау, Кокчетавы и оз. Тениз Н. Г. Кассин связывал с горообразовательными движениями этого времени. Для силурийского времени он отмечал резкое сокращение площади морских бассейнов и регрессию моря в юго-восточном направлении.

Выводы Н. Г. Кассина о складчатости в нижнем палеозое в середине кембрия, в верхах ордовика и нижнем силуре и о регрессии силурийского моря в юго-восточном направлении подтверждаются последующими исследованиями.

Н. Г. Кассин первый попытался расчленить складчатую область Центрального Казахстана на районы с различной историей геологического развития. Однако при этом он использовал преимущественно палеогеографический метод и анализ мощностей.

В западной части Центрального Казахстана Н. Г. Кассин выделял Кокчетавскую и Улутавскую глыбы, платформу в районе оз. Тениз и Ишимской Луки и подвижный шельф на остальной части территории. Эта схема тектонического районирования Центрального Казахстана подвергалась критике со стороны Н. С. Шатского (1938), который отмечал, во-первых, отсутствие конкретного описания структур и, во-вторых, неприемлемость терминологии Н. Г. Кассина. Однако следует подчеркнуть, что Н. Г. Кассин первый отметил различие в характере складчато-

сти нижнего и среднего палеозоя. Эти данные в дальнейшем были положены в основу идеи А. Д. Архангельского о наличии в центральной части Урало-Тяньшаньской герцинской складчатой области устойчивого срединного массива, сформировавшегося в эпоху каледонской складчатости (1941). В дальнейшем эту идею развивают П. Н. Кропоткин (1950) и А. А. Богданов (1954, 1959).

В 1936—1937 гг. геологию Центрального Казахстана изучала Центрально-Казахстанская комплексная экспедиция АН СССР. В стратиграфическую схему древнепалеозойских отложений работы экспедиции не внесли нового. В Центральном Казахстане по-прежнему выделялась эффузивно-яшмовая свита ордовика и терригенные отложения силура. Однако для отдельных районов появились конкретные описания этих свит, их границ и структур, ими образуемых.

Геологическое строение Атасуйского района и южной окраины Карагандинского бассейна, где обнажаются древнепалеозойские отложения, было изучено А. А. Богдановым (1939). Он выделил в 1938 г. в горах Тектурмас, Сары-Тау и Аркалык уртынджальский комплекс ордовика, состоящий из двух свит: нижней (лавы основного и кислого состава) и верхней (яшмы и яшмокарциты). Уртынджальский комплекс был отнесен А. А. Богдановым к ордовика на том основании, что в Карагандинском районе он перекрывается палеонтологически охарактеризованными силурийскими отложениями, а в районе хребта Чингиз (по данным Н. Г. Марковой) аналоги этого комплекса лежат на среднекембрийских породах.

Позднее, в 1939 г., уртынджальский комплекс А. А. Богданов (Архангельская и др., 1948) проследил и в более южных и западных районах (сопка Казбек, верховья р. Ата-Су, сопка Булат). Он отметил преимущественное развитие яшм и яшмокарцитов в уртынджальском комплексе этих районов и высказал предположение о том, что в пределах гряд Тектурмас яшмы замещаются эффузивами.

Терригенные свиты правобережья рек Ата-Су и Талды-Манака А. А. Богданов отнес к силуру.

Ту же схему стратиграфии ордовикских и силурийских отложений дает Н. А. Штрейс (1948) для района гор Ор-Тау, а З. М. Старостина для района хребта Еремень-Тау.

В работах сотрудников Центрально-Казахстанской экспедиции АН СССР впервые расшифрована складчатая структура многих районов Центрального Казахстана.

На основе этих материалов Н. С. Шатский (1938) создал схему тектоники Центрального Казахстана, в которой наметил основное направление крупных антиклинорий, выделил крупные впадины и синклиории (Тенизскую, Карагандинский и Северо-Балхашский). Он впервые подметил и своеобразие складчатых структур Центрального Казахстана, заключающееся в крутых изгибах и виргации складчатых цепей.

В 1950 г. П. Н. Кропоткин, обобщая материалы по стратиграфии и тектонике Центрального Казахстана, внес некоторые дополнения в стратиграфическую схему нижнепалеозойских отложений авторов, упомянутых выше. Он отнес уртынджальский комплекс Успенско-Спасского района (гряд Тектурмас, Сары-Тау и т. д.), а также Сарысу-Моинтинского водораздела и хребта Еремень-Тау к нижнему кембрию на основании того, что Р. А. Борукаев (1948) в районе восточного склона горы Еремень-Тау и рудника Бошекуль «доказал трансгрессивное залегание отложений среднего и верхнего кембрия на яшмокарциты и вулканогенные породы, типичные для уртынджальского комплекса».

Однако возраст кремнисто-эффузивной толщи, близкой по строению уртынджалскому комплексу и распространенной в западной части Центрального Казахстана (Атбасарский район, урочище Джаркаинагач), по западному склону хребта Еремень-Тау (район р. Майдан) и в Бошекуль-Чидертинском районе П. Н. Кропоткин считает ордовикским. Ко времени образования этой толщи П. Н. Кропоткин, вслед за И. Ф. Трусовой, относит внедрение ультраосновных и основных интрузий Кокчетав-Улутавской зоны. Терригенные толщи западной части Центрального Казахстана П. Н. Кропоткин по-прежнему относит к силуру.

П. Н. Кропоткин предложил новую схему тектонического районирования Центрального Казахстана, в основу которой положил составленную им геологическую карту. На этой схеме он выделяет складчатые зоны трех возрастов. В западной части Центрального Казахстана находится Кокчетав-Улутавская каледонская складчатая зона с докембрийскими складчатыми массивами в центре, Ишимская геосинклинальная складчатая зона герцинского возраста, с запада обрамляющая Кокчетав-Улутавскую. С востока к последней примыкают складки Чингиз-Еременьтавской и Сарысу-Каркаралинской геоантиклинальных зон герцинского возраста. Последние разделены Тениз-Карагандинской геосинклинальной зоной того же возраста.

П. Н. Кропоткин считает, что формирование Кокчетав-Улутавской каледонской складчатой зоны происходило в несколько этапов (фаз) складчатости. Наиболее интенсивный и заключительный этап относится к началу силура, когда в пределах западной части Центрального Казахстана сформировались крупные участки суши. С этими же движениями первой половины силура П. Н. Кропоткин связывает внедрение гранодиоритовых и диоритовых интрузий Северного Казахстана (крык-кудукский комплекс). Временем формирования большей части гранитных и гранодиоритовых интрузий Кокчетав-Улутавской зоны П. Н. Кропоткин считает конец силура и начало нижнего девона.

В эти же годы в северо-восточной части Центрального Казахстана в пределах Чингиз-Еременьтавской геоантиклинальной зоны начинается детальное изучение стратиграфии древнепалеозойских отложений с одновременным проведением геологической съемки масштаба 1 : 200 000. Эту работу проводит коллектив сотрудников Геологического института Академии наук Казахской ССР под руководством Р. А. Борукаева; результаты ее опубликованы (Борукаев, 1948, 1955; Ившин, 1950, 1956; Никитин, 1956; Бандалетов, 1953). Труды эти являются очень большим вкладом в изучение стратиграфии древнего палеозоя. Впервые в них даны полное монографическое описание кембрийских фаун и свит Центрального Казахстана и подробная палеонтологическая характеристика ордовикских свит северо-востока страны. Доказан доверхнекембрийский возраст эффузивно-яшмового комплекса, который предыдущие исследователи относили к ордовику и считали типичным для этой системы в Центральном Казахстане. Кембрийские отложения северо-востока Центрального Казахстана оказались расчлененными на пять свит, представленных кремнисто-терригенными и эффузивными породами. Средне- и верхнеордовикские отложения расчленены на три свиты и представлены преимущественно терригенным комплексом.

В 1952—1955 гг. детальную схему стратиграфии нижнего палеозоя Джезказган-Улутавского района и ее сопоставление со схемами других районов дал Л. И. Боровиков (1952, 1955). Этот исследователь впервые в 1946 г. обнаружил ордовикскую фауну в нижнепалеозойских отложениях западного склона гор Улу-Тау. В дальнейшем он расчленил отло-

жения на двенадцать свит и объединил в четыре толщи, разделенные несогласиями. Ордовикскую фауну Л. И. Боровиков обнаружил в третьей толще. Возраст ее определил как верхний кембрий — лландейльский ярус ордовика. Возраст верхней толщи определил как карадокский, а нижних двух толщ — как нижний и средний отделы кембрия.

Описанный разрез Л. И. Боровиков сравнивает с нижнепалеозойскими отложениями других районов, и в частности с отложениями района меридионального течения р. Ишима от урочища Джаркаинагач до с. Куприяновки. При сравнении он использует литературный материал и результаты личных маршрутных исследований. Однако при этих сопоставлениях Л. И. Боровиков не учитывал новых данных по стратиграфии древнепалеозойских отложений, которые были получены при геологической съемке Северо-Казахстанской экспедицией Московского геологического института; поэтому при выделении свит и определении их возраста он пришел, на наш взгляд, к ряду неправильных выводов.

Специальное изучение стратиграфии ордовикской системы Центрального Казахстана и комплексное изучение фаун начали Б. М. Келлер и группа сотрудников Геологического института АН СССР, Казахского геологического управления и др. в 1950—1951 гг. За типовой, опорный разрез этой системы в Центральном Казахстане был принят разрез Чу-Илийских гор, как наиболее полно палеонтологически охарактеризованный. В этом районе и в пределах Бет-Пак-Далы Б. М. Келлер (1954, 1956) выделил восемь стратиграфических единиц. Семь из них, имеющих палеонтологическую характеристику, он назвал горизонтами, восьмую, которая не имела ее, — свитой.

При изучении фауны трилобитов (Чугаева, 1955), брахиопод (Рукавишникова, 1956) и граптолитов (Келлер, 1956) было выяснено, что брахиоподы и трилобиты отличаются своеобразием форм, присущим Казахстанской биогеографической провинции. Комплексы их резко изменяются в зависимости от фациальных условий. Комплекс граптолитов, распространенный в ордовикских отложениях, имеет ряд общих форм с граптолитами английского разреза, поэтому Б. М. Келлер считал возможным сопоставить стратиграфическую схему разреза ордовика Чу-Илийских гор с зональной схемой ордовика Англии и установить соответствие горизонтов зонам и ярусам (Келлер, 1956). Однако точное сопоставление граптолитовых зон казахстанского разреза и английского дается Б. М. Келлером только для нижней части ордовика (зоны *Didymograptus hirundo* — *Glyptograptus teretiusculus*) и для самой верхней — ашгильского яруса. Для верхней части лландейло и карадокского ярусов можно провести только общее сопоставление вследствие недостаточного количества фауны граптолитов в казахстанских разрезах и ее своеобразия.

В связи с широко развернувшимися работами по изучению стратиграфии ордовика СССР и выделением ордовикских отложений в самостоятельную систему ряд исследователей (Келлер, Алихова, 1957) предложили изменить английскую схему расчленения ордовика. Б. М. Келлер (1954), сопоставляя разрезы Англии, Швеции, Норвегии и Прибалтики, пришел к выводу, что основанию зоны *Pleurograptus linearis* соответствует в прибалтийских разрезах резкое изменение всего комплекса фауны, поэтому он предложил отнести эту зону к ашгиллии. Для соблюдения равномерности объема ярусов Б. М. Келлер считает необходимым, как и многие английские геологи (Lones, 1938), включать в лландейльский ярус три зоны: *Glyptograptus teretiusculus*, *Nemagraptus gracilis*, *Climacograptus peltifer*. Зоны *Climacograptus wilsoni*, *Dicranograptus clingani* Б. М. Келлер объединяет в карадокский ярус.

Изучая казахстанские разрезы, тот же автор совместно с другими геологами (Келлер и др., 1956) предложил выделить в объеме карадокского яруса, соответствующего трем верхним зонам, два подразделения, равные по рангу ярусам: андеркенский ярус, соответствующий андеркенскому горизонту Чу-Илийских гор, и балапанский ярус, соответствующий отарскому и дуланкаринскому горизонтам.

В 1957 г. Т. Н. Алихова, сравнивая распространение крупных групп (преимущественно семейств) брахиопод, трилобитов и граптолитов в различных районах Европейской биогеографической провинции, четко определила палеонтологическое содержание объема отделов ордовика. Сопоставляя затем деление ордовика на отделы с английской схемой ярусного деления, Т. Н. Алихова отметила их несоответствие. В связи с этим она предлагает назвать карадокским ярусом только верхнюю его зону *Pleurograptus linearis*, так как в ее основании происходит резкая смена комплексов фауны, по которой проводится граница среднего и верхнего отделов. Верхнюю часть среднего отдела, примерно соответствующую зоне *Dicranograptus clingani*, Т. Н. Алихова выделяет как иевский ярус; три нижние зоны карадока относит к лландейло. Весной 1959 г. на совещании Комиссия по стратиграфии ордовикской системы при Межведомственном стратиграфическом комитете СССР обсуждала вопрос о расчленении ордовикской системы и рассматривала проект сопоставления стратиграфических схем ордовика СССР. Совещание в своем решении отметило, что существует два типа разрезов ордовика: платформенный — преимущественно известняковый и геосинклинальный — терригенный. Каждому соответствует свой тип фауны. В пределах каждого типа разреза ордовикская система делится на три отдела. Связующим звеном при увязке границ отделов и ярусов являются граптолитовые зоны типового английского разреза.

Из пятнадцати зон английского разреза наиболее четкими и хорошо прослеживающимися являются *Didymograptus flabelliforme*, по подошве ее проводится основание системы; *Didymograptus bifidus* — по подошве проводится основание среднего отдела; *Pleurograptus linearis* — по подошве проводится основание верхнего отдела. Карадокский ярус — это очень крупное подразделение, охватывающее смежные части отделов системы, поэтому предлагается его делить на два яруса — нижний и верхний карадок. Нижний карадок примерно соответствует иевскому ярусу в Прибалтике и андеркенскому ярусу в Казахстане. В настоящей работе к этой типовой схеме с большей или меньшей долей уверенности привязаны горизонты, выделенные Б. М. Келлером, а также свиты ордовика западной части Центрального Казахстана.

Стратиграфия силурийской системы изучена значительно слабее, чем ордовика. В различных районах восточной части края существуют местные стратиграфические схемы и проведено монографическое изучение только отдельных групп фаун. К настоящему времени наиболее полно изучена брахиоподовая фауна силура южной окраины Караганды, хребта Чингиз (Борисяк, 1955), Западного Прибалхашья (Никифорова, 1937) и табуляты и гелиолитиды Прибалхашья (Ковалевский, 1956). В последней работе дано описание и сравнение комплексов табулят и гелиолитид для широкой территории и выделены комплексы фауны этих животных для всех ярусов силурийской системы. В лудловском ярусе показаны нижний и верхний комплексы фаун. Таким образом, в настоящее время табуляты — наиболее важная для стратиграфии группа ископаемых силура Центрального Казахстана.

С 1949 г. и по настоящее время изучение геологического строения

западной части Центрального Казахстана проводится коллективами сотрудников Северо-Казахстанской экспедиции МГРИ, а затем Казахстанской экспедицией МГУ. По материалам этих работ дана новая схема геологического строения территории (Богданов, 1954, 1959; Богданов и др., 1955). Новые данные по геологии нижнепалеозойских и силурийских отложений излагаются в данной работе.

ГЛАВА II

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И СТРАТИГРАФИИ ДООРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ¹

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

В пределы описываемой территории Казахского складчатого массива входят площади каледонской и герцинской складчатости. Первая из них расположена на севере и северо-западе; в ней выделяется ряд тектонических элементов.

Наиболее обширную площадь занимает Тенизская впадина, выполненная верхнепалеозойскими отложениями. На севере она ограничена Кокчетавским поднятием, на западе — Улутавским. Эти поднятия сложены докембрийскими и нижнепалеозойскими породами, прорванными интрузиями гранитоидов нижнепалеозойского и девонского возраста. В пределах поднятий расположены мульды, выполненные девонскими породами. С северо-востока Тенизскую впадину ограничивают нижнепалеозойские складчатые сооружения. Площадь герцинской складчатости отделена от каледонской краевым девонским вулканогенным поясом (Богданов, 1959), эта тектоническая зона протягивается в широтном направлении от г. Баянаула до центральных частей Сарысу-Тенизского водораздела, далее она резко поворачивает на юго-восток к оз. Балхаш.

Западная часть вулканогенного пояса выделялась ранее (Богданов, 1954) под названием Сарысу-Тенизского поднятия, разделяющего Тенизскую и Джезказганскую впадины. Восточная часть вулканогенного пояса, наоборот, играет роль прогиба, отделяющего каледонские складчатые сооружения северо-востока Казахстана от герцинских сооружений юго-востока, обнажающихся внутри дуги вулканогенного пояса.

ПОДНЯТИЯ И КРУПНЫЕ МАССИВЫ НИЖНЕ- И СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЙ

Кокчетавское поднятие. Центральная часть его образована интрузиями гранитоидов, прорывающих метаморфические толщи докембрия. Последние имеют широтные простирания, поворачивающие

¹ Приведенная ниже схема тектонического районирования западной части Центрального Казахстана разработана А. А. Богдановым (1954, 1959) на основании геологических исследований, проведенных сотрудниками казахстанских экспедиций МГРИ и МГУ. Некоторые дополнения и изменения, касающиеся каледонской структуры, внесены автором.

на юго-запад, в районе меридионального отрезка долины р. Ишима. Метаморфические породы докембрия на юге в верховьях р. Конур, по р. Аккан-Бурлук, а на севере в районе Кокчетавы покрываются вулканогенно-кремнистыми отложениями позднего докембрия — уртынджальской серией.

Эта серия имеет более широкое распространение западнее с. Рузавки и на меридиане г. Кокчетавы. Такое распространение позволяет считать, что докембрийские породы образуют Кокчетавский антиклинорий широтного простираения, погружающийся на юго-запад. На востоке, в районе г. Степняк, выходы докембрийских пород прерываются полосой выходов нижнепалеозойских пород долготного простираения.

На юге, западе и северо-западе Кокчетавский антиклинорий обрамляется прогибами, выполненными ордовиком. Они соответственно названы Калмык-Кульский, Стерлитамакский и Марьевский. Простираения этих прогибов в общем соответствуют простираению антиклинория.

С юга Калмык-Кульский прогиб ограничен полосой выходов нижнепалеозойских пород досреднеордовикского возраста, по-видимому преимущественно кембрийских. Они расположены в районе Ишимской Луки и по левому берегу р. Ишима на участке его широтного течения. Простираение пород северо-восточное, меняющееся на широтное к востоку. Восточнее г. Атбасара широтные простираения резко сменяются меридиональными.

Улутавское поднятие. В основном сложено докембрийскими метаморфическими породами, которые смяты в систему долготных антиклинорий и синклинорий. Наиболее крупный из них — Улутавский антиклинорий — расположен в центральной части поднятия. На крыльях его, в районе рек Ащи-Тасты-Тургай и Кыпшак, обнажаются вулканогенно-осадочные толщи позднего докембрия или нижнего кембрия. По западному краю всей системы докембрийских антиклинорий и синклинорий, в районе с. Байконур, расположен Байконурский прогиб, выполненный ордовиком. Улутавское поднятие нарушено рядом мульд, выполненных девоном. Стерлитамакский и Калмык-Кульский прогибы Кокчетавского поднятия и Байконурский прогиб Улутавского скрываются под мезозойскими отложениями Тургайской впадины, где, по-видимому, сливаются, образуя единый Западный синклинорий. Последний расположен между Кокчетавским антиклинорием и системой докембрийских антиклинорий и синклинорий Улутавского поднятия.

Сарысу-Тенизское поднятие сложено преимущественно породами вулканогенного комплекса девоны и карбоном. В этой области развиты своеобразные линейно-ориентированные горст-антиклинали и грабен-синклинали, которые связаны с крупными разломами северо-западного простираения. В ядрах наиболее высокоподнятых горст-антиклиналей выступают докембрийские породы. Простираение осей складок докембрийских и нижнепалеозойских пород в северных горст-антиклиналях — меридиональное, в южных — северо-северо-западное. Простираение осей складок силурийских пород северо-западное; по своей форме складки приближаются к мульдам.

Взаимное расположение отдельных выходов докембрия, верхнего кембрия, ордовика и силура позволяет предполагать, что в этой области под покровом пород среднего палеозоя расположен крупный Кирейский антиклинорий, сложенный докембрием; по-видимому, этот антиклинорий является ветвью Улутавского.

Восточнее этого антиклинория расположен крупный прогиб — Конский синклинорий. Западный борт его образован верхнекембрийскими и

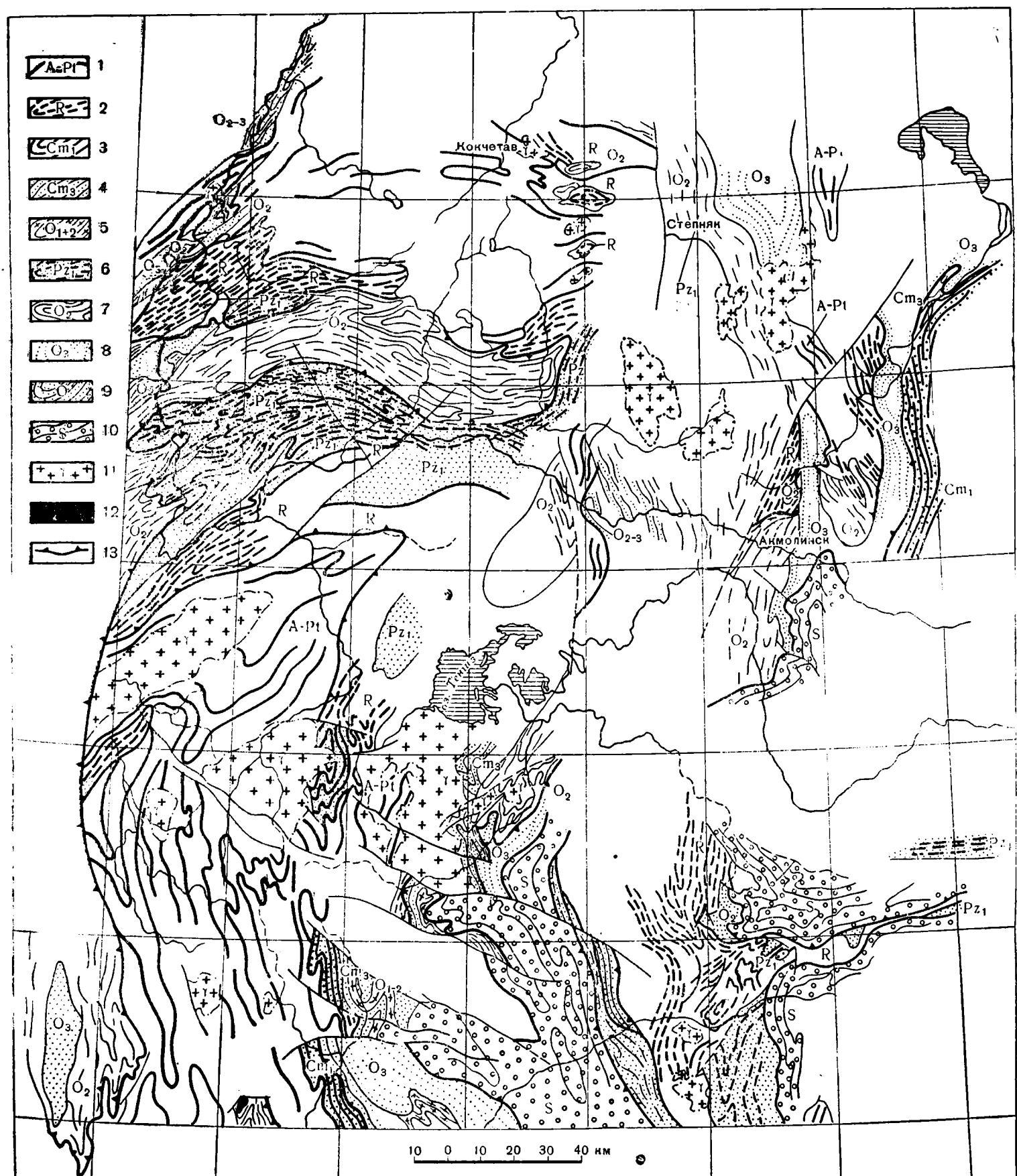


Рис. 1. Геологическое строение западной части Центрального Казахстана со снятым покровом девонских и более молодых отложений:

1 — архейские и протерозойские метаморфические породы; 2 — вулканогенно-кремнистые отложения рифея; 3 — вулканогенные и осадочные породы нижнего (?) кембрия; 4 — вулканогенные и осадочные породы верхнего кембрия; 5 — кремнисто-терригенная свита нижнего и среднего ордовика; 6 — нижнепалеозойские нерасчлененные отложения; 7 — терригенные и вулканогенные отложения среднего ордовика; 8 — терригенные и вулканогенные отложения верхнего ордовика; 9 — ордовикские нерасчлененные отложения; 10 — терригенные отложения силура; 11 — нижнепалеозойские гранитоиды; 12 — ультраосновные интрузии; 13 — границы крупных несогласий

ордовикскими породами, центральная часть выполнена силуром. Восточное крыло скрыто под покровом отложений девона.

Юго-восточный массив палеозойских складчатых сооружений. Здесь выделяются два больших антиклинория, образованных породами позднего докембрия. Атасуйский антиклинорий меридионального простиранья сложен в основном породами нижней свиты позднего докембрия; в ядре его на ограниченной площади выходят и метаморфические породы. В северной части Атасуйский антиклинорий

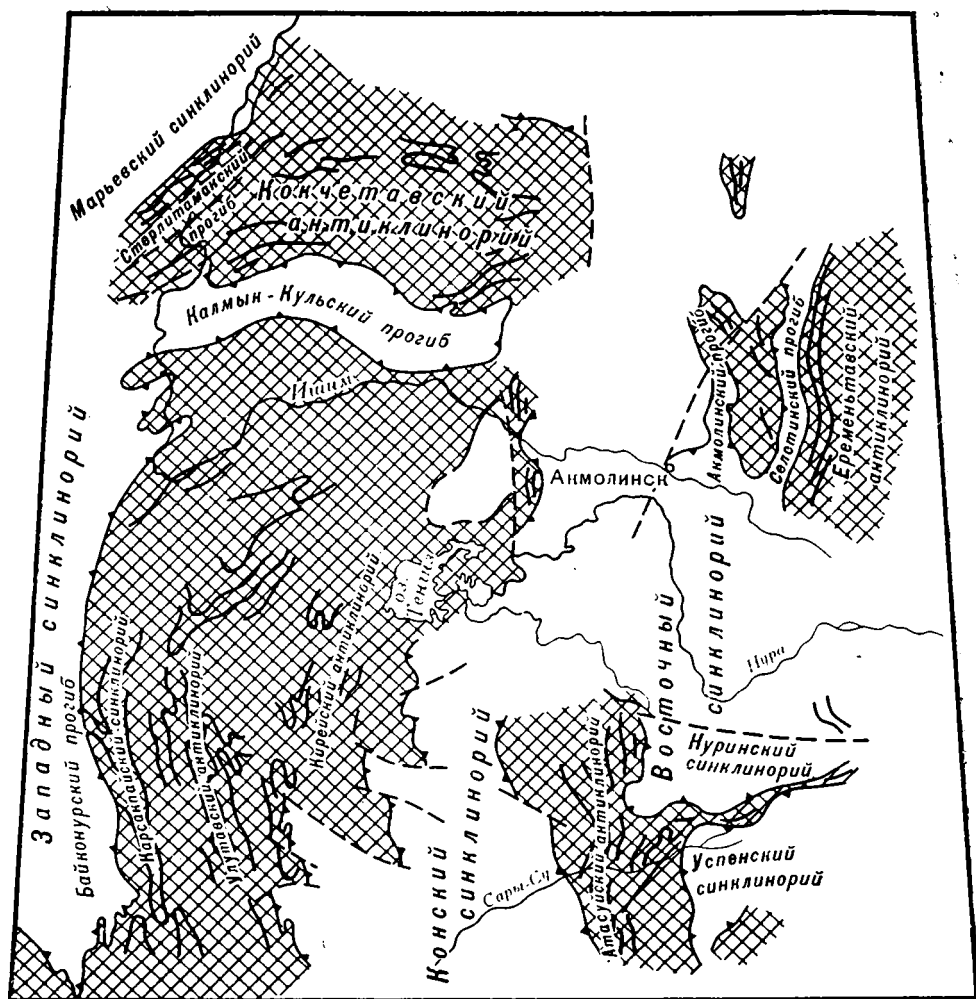


Рис. 2. Расположение основных тектонических элементов западной части Центрального Казахстана в докембрии, нижнем и среднем палеозое

расщепляется на две ветви: северную и северо-восточную. На крыле северной обнажаются верхняя свита позднего докембрия и ордовик. К Атасуйскому антиклинорию примыкает Тектурмасский антиклинорий, широтного восток-северо-восточного простиранья. Он образован верхними свитами позднего докембрия, на крыльях обнажаются породы нижнего

палеозоя. Восточнее и севернее Атасуйского и Тектурмасского антиклинориев расположен Нуринский синклинирий, выполненный силуром и нижним девоном, южнее Тектурмасского антиклинория располагается Успенский синклинирий, выполненный также силуром.

Северо-восточный массив нижнепалеозойских складчатых сооружений. В этом массиве выделяются Еремельтавский антиклинорий, образованный породами позднего докембрия и кембрия, параллельно расположенный Селетинский прогиб выполнен ордовиком (Борукаев, 1955).

К западу, между верховьями р. Селеты и пос. Сталинским, расположены выходы кембрийских пород, которые отделяют Селетинский прогиб, выполненный терригенными породами ордовика, от широкой полосы вулканогенно-осадочных пород ордовика, протягивающихся от пос. Степняк к верхнему течению рек Селеты и Ишима.

На этой площади широко развиты также массивы нижнепалеозойских гранитоидов. Мы предполагаем, что ордовик Селетинского прогиба, района г. Акмолинска и восточного крыла Атасуйского антиклинория по существу представляет собой отдельные участки крупного Восточного синклиниория, расположенного между Атасуйским антиклинорием и выходами докембрия в верховьях р. Селеты, с одной стороны, и Еремельтавским антиклинорием — с другой. Центральная часть этого синклиниория скрыта под вулканогенным поясом девона.

По-видимому, вулканогенно-осадочные отложения ордовика, развитые в районе Степняка и обнажающиеся в изолированных выходах на Сарысу-Тенизском поднятии, тоже образуют единую тектоническую зону. Расположение вышеперечисленных крупных тектонических единиц, образованных докембрийскими и нижнепалеозойскими породами, показано на рис. 1 и 2.

СТРАТИГРАФИЯ ДООРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

История геологического развития данного района в ордовике и силуре тесно связана с более ранними этапами геологического развития этой области. Ниже кратко изложены данные о строении докембрийских и кембрийских отложений.

Метаморфические толщи докембрия обнажаются в размытых ядрах антиклинориев. Они представлены мощными сериями пород различного состава, разделенных несогласиями.

По данным И. Ф. Трусовой (1954) и Л. И. Филатовой (1956), Кокчетавский и Улутавский антиклинории сложены гнейсами, эклогитами, слюдяно-кварцитовыми сланцами, кварцитами, хлоритовыми и серицитовыми сланцами, порфиритоидами. Среди перечисленных пород встречаются плагиогранито-гнейсы и габбро-амфиболиты. Атасуйский антиклинорий, Тектурмасский и Еремельтавский сложены менее метаморфизованными породами позднего докембрия (Борукаев, 1955; Богданов и др., 1955), известными под названием уртынджальской серии. Эта серия достигает 5 км мощности и имеет двучленное строение. Нижняя часть ее представлена кремнистыми породами: кварцитами, яшмами, яшмокварцитами; верхняя образована лавами и пирокластическими породами основного и среднего состава, чередующимися с яшмами, кремнистыми алевролитами и песчаниками (Богданов и др., 1955).

Аналоги уртынджальской серии известны на западном крыле Кирейского антиклинория. Вероятно, верхние горизонты серии обнажаются

на крыльях Кокчетавского и Улутавского антиклинориев (в северной части последнего).

Кембрийские отложения в пределах описываемой площади также, по-видимому, имеют широкое распространение. Пока палеонтологически охарактеризованы только верхнекембрийские отложения западных крыльев Конского синклинория и Еременьтавского антиклинория. Вероятно, кембрийские отложения широко распространены западнее системы докембрийских складчатых сооружений Улутавского поднятия. В этом районе полный разрез кембрия был выделен Л. И. Боровиковым (1955) на бортах Байконурского прогиба. Возраст отложений был установлен при их сопоставлении с кембрийскими толщами хребта Большой Кара-Тау. Аналоги некоторых свит этого разреза развиты и севернее, в районе Ишимской Луки.

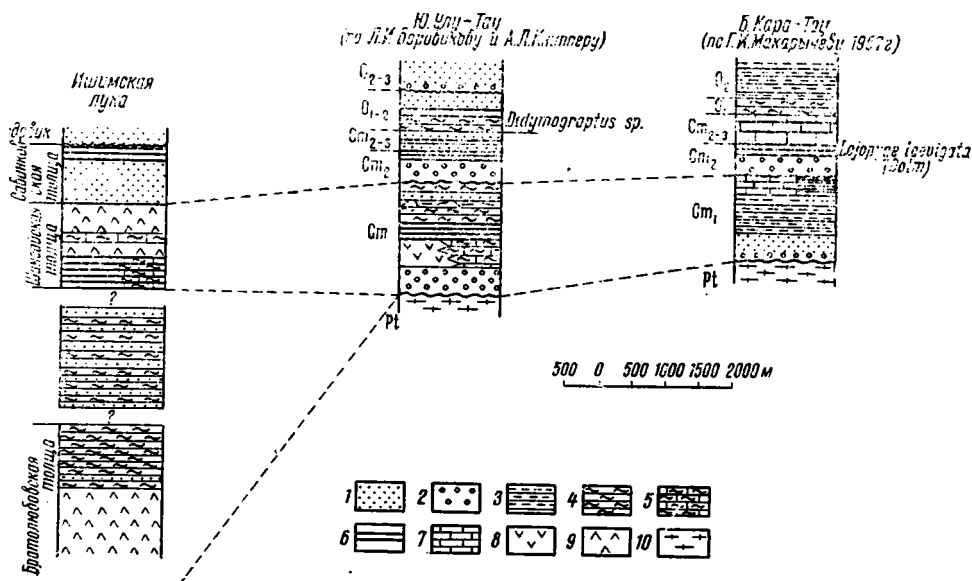


Рис. 3. Сопоставление разрезов нижнего палеозоя районов южного Улу-Тау, Кара-Тау и Ишимской луки:

- 1 — песчаники; 2 — конгломераты; 3 — алевролиты; 4 — кремнистые алевролиты, яшмы; 5 — кварциты; 6 — углистые и углито-кремнистые аргиллиты; 7 — известняки; 8 — кварцевые порфиры; 9 — диабазы и спилиты; 10 — метаморфические породы

По данным Л. И. Боровикова, дополненным А. Л. Книппером (1959), на бортах Байконурского прогиба кембрийские отложения делятся на две серии терригенно-кремнистых и углистых пород, которые разделены несогласием. Нижняя серия состоит из четырех свит и представлена конгломератами, песчаниками, кварцевыми порфирами, туфопесчаниками с конкрециями фосфоритов, кремнисто-углистыми аргиллитами, яшмами. Мощность 1500—2000 м. Верхняя серия также состоит из нескольких свит и представлена конгломератами, кремнисто-углистыми и углистыми аргиллитами, пестрыми алевролитами, яшмами, песчаниками. Мощность 1200—1500 м.

Возраст верхней серии соответствует среднему кембрию — нижнему, среднему ордовика ввиду того, что основание серии по литологиче-

ским признакам хорошо сопоставляется со среднекембрийскими отложениями хребта Большой Кара-Тау, а верхняя часть охарактеризована нижне- и среднеордовикскими граптолитами.

В районе Ишимской Луки, по-видимому, развиты аналоги кремнисто-углистых свит и эффузивных образований Байконурского прогиба.

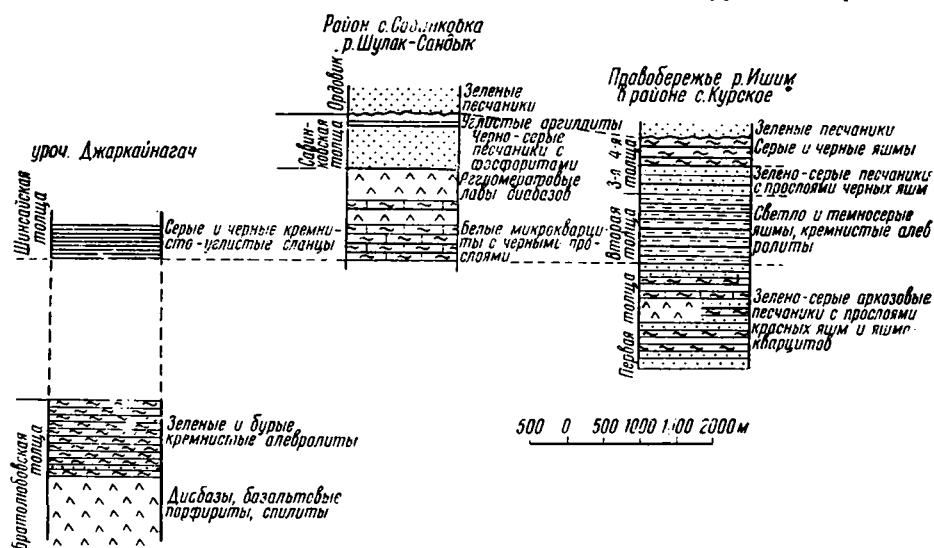


Рис. 4. Сопоставление разрезов позднекембрийских и нижнепалеозойских отложений Ишимской луки

Однако сложность геологического строения этого района — многочисленные разрывы, плохая обнаженность и разобшенность полей выходов осадочных и эффузивных пород гранитными массивами — затрудняет составление достоверного стратиграфического разреза. Один из вариантов решения этого вопроса показан на рис. 3 и 4.

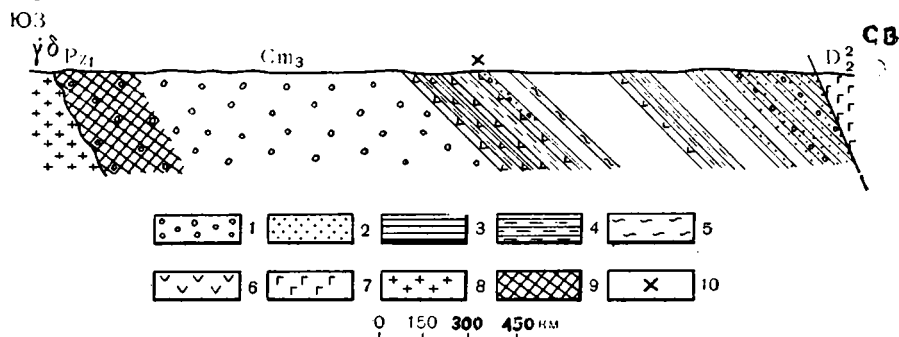


Рис. 5. Разрез верхнекембрийских отложений по р. Жаксы-Кон:
1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — аргиллиты; 4 — ритмичное переслаивание песчаников и аргиллитов; 5 — яшмы; 6 — дацитовые порфиры; 7 — альбитофиры; 8 — гранодиориты; 9 — роговики; 10 — местонахождение верхнекембрийских окаменелостей

Верхнекембрийские отложения, обнажающиеся восточнее Улутавского антиклинория, сильно отличаются по своему строению от описанных выше толщ. На западном крыле Конского синклинория, в районе

междуречья рек Жаксы-Кон и Акколки, верхний кембрий представлен акколкинской свитой (Заравняева, Четверикова, 1958). Она сложена в нижней половине валунными конгломератами, состоящими из обломков андезитовых порфиритов с различным цементом: известковым, песчаным и лавовым. В верхней части имеются полимиктовые песчаники с прослоями кремнистых алевролитов. Нижняя половина свиты замаскируется бурыми туфами базальтовых порфиритов и лавами того же состава.

На левом берегу р. Жаксы-Кон, в линзе известняков средней части свиты, обнаружены безамбовые брахиоподы и трилобиты (рис. 5). Среди последних Н. П. Суворовой определены *Pseudoagnostus* sp., *Olenella* sp., *Parairvingella* sp., *Dolichometopidae* sp. По ее заключению, родовой состав и общий облик фауны свидетельствуют о верхнекембрийском возрасте вмещающих отложений.

Акколкинская свита не имеет контактов с подстилающими породами, так как между выходами докембрийских пород Кирейского антиклинория и полосой ее распространения обнажаются нижнепалеозойские гранитоиды. Однако присутствие мощных конгломератов в основании свиты и отличие характера ее складок от складок уртынджальской серии позволяют предполагать, что свита лежит несогласно на подстилающих породах.

В одном структурном плане с верхним кембрием лежат покрывающие его отложения кушекинской свиты нижнего — среднего ордовика.

Торткудукская свита, выделенная Р. А. Борукаевым на западном склоне Еременьтавского антиклинория, близка по литологическому характеру, возрасту и условиям залегания к описанным верхнекембрийским отложениям.

Подводя итоги описанию доордовикских отложений, мы приходим к следующим выводам.

1) Толщи горных пород, условно отнесенные к позднему докембрию, лежащие на крыльях докембрийских антиклинорий или образующие антиклинории, обладают выдержанностью литологического состава в пределах всей территории. В это время широко развита вулканогенно-кремнистая формация, состоящая из лав основного и среднего состава, спилитов и тесно связанных с ними яшм.

2) Со среднего кембрия происходит резкое различие в типах разрезов западной и восточной половин описываемой территории. На крыльях Западного синклинория происходит накопление углистых аргиллитов и песчаников с фосфоритами.

В обширной области между Кирейским и Еременьтавским антиклинориями накапливаются вулканогенно-осадочные толщи. По условиям образования они резко отличаются от подстилающих позднекембрийских образований и представлены гематитизированными основными лавами, обильным грубообломочным пирокластическим материалом, содержат мелководные органогенно-обломочные известняки. Средневерхнекембрийские отложения в обеих областях лежат безусловно с перерывом на подстилающих породах.

Эти данные позволяют говорить о значительных тектонических движениях, происходящих в конце нижнего или начале среднего кембрия. К этому времени относится и образование крупного поднятия, соответствующего системе докембрийских складчатых сооружений Улу-Тау, которое разделяло две разные области осадконакопления.

3) Различные типы верхнекембрийских отложений в Западном синклинории и в области, расположенной между Кирейским и Еременьтав-

ским антиклинориями, сменяются одним типом отложений нижнего ордовика — кремнистыми или кремнисто-терригенными толщами.

Эти соотношения и тип осадков нижнего ордовика указывают на тесную связь истории геологического развития каждой из областей в верхнем кембрии и нижнем ордовике.

ГЛАВА III

СТРАТИГРАФИЯ ОРДОВИКСКОЙ СИСТЕМЫ

ОРДОВИК ЗАПАДНОГО СИНКЛИНОРИЯ

В пределах Западного синклинория наблюдаются наиболее полные разрезы ордовика с минимальным количеством перерывов.

Западный синклинорий в северной части делится на две ветви: Калмык-Кульскую широтного простирания и Стерлитамакскую северо-восточного направления. Эти ветви, по-видимому, сливаются под покровом кайнозойских отложений Тургайской впадины западнее пос. Есиль, и синклинорий далее продолжается к югу, где в районе с. Байконур обнажается его краевая часть — Байконурский прогиб (см. рис. 1 и 2).

Полный разрез ордовика, содержащий нижние горизонты системы, обнажен именно в этом прогибе. В последнее время прогиб детально изучался Л. И. Боровиковым (1955) и А. Л. Книппером (1959).

Видимая часть Байконурского прогиба меридионального простирания имеет ширину около 30 км, протяженность около 100 км. На севере он достигает наибольшей ширины и скрывается под кайнозойскими отложениями Тургайской впадины, на юг сужается, а южнее с. Байконур наблюдается его центральное замыкание.

А. Л. Книппер выделяет в юго-западной части прогиба нижнеордовикские отложения. Они входят в карасуирскую свиту, которую этот автор делит на две подсвиты. Нижняя подсвита представлена пестрыми тонкослоистыми алевролитами с фауной беззамковых брахиопод и граптолитов (*Didymograptus* sp.), кремнисто-углистыми сланцами и яшмами. Мощность этих отложений около 200 м. Вниз по разрезу они постепенно переходят в подстилающие углистые известняки ачимирской свиты, относимой А. Л. Книппером к среднему — верхнему кембрию, а вверх по разрезу в алевролиты и песчаники верхней подсвиты карасуирской свиты; мощность последней достигает 500 м. В этой подсвите, по данным А. Л. Книппера, содержится фауна граптолитов: *Orthograptus* cf. *micraptus* E. et W., *Rectograptus* cf. *pavlinovi* Keller, *Climacograptus* *tectus* Barr., *Cl.* cf. *uniformis* Hsu, *Pseudoclimacograptus* *scharenbergi* Lapw., *Rectograptus* cf. *pauperatus* E. et. W., *Orthograptus* sp., *Glytograptus* sp., *Climacograptus* sp., *Dicellograptus* sp.

По заключению Б. М. Келлера, это сообщество граптолитов в общем характерно для карадока. Однако в нем присутствуют многие виды, встречающиеся от караканского до дуланкаринского горизонтов Чу-Илийских гор, т. е. почти во всем среднем и верхнем ордовике. Трансгрессивно на упомянутых выше отложениях ордовика лежит мощная

терригенная свита, вверх по разрезу постепенно переходящая в вулканогенно-осадочную. Мощность каждой из свит более 2000 м.

В разрезах вулканогенно-осадочной свиты А. Л. Книппера (верхней дулыгалинской Л. И. Боровикова) обнаружены брахиоподы, трилобиты, головоногие и мшанки. Возраст этой части разреза Л. И. Боровиков (1955) (на основании заключения о возрасте фауны головоногих) определил как арениг-лландейльский. Т. Б. Рукавишников, И. Ф. Никитин и М. Н. Чугаева, проанализировавшие списки фауны брахиопод и трилобитов, приходят к выводу о ее карадокском и лландейло-карадокском возрасте. А. Л. Книппер, учитывая данные о распределении фауны во всем разрезе ордовика Байконурского прогиба, считает, что вулканогенно-осадочная свита имеет верхнекарадокско-ашгильский возраст.

Стратиграфия среднего и верхнего ордовика подробно изучена в Стерлитамакском прогибе северной части Западного синклинория. Сопоставляя указанный разрез с ордовикским разрезом Байконурского прогиба, можно по-другому определить возраст верхней части последнего разреза, залегающей трансгрессивно на подстилающих породах. При этом сомнению подвергается правильность стратиграфической привязки фауны граптолитов верхней подсвиты карасурской свиты.

Средний и верхний ордовик Стерлитамакского прогиба

Строение прогиба

Стерлитамакский прогиб расположен на юго-западном погружении Кокчетавского антиклинория. Ширина его около 15 км. Ордовикские отложения обнажаются вкрест простирания всего прогиба на протяжении 25 км по берегам р. Ишима от с. Чернотубовка до с. Ставропольского (рис. 6). По обоим бортам прогиба они не имеют нормальных стратиграфических контактов с подстилающими отложениями уртынджальской серии, а примыкают к ним по разрывным нарушениям. По простиранию ордовикские отложения обнажаются на протяжении 10—15 км по рекам Аккан-Бурлук и Ишим; далее на север они скрыты под кайнозойскими породами.

К юго-западу Стерлитамакский прогиб скрывается под мезокайнозойскими отложениями Тургайской впадины. Почти на всем протяжении вкрест полосы выходов породы ордовика падают на северо-запад, только на крайнем северо-западе, в районе с. Ставропольского, пласты падают на юго-восток. Расшифровка стратиграфии разреза позволяет считать, что эта моноклиальная серия пластов представляет собой юго-восточное крыло прогиба, нарушенное надвигами и осложненное двумя антиклиналями. Ось одной из них, более крупной, проходит в районе с. Стерлитамак (Стерлитамакская антиклиналь), ось второй — по р. Аккан-Бурлук (Аккан-Бурлукская антиклиналь).

В разрезах северо-западных крыльев обеих складок обнажаются средний и верхний отделы ордовика. Эти разрезы отличаются друг от друга литологическим строением и стратиграфической полнотой. В разрезе крыла Стерлитамакской антиклинали, расположенной ближе к центральной части прогиба, обнажается более полный разрез общей мощностью около 6 км. Он состоит из четырех свит: нижней — андрюшенской, затем ишимской, стерлитамакской, ставропольской. На крыльях Аккан-Бурлукской антиклинали, на юго-восточном борту прогиба, обнажаются только три свиты: андрюшенская, ишимская и стерлита-

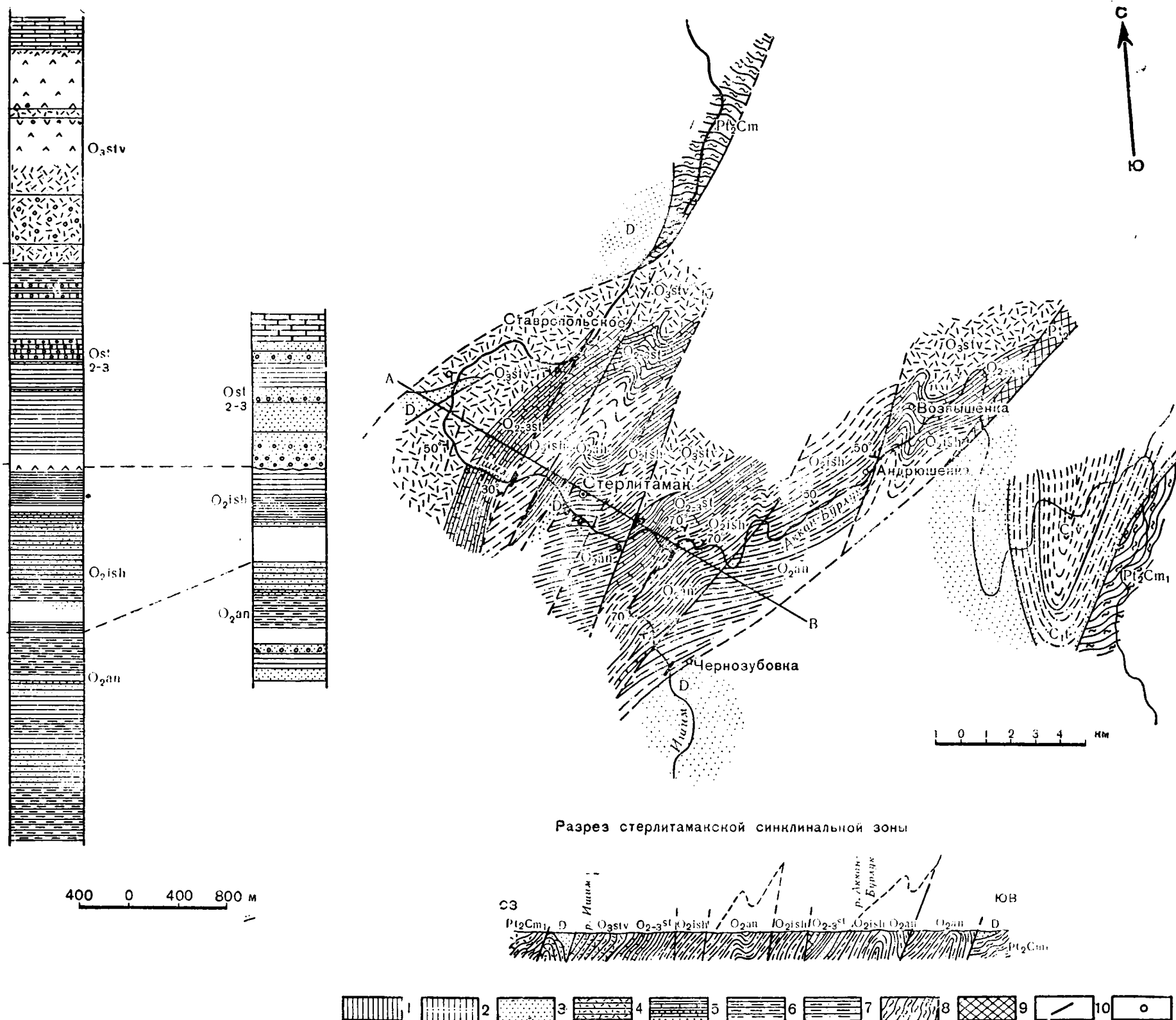


Рис. 6. Геологическое строение р. Ишим между поселками Чернозубовка и Ставропольское:

1 — C_{1v} фиолетовые песчаники и аргиллиты; 2 — C_{1t} песчаные кремнистые известняки; 3 — D красноцветные аркозовые песчаники, конгломераты, порфиры; 4 — O_3^{stv} ставропольская свита, туфогенные песчаники, туфоконгломераты, порфиры; 5 — O_2^{st} стерлитаманская свита, алевролиты, известняки, конгломераты; 6 — O_2^{ish} ишимская свита, песчаники и темно-серые аргиллиты; 7 — O_2^{an} андрюшенская свита, ритмичное переслаивание песчаников и аргиллитов; 8 — $Pt_2 \cdot Cm_1$ уртынджальская серия, яшмы, яшмокварциты; 9 — Pt_2 кварциты; 10 — дайки сиенитов; 11 — места находок фауны

макская; мощность разреза здесь около трех километров. Мощность ишимской свиты меньше, по-видимому, вследствие размыва.

Описание разреза Стерлитамакской антиклинали

Крыло Стерлитамакской антиклинали (более крупной из двух складок) разбито надвигами на три блока. Восточный блок поднят, остальные, расположенные западнее него, опущены. В восточном блоке обнажаются породы андрюшенской и ишимской свит, в среднем — ишимской свиты, а в западном — ишимской, стерлитамакской и ставропольской свит.

Разрез восточного блока

На левом берегу р. Ишима, напротив юго-восточного конца с. Стерлитамак, в основании видимого разреза с падением слоев по аз. 310° $\angle 70^{\circ}$ обнажаются:

- | | |
|--|-------|
| 1. Буро-зеленые полимиктовые грубозернистые и среднезернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты. Породы образуют ритмичное переслаивание, мощность ритмов от 10 до 30 см. Во всех разностях пород обнаружены граптолиты (не определены из-за плохой сохранности) | 400 м |
| 2. Темно-серые полимиктовые среднезернистые и мелкозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты. Породы образуют ритмичное переслаивание, мощность ритмов от 3 до 20 см. В аргиллитах обнаружены граптолиты: <i>Pseudoclimacograptus scharenbergi</i> Lapw., <i>Glyptograptus teretiusculus</i> His. | |
| 3. Дайка сиенита | 30 м |
| 4. Зеленовато-серые полимиктовые крупнозернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты. Породы образуют ритмичное переслаивание, мощность ритмов от 3 до 20 см | 120 м |
| 5. Темно-серые аргиллиты, тонкослоистые | 200 м |
| 6. Зеленовато-серые полимиктовые среднезернистые и мелкозернистые песчаники и аргиллиты. Породы образуют переслаивание, мощность слоев от нескольких сантиметров до 1—2 м. В песчаниках обнаружены граптолиты: <i>Climacograptus antiquus</i> Lapw., <i>Orthograptus</i> sp., <i>Glyptograptus</i> sp. | 200 м |

Пачки 4, 5 и 6 образуют синклиналь шириной около 1 км, к западному крылу которой по сбросу примыкают порфиристы, альбитофиры, серые аркозовые песчаники, туфы кислых эффузивов. Эти породы аналогичны девонским отложениям Новомихайловской мульды и условно отнесены к девону.

Западнее девонских пород через несколько десятков метров обнажаются снова зелено-серые песчаники. Падение слоев по аз. 310° $\angle 40^{\circ}$.

- | | |
|--|---------|
| 7. Зеленые полимиктовые мелкозернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты. Породы образуют ритмичное переслаивание, мощность ритмов от 5 до 20 см | 80 м |
| 8. Зеленые полимиктовые грубозернистые песчаники, алевролиты. Породы образуют ритмичное переслаивание, мощность ритмов 20—30 см | 100 м |
| 9. Зелено-серые среднезернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты. Породы образуют ритмичное переслаивание, мощность ритмов 5—20 см ¹ | 70 м |
| Перерыв в обнажении 10—15 м. | |
| 10. Темно-серые, известковистые аргиллиты, в которых обнаружены граптолиты: <i>Glimacograptus antiquus</i> var. <i>lineatus</i> E. et W., <i>Cl. parvus</i> Hall., <i>Orthograptus rugosus</i> var. <i>apiculatus</i> E. et W., <i>Diplograptus anderkensis</i> Kel., <i>Glyptograptus siccatatus</i> E. et W. | 50—60 м |

¹ Песчаники основания каждого ритма в пачках 7—9 лежат по резкой волнистой границе на аргиллитах или алевролитах предыдущего ритма.

Пачки слоев с 1 по 9 выделены в андрюшенскую свиту. Основным признаком ее является ритмичный характер слоистости. Характер ритмов и их мощность различны. Ритмы, состоящие из мелкозернистого песчаника, алевролита и аргиллита, имеют мощность не более 15 см. В некоторых из них более мощной является нижняя часть, песчанниковая, в других — верхняя, аргиллитовая. Ритмы, образованные грубозернистым песчаником и алевролитом, имеют мощность 25—30 см (рис. 7).

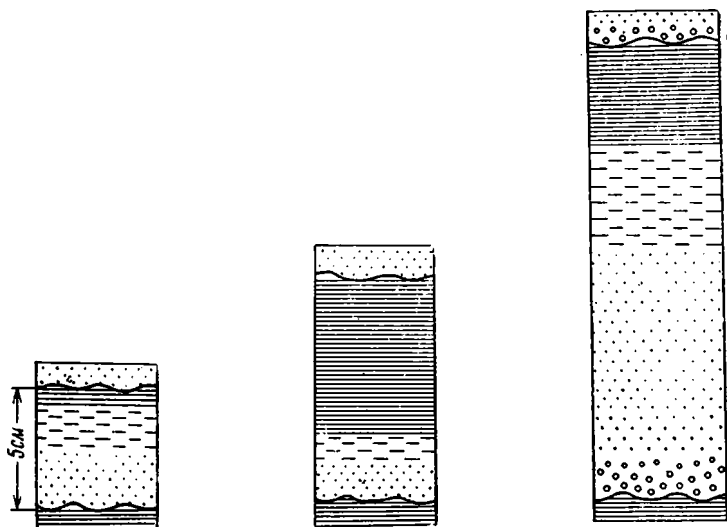


Рис. 7. Строение ритмов в породах андрюшенской свиты.

Полимиктовые песчаники свиты состоят из обломков кварцитов, порфиринов, кислых эффузивов, аргиллитов и песчаников, кварца, кислого плагиоклаза, ортоклаза. Темноцветные минералы встречаются в виде единичных обломков. Цемент песчаников глинистый или глинисто-хлоритовый.

Разрез среднего блока

После нескольких сотен метров перерыва вниз по реке на правом ее берегу обнажаются:

11. Темно-зеленые разрушенные песчаники, пронизанные сетью кальцитовых жил обнажаются на протяжении 300 м.

12. Темно-зеленые полимиктовые среднезернистые и мелкозернистые песчаники и алевролиты. Породы образуют ритмичное переслаивание. Мощность ритмов 5—15 см. Падение слоев $330^\circ/40^\circ$. Постлойное описание небольшого участка этой пачки дает представление о типе ее ритмичности:

а) песчаник среднезернистый, постепенно переходящий в мелкозернистый	10 см
б) алевролит	1 см
в) песчаник среднезернистый, постепенно переходящий в мелкозернистый	10 см
г) алевролит	2 см
д) песчаник среднезернистый, постепенно переходящий в мелкозернистый	7 см
е) алевролит	1 см
ж) песчаник мелкозернистый, постепенно переходящий в тонкозернистый	6 см
з) алевролит	2 см
и) песчаник тонкозернистый, постепенно переходящий в алевролит	4 см

100 м

13. Дайка сиенита	30 м
14. Голубовато-зеленые полимиктовые среднезернистые и мелкозернистые песчаники с миллиметровыми прослоями белого песчаника и алевролита, которые подчеркивают горизонтальную слоистость Пачка прорвана дайками сиенита и габбро-диорита мощностью 20 и 30 м и дайкой мелкозернистого диабаз	350 м 15 м
15. Зеленовато-серые среднезернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты. Породы образуют ритмичное переслаивание. Мощность ритмов 15—20 см	40 м
16. Голубовато-зеленые полимиктовые среднезернистые песчаники с подчиненными линзочками и прослоями белых алевролитов и песчаников	30 м
17. Дайка мелкозернистого диабаз	15 м
18. Голубовато-зеленые среднезернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты. Породы образуют ритмичное переслаивание. Мощность ритмов 10—20 см	20 м
19. Голубовато-зеленые полимиктовые среднезернистые песчаники с прослоями белых алевролитов и кремнистых пород мощностью 1—2 см	50 м
20. Дайка мелкозернистого диабаз	15 м
21. Темно-серые аргиллиты с прослоями серых полимиктовых песчаников. Мощность слоев от 1—3 до 10—15 см. Границы между слоями четкие. Песчаники образуют линзовидные раздувы, иногда в них наблюдается косая слоистость. В аргиллитах обнаружены граптолиты	110 м
22. Диабазы мелкозернистые	60 м

Породы, обнажающиеся в этом блоке, а также пласт темно-серых известковистых аргиллитов, описанный под № 10 в восточном блоке, и пачка аргиллитов, описанная под № 23 в западном блоке, выделены в ишимскую свиту. Она характеризуется четкой горизонтальной слоистостью пород, которая подчеркивается миллиметровыми прослоями белого и светло-серого песчаника и алевролита.

Среди обломочных пород ишимской свиты широко распространены темно-серые аргиллиты, серые и белые песчаники и алевролиты. Они отличаются от зеленых и зелено-серых пород повышенной известковистостью. В песчаниках и алевролитах наблюдается карбонатный цемент. Состав обломочного материала полимиктовых песчаников ишимской свиты такой же, как и песчаников андрюшенской.

Разрез западного блока

На левом берегу р. Ишима, после перерыва в несколько десятков метров, обнажаются:

23. Темно-серые аргиллиты, известковистые В нижней части пачки обнаружены: <i>Pseudoclimacograptus scharenbergi</i> Lapw., <i>Amplexograptus maxwelli</i> Decker., <i>Climacograptus aff. brevis</i> E. et W. var. <i>minimus</i> Car., <i>Basiliella aff. minima</i> Kob., <i>Ampyxina</i> , <i>Digrypus</i> . Падение слоев $310^\circ \angle 30-50^\circ$.	250 м
24. Диабазовый порфирит Перерыв в обнажении 300—400 м.	10 м
25. Зелено-серые тонкослоистые алевролиты и аргиллиты со стяжениями пелитоморфного синевато-серого известняка, расположенными по слоистости Стяжения известняка встречаются в нижней части пачки. Падение слоев $290^\circ \angle 70^\circ$.	300 м
26. Зеленовато-серые тонкослоистые, редко волнистослоистые алевролиты со стяжениями пелитоморфного известняка и редкими прослоями известковистого песчаника	190 м
27. Зеленовато-серый полимиктовый среднезернистый песчаник с прослоями органогенно-обломочного известняка, мощность прослоев последнего не превышает 20 см	45 м
28. Серо-зеленые тонкослоистые аргиллиты с прослоями серых аргиллитов и редкими прослоями серо-зеленого песчаника. Мощность последних 10—15 см	90 м
29. Серо-зеленые аргиллиты с прослоями серо-зеленого полимиктового песчаника. Мощность последнего до 2 м	130 м
30. Известняк органогенно-обломочный <i>Endoceras cf. lineolatum</i> Hall.	30 м

- | | |
|---|-------|
| 31. Известняк желвакового строения. Порода состоит из стяжений пелитоморфного известняка, сцементированных псевдооолитовым песчанистым известняком (см. рис. 8) | 50 м |
| 32. Серо-зеленый аргиллит с <i>Ptychopyge</i> aff. <i>vodoresovi</i> Web., <i>Pliomerina unda</i> Kor., <i>Pliomerina</i> cf. <i>iliensis</i> Kor., <i>Pliomera</i> sp. | 20 м |
| 33. Известняк желвакового строения, аналогичный описанному выше | 115 м |
| 34. Серо-зеленый известковистый аргиллит с редкими прослоями зеленого полимиктового песчаника <i>Amplexograptus maxwelli</i> Decker | 300 м |



Рис. 8. Обнажение известняков слоя 3 в пойме р. Ишима

- | | |
|---|--------------------|
| 35. Красный песчанистый органогенный известняк со скоплениями раковин брахиопод, среди которых встречаются: <i>Pionorthis ishimica</i> Nikit. (in coll.), <i>Plectatrypa praemarginalis</i> Savag., <i>Rhynchotrema</i> sp. | |
| 36. Зеленовато-красный полимиктовый среднезернистый песчаник с прослоями аргиллита, содержащего плохо сохранившиеся граптолиты | 70 м |
| 37. Розовый песчанистый органогенный известняк со скоплениями раковин брахиопод, аналогичных упомянутому выше | 40 м |
| 38. Зеленовато-красные мелкозернистые песчаники и алевролиты с редкими прослоями аргиллита | 60 м |
| 39. Зеленые среднезернистые полимиктовые песчаники и алевролиты, образующие ритмичное переслаивание. Мощность ритмов 10—15 см | 75 м |
| 40. Розовый туфогенный разномзернистый песчаник | 150 м |
| 41. Темно-зеленый с красными участками разномзернистый туфогенный песчаник | 20 м |
| 42. Темно-зеленый туфогенный, пудинговый конгломерат. Округлые обломки состоят из темно-зеленых андезитовых и диабазовых порфиров; в цементе — туфогенный песчаник, аналогичный описанному под № 4 | 400 м ¹ |
| 43. Розовый туфогенный разномзернистый песчаник | 100 м |
| 44. Зеленый туфогенный разномзернистый песчаник с обломками красного алевролита | 200 м |
| 45. Разрушенные и передавленные туфогенные песчаники | |
| 46. Зеленые разномзернистые песчаники. Пачки 45 и 46 обнажаются на протяжении 800 м. | |
| 47. Туфогенный темно-зеленый пудинговый конгломерат, видимая мощность | 50 м |

¹ Вследствие трудной доступности обнажений (отвесные скалы) мощности пачек, описанных ниже, определены приблизительно.

48. Зеленые и розовые разнозернистые туфогенные песчаники, зеленые туф-
фиты. Породы образуют четкое переслаивание (рис. 9). Мощность про-
слоев от 2—3 до 15—20 см. В прослоях туффита обнаружены плохой
сохранности пелециподы 70—80 м
Падение слоев $295^\circ \angle 50^\circ$.



Рис. 9. Обнажение туффитов и туфогенных конгломератов
ставропольской свиты

49. Темно-зеленая мелкозернистая лавобрекчия 70 м
50. Темно-зеленый и красноватый диабазовый порфирит. К порфиритам по
сбросу примыкают красные и фиолетовые аркозовые песчаники и мел-
когалечные конгломераты девонского возраста. Выходы их продолжаются 300 м
51. Зеленовато-красные диабазовые порфириты 100 м
52. Зеленовато-красные тонкозернистые туфогенные песчаники и алевролиты 30 м
53. Темно-серые кристаллические известняки, участками в них наблюдаются
оолитовое строение и скопление раковин брахиопод, среди которых
определены: *Oxopelicia* sp., *Parastrophina* ex. gr. *hemiplicata* Hall,
P sp., *Plectambonitidae*, *Orthidae* 200 м

В разрезе западного блока крыла Стерлитамакской антиклинали
четко выделяются две свиты: нижняя, стерлитамакская, сложенная оса-
дочными породами, и верхняя, ставропольская, образованная вулкано-
генно-осадочными породами. Как видно из описания разреза, контакт
между ними постепенный.

Стерлитамакская свита охватывает пачки с 25 по 39. От подстилаю-
щих отложений ишимской свиты стерлитамакская свита отличается зе-
леноватым и зелено-серым цветом осадочных пород, преобладанием ар-
гиллитов и алевролитов в разрезе, наличием органогенных, органогенно-
обломочных известняков, известняков со сгустковой или желваковой
структурой.

Песчаники стерлитамакской свиты полимиктовые, однако они отли-
чаются от песчаников андрюшенской и ишимской свит прежде всего со-
ставом обломочного материала. В нижней части свиты они приближают-
ся к олигомиктовым разностям, так как в них преобладают обломки
кварца и кварцитов и в подчиненном количестве встречаются раз-
рушенные эффузивы, полевые шпаты, хлорит. В верхней части свиты

песчаники по составу приближаются к граувакковым, так как в обломочном материале преобладают порфириды, реже встречаются яшмы и кварциты, из минералов в песчаниках встречаются кислые плагиоклазы, ортоклаз, хлорит. Во всех разностях обнаружены обломки раковин брахиопод, члеников криноидей и др. Цемент в олигомиктовых песчаниках карбонатный, в граувакковых — глинистый и глинисто-хлоритовый.

Ставропольская свита от подстилающих отложений отличается резкой сменой состава обломочных пород, строением и присутствием прослоев эффузивов. Для свиты наиболее характерны разнозернистые плохо сортированные туфогенные песчаники и пуддинговые туфогенные конгломераты.

Розовые туфогенные песчаники состоят из угловатых обломков альбитофиров и порфиритов, в подчиненном количестве встречаются обломки полевых шпатов, кварца ромбической формы, магнетита. Цемент типа соприкосновения представлен хлоритом с рудными включениями. В песчаниках основания свиты наблюдаются участки карбонатного цемента. Зеленовато-красные и зеленые туфогенные песчаники имеют такую же структуру, но обломки в них представлены преимущественно диабазовыми и андезитовыми порфиритами; встречаются обломки темноцветных минералов.

Туфогенные пуддинговые конгломераты состоят из хорошо окатанных обломков темно-зеленых диабазовых и андезитовых порфиритов, рассеянных в зеленом туфогенном песчанике.

Диабазовые порфириды верхней половины свиты имеют интерсервальную структуру основной массы, которая состоит из спутанного агрегата микролитов плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены авгитом, измененным оливином и хлоритизированным стеклом. Вкрапления представлены лабрадором и псевдоморфозами вторичных минералов по оливину и пироксену. Диабазовые порфириды, описанные выше, подстилаются мелкозернистыми лавобрекчиями; лавобрекчии состоят из обломков того же состава, что и туфогенные песчаники, обломки погружены в массу слабонераскристаллизованного хлоритизированного стекла. имеют неправильную лапчатую форму с оплавленными краями.

Кроме описанного разреза, контакт стерлитамакской и ставропольской свит в пределах того же западного блока наблюдается в обнажении правого берега р. Ишима, напротив с. Ставропольского. В левом борту устья небольшого лога, впадающего в р. Ишим, обнажаются зеленые тонкослоистые алевриты и аргиллиты с подчиненными прослоями органично-обломочного известняка. В последних обнаружены трилобиты и брахиоподы, а в аргиллитах — граптолиты: *Rectograptus* cf. *pauperatus* E. et W., *Climacograptus* sp., *Amplexograptus maxwelli* Decker, *A. amplexicaulis* var. *partenuis* Rued. Верхний пласт песчанистого брахиоподового известняка, состоящий из створок раковины *Pionorthis ishimica* Nikit. (in coll.), покрывается розовыми туфогенными песчаниками ставропольской свиты.

Таким образом, разрез крыла Стерлитамакской антиклинали отчетливо разделяется на четыре свиты: 1) андрюшенскую (1550 м), характеризующуюся преобладанием полимиктовых песчаников в разрезе и ритмичной слоистостью пород; 2) ишимскую (1000—1500 м) с известковистыми аргиллитами в разрезе и четкой горизонтальной слоистостью; 3) стерлитамакскую (1500—2000 м), сложенную преимущественно алевритами и аргиллитами и содержащую прослои и пачки органических известняков; 4) ставропольскую вулканогенно-осадочную свиту (1700—2000 м).

Второй тип разреза ордовикских отложений Стерлитамакского прогиба обнажается в западном крыле Аккан-Бурлукской антиклинали по берегам рек Аккан-Бурлук (нижнее течение) и Ишима (устье р. Аккан-Бурлук). Видимая мощность второго разреза меньше, чем первого, так как в нем обнажаются стратиграфические аналоги только трех свит: андрюшенской, ишимской и стерлитамакской. Строение разреза меняется, обломочный материал становится грубее, появляются мощные линзы и прослои конгломерата.

Для характеристики этого разреза приводим описание двух серий обнажений. Первый разрез начинается на правом берегу р. Ишима, в трех километрах выше устья р. Аккан-Бурлук.

1. Зеленовато-серые полимиктовые разномзернистые песчаники	100 м
2. Темно-зеленые тонкослоистые алевролиты с граптолитами <i>Dicranograptus brevicaulis</i> E. et W., <i>Climacograptus parvus</i> Hall, Cl. cf. <i>brevis</i> Hall, <i>Orthograptus</i> sp., <i>Diplograptus</i> sp.	120 м
3. Зеленые грубозернистые песчаники с линзами конгломерата. Мощность слоев измеряется метрами. После небольшого перерыва разрез продолжается на левом берегу р. Ишима. Падение слоев $310^\circ/70-80^\circ$	50 м
4. Темно-зеленые полимиктовые гравелиты, песчаники, алевролиты и аргиллиты. Породы образуют ритмичное переслаивание. Мощность ритмов изменяется от 10—20 см до нескольких метров. Строение их также неодинаковое, и не в каждом ритме наблюдается весь набор пород, перечисленных выше	200 м
5. Темно-зеленые и тонкослоистые алевролиты	10 м
6. Ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов	50 м
7. Темно-зеленые известковистые аргиллиты	8 м
8. Ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов	30 м

По разрыву к описанной выше пачке примыкают сильно перемятые темно-серые известковистые аргиллиты (нормальное стратиграфическое положение их более высокое).

Ниже по течению, на правом берегу р. Ишима, в 1 км выше устья р. Аккан-Бурлук, стратиграфически выше пачки 8 обнажаются:

9. Темно-зеленые полимиктовые мелкозернистые песчаники с миллиметровыми прослоями более светлых песчаников, которые подчеркивают горизонтальную слоистость пород	100 м
10. Зеленовато-серые полимиктовые среднезернистые песчаники и аргиллиты. Породы образуют переслаивание, мощность слоев 5—10 см	50 м
11. Зеленовато-серые полимиктовые средние и крупнозернистые песчаники и аргиллиты, образующие переслаивание такого типа, как описано в пачке 4. Среди этих пород наблюдаются линзы и невыдержанные слои конгломерата мощностью от 0,2 см до 2—3 м. Гальки конгломерата состоят из песчаников, аргиллитов и известняков. Падение слоев $315^\circ/70^\circ$	50 м
12. Голубовато-зеленые аргиллиты с редкими линзами конгломерата	70 м
13. Дайка розового сиенита	

Выше по разрезу, после перерыва в обнажении протяженностью в 300—400 м, на правом берегу р. Аккан-Бурлук, вблизи ее устья и далее по правому берегу р. Ишима, обнажаются:

14. Зеленовато-серые слоистые аргиллиты с прослоями органогенно-обломочного известняка мощностью от 5 до 15 см. В аргиллитах обнаружены граптолиты <i>Amplexograptus arctus</i> E. et W., <i>Climacograptus parvus</i> Hall, <i>Glyptograptus euglyphus</i> Lapw	150—200 м
15. Зеленые мелкогалечные конгломераты, грубозернистые и среднезернистые полимиктовые песчаники. Породы образуют ритмичное переслаивание. Мощность ритмов от 15—20 см до 1—1,5 м. Падение слоев $315^\circ/70^\circ$	
16. Зеленые грубозернистые песчаники	250 м

17.	Красно-зеленые мелкогалечные конгломераты, гравелиты и песчаники. Перечисленные выше породы образуют невыдержанные слои и линзы мощностью от 20 см до 1—1,5 м	100—120 м
18.	Комковатые белые известняки с брахиоподами	27 м
19.	Известняк ожелезненный разрушенный	30 м
20.	Дайка розового сиенита	
21.	Темно-зеленые тонкослоистые аргиллиты с редкими прослоями среднезернистого песчаника и стяжениями темно-серого известняка, расположенными по слоистости. <i>Climacograptus tatianae</i> Kel.	150 м
22.	Зеленые грубозернистые и среднезернистые полимиктовые песчаники. Породы образуют ритмы, их мощность 15—20 см. В песчаниках наблюдаются стяжения темно-серого пелитоморфного известняка, расположенные по слоистости	30 м
23.	Красно-зеленые грубозернистые песчаники и конгломераты. Породы образуют ритмы мощностью 2—2,5 м, а также невыдержанные прослои и линзы, мощность последних по несколько метров	80 м
24.	Зеленые грубозернистые и среднезернистые песчаники. Породы образуют ритмы мощностью 20—30 см	90 м
25.	Комковатый органогенный мергелистый известняк. Состоит из известковых колоний табулят, среди которых определены: <i>Reushia</i> sp., <i>Palaeohalysites</i> ex. gr. <i>parallelus</i> Schm., <i>Plasmoporella</i> sp., и глинистого известняка или мергеля, заполняющего участки между колониями и лежащего пластинами. В нем обнаружены многочисленные брахиоподы: <i>Plectatrypa praemarginalis</i> Savag., <i>Rhynchotrema otarica</i> Ruk., <i>Dulankarella magna</i> Ruk., <i>Leptelloidea multicostata</i> Ruk.	50 м
26.	Зеленые известковистые аргиллиты с прослоями органогенно-обломочных известняков	45 м
27.	Известняки разрушенные, ожелезненные	135 м

В описанном разрезе наблюдается нарушение нормальной последовательности слоев между пачками 8 и 9 и перерыв в обнажении протяженностью в 300—400 м между дайкой 13 и пачкой 14. Эти пробелы в разрезе заполняются при описании второй серии обнажений, в нижнем течении р. Аккан-Бурлук.

В 1 км выше устья реки, выше старицы, в обрыве правого берега р. Аккан-Бурлук, снизу вверх, обнажаются следующие слои с падением $315^\circ \angle 70^\circ$:

1. Конгломераты, гравелиты и зеленые песчаники различной зернистости. Породы образуют ритмичное переслаивание. Ритмы различной мощности и строения. Видимая мощность 100 м. Особенности строения ритмов видны из послойного описания части разреза пачки 1:
 - а) конгломерат грубогалечный, диаметр гальки 10—20 см 1,5 м
 - б) грубозернистый песчаник 1—1,2 м
 - в) среднезернистый слоистый песчаник 10 см
 - г) тонкозернистый песчаник 5 см
 - д) крупнозернистый и среднезернистый слоистый песчаник 15 см
 - е) тонкозернистый песчаник 5 см
 - ж) крупнозернистый слоистый песчаник 10 см
 - з) среднезернистый песчаник 5 см

Перерыв в обнажении 150—200 м. Далее вверх по разрезу в высыпках обнажаются:

2. Голубовато-зеленые аргиллиты с прослоями мелкогалечного конгломерата 30—50 м
3. Темно-серые известковистые аргиллиты с прослоями или линзами светло-серых известняков 150—200 м
4. Темно-зеленые слоистые аргиллиты с прослоями органогенно-обломочных известняков мощностью 10—20 см 200 м

4 пачка соответствует пачке 14 описанного выше разреза. Мы считаем, что пачка 1 второй серии обнажений соответствует перерыву в обнажении между 8 и 9 пачками первой серии обнажений, а пачки 2 и 3

СОПОСТАВЛЕНИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ ОРДОВИКСКОЙ СИСТЕМЫ

ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА						
	Централь- ный Казах- стан (По Келлеру, 1956)	Западный склон Кокчетавского массива	Южный склон Кокчетавского массива	Сарысу-Тенизский водораздел	Верховья р. Селеты	Южная окраина Карагандинского бассейна
Верхний отдел	Ашгильский ярус	Чокпарский горизонт		Куяндинская свита Пестрые туфогенные конгломераты, песчани- ки, вулканические брек- ции, андезитовые порфи- риты. Plectambonitidae.	?	
	Карадок- ский ярус	Дуланкарин- ский горизонт Отарский горизонт Андеркен- ский гори- зонт			Ангренсорская свита Песчаники, алевро- литы, конгломераты. Образуют пачки рит- мичного строения. <i>Reuschia III eius ovi- formis</i> Warb., <i>Il. linnar- soni</i> Holm., <i>Plectatrypa</i> sp., <i>Proheliolites</i> ex. gr. <i>dubius</i> Schm.	Караобинская свита Зеленые туфоген- ные песчаники
Средний отдел				Савидская свита Зеленые пироксен-пла- гиоклазовые порфири- ты, вулканические брек- ции, туфиты.	Известняковая свита Органогенные изве- стняки, алевролиты. <i>Bronteus romanovski</i> Web., <i>Lonch. domas</i> aff. <i>testudinari</i> Web., <i>Ille- enus oviformis</i> Warb., <i>Holotra helus puncti- losus</i> Törhg.	Белкараганская свита Песчаники, алевро- литы органоген- ные известняки. <i>Rhinidictyonidae</i> , <i>Ptilodictyonidae</i> , <i>Artostylidae</i> .
	Лландейль- ский ярус	Акканбур- лукский горизонт (свита Беке) Караканский горизонт	Андрюшенская свита Зеленые песчаники, алевро- литы, аргиллиты. <i>Glyptograptus teretiusculus</i> His., <i>Gl. archalensis</i> Pav., <i>Climacog- raptus antiquus</i> Lapw., <i>Dicrano- graptus nicholsoni</i> Hopk., <i>Ortho- graptus rugosus</i> var. <i>apiculatus</i> E. et W., <i>Amplexograptus arctus</i> E. et W., <i>Ogigites birmanicus</i> Web.		Еркебидайдская свита Песчаники, конгло- мераты, яшмы. <i>Trinodus glabratus</i> var. <i>kirgisica</i> Web., <i>Nileus</i> <i>armadilla</i> Dalm., <i>Nl.</i> <i>tengriensis</i> Dalm., <i>Pse- udosphaerexochus</i> aff. <i>panschi</i> Schm.	
Нижний отдел	Лланвир- нский ярус	Копалин- ский гори- зонт		Кушекинская свита Кварцевые песчаники яшмы, кремнисто-изве- стковистые аргиллиты. <i>Tetragraptus similis</i> Hall, <i>Trigonograptus ens,</i> <i>iformis</i> Hall, <i>Phyllograp- tus typus</i> Hall, <i>Ph. walkeri</i> Rued., <i>Isograptus divergens</i> Har.	Кушекинская свита Кремнистые аргилли- ты, песчаники. <i>Didymograptus</i> cf. <i>su- escicus</i> Tull., <i>Calimena par- vifrons</i> Murch., <i>Phyllog- raptus</i> sp.	Кулан-утпесская свита
	Аренигский ярус	Когашик- ский гори- зонт Курлайский горизонт	?			
	Тремадок- ский ярус	Агалатаский горизонт Кандыктас- ский гори- зонт				
Верхний кембрий			?	Акколкинская свита Туфогенные конгломе- раты, кремнистые аргил- литы, песчаники, порфи- риты. <i>Pseudoagnostus</i> sp., <i>Olen- tella</i> sp., <i>Parairvingella</i> sp., <i>Dolichometopidae</i> .	Торткудукская свита	

второй серии обнажений заполняют перерыв в обнажении между дайкой 13 и пачкой 14.

Учитывая эти дополнения разреза Аккан-Бурлукской антиклинали, можно по литологическим признакам в нем выделить три свиты.

Нижняя часть, охватывающая пачки 1—12, выделена в первую свиту, состоящую преимущественно из песчаников и характеризующуюся ритмичной слоистостью или частым переслаиванием пород различной зернистости — от грубозернистых песчаников или конгломератов до тонкозернистых песчаников и аргиллитов. Видимая мощность свиты 1500 м.

Полимиктовые песчаники этой свиты состоят из обломков яшм и яшмокварцитов, значительно меньше кислых эффузивов. Из минералов встречаются кислые плагиоклазы, ортоклаз, кварц, реже встречаются рудные минералы, хлорит, карбонат. Песчаники верхней части свиты содержат много обломков хлоритизированного вулканического стекла, сохранившего своеобразную форму пепловых частиц. Цемент в песчаниках хлоритовый. В составе гальки конгломератов преобладают кислые эффузивы, яшмы, кремнистые сланцы, редко встречаются гранитоиды.

Вторая свита состоит из аргиллитов, преимущественно известковистых, обнажающихся по правому берегу р. Аккан-Бурлук (пачки 2—4 второй серии обнажений), мощность ее 300—400 м.

Третья свита охватывает пачки 15—23. Образована крупнозернистыми и грубозернистыми песчаниками и конгломератами, характеризуется невыдержанностью пластов этих пород и наличием органогенных известняков. Видимая мощность 1500 м.

Мелкогалечные конгломераты и грубозернистые песчаники верхней части свиты состоят в основном из обломков пород: яшм, яшмокварцитов, основных и средних эффузивов и полимиктовых песчаников. Цемент в них карбонатный. Красноватый цвет некоторых из этих грубообломочных пород обусловлен преобладанием обломков красных яшм и яшмокварцитов. В крупнозернистых песчаниках нижней половины свиты, кроме обломков пород, встречаются обломки полевых шпатов, кварца, хлорита, рудных минералов. Аргиллиты этой свиты — известковистые.

Сопоставление разрезов и возраст свит

Сопоставление двух описанных выше разрезов, более полного (западного) и сокращенного (восточного), возможно лишь при сравнении их фаунистической характеристики и при определении возрастных взаимоотношений. Для определения возраста выделенных свит мы используем опорный для Казахстана разрез ордовика Чу-Илийских гор, который имеет наиболее полную палеонтологическую характеристику (Келлер, 1956), и английскую схему расчленения с изменениями Джонса (табл. 1).

В обоих разрезах наблюдается одинаковое распространение различных групп животных (табл. 2). В андрюшенской свите западного разреза и нижней свите восточного встречаются только граптолиты. В ишимской и средней свитах, кроме граптолитов, встречаются трилобиты и брахиоподы, правда, они представлены отпечатками мелких экземпляров и плохо поддаются определению. В стерлитамакской и верхней свитах встречается уже богатая и разнообразная фауна. В западном разрезе она представлена брахиоподами, трилобитами и граптолитами, а в восточном — брахиоподами, табулятами и граптолитами. Общими для обоих разрезов являются комплексы брахиопод, которые, по опреде-

ВЕРТИКАЛЬНОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ФАУНЫ В РАЗРЕЗАХ СТЕРЛИТАМАКСКОГО ПРОГИБА

	I. Западный разрез	II. Восточный разрез
Ставрополь- ская	<i>Oxoplectra</i> sp., <i>Parastrophina</i> sp. ex gr. <i>hemiplicata</i> Hall. <i>Plectambonitidae</i> , <i>Orthidae</i> .	
Стерлита- макская	<i>Rectograptus pauperatus</i> , E. et W. <i>Amplexograptus maxwelli</i> Dek., <i>Amplexograptus amplexograptus amplexicaulis</i> var. <i>partenuis</i> Rued <i>Climacograptus</i> sp., <i>Pionorthis ishimica</i> sp. nov. Nikit. <i>Plectatrypa praemarginalis</i> Savag. <i>Rhynchotrema</i> sp. <i>Ptychopyge vodoresovi</i> Web., <i>Pliomerina unda</i> Kor., <i>Pliomeria iliensis</i> Kor.	<i>Dulankarella magna</i> Ruk., <i>Rynchotrema otarica</i> . Ruk., <i>Leptelloidea multicosata</i> . Ruk. <i>Plectatrypa praemarginalis</i> . Savag., <i>Climacograptus tatianae</i> Kel. <i>Reuschia</i> sp., <i>Palacohalysites</i> sp., <i>Plasmoporella</i> sp.
Ишимская	<i>Climacograptus brevis</i> E. et W., <i>Amplexograptus maxwelli</i> Dek., <i>Pseudoclimacograptus scharenbergi</i> Lapw., <i>Climacograptus parvus</i> Hall, <i>Diplograptus anderkensis</i> Kel., <i>Climacograptus antiquus</i> var. <i>lineatus</i> , E. et W. <i>Glyptograptus siccatus</i> E. et W. <i>Basiliella</i> aff. <i>minima</i> Kol.; <i>Ampyxina</i> sp.; <i>Digripus</i> sp.;	<i>Climacograptus parvus</i> Hall, <i>Amplexograptus arcticus</i> E. et W.
Андрюшен- ская	<i>Climacograptus antiquus</i> Lapw., <i>Glyptograptus</i> sp., <i>Orthograptus</i> sp. <i>Glyptograptus teretiusculus</i> His., <i>Pseudoclimacograptus scharenbergi</i> Lapw.	<i>Climacograptus</i> cf. <i>brevis</i> E. et W., <i>Dicranograptus brevicaulis</i> E. et W., <i>Climacograptus parvus</i> Hall.

лению Т. Б. Рукавишниковой, соответствуют комплексу брахиопод отарского горизонта ордовика Чу-Илийских гор. Трилобитовая фауна (табл. 2), определявшаяся М. Н. Чугаевой, тоже соответствует отарской.

Среди граптолитов (определения Б. М. Келлера) весьма многочисленны представители рода *Rectograptus*. По Б. М. Келлеру (1956), широкое распространение рода *Rectograptus* характерно для верхнего ордовика. *Rectograptus cf. pauperatus* E. et W., *Climacograptus tatianae* Kel., найденные в стерлитамакской свите, встречаются в дуланкаринском горизонте Чу-Илийских гор. Остальные виды, не известные в разрезе Чу-Илийских гор, встречаются в ярусе трентон, а табуляты, по заключению О. Б. Бондаренко, также имеют верхнеордовикский возраст. Таким образом, сравнивая комплексы брахиоподовой фауны стерлитамакской свиты западного (1) и верхней свиты восточного (2) разрезов, мы заключаем, что они одновозрастны; свиту можно сопоставить с отарским горизонтом Чу-Илийских гор и с нижней частью дуланкаринского горизонта.

Определение возраста и сопоставление нижележащих свит основано на граптолитах. В нижней части обоих видимых разрезов (восточного и западного) встречены комплексы граптолитов, не известные в ордовике Чу-Илийских гор. Между собой они имеют мало общего. Однако большинство граптолитов андрюшенской свиты и нижней свиты восточного разреза: *Dicranograptus brevicaulis* E. et W., *Climacograptus brevis* Hall., *Cl. antiquus* E. et W., *Cl. parvus* Hall., встречаются только в зонах 9 и 10 ордовика Англии и слоях Трентон (сланцах Норманскиль) Северной Америки. Из видов, более широко распространенных в зонах 8—11, известны *Pseudoclimacograptus scharenbergi* E. et W., *Glyptograptus teretiusculus* His.

Таким образом, андрюшенскую и нижнюю свиты можно считать одновозрастными и сопоставлять их с лландейльским ярусом английской схемы расчленения. Часть разреза Чу-Илийских гор, соответствующая зонам 9 и 10 английской схемы, фаунистически не охарактеризована. Она расположена между караканским горизонтом (8 зона) и андеркенским (11 зона) и известна под названием свиты Беке. В общей схеме стратиграфии ордовика Центрального Казахстана Б. М. Келлер выделяет часть разреза, соответствующую свите Беке или большей части андрюшенской свиты, как акканбурлукский горизонт (Келлер и др., 1956).

Разберем вопрос о возрасте ишимской и средней свит. Они, очевидно, близки по возрасту, так как лежат между одновозрастными свитами. Стратиграфическое положение ишимской свиты позволяет условно сопоставлять ее с андеркенским горизонтом и относить к верхам среднего отдела. Комплекс граптолитов этой свиты, кроме форм, встречающихся в андрюшенской свите, содержит также *Diplograptus anderkensis* Kel. и *Amplexograptus maxwelli* Dec.; первая из них характерна для андеркенского горизонта Чу-Илийских гор, а вторая — для яруса Трентон. Ставропольская свита в верхней части разреза содержит брахиоподы, прямо указывающие на ордовикский возраст пород. Положение этой свиты позволяет сопоставлять ее с дуланкаринским и, возможно, чокпарским горизонтами разреза Чу-Илийских гор.

Установив возрастные взаимоотношения свит обоих разрезов, рассмотрим изменение литологического строения ордовикских отложений во времени и на площади вкрест простираения прогиба.

Нижняя часть разреза (андрюшенская свита) имеет разнообразный гранулометрический состав обломочных пород. В центральной части прогиба (западном разрезе) свита сложена песчаниками, от грубозернистых

до тонкозернистых, алевролитами и в меньшей степени аргиллитами; в краевой части прогиба (восточном разрезе), кроме песчаников и алевролитов, присутствуют гравелиты и конгломераты. Для описываемой части разреза характерны только горизонтальная слоистость и широкое развитие пачек с ритмичной слоистостью. Строение пачек в центральной и краевой частях прогиба различно. В разрезе центральной части мощность ритмов 10—30 см, в краевой — от 10 см до нескольких метров. Строение ритмов в разрезе центральной части прогиба более однообразное, чем в краевой. Мощность пачек ритмичного строения в центральной части достигает 400 м, в разрезе краевой не превышает 250 м.

Выше по разрезу расположена ишимская свита. От нижележащих отложений она отличается более тонкозернистым составом обломочного материала. Свита сложена мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, характеризуется повышенной известковистостью осадочных пород — известковистым цементом в песчаниках и присутствием известковистых аргиллитов. Она имеет правильную горизонтальную слоистость; в нижней части разреза свиты слоистость содержит миллиметровые прослои известкового среднезернистого песчаника, а в верхней — линзовидные, более мощные (10—15 см) прослои песчаника с мелкой косою слоистостью внутри пласта.

Строение ишимской свиты вкрест простирания прогиба рассмотреть не удастся, так как в восточном разрезе ее верхняя часть размыта.

Далее, вверх по разрезу, расположена стерлитамакская свита. Хотя в разрезах центральной и краевой частей прогиба свита построена различно, но в обоих случаях общей чертой ее является образование в мелководных условиях. В разрезе центральной части прогиба стерлитамакская свита сложена аргиллитами, алевролитами и в меньшей степени песчаниками. Характерная особенность свиты — наличие органогенных, органогенно-обломочных и комковатых известняков. Аргиллиты имеют горизонтальную и волнистую слоистость и среди них встречаются тонкие прослои (10—15 см) органогенно-обломочных известняков. В разрезе краевой части прогиба стерлитамакская свита состоит преимущественно из грубозернистых песчаников и конгломератов, которые в нижней части свиты образуют пачки ритмичного строения, а в верхней части — линзы. Здесь также присутствуют органогенно-обломочные и органогенные известняки. Строение последних (пласт 25) позволяет предполагать, что некогда они представляли собой рифы.

Вверх по разрезу алевролиты и песчаники стерлитамакской свиты центральной части прогиба постепенно сменяются туфогенными песчаниками ставропольской свиты; последняя представлена вулканогенно-осадочными породами. В ее разрезе преобладают туфогенные конгломераты, которые состоят из крупных галек порфиритов. Хорошая окатанность галек, наличие пачек перемытых пирокластических пород с правильной горизонтальной слоистостью (см. рис. 9) и известняков с фауной брахиопод позволяет считать, что пирокластический материал, слагающий основную часть разреза свиты, отлагался под водой, подвергаясь в небольшой степени переносу.

Условия формирования свит

Закономерности строения ордовикских отложений Стерлитамакского прогиба и его форма позволяют выяснить условия образования осадков в средне- и верхнеордовикское время.

В начале среднего ордовика накапливались терригенные толщи с

ритмичной слоистостью, аналогичные или близкие по своему строению флишу. Условия образования флишевых толщ подробно разбирались Н. Б. Вассоевичем (1951) и Б. М. Келлером (1949). Оба исследователя приходят к выводу о том, что флиш образовывался в узких прогибах, ограниченных кордильерами. Однако по вопросу о глубине образования флиша и причинах его возникновения мнения этих ученых расходятся. Н. Б. Вассоевич считает, что флиш возник в узком, но сравнительно неглубоком прогибе (глубиной не более 500—600 м). Причиной возникновения ритмичной слоистости были колебательные движения земной коры, в результате которых периодически менялись положение береговой линии прогиба, количество и характер отлагавшегося в нем обломочного материала. Б. М. Келлер считает, что глубина флишевых прогибов достигала нескольких тысяч метров. Образование песчаных толщ ритмичного строения в таких прогибах, по его мнению, связано с землетрясениями. Осадки прибрежной полосы взмучивались, разносились и отлагались в глубоких прогибах. Эта теория, по-видимому, более правильно объясняет условия образования флиша и флишеподобных толщ. Она подтверждается и последними данными о характере и распределении осадков в глубоких частях Атлантического океана (Эрикссон, Юнг и др., 1957). Песчаные осадки с градиационной текстурой (типичная ритмичная слоистость) обнаружены в глубоких каньонах (2000—3000 м) у восточного побережья Северной Америки. Указанные авторы считают, что образование подобных отложений связано с возникновением мутных потоков при землетрясениях и оползнях на крутых склонах подводных каньонов. Таким образом, можно полагать, что и образование нижней части разреза среднеордовикских отложений (андрюшенской свиты) Стерлитамакского прогиба происходило в глубоком каньоне сейсмической области. К середине среднего ордовика (ишимская свита) рельеф прогиба постепенно выравнивается, на что указывают большая однородность гранулометрического состава обломочного материала, его тонкозернистость и правильная горизонтальная слоистость.

В конце среднего ордовика произошло общее поднятие области, размыв в краевой части прогиба и его обмеление. Последнее сказывается в характере слоистости осадков (волнистая слоистость и линзовидный характер строения грубообломочных пачек); появляются мощные пачки конгломератов и органогенно-обломочные известняки.

В заключительные этапы своего существования (в верхнем ордовике) прогиб заполнялся перебитыми пирокластическими осадками, источник вулканогенного материала располагался в непосредственной близости от прогиба, на поднятии, существовавшем уже в континентальных условиях.

Средний и верхний ордовик Байконурского прогиба

Схема стратиграфии терригенных и вулканогенно-осадочных отложений среднего и верхнего ордовика Стерлитамакского прогиба применима к отложениям этого времени и в других прогибах Западного синклиория. В Байконурском прогибе стратиграфия терригенного комплекса ордовика подробно изучалась Н. А. Штрейсом и Л. И. Боровиковым (1952 и 1955). Первый из названных авторов выделял семь свит, второй — шесть с разделением одной из них на две подсвиты. Краткая характеристика свит и их мощностей приводится ниже.

В основании разреза ордовика Н. А. Штрейс выделяет первую свиту темно-зеленых полимиктовых и граувакковых песчаников, мелкога-

лечных конгломератов и аргиллитов с фауной ангарелл. Мощность ее 1100 м. Эту же свиту Л. И. Боровиков называет нижней дулыгалинской. Он оценивает ее мощность в 1500 м, а возраст считает кембро-ордовикским. Выше по разрезу Н. А. Штрейс выделяет вторую свиту, сложенную темно-серыми песчаниками, кремнистыми сланцами и туфами альбитофиров и андезитовых порфиров, Л. И. Боровиков же ее называет

Южная часть Улу-Тау
по А. Л. Книпперу
1959 г.

Район с. Стерлитамак
по Н. П. Четвериковой
1951-1954 г.

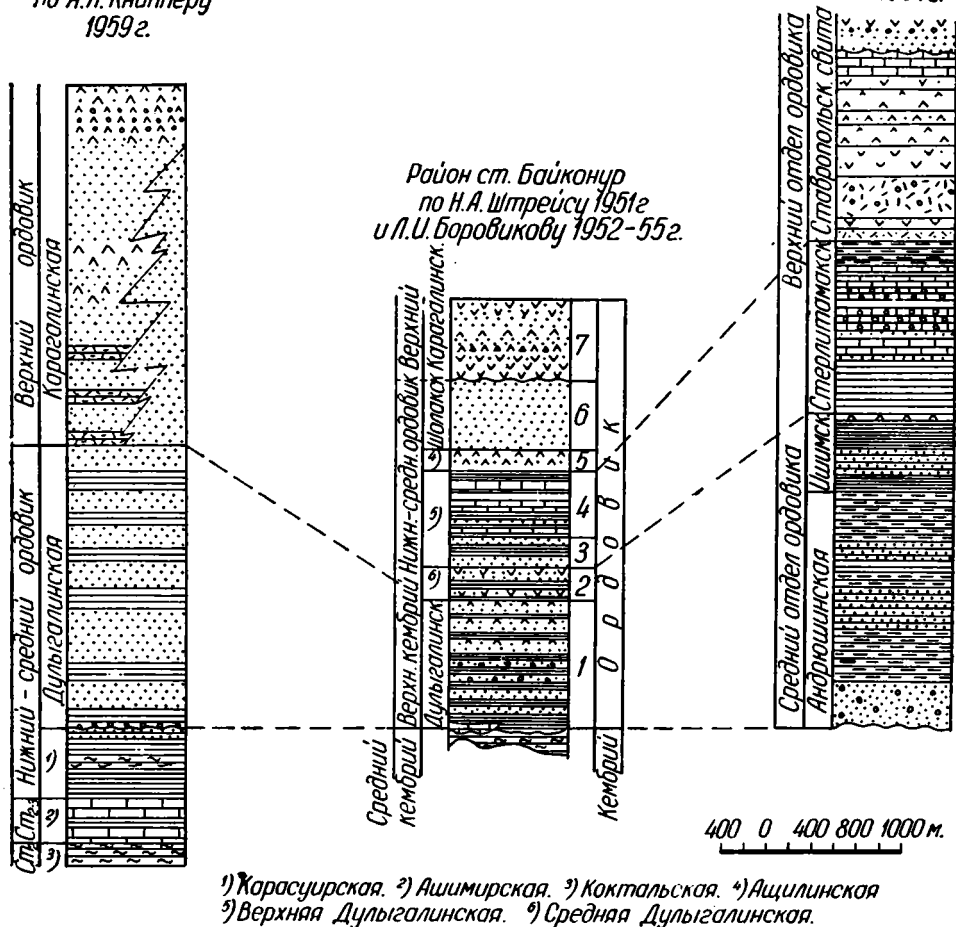


Рис. 10. Сопоставление ордовикских отложений Западного синклинория

средней дулыгалинской. Мощность свиты 350—500 м. Третья свита, сложенная зеленовато-серыми песчаниками и аргиллитами, имеет линзовидную слоистость. Она содержит фауну трилобитов, брахиопод и головоногих. Мощность свиты 300—500 м. Строение четвертой свиты близкое, в отличие от третьей свиты, в ней встречается большое количество песчаных органогенных известняков и известковистых конкреций. Она характеризуется фауной брахиопод, трилобитов и головоногих. Мощность 400—500 м.

Две последние свиты объединяются Л. И. Боровиковым в верхнюю дулыгалинскую. На основании определения фауны брахиопод, трилобитов и головоногих ее возраст определялся как соответствующий арениг-ландейльскому ярусу. Пятая свита, или ашилинская, сложена диабазовыми порфиритами и их туфами, ее мощность 200 м. Шестая, или шоллакская, свита мощностью 500—600 м образована песчаниками, а седьмая, или карагалинская, — андезитовыми порфиритами, туфо-конгломератами и туфо-песчаниками, мощность свиты около 700 м.

Нетрудно заметить, что в 3000-метровом разрезе снизу вверх наблюдается то же строение, что и в разрезе среднего и верхнего ордовика Стерлитамакского прогиба, поэтому мы предполагаем, что нижняя и средняя дулыгалинская свиты соответствуют андрюшенской и ишимской свитам Стерлитамакского прогиба и относятся к среднему отделу этой системы, а не к верхнему кембрию — нижнему ордовика, как считает Л. И. Боровиков. Верхняя дулыгалинская свита соответствует стерлитамакской свите, а карагалинская — ставропольской, обе они относятся к среднему — верхнему ордовика (см. рис. 10). В 1957 г. А. Л. Книппер подтвердил это предположение, доказав, что терригенный комплекс ордовикских отложений западного склона Улу-Тау лежит трансгрессивно на нижнем — среднем ордовике (см. выше, на стр. 30), переходя с него на более древние породы вплоть до докембрийских. Таким образом, отпал вопрос о кембрийском и нижнеордовикском возрасте терригенных отложений Байконурского прогиба.

Ордовик Калмык-Кульского прогиба

Калмык-Кульский прогиб является наиболее обширным в пределах видимой части Западного синклиория. Он расположен между Кокчетавским антиклинорием и системой складок Ишимской Луки, образованных кембрийскими и позднекембрийскими отложениями. В общем структурном плане эти отложения представляют собой, по-видимому, крыло Улутавского антиклинория.

Калмык-Кульский прогиб имеет широтное простирание, его протяженность около 200 км, максимальная ширина — 60 км. Восточное центриклинальное замыкание прогиба отчетливо наблюдается в верховьях р. Колутон, на западе прогиб скрывается под покровом кайнозойских отложений Тургайской впадины, где сливается со Стерлитамакским и Байконурским прогибами.

В пределах Калмык-Кульского прогиба широко развиты отложения среднего отдела ордовика, которые, по-видимому, трансгрессивно налегают на подстилающие породы нижнего палеозоя. Среди последних вполне вероятно присутствие и нижнего ордовика. Однако непосредственный нормальный стратиграфический контакт среднего ордовика с подстилающими породами по южному борту Калмык-Кульского прогиба не обнажается. Поэтому при небольшой мощности нижнеордовикских отложений обнаружить их довольно трудно.

Верхнеордовикские породы обнажаются только в западной части прогиба по р. Ишиму в районе с. Дальнего. Обнаженность среднеордовикских отложений Калмык-Кульского прогиба очень плохая, на большей части прогиба развита кора выветривания по ордовикским породам. Лучшие разрезы описаны в восточной части, в районе оз. Колутон и по рекам Конур и Арчалы.

По южному борту прогиба, в районе оз. Колутон и пос. Александровки, среднеордовикские отложения лежат выше нижнекембрийских

(?) отложений северной части Ишимской Луки (см. рис. 4, стр. 24). Непосредственный контакт с ними не обнажается. В 300—400 м выше их верхней видимой границы, в трех километрах севернее оз. Каз-Кос-Куль в основании среднего ордовика лежит пачка темно-зеленых аргиллитов с красноватыми пятнами, с линзами и небольшими стяжениями пелитоморфного серого известняка с фауной брахиопод и трилобитов. Сохранность фауны очень плохая, из трилобитов предварительно определены *Ogigites cf. birmanicus* Reed. — представители семейства *Asaphidae*. Мощность пачки аргиллитов 200 м¹. Выше нее лежат зеленовато-серые полимиктовые песчаники, аргиллиты и конгломераты, слагающие лит. близкую по строению к андрюшенской, Стерлитамакского прогиба. Однако она имеет свои специфические особенности строения. Схематический разрез ее составлен по выходам и высыпкам пород на сопках. Здесь обнажаются:

1. Зеленовато-бурые ожелезненные полимиктовые тонкозернистые песчаники 100 м
2. Зеленые крупнозернистые и зеленовато-бурые тонкозернистые полимиктовые песчаники, переслаивающиеся с аргиллитами и алевролитами 200 м
- В карьерах виден характер переслаивания этих пород: мощность прослоев песчаников 30—70 см, мощность прослоев тонкозернистых пород 10—15 см; в основании пластов песчаников крупнозернистый материал постепенно сменяется тонкозернистым.
3. Конгломераты из обломков серых яшм и яшмокварцитов, размер гальки не превышает 10 см 20 м
4. Зеленовато-бурые и темно-зеленые крупнозернистые граувакковые песчаники 130 м
5. Зеленовато-бурые и бурые полимиктовые среднезернистые и мелкозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты. Породы образуют переслаивание такого же типа, как и в пачке 2 200 м
6. Темно-зеленые грубозернистые граувакковые песчаники с подчиненными прослоями среднезернистых зеленых полимиктовых песчаников. Мощность пластов песчаников по несколько десятков сантиметров. В основании их грубозернистый материал постепенно сменяется среднезернистым. В грубозернистых песчаниках обнаружены граптолиты *Glyptograptus archalensis* Pav. 150 м
7. Аргиллиты бурые тонкослоистые 200 м

Выше по разрезу в отдельных высыпках, выходах и карьерах обнажаются пачки пород, аналогичные описанным выше. Мощность песчаников в некоторых карьерах достигает 5—7 м.

Темно-зеленые грубозернистые граувакковые песчаники состоят преимущественно из обломков порфиринов, кварцитов, хлорит-серицитовых сланцев и небольшого количества обломков кварца, плагиоклаза, хлорита, эпидота. Цемент в песчаниках глинисто-серицитовый и глинисто-хлоритовый. Зеленовато-бурые среднезернистые полимиктовые песчаники состоят из примерно равного количества обломков минералов и пород, среди последних преобладают кремнистые, кварцево-серицитовые и серицитовые сланцы, кварц, кислый плагиоклаз. Цемент в песчаниках глинисто-серицитовый.

От района оз. Колутон ордовикские отложения протягиваются в район р. Арчалы. Здесь они описаны А. А. Богдановым и И. Ф. Трусовой (1949). В темно-зеленых грубозернистых песчаниках этого разреза А. А. Богданов нашел граптолиты, среди которых В. Н. Павлинов определил *Glyptograptus euglyphus* Lapw.

Указанные авторы описывают ордовикские терригенные отложения также по р. Конур в районе с. Острогорки. Здесь зеленовато-бурые по-

¹ Особенность литологии этой пачки позволяет предполагать ее самостоятельное стратиграфическое значение. Однако плохая обнаженность южного крыла Калмык-Кульского прогиба не позволяет проследить ее на площади.

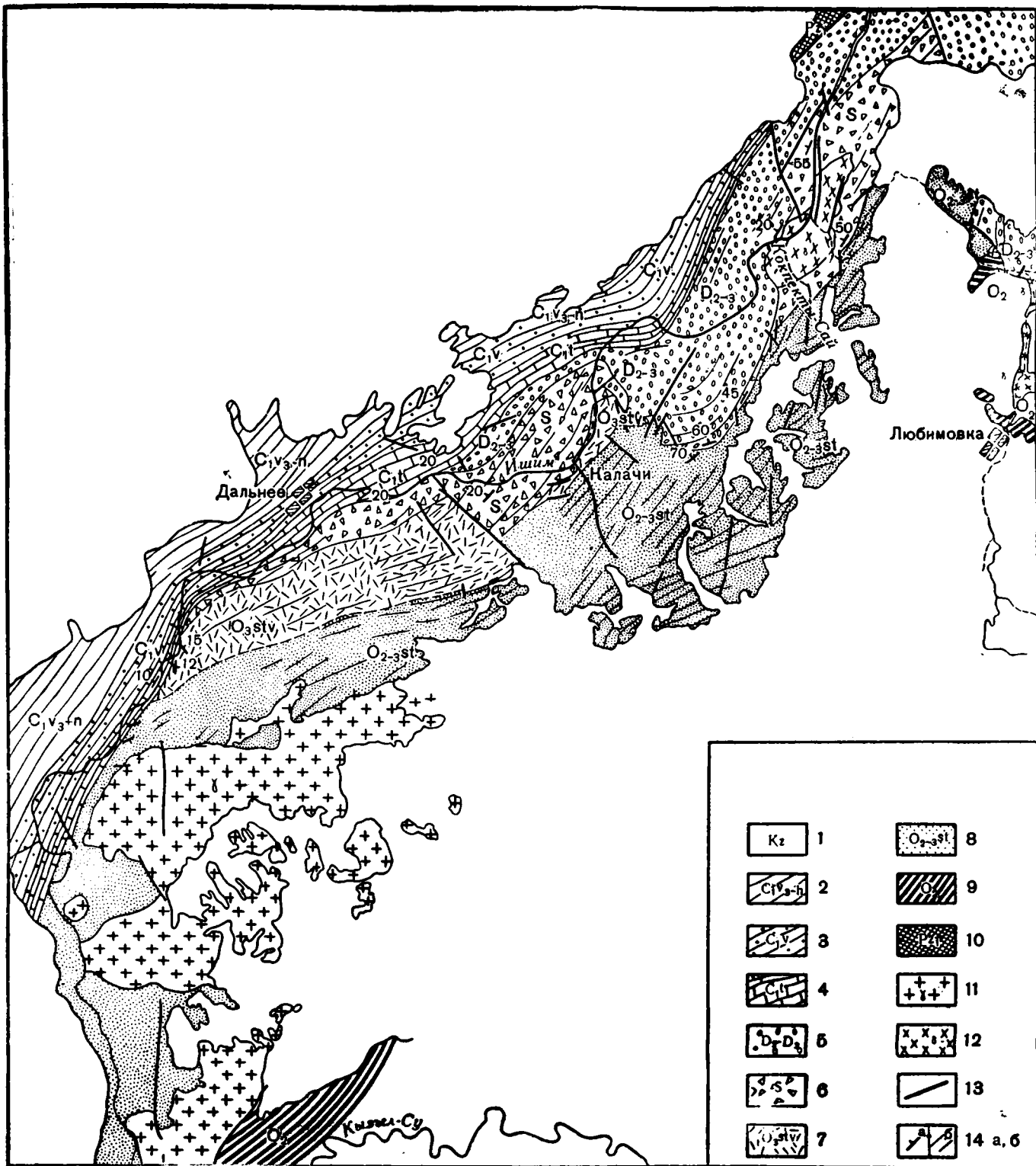


Рис. 11. Геологическое строение района с. Дальнее:

1 — кайнозойские отложения; 2 — верхний подъярус визейского яруса и на-
мюрский ярус. Серые и зелено-серые песчаники, алевролиты, аргиллиты;
3 — визейский ярус, серые известняки, зеленые песчаники; 4 — турнейский
ярус, красные и зеленые песчаники и аргиллиты, серые известняки; 5 — средний
и верхний отдел девона, красноцветные песчаники и конгломераты; 6 — силу-
рийская система, красноцветные песчаники, андезитовые порфиры; 7 — верх-
ний отдел ордовика, ставропольская свита, туфогенные и граувакковые песча-
ники, туфогенные конгломераты; 8 — верхний — средний отдел ордовика, стер-
литамакская свита, полимиктовые песчаники, аргиллиты с конкрециями извест-
няка; 9 — средний отдел ордовика, андрюшенская свита, тонкое переслаивание
песчаников, алевролитов и аргиллитов; 10 — нижнепалеозойские отложения не-
расчлененные; 11 — граниты девонского возраста; 12 — диориты девонского
возраста; 13 — разрывы; 14 — линии простирания слоев, элементы залегания
слоев

лимиктовые песчаники и аргиллиты ордовика лежат на красных яшмах уртынджалской серии, слагающей крыло Кокчетавского антиклинория. Видимая мощность разреза ордовика 400—500 м. Как и ордовикские отложения, обнажающиеся по р. Арчалы, они перекрыты девонскими красноцветными песчаниками и альбитофирами. В разрезе ордовика по р. Конур обнаружен более богатый комплекс граптолитовой фауны, определенный В. Н. Павлиновым: *Dicranograptus nicholsoni* Нопк., *Orthograptus rugosus* var. *apiculatus* E. et W., *Amplexograptus arctus* E. et W., *Climacograptus antiquus* Lapw., *Glyptograptus archalensis* Pav. Ордовикские отложения такого же типа встречаются в отдельных обнажениях и выходах в центральной части Калмык-Кульского прогиба по р. Жеке-Буяк, на берегу оз. Калмык-Куль, в верховьях р. Кулай-Аир и других местах.

Комплекс граптолитовой фауны, найденный в этой свите, позволяет считать ее разновозрастной с андрюшенской свитой Стерлитамакского прогиба. По строению она тоже близка андрюшенской свите, однако вместо пачек пород равномерного ритмического строения в ней присутствуют пачки с зачаточной слоистостью флишевого типа. Слоистость свиты Калмык-Кульского прогиба и чередование в ней пачек песчаников и аргиллитов такие же, как в аспидной формации геосинклинальных прогибов, описанной Б. М. Келлером (1949) для Зилаирского синклинория западного склона Урала. Однако андрюшенская свита Калмык-Кульского прогиба отличается от аспидной формации полным отсутствием прослоев кремнистых пород и эффузивов, которые, по мнению Б. М. Келлера, являются обязательными спутниками этой формации.

В западной части Калмык-Кульского прогиба по р. Ишиму, в районе пос. Дальнего, развит другой тип разреза ордовикских отложений.

В этом районе, на междуречье рек Кызыл-Су и Коныр-Су, среди пестрых глин коры выветривания, встречаются редкие обнажения зеленовато-бурых полимиктовых песчаников и аргиллитов. В двух обнажениях по р. Коныр-Су (у с. Любимовки) и в 20 км выше устья р. Кызыл-Су наблюдается, что песчаники и аргиллиты образуют пачки с таким же типом слоистости, какой описан в разрезах андрюшенской свиты района с. Колутон. Мы предполагаем, что в этом районе в основном развита также андрюшенская свита. К западу, в пределах мелкосопочника правобережья р. Ишима, обнажаются более высокие горизонты ордовика, которые сопоставляются со стерлитамакской и ставропольской свитами Стерлитамакского прогиба.

Ордовикские отложения этого района образуют моноклиналиную серию пластов, падающую на северо-запад под девонские и каменно-угольные отложения Новомихайловской мульды; пласты разбиты поперечным сбросом на два блока (рис. 11). В северном блоке сравнительно хорошо обнажается стерлитамакская свита, где выделяются три пачки:

1. Зеленовато-бурые полимиктовые среднезернистые и мелкозернистые песчаники, вверх по разрезу переходящие в грубозернистые, с прослоями мелкогалечного конгломерата и гравелита 300 м
2. Темно-зеленые и темно-серые аргиллиты и алевролиты с миллиметровыми прослойками белого известковистого песчаника и стяжениями серого пелитоморфного известняка, расположенными по слоистости 200 м
В алевролитах этой пачки обнаружены многочисленные ядра брахиопод, принадлежащих новому роду *Kassinella globosa* (in coll. Bor.)¹.
3. Зеленые полимиктовые мелкозернистые и среднезернистые песчаники 300—400 м

¹ М. А. Борисяк (1956) впервые описала эту форму из отложений верхней дулыгалинской свиты Л. И. Боровикова, возраст ее — верхний ордовик.

Чередование крупных пачек песчаников и аргиллитов и своеобразные конкреции известняка в последних позволяют условно сопоставлять описываемые отложения со стерлитамакской свитой и относить их к отарскому и дуланкаринскому горизонтам ордовика Чу-Илийских гор.

Выше стерлитамакской свиты, на правом берегу р. Ишима, близ с. Калачи, лежит вулканогенно-осадочная свита, по типу пород и характеру строения разреза имеющая несомненное сходство со ставропольской свитой. Разрез ее мы приводим ниже. Выше зеленых полимиктовых песчаников лежат:

1. Красно-зеленые разнотернистые туфогенные песчаники 70 м
2. Туфогенные конгломераты. Порода состоит из туфогенного песчаника с хорошо окатанными гальками авгитового и плагиоклазового порфирита 30 м
3. Темно-зеленые миндалекаменные андезитовые порфириты 70—100 м
4. Туфогенные конгломераты 100 м
5. Конгломерат из плохо окатанных обломков красных и зеленых кремнистых пород.

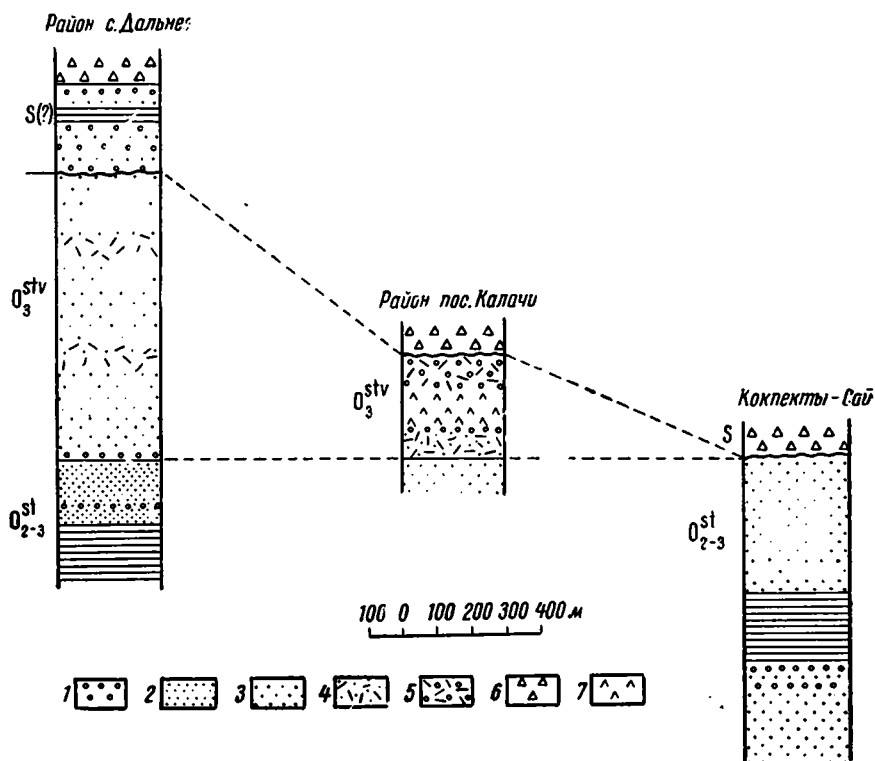


Рис. 12. Сопоставление разрезов ордовика и силура в районе с. Дальнее: 1 — конгломераты; 2 — зелено-серые, среднетернистые полимиктовые песчаники; 3 — крупнозернистые и разнотернистые граувакковые песчаники; 4 — туфогенные песчаники; 5 — туфогенные конгломераты; 6 — красноцветный конгломерат; 7 — андезитовые порфириты

Последний пласт относится уже к красноцветной конгломератовой толще, лежащей несогласно на ордовикских свитах (рис. 12) и отнесенной условно к силуру (описание ее ниже).

Туфогенные песчаники ставропольской свиты на 50—75% состоят из обломков плагиоклазовых, авгитовых порфиритов и альбитофинов. Кроме них, встречаются обломки яшм, кварцитов, кварца, полевых шпатов, эпидота. Редки обломки вулканического стекла лапчатой формы, форма остальных обломков полуокатанная и угловатая. Цемент в песчаниках типа выполнения пор представлен эпидотом или хлоритом.

Туфоконгломераты состоят из туфогенного песчаника, в котором рассеяны крупные, хорошо окатанные гальки авгитовых и плагиоклазовых порфиритов.

В южном блоке, выше пород стерлитамакской свиты, прорванной интрузиями гранитоидов, лежит свита темно-зеленых грубозернистых граувакковых песчаников с прослоями конгломератов. Местами в вертикальных обнажениях песчаника на берегах Ишима наблюдается косая слоистость. Эта свита также сопоставляется нами со ставропольской (см. рис. 12). Она покрывается уже красноцветами силурийского (?) возраста.

Таким образом, на всей площади Калмык-Кульского прогиба широко распространена андрюшенская свита. Стерлитамакская и ставропольская свиты встречаются только в западной части прогиба.

Для полной характеристики ордовика Западного синклинория отметим, что в районе Ишимской Луки обнажается свита зеленых полимиктовых песчаников и аргиллитов, по строению аналогичная андрюшенской свите. Она образует небольшие изолированные выходы и лежит трансгрессивно на различных свитах кембрия. В районе с. Савинковки свита лежит на углистых аргиллитах среднего кембрия, а на правобережье р. Жаксы-Кайракты — на нижнем (?) кембрии.

Сопоставляя разрезы ордовика всех трех прогибов Западного синклинория (рис. 13) и взаимоотношения их с подстилающими и покрывающими породами, мы приходим к следующим выводам.

1) Отложения нижнего ордовика известны только в южной части синклинория. Там они представлены кремнистыми алевролитами мощностью в несколько сот метров. По характеру пород и мощностям отложения нижнего ордовика близки к верхнекембрийским. В северной части синклинория — Калмык-Кульском прогибе — нижеордовикские отложения не выделены. Вполне вероятно, что их отсутствие на борту прогиба объясняется тем, что они перекрыты трансгрессивно залегающим средним ордовиком. Возможно также, что они не обнаружены на борту прогиба вследствие плохой обнаженности.

2) Отложения андрюшенской свиты (лландейльский ярус) слагают весь синклинорий и залегают трансгрессивно на породах нижнего—среднего ордовика, кембрия, уртынджальской серии и протерозоя. Представлены они терригенными свитами, приближающимися по строению к флишу в узком прогибе синклинория — Стерлитамакском.

3) Отложения стерлитамакской свиты (отарский и дуланкаринский горизонты или большая часть карадокского яруса) распространены только в западной части синклинория. Местами они лежат с размывом на подстилающих породах, представлены мелководными осадками, среди которых присутствуют конгломераты, органогенные и органогенно-обломочные известняки.

4) Отложения ставропольской свиты (верхний отдел) распространены также только в западной части синклинория и представлены пестроцветной вулканогенно-осадочной свитой, связанной постепенными переходами с подстилающими осадочными породами.

5) В пределах всех прогибов синклинория ордовикские отложения

среднего и верхнего отделов несогласно покрываются красноцветными и вулканогенными породами девона, образующими наложенные мульды. В районе западного склона гор Улу-Тау красноцветные песчаники содержат флору среднего девона. Только в западной части Калмык-Кульского прогиба ставропольская свита несогласно покрывается свитой красных конгломератов, как мы предполагаем, силурийского возраста (описание этой свиты и обоснование ее возраста приведены ниже).

Таким образом, в разрезе ордовика Западного синклинория мы наблюдаем смену пяти типов осадконакопления, характеризующих изменения тектонического режима в синклинории и прилегающих областях.

В нижней части разреза ордовика лежит толща тонкослоистых кремнистых алевролитов, углистых аргиллитов и яшм. Сочетание этих пород, небольшая мощность и выдержанность по простиранию на значительных расстояниях, вплоть до хребта Кара-Тау, позволяют отнести этот комплекс к кремнисто-сланцевой формации (Шатский, 1952).

Накопление ее говорит о выравнивании рельефа геосинклинали и большой амплитуде колебаний окружающих ее поднятий; оно указывает на интенсивную вулканическую деятельность в смежных областях. Выше лежит мощная толща зеленых, преимущественно полимиктовых, песчаников и аргиллитов, реже конгломератов. Для нее характерно неравномерное, ритмичное переслаивание, чередование пачек ритмичного строения с пачками слоистых аргиллитов, песчаников или конгломератов; мощность последних измеряется десятками или первыми сотнями метров. Характерным признаком этой толщи является трансгрессивное залегание на подстилающих породах. Толща очень широко распространена в пределах Западного синклинория.

Своеобразие литологической характеристики толщи, выдерживающееся на больших пространствах, позволяет выделять ее как граувакковую формацию. Наиболее типичной породой ее являются зеленые и серые полимиктовые и граувакковые песчаники с глинистым цементом. Признаки граувакковой формации указывают на то, что она образовывалась в условиях значительной амплитуды тектонических движений при усиленном росте окружающих прогиб поднятий, с которых сносились огромные массы обломочного материала. Одновременно при этом происходило интенсивное погружение прогибов.

Описываемая формация близка по характеру строения к аспидной формации и формации глинистого флиша (Келлер, 1949). От первой она отличается полным отсутствием кремнистых пород и наличием прослоев конгломератов. С формацией глинистого флиша граувакковая имеет гораздо больше общих черт, отличие ее в том, что средне- и крупнозернистые песчаники преобладают в последней над алевролитами и аргиллитами. По-видимому, этот признак имеет существенное значение, так как свидетельствует о большей интенсивности размыва при образовании граувакковой формации, чем во время образования глинистого флиша. Б. М. Келлер считает, что накопление аспидной формации соответствует интенсивному прогибанию геосинклинали. Очевидно, близка к этому обстановка накопления глинистого флиша. В рассматриваемом случае тектоническая обстановка отличается тем, что вместе с интенсивным прогибанием впадин растут окружающие поднятия, которые доставляют в прогибы огромные массы терригенного материала. В Стерлитамакском прогибе в нижних горизонтах граувакковой формации преобладают пачки равномерного ритмического чередования пород, типичных для флиша.

Вверх по разрезу граувакковая формация сменяется терригенной толщей с линзами и прослоями органогенных известняков. Терригенная часть толщи отличается линзовидным характером слоистости; здесь имеются песчаники — ракушечники, плохо отсортированные и грубозернистые песчаники. Сочетание пород с такими признаками позволяет относить эту толщу к формации морских моласс (Келлер, 1949).

Образование этой формации соответствует верхам стерлитамакской свиты. В то время площадь морских бассейнов в связи с общими восходящими движениями резко сократилась и образовалась самая первая стадия моласс — морские молассы (Келлер, 1949; Жинью, 1952).

На формации морских моласс лежит вулканогенно-осадочная толща, приуроченная также к западной части синклиория. Для нее типично чередование неотсортированных разномзернистых красно-зеленых туфогенных песчаников и «пуддинговых» туфогенных конгломератов. В подчиненном количестве встречаются покровы порфиринов. Сочетание этих пород, образовавшихся преимущественно при размыве вулканогенного материала, отлагавшегося, возможно, и в континентальных условиях (красные гематитизированные обломки), позволяет выделять толщу как пестроцветную вулканогенную формацию.

ОРДОВИК ВОСТОЧНОГО СИНКЛИОРИЯ

Восточный синклиорий ограничен с запада Атасуйским антиклинорием и выходами докембрийских метаморфических пород в верховьях р. Селеты, а с востока — Еременьевским антиклинорием. Для наблюдения доступна в основном его северная часть, которая разделена выходами докембрийских и кембрийских пород по р. Майдан на два прогиба: Акмолинский и Селетинский (см. рис. 2). Центральная часть синклиория перекрыта вулканическим краевым поясом девона и каменноугольными отложениями. Южная часть почти полностью скрыта под силурийскими породами Нурина синклиория. Для наблюдения доступны только ордовикские отложения восточного крыла Атасуйского антиклинория, в урочище Белкараган.

Геолог Б. А. Салин и автор изучили ордовикские отложения Акмолинского прогиба и южной части Восточного синклиория. В этих районах на севере выделяются отложения нижнего и среднего отделов ордовика, аналогичные кушекинской свите Сарысу-Тенизского водораздела, известняковая свита верхов среднего отдела и ангресурская свита, аналогичная по возрасту стерлитамакской свите Западного синклиория (рис. 13). Они обнажаются в виде изолированных блоков в ядрах антиклиналей. В верховьях р. Селеты, в двух километрах южнее пос. Софиевки (рис. 14), близ выходов окварцованных известняков и спилитов, отнесенных к еременьевской свите позднего докембрия выходят малиновые полосчатые кремнистые аргиллиты, зеленые граувакковые песчаники и конгломераты, серые кремнистые аргиллиты. Мощность чачек составляет несколько сот метров. Их истинная последовательность не установлена из-за плохой обнаженности. В серых кремнистых аргиллитах обнаружены граптолиты и трилобиты, среди которых определены: *Phyllograptus* (?) sp., *Didymograptus* cf. *suecicus* Tull. и *Calymene* aff. *parvifrons* var. *murchisoni* Salter¹. Характер пород и окаменелости позволяют сопоставлять эти отложения с кушекинской свитой нижнего — среднего ордовика Сарысу-Тенизского водораздела.

¹ Граптолиты определены Б. М. Келлером, трилобиты — Е. А. Балашовой.

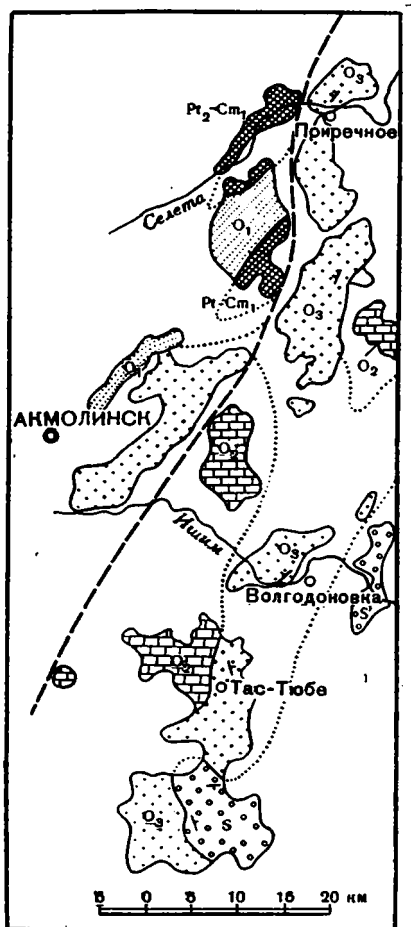


Рис. 14. Схема распространения нижнепалеозойских отложений района Акмолинска (по Б. А. Салину с дополнениями Н. П. Четвериковой):

1 — кайнозойские и верхнепалеозойские отложения; 2 — силурийская система; пестроцветные и зеленые песчаники и конгломераты; 3 — ордовикская система, верхний отдел, ангресурская свита, зеленые песчаники, аргиллиты, конгломераты; 4 — ордовик, средний отдел, органогенные известняки; 5 — ордовик, нижний — средний отдел, кушекинская свита, кремнистые аргиллиты, песчаники; 6 — позднедевонские отложения, спилиты, мраморизованные известняки.

Более высокие горизонты ордовика выступают в ядре антиклинальной складки на сопках Тас-Тюбе и восточнее г. Акмолинска. В этих районах обнажаются темно-серые и розовые органогенные известняки и алевролиты. Эти породы содержат трилобиты (*Bronteus romanovski* Web.)¹. По старым данным Г. И. Водорезова (1938), из этих же известняков В. Н. Вебером были определены *Iliaenus oviformis* Warb., *Il. wimani* Warb., *Bumastus cf. nudus* Ang., *Holotrachelus punctilolus* Törnq. По данным Б. А. Салина, в этих же известняках найдены *Lonchodomas aff. tecturmasi* Web., *Iliaenus depressicapitatus* Bradlay (определены Е. А. Балашовой). Перечисленные выше виды трилобитов встречаются в разрезе ордовика Чу-Илийских гор с андеркенского горизонта и выше. *Lonchodomas aff. tecturmasi* Web. — форма, типичная для андеркенского горизонта. Условно мы относим описанные известняки к верхам среднего ордовика или нижнему кардоку (см. табл. I).

Известняковая и кушекинская свиты несогласно покрываются терригенной свитой, аналогичной ангресурской, Селетинского прогиба. Она обнажается в верховьях р. Селеты, по р. Ишиму (выше Акмолинска и на сопках, расположенных южнее Акмолинска (см. рис. 14). В этом районе свита смята в складки меридионального простирания со сравнительно пологим наклоном слоев на крыльях (30—50°).

Большая часть ее разреза вскрывается на правом берегу р. Ишима и в грядях Тас-Тюбе. В этом районе, в разрезе терригенной свиты мощностью около 1500 м, отчетливо выделяются пачки, сложенные песчаниками и аргиллитами, грубозернистыми песчаниками и конгломератами; последние занимают подчиненное положение и выклиниваются по простиранию. В составе гальки конгломератов преобладают мраморизованные известняки, мраморы, серые гранитоиды, встречаются гнейсы, кристаллические сланцы,

¹ Определен М. Н. Чугаевой.

песчаники и аргиллиты. В строении песчано-конгломератовых пачек наблюдается ритмичность с постепенной сменой конгломератов грубозернистыми и среднезернистыми песчаниками. Мощность ритмов непостоянна и изменяется от 10—30 см до 5—7 м. Пачки, сложенные аргиллитами и песчаниками, характеризуются также ритмичной слоистостью, но в них она более равномерна. Мощность каждого ритма около 10—12 см. Ритмы состоят из слоев алевролита, аргиллита, мергеля или глинистого известняка.

Строение этой же свиты наблюдается в обнажении в верховьях р. Селеты.

1. Голубовато-серые тонкослоистые алевролиты и аргиллиты	25 м
2. Конгломераты мелкогалечные и зеленые полимиктовые песчаники различной зернистости, образующие ритмичное переслаивание. Мощность ритмов 20—40 см	10 м
3. Зеленовато-бурые среднезернистые полимиктовые песчаники, алевролиты и аргиллиты. Породы образуют ритмичное переслаивание такого же типа, как указано выше	15 м
4. Зеленовато-бурые тонкослоистые аргиллиты	5 м
5. Конгломераты мелкогалечные и песчаники различной зернистости. Породы образуют ритмичное переслаивание	7 м
6. Темно-зеленые тонкослоистые аргиллиты с подчиненными прослоями тонкозернистых песчаников и алевролитов. В верхней части пачки мощность прослоев песчаника увеличивается	30 м
7. Конгломераты и крупнозернистые песчаники. Породы образуют ритмичное переслаивание, мощность ритмов 50—70 см. Мощность пластов конгломератов в ритме изменяется по простиранию от 50 до 20 см, и часто они переходят в мелкогалечные конгломераты	7 м
8. Темно-зеленые среднезернистые песчаники и аргиллиты. Породы образуют ритмичное переслаивание	10—12 м
9. Грубогалечные конгломераты, гравелиты и крупнозернистые песчаники. Конгломераты образуют линзы и невыдержанные прослои. Вся пачка лежит на подстилающих породах по резкой границе	25 м

В описываемой свите Б. А. Салин обнаружил трилобитов *Cyclonurys aff. armatus* (Barrande), *Dionidae aff. kasachstanica* Chygaeva¹, характерных для среднего и верхнего ордовика. Литологическое сходство этой свиты с ангресурской свитой (среднее течение р. Селеты) позволяет сопоставлять обе свиты. В районе пос. Волгодоновки и оз. Борлыково ангресурская свита несогласно перекрывается пестроцветными песчаниками, условно относимыми к силуру.

Вновь ордовикские породы обнажаются на восточном крыле Атасуйского антиклинория, в верховьях р. Сыртке и Кара-Узек (рис. 20). В этом районе породы ордовика лежат несогласно на породах уртынджальской серии, образуя складки единого простирания с направлением северной ветви Атасуйского антиклинория. В составе ордовикских отложений этого района выделяются две свиты. Нижняя — белкараганская — по составу пород и строению близка ангресурской свите северной части Восточного синклинория. Верхняя — караобинская — связана с нижележащей постепенными переходами и отличается от нее примесью вулканогенного материала в обломочных породах и наличием неотсортированных разномзернистых пород. Разрез нижней части белкараганской свиты описан по крылу синклиналя на правом берегу р. Сыртке в урочище Белкараган:

1. Темно-зеленые полимиктовые среднезернистые и мелкозернистые песчаники с редкими прослоями алевролитов. В пачке наблюдается линзовидная слоистость	400 м
--	-------

¹ Определила Е. А. Балашова.

2. Темно-зеленые алевролиты с подчиненными прослоями среднезернистых песчаников	450 м
3. Черные неслоистые алевролиты	30 м
4. Темно-серые мелкозернистые полимиктовые песчаники с редкой галькой	100 м
5. Светло-серые мелкозернистые песчаники с прослоями алевролита	100 м
6. Зеленовато-серые разномзернистые песчаники	100 м
7. Зеленовато-серые среднезернистые полимиктовые песчаники с прослоями конгломератов, состоящих из обломков аргиллитов и темно-серых песчаных известняков. Мощность прослоев от 10—20 см до нескольких метров	300 м
8. Темно-зеленые и темно-серые полимиктовые средне-зернистые песчаники	450 м
9. Грубозернистые полимиктовые песчаники, переслаивающиеся с пластами брекчий, состоящих из обломков песчаников	200 м
10. Грубозернистые полимиктовые песчаники, чередующиеся с алевролитами	150 м
11. Известняки темно-серые кристаллические с мшанками из сем. Rhynidictyonidae, Ptylodictyonidae и Arthostylidae	10 м
12. Грубозернистые песчаники, переслаивающиеся с алевролитами	50 м

Общая мощность свиты около 2500 м.

Верхняя часть разреза свиты, с 7 по 12 пачку, обнажается по крылу второй синклинали, расположенной на правом берегу р. Кара-Узек. В основании видимого разреза, на правом берегу р. Кара-Узек, обнажаются:

1. Конгломераты мелкогалечные, состоящие из обломков белого окварцованного известняка. Цемент представлен туфогенным песчаником. Конгломераты образуют пласты мощностью 10—15 м и чередуются с пластами темно-серого алевролита мощностью 20—25 см	50 м
2. Зеленовато-бурые и серые среднезернистые полимиктовые песчаники, алевролиты и аргиллиты. Породы образуют переслаивание, мощность пластов 10—30 см	200 м
3. Серые грубозернистые песчаники и гравелиты с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов. Мощность пластов грубозернистых пород измеряется первыми десятками метров	200 м
4. Зеленовато-бурые и серые разномзернистые полимиктовые песчаники и алевролиты. Породы обнажаются в высыпках	500 м

Большая часть песчаников белкараганской свиты полимиктового состава. Они состоят из обломков микрокварцитов, яшм, реже аплитов, гранитоидов, порфиритов и песчаников, кварца, плагиоклаза (олигоклаз-андезин) и моноклинных пироксенов. Грубозернистые песчаники состоят из обломков пироксеновых и плагиоклазовых порфиритов, вулканического стекла, окварцованных лав, известняков, кварца, плагиоклаза и пироксенов. Цвет песчаников, серый и зеленый, зависит от состава цемента. В серых песчаниках цемент глинисто-эпидотовый, участками замещенный известняком и доломитом, в зеленых и зеленовато-бурых — железисто-хлоритовый.

Серые и зеленые полимиктовые песчаники белкараганской свиты правобережья р. Кара-Узек вверх по разрезу постепенно сменяются ярко-зелеными туфогенными песчаниками караобинской свиты. Последние нигде не образуют вертикальных обнажений, но по выходам в гривках на гряде Кара-Оба удается установить, что караобинская свита состоит из плохо отсортированных разномзернистых туфогенных песчаников с отдельными неокатанными глыбами и гальками серых кремнистых пород. Они же образуют маломощные невыдержанные прослои. Туфогенные песчаники состоят из угловатых разрушенных обломков основных порфиринов и пироксенов (диопсид), в подчиненном количестве встречаются кварц и плагиоклаз. Обломки сцементированы глинисто-эпидотовым веществом. Мощность караобинской свиты около 1000 м.

Белкараганская и караобинская свиты с несогласием перекрываются фаунистически охарактеризованными силурийскими отложениями.

Фауна мшанок, обнаруженная в верхах белкараганской свиты, по заключению Г. Г. Астровой, определявшей ее, указывает на силурийский возраст вмещающих отложений в широком смысле слова. Учитывая несогласное залегание на белкараганской и караобинской свитах собственно силура, мы считаем их возраст ордовикским. Скорее всего они относятся к верхнему ордовика, так как по литологическому облику сходны с верхнеордовикскими отложениями северной части Восточного синклинория (район Акмолинска).

Ордовик северо-восточной части Восточного синклинория (район долины р. Майдан и Селетинский прогиб) описан Р. А. Борукаевым (1955) и С. М. Бандалетовым (1953). В районе р. Майдан Р. А. Борукаев выделяет еркебиданскую толщу, которая состоит из трех свит.

Нижняя свита сложена грубозернистыми граувакковыми песчаниками и конгломератами, мощность ее 860 м. Средняя состоит из переслаивания песчаников, кремнистых алевролитов, яшм и известняков в верхней части, мощность ее около 400 м. Свита содержит фауну брахиопод, кораллов и трилобитов. Последние представлены наиболее полно (*Isotelus* aff. *maximus* Locke, *Cybele bellatula* Dalm., *Lonchodomas tecturmasi* Web., *Tretaspis* sp.), по ним и определен лландейльский возраст отложений. Верхняя свита представлена переслаиванием конгломератов, песчаников, алевролитов, мергелей и яшм, мощность ее также около 500 м. Отложения еркебиданской толщи на востоке по тектоническому контакту граничат с отложениями еременьтавской свиты, а на севере — со среднекембрийскими отложениями.

В Селетинском прогибе выделена ангрensorская свита. Она лежит несогласно на торткудукской свите верхнего кембрия — нижнего ордовика и более древних породах; мощность ее достигает 2000—3000 м. Ангрensorская свита представлена чередованием пачек грубогалечных конгломератов и песчаников с аргиллитами мощностью в 200—300 м. Песчаники, алевролиты и аргиллиты образуют пачки ритмичного строения. С. М. Бандалетов (1953) подробно описал ритмичное строение ангрensorской свиты. Он считает, что она обладает признаками флишевой формации. В основании свиты, в линзе известняков, обнаружена фауна трилобитов и табулят. Среди первых определены *Illaenus* cf. *linnarsoni* Holm, *I. oviformis* Warb, *Isotelus* cf. *aktchokensis* Web., *Amphilichas* cf. *wahlenbergi* Warb, *Brohteus romanovski* Web.; из вторых — *Proheliolites* ex. gr. *dubius* Fr. Schm, *Heliolites* ex. gr. *parvistellus* Fr. Schm. и др. Среди трилобитов встречаются формы, характерные для дуланкаринского и андеркенского горизонтов Чу-Илийских гор; одновременно появляются табуляты, известные только в отарском и дуланкаринском горизонтах. По литологическому характеру ангрensorская свита полностью соответствует терригенной свите района Акмолинска, которая лежит выше известняков с трилобитами андеркенского горизонта. Мы считаем, что ангрensorскую свиту можно сопоставлять с отарским, отчасти дуланкаринским горизонтами Чу-Илийских гор и стерлитамакской свитой Западного синклинория (см. табл. I).

Подводя итоги описанию стратиграфии ордовикских отложений Восточного синклинория, можно сделать следующие выводы.

1) Палеонтологически охарактеризованные ниже- и среднеордовикские отложения известны только в северной части синклинория, где они представлены кремнистыми алевролитами.

2) В том же районе известны отложения среднего ордовика. Они представлены двумя типами отложений: органогенными известняками и терригенными породами с подчиненными прослоями яшм.

3) Отложения, соответствующие отарскому и дуланкаринскому горизонтam (конец среднего — верхний ордовик), наиболее широко распространены в пределах синклинали. Они лежат трансгрессивно на подстилающих породах вплоть до уртынджалской серии и представлены мощными терригенными свитами.

4) В северной части Восточного синклинали ордовикские отложения несогласно перекрываются пестроцветными силурийскими (?) и красноцветными и вулканогенными девонскими отложениями. В южной части Восточного синклинали ордовик с угловым несогласием перекрывается морскими силурийскими отложениями Нуринского синклинали.

Таким образом, в Восточном синклинали в среднем ордовике условия осадконакопления, а следовательно и тектонический режим, были иными, чем в Западном. В краевой части Восточного синклинали накапливались формации органогенных известняков, а в центральной его части накапливалась терригенная свита, соответствующая аспидной формации, выделенной Б. М. Келлером (1949). В верхнеордовикское время в Восточном синклинали накапливается граувакковая формация, аналогичная описанной для среднего и верхнего ордовика Западного синклинали. Так же как и в Западном синклинали, в отдельные моменты в узких прогибах (Селетинском) накапливаются породы, характеризующиеся флишевой ритмичностью.

ОРДОВИК КОНСКОГО СИНКЛИНАЛИ

В пределах Конского синклинали ордовикские отложения слагают его западное крыло¹; центральная часть синклинали выполнена уже силурийскими породами.

Геологическое строение центральных частей Кирейской, Куяндинской, Кызымшакской, Джамантаской и Карамендинской горст-антиклиналей (см. схему в статье А. А. Богданова, 1954, стр. 80) позволяет считать, что ордовикские отложения северной части крыла синклинали смяты в пологие складки меридионального простирания в одном структурном плане с породами верхнего кембрия; в южной части синклинали складки имеют северо-западное простирание.

Разрез ордовика этого района представлен всеми тремя отделами системы; от разрезов Западного и Восточного синклинали он резко отличается характером отложений.

Ордовик западного крыла Конского синклинали представлен кремнисто-терригенной свитой и вулканогенными породами (рис. 15). В пределах описываемого района наиболее широко распространена кушекинская свита нижнего — среднего ордовика. Она обнажается в ядрах Кирейской, Кызымшакской и Джамантаской горст-антиклиналей. В двух последних кушекинская свита выступает лишь на площади в несколько квадратных километров (междуречье рек Талды-Сай и Кан-Карасу и правобережье р. Сара-Кингир) и контакты ее с нижележащими отложениями не вскрываются. В пределах Кирейской горст-антиклинали (на междуречье рек Акколка и Жаксы-Кон) кушекинская свита обнажается на больших площадях. В этом районе все поле выходов нижнепалеозойских отложений разделено на два блока крупным сбросом северо-восточного простирания (см. рис. 15). В западном блоке, где обнажаются верх-

¹ Строение восточного крыла этого синклинали неизвестно; оно скрыто под девонскими породами.

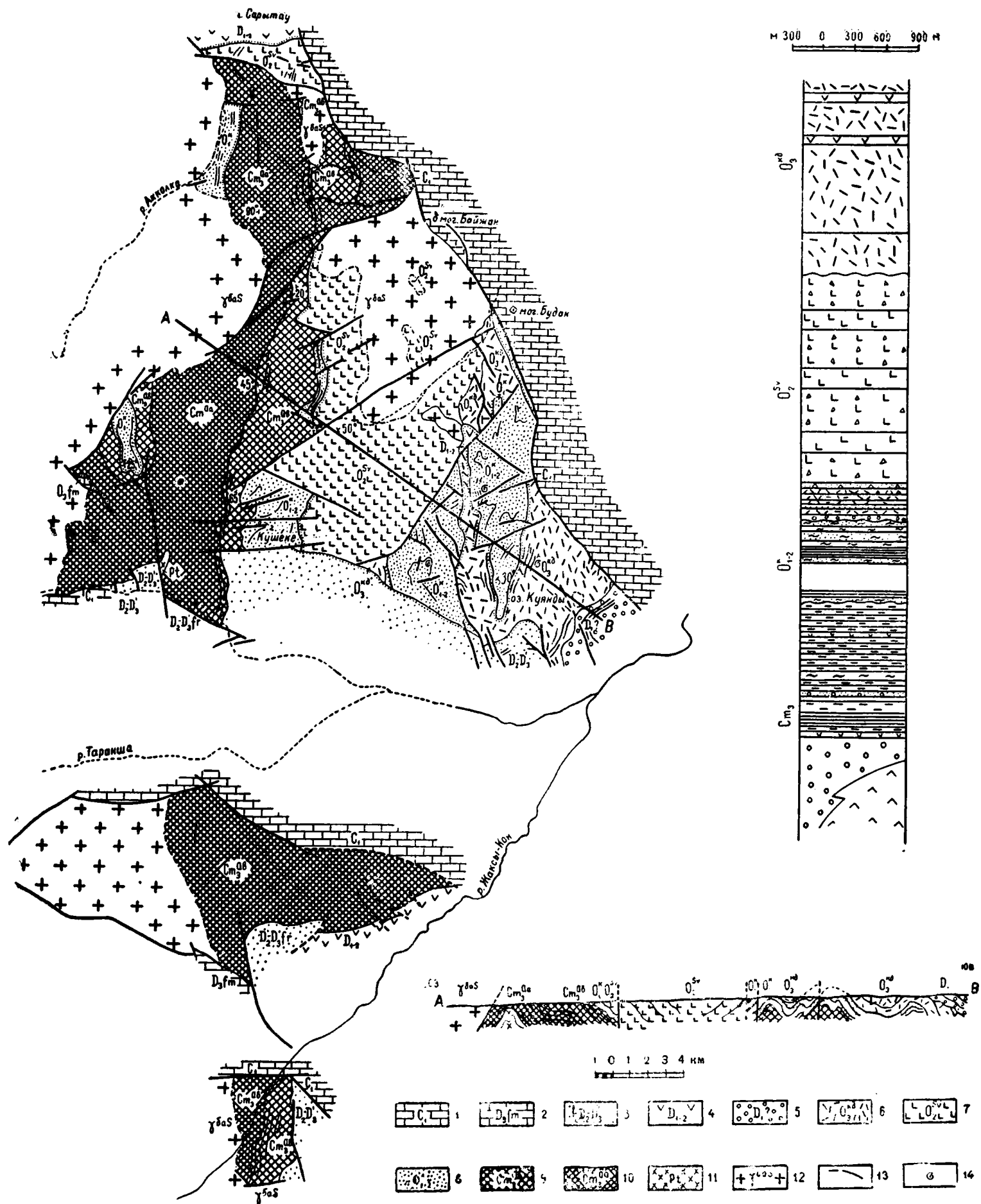


Рис. 15. Геологическое строение междуречья рек Акколка и Жаксы-Кон:

1 — известняки, песчаники; 2 — известняки; 3 — жаксыконская серия, красные песчаники, пирокластические породы кислого состава; 4 — альбитофиры, туфы; 5 — «пудинговые» конгломераты, зеленые песчаники; 6 — куяндинская свита; пестрые вулканические брекчии, порфиры; 7 — савидская свита, пироксен-плагиоклазовые порфиры, туфиты; 8 — кушекинская свита, кварцевые песчаники, яшмы; 9 — акколкинская свита, верхняя толща, песчаники, кремнистые аргиллиты, известняки; 10 — акколкинская свита, нижняя толща, конгломераты, базальтовые порфиры; 11 — кварц-полевошпатовые сланцы; 12 — гранодиориты, биотитовые граниты; 13 — дайки гранит-порфиров; 14 — места находок фауны.

некембрийские, ниже- и среднеордовикские породы, кушекинская свита участвует в строении крыла синклинали. В восточном блоке, где обнажаются и верхнеордовикские породы, кушекинская свита образует антиклинали.

Кушекинская свита сложена светло-бурыми и желтыми кварцевыми песчаниками с подчиненными пластами красных яшм и серых кремнисто-известковистых аргиллитов. В западном блоке в районе горы Кушеке кварцевые песчаники основания кушекинской свиты налегают на темно-зеленые граувакковые песчаники верхней части акколкинской свиты верхнего кембрия, в верховьях р. Акколка кварцевые песчаники ложатся на базальтовые порфириды нижней части акколкинской свиты. Поэтому можно предполагать, что кушекинская свита залегает с перерывом на подстилающих породах. В этом же районе кушекинская свита с разрывом перекрывается голубовато-зелеными туффитами савидской свиты, условно отнесенной к среднему отделу ордовика. Строение кушекинской свиты вскрывается в восточном блоке, где она образует ядра антиклиналей.

На сопках в 3—4 км западнее оз. Куянды наблюдается следующий разрез свиты:

1. Желтовато-розовые среднезернистые кварцевые песчаники	300 м
2. Бурые среднезернистые кварцевые песчаники с подчиненными прослоями красных яшм мощностью 20—25 см	20 м
3. Красноовато-белые яшмы. Перерыв в обнажении несколько десятков метров	50 м
4. Темно-серые тонкослоистые кремнисто-известковистые аргиллиты с примесью углистого вещества. На плоскостях напластования встречаются многочисленные отпечатки граптолитов и брахиопод	80 м
5. Красноовато-белые яшмы	60 м

В ядре второй антиклинальной складки, расположенной в 6 км западнее оз. Куянды, обнажается верхняя часть описанного выше разреза (слои 3, 4, 5) и над ними кварцевые песчаники с прослоями красных яшм, мощность последней пачки 100—150 м. Общая мощность свиты 700—750 м. Покрывается она с угловым и азимутальным несогласием туфоконгломератами куяндинской свиты верхнего ордовика. Кварцевые песчаники кушекинской свиты отличаются однородностью состава и хорошей сортировкой; преобладают среди них среднезернистые разности. Обломки представлены главным образом кварцем, реже кремнисто-серицитовыми сланцами, листочками мусковита и зернами турмалина. Цемент пленочный или типа выполнения пор; состав его — железисто-серицитовый, реже кремнисто-хлорит-серицитовый. Яшмы состоят из глинисто-кремнистого вещества, окрашенного частицами гематита, на фоне которого резко выделяются округлые халцедоновые образования. Серые кремнисто-известковые аргиллиты содержат беззамковых брахиопод и богатый комплекс граптолитов. Среди последних определены: *Tetragraptus similis* Hall, *Trigonograptus ensiformis* Hall, *Phyllograptus typus* Hall P. *walkeri* Rued., *Isograptus divergens* Harris., *Didymograptus* sp., *Glyptograptus dentatus* (Brogniart), *Gl. sp.*, *Climocograptus* sp.

По заключению Б. М. Келлера, этот комплекс граптолитов характеризует копалинский горизонт разреза Южного Казахстана, который соответствует лланвирнскому ярусу Уэльса. Для определения возраста кушекинской свиты мы используем не только данные определения фауны, но и сопоставление разреза кушекинской свиты с нижеордовикскими отложениями Бет-Пак-Далы (рис. 16). Это сопоставление показывает, что литологический характер и мощность кушекинской свиты соответствуют не только копалинскому горизонту, а и когашикскому (аренигский

Сары-Су-Тенизский
водораздел

оз. Куяндь:

Голубая гряды

Б е т - П а к - Д а л а

Караканский увал

Кипчакский конус

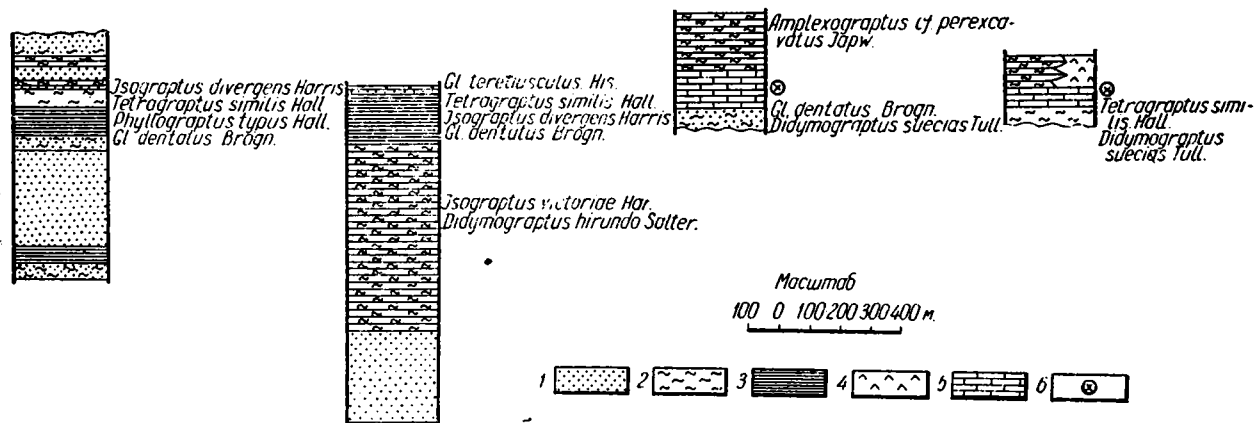


Рис. 16. Сопоставление разрезов нижнего и среднего ордовика Сарысу-Тенизского водораздела и Бет-Пак-Далы:

1 — песчанники; 2 — яшмы и другие кремнистые породы; 3 — аргиллиты; 4 — порфириды;
5 — известняки; 6 — место находки трилобитов караканского горизонта

ярус) и копалинскому горизонтam вместе взятым, поэтому возраст кушекинской свиты правильнее определять как соответствующий нижнему — среднему отделу ордовика (см. табл. I).

На кушекинской свите в пределах Кирейской горст-антиклинали лежат вулканогенные отложения, которые отнесены нами условно к среднему и верхнему отделам системы.

В пределах западного блока на нижнем ордовике с размывом, но в одном структурном плане лежит савидская свита, представленная туф-фитами, аргиллитами и агломератовыми лавами пироксен-плагноклазовых порфиритов. В пределах восточного блока тот же нижний ордовик с угловым и азимутальным несогласием покрывается агломератовыми туфами куяндинской свиты. Нормальных стратиграфических взаимоотношений между собой обе свиты не имеют, а соприкасаются по сбросу. Куяндинская свита содержит обломки раковин брахиопод плохой сохранности и многочисленные членики криноидей, которые, по предварительному заключению Р. С. Елтышевой, указывают на ордовикский возраст вмещающих отложений.

Савидская свита обнажается на площади в несколько десятков квадратных километров между р. Акколка и горой Кушеке, а также в уроч. Савид. В этом районе она образует широкую синклиналь, открывающуюся на север; восточное крыло складки нарушено сбросом (см. рис. 15).

Схематический разрез свиты описан нами по западному крылу синклинали в уроч. Савид. На зеленых граувакковых песчаниках акколкинской свиты верхнего кембрия и кварцевых песчаниках кушекинской свиты ордовика лежит пачка переслаивания тонкослоистых голубоватых туффитов, зернистых туфов, кварцевых песчаников и мелкогалечных конгломератов. Разрез ее следующий:

1. Голубовато-зеленые и серые тонкозернистые и мелкозернистые туффиты	20 м
2. Зелено-серые грубообломочные туфы авгитовых порфиритов	30 м
3. Переслаивание грубообломочных туфов с туффитами	10 м
4. Голубовато-зеленые тонкозернистые слоистые туффиты	180 м

При прослеживании описанного разреза по простиранию в его основании встречены прослои мелкогалечных конгломератов мощностью в несколько метров. Они состоят преимущественно из обломков кварцевых песчаников и кремнистых пород. Стратиграфически выше описанного разреза развиты темно-серые и зелено-серые авгит-плагноклазовые и авгитовые порфириты, чередующиеся с прослоями туффитов, мелкозернистых кристалло-туфов, разнозернистых и грубообломочных туфов. В центральной части синклинали преобладают выходы лав, а в прилегающей к сбросу части — выходы лавобрекчий, авгитовых порфиритов и агломератовых туфов. Первые состоят из обломков лав угловатой формы размером 5—10 см, плотно прилегающих друг к другу, вторые — из таких же обломков, сцементированных туфовым материалом.

Все породы савидской свиты подверглись интенсивному зеленокаменному перерождению, которое выражается в образовании вторичного альбита, соссюрита, серицита, эпидота, хлорита, кальцита, пренита, кварца и актинолита. Первичные порфиновые структуры лав сохранились хорошо, структура основной массы их замаскирована новообразованиями вторичных зеленых минералов. Породы савидской свиты прорваны интрузией гранодиоритов, на контакте с которой они превращены в альбитовые амфиболиты, роговообманково-плагноклазовые и кварцево-полевошпатово-биотитовые роговики.

Условно савидскую свиту можно отнести к среднему ордовика.

Куяндинская свита распространена в районе оз. Куянды и к западу от него на площади в несколько десятков километров. Она представлена в основном агломератовыми туфами, которые, в отличие от пород савидской свиты, состоят из обломков лав различного состава и структуры, причем среди них преобладают бурые, слабо измененные лавы.

Схематический разрез свиты составлен на сопках, расположенных в 4—5 км к западу от оз. Куянды, по ходу вкрест простираения слоев с запада на восток. На яшмах и кварцевых песчаниках кушекинской свиты лежат:

- | | |
|---|-------|
| 1. Конгломерато-брекчий из угловатых обломков авгит-гиперстеновых порфири-
ритов, сцементированных кальцитом | 50 м |
| 2. Агломератовые туфы. Состоит из угловатых и округлых обломков размером
10—15 см, буро-красных миндалекаменных и зелено-серых авгит-гиперстено-
вых порфиритов, мелкопузыристых шлаков. Сцементированы обломки разно-
зернистым туфом, который состоит из обломков перечисленных выше пород,
а также осколков плагиоклаза, пироксена и вулканического стекла | 250 м |
| 3. Красно-зеленые, разномзернистые туфогенные песчаники с раковинами бра-
хиопод (представители сем. <i>Orthidae</i> и <i>Plectambonitidae</i>) и члениками кри-
ноидей, которые, по предварительному заключению Р. С. Елтышевой, близки
к ордовикским формам | 10 м |

Перерыв в обнажении шириной 300 м.

- | | |
|--|-------|
| 4. Переслаивание агломератовых туфов, серых и буро-красных среднезерни-
стых туфов авгит-гиперстеновых порфиритов | 500 м |
|--|-------|

Далее на восток не наблюдается элементов залегания пород, но последовательно обнажаются: 1) пестрые агломератовые туфы, аналогичные описанным выше, среди них встречаются выходы темно-зеленых гиперстен-авгитовых порфиритов, лавобрекчий и лапиллевых туфов того же состава; 2) темно-зеленые лапиллевые туфы и вулканические брекчии гиперстен-авгитовых порфиритов и вулканические брекчии авгит-плагиоклазовых порфиритов. Среди этих пород северо-восточнее оз. Куянды наблюдаются изолированные выходы габбро-диоритов, которые по ряду признаков В. К. Заравняева считает жерловой фацией перечисленных выше вулканогенных образований.

Сравнение внутреннего строения савидской и куяндинской свит и их взаимоотношений с подстилающими породами позволяет считать, что куяндинская свита моложе савидской. Это вытекает из следующих данных.

1) Савидская свита лежит в одном структурном плане с нижнеордовикскими породами, а куяндинская ложится на них с угловым несогласием.

2) Нижняя часть савидской свиты сложена хорошо отсортированными, тонкозернистыми осадочными и туфогенными породами, близкими по своему строению и в некоторых случаях составу породам нижнего ордовика. Куяндинская свита почти целиком, начиная с основания, сложена грубообломочными пирокластическими породами, не имеющими ничего общего с породами нижнего ордовика.

3) Породы савидской свиты характеризуются однородным зелено-каменным изменением; породы куяндинской свиты характеризуются меньшей степенью изменения, широко развита гематитизация эффузивных пород. Характер изменения пород савидской свиты указывает на образование их в подводных условиях. Характер изменения пород куяндинской свиты говорит об образовании их в наземных и подводных условиях.

Все эти признаки позволяют считать, что образование описанных свит не могло быть одновременным. Так как савидская свита по типу пород нижней части разреза, условиям их образования и условиям зале-

тания ближе к нижнеордовикским породам, мы считаем ее более древней, чем куяндинскую.

Если сравнить описанные свиты с вулканогенными отложениями ордовика Северного Казахстана, то мы увидим сходство савидской свиты с нижнемайлисорским горизонтом, описанным М. Н. Королевой, в районе г. Степняк (Королева, 1955), который она сопоставляет с андеркенским горизонтом Чу-Илийских гор и относит к верхней части среднего ордовика. Поэтому савидскую свиту мы считаем также среднеордовикской. Куяндинская свита имеет очень много общих черт строения с жарсорской свитой Северо-Восточного Казахстана (Борукаев, 1955) и ставропольской свитой Северо-Западного Казахстана, возраст которых определяется как верхний ордовик (см. табл. I).

Ордовикская вулканогенно-осадочная свита, близкая по условиям образования к отложениям куяндинской свиты верхнего ордовика, широко распространена в центральных частях горст-антиклиналей южной части Сарысу-Тенизского поднятия (Джамантасская, Карамендинская и Шубаркульская) и обнажается по р. Акмая, на правом берегу р. Сары-Кингир и в районе р. Кызыл-Жал. В районе левого берега р. Сары-Кингир туфоконгломераты описываемой свиты налегают на фаунистически охарактеризованные породы кушекинской свиты нижнего — среднего ордовика (в них обнаружен *Didymograptus* sp.). По р. Акмая верхние части разреза ордовикских отложений покрываются зелеными песчаниками силура, не содержащими фауны, но сходными по своему строению с жаманконской свитой нижнего силура, обнажающейся севернее по р. Кан-Карасу. Породы кушекинской свиты, правда в очень небольших по площади выходах, сохраняют меридиональное простирание пластов, соответствующее простиранию складок верхнекембрийских, нижне- и среднеордовикских отложений северной части Сарысу-Тенизского поднятия. Вулканогенно-осадочная свита ордовика образует складки северо-западного простирания, близкого к простиранию складок силурийских отложений.

Строение этой свиты характеризуется двумя разрезами по р. Акмая, описанными Ю. А. Зайцевым. На левом берегу р. Акмая, к востоку от сопки Теректы, снизу вверх обнажаются:

1. Пачка зелено-серых тонкослоистых туффитов и туфопесчаников, плотных местами ороговикованных и имеющих раковистый излом 400 м
2. Туфоконгломераты зелено-серые с крупной (до 10—15 см) галькой порфири-
тов и туфов 60 м
По простиранию к западу в средней части пачки появляется линзовидный
прослой андезито-базальтового порфирита мощностью 10—15 м.
3. Туффиты и мелкозернистые туфопесчаники, зелено-серого цвета, плотные
тонкослоистые 60 м
4. Туфоконгломераты зелено-серого цвета с галькой зелено-серых и буро-зеле-
ных плагиоклазовых андезитовых порфиритов 70 м
5. Пачка переслаивающихся различных по зернистости серо-зеленых туффитов
и мелкозернистых песчаников. В средней части пачки встречаются маломощ-
ные прослои бурых туффитов и редкие маломощные горизонты мелкогалеч-
ных конгломератов. В песчаниках и туффитах иногда заметна косая сло-
истость 265 м
6. Переслаивающиеся тонкозернистые туффиты с четкой тонкой слоистостью
и зернистые туфы базальтового порфирита. В туффитах изредка встречаются
рассеянные мелкие (1—2 мм) хорошо окатанные гальки туфов, туффитов и
порфиритов 150 м

Выше согласно залегают агломератовые туфы и туфоконгломераты. Верхняя часть разреза свиты обнажается на правом берегу р. Акмая, в ее верховьях:

1. Чередование зелено-серых агломератовых туфов, андезитовых порфиритов и туфоконгломератов. Размер обломков в агломератах и гальки в туфоконгломератах изменяется от 5—10 до 20—40 см. В гальке и обломках присутствуют зелено-серые и буро-зеленые андезитовые порфириты. Цемент конгломератов песчанистый, грубозернистый, цемент агломератовых туфов соответствует по составу зернистому туфу андезитовых порфиритов. Изредка в нижней части толщи встречаются малоомощные невыдержанные прослойки зернистых туфов андезитовых порфиритов и туффитов. Мощность этой части толщи 1200 м
 2. Выше залегает пачка выклинившегося по простирацию уралитового базальтового порфирита темно-зеленого и зелено-серого цвета 40 м
 3. Туфоагломераты порфиритов с обломками порфиритов такие же, как в низах толщи 60 м
 4. Лаваагломераты зеленых андезитовых порфиритов 70 м
 5. Тонкослоистые зелено-серые туффиты 20 м
 6. Лаваагломераты миндалекаменных андезито-базальтовых порфиритов с обломками зелено-серых и фиолетово-серых порфиритов 120 м
- Общая мощность разреза около 1500 м.

Бурые порфириты и большое количество грубообломочных осадочных и пирокластических пород свидетельствуют об образовании отложений в прибрежных мелководных условиях, близких к условиям образования пород куяндинской свиты. По-видимому, они близки и по времени образования, так как, кроме сходства в строении разрезов, характеризуются одинаковым взаимоотношением с подстилающими породами нижнего ордовика — лежат на них с азимутальным несогласием.

Сопоставляя отдельные разрезы ордовикских отложений западного борта Конского синклинория, мы приходим к следующим выводам:

1) Свита нижнего и среднего ордовика характеризуется постоянством и выдержанностью состава на значительной территории, даже за пределами изученного района.

2) Отложения нижнего и среднего ордовика образуют вместе с верхнекембрийскими породами складки одного структурного плана, вытянутые в меридиональном направлении.

3) Отложения верхнего ордовика лежат с перерывом и азимутальным несогласием на породах нижнего и среднего ордовика и образуют складки с простиранием осей, близким к простиранию складок силура.

4) Ордовикские отложения в пределах Конского синклинория несогласно перекрываются терригенной свитой нижнего силура.

Характер осадконакопления в начале ордовика в Конском синклинории был близким к осадконакоплению нижнего ордовика в Западном синклинории. Характерными породами кушекинской свиты являются яшмы и кремнисто-глинистые аргиллиты, типичные для кремнистой формации геосинклиналей. В Конском синклинории яшмы и кремнисто-глинистые аргиллиты чередуются с кварцевыми песчаниками.

В среднем и верхнем ордовике тип осадконакопления в Конском синклинории резко отличается от такового в Западном и Восточном синклинориях. В Конском синклинории в это время накапливаются две различные вулканогенные формации: нижняя, характеризуется накоплением тонкослоистых вулканогенно-осадочных пород, андезито-базальтовых лав и пирокластических пород. Все они подверглись в одинаковой степени зеленокаменному перерождению. Такое сочетание позволяет сопоставлять эту формацию с зеленокаменной, которую выделяет Н. С. Шатский (1952). Образование ее, по-видимому, тесно связано с подстилающей кремнистой. Обе формации имеют единый структурный план и вполне вероятно их взаимное замещение по простирацию. Образование зеле-

нокаменной формации свидетельствует об интенсивном и быстром погружении геосинклинального прогиба.

Верхняя вулканогенная формация отличается от описанной выше прежде всего обилием грубообломочных пирокластических пород, неотсортированных песчаников, быстрым фациальным замещением вулканогенных и осадочных пород по простирацию, гематитизацией. По сочетанию пород и общему облику эта формация аналогична пестроцветной вулканогенной. Она свидетельствует о вулканической деятельности в условиях восходящих движений, накоплении продуктов вулканической деятельности частично в континентальных условиях.

ГЛАВА IV

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ В ОРДОВИКЕ

Нижнеордовикское время — начало среднего ордовика. Геология доордовикских отложений позволяет утверждать, что верхнекембрийские прогибы меридиональной части Западного синклиория и области, расположенной между Улутавским и Еременьтавским антиклинориями, продолжали существовать и в нижнем ордовике. Однако в противоположность верхнему кембрию в нижнем ордовике в пределах обеих областей установился одинаковый тектонический режим, так как в них развита одинаковая кремнистая формация. Можно предполагать, что образование ее свидетельствует о слабой расчлененности морского дна при сравнительно глубоких прогибах. Этот тектонический режим продолжался до начала среднего ордовика. Сравнение мощностей осадков этого времени в прогибе Западного и Конского синклиориев (200 м в первом и 700 м во втором) говорит о большей интенсивности вертикальных движений в восточной части описываемой территории (рис. 17).

Среднеордовикское время характеризуется расширением общей площади ранее существовавших прогибов, увеличением интенсивности прогибания (мощность осадков этого времени во всех прогибах не менее 2000 м) и накоплением различных формаций в пределах синклиориев. Это указывает на одновременное существование различных тектонических режимов (рис. 18). Западный синклиорий в это время расширяется и в его пределах образуется несколько прогибов, в которых накапливается граувакковая формация, а местами, возможно в наиболее узких прогибах, и флиш. Строение граувакковой формации говорит о постоянном погружении прогиба, окруженного растущими поднятиями. Снос обломочного материала с поднятий Кокчетавского и Улутавского антиклинориев шел только в сторону Западного синклиория, так как Кокчетавский антиклинорий с запада, а Улутавский — с востока были ограничены прогибами с иным типом осадконакопления. Последние, по-видимому, имели тот же план, что и нижнеордовикские. В них накапливалась зеленокаменная вулканогенная формация, не имеющая ничего общего с граувакковой, но стоящая в близких генетических соотношениях с подстилающей ее кремнистой формацией. Описываемые прогибы быстро заполнялись вулканогенными толщами, образование которых, по-видимому, связано с разломами. В центральной части Восточного синклиория накапливалась аспидная формация — свидетельство меньшей амплитуды движений.

ковая формация, залегающая трансгрессивно на подстилающих породах. В узком Селетинском прогибе образуется флиш.

Сравнение мощностей отложений этого времени (400 м — в Северном Казахстане; 0 — в Конском прогибе; 1500 м — в Западном синклинории и 3000 м — в Восточном синклинории) и типов формаций показывает, что расчленение описываемой области, намечившееся в среднем

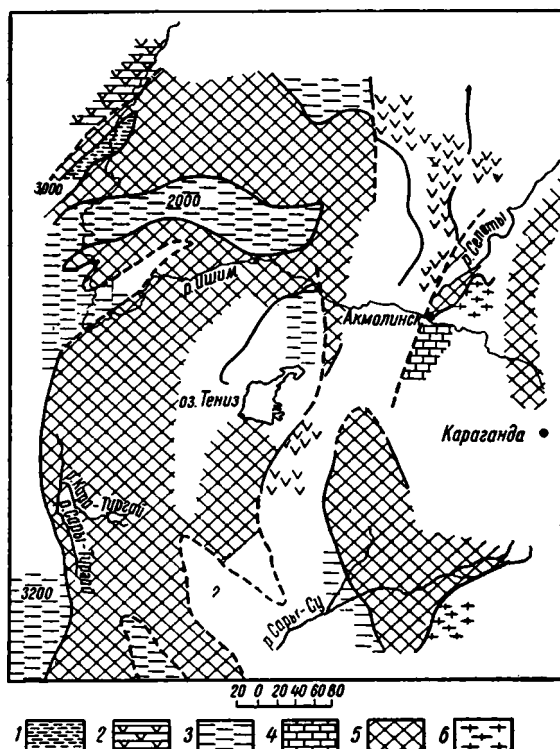


Рис. 18. Распределение прогибов и формаций в среднем ордовике:

1 — флишевая формация; 2 — зелено-каменная формация, зеленокаменные андезит-базальтовые лавы и пирокластические породы; 3 — граувакковая формация, переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов; 4 — органогенно-обломочные известняки; 5 — аспидная формация, переслаивание песчаников, алевролитов, редкие пласты яшм; 6 — области размыва и отсутствия отложений

ордовике, продолжалось и в верхнем. В поднятие вовлекается и Конский синклинорий, максимальным прогибанием характеризуется Восточный.

В конце верхнего ордовика резко изменяется тип осадконакопления на всей изученной территории. Отложения представлены пестроцветной вулканогенной формацией с бурыми, гематитизированными эффузивными породами, обилием грубообломочного пирокластического материала, свидетельствующими об образовании части этих осадков уже в наземных условиях. Впервые в нижнем палеозое широко распространены прибреж-

ные отложения. Распределение на площади вулканогенных свит верхней половины верхнего ордовика говорит о том, что из меридиональных прогибов Западного, Конского и Восточного синклинориев сохранятся только прогиб Западного синклинория.

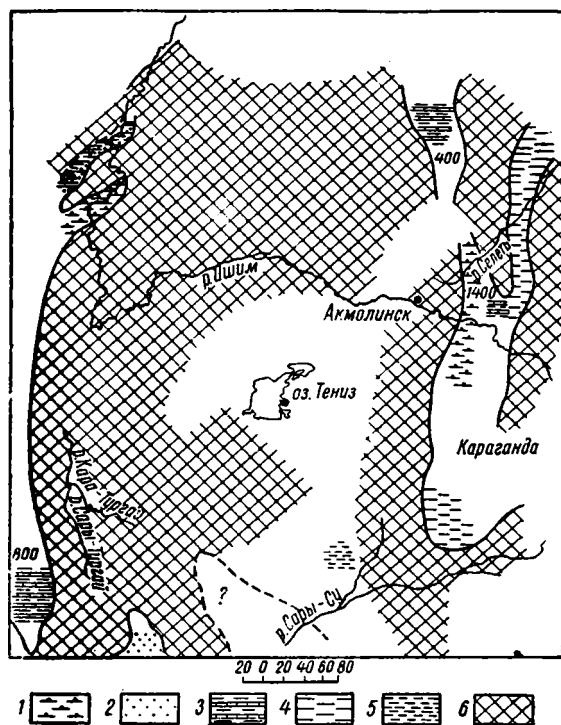


Рис. 19. Распределение прогибов и формаций в конце среднего — начале верхнего ордовика:

- 1 — формация морских моласс, песчаники, конгломераты, органогенные известняки; 2 — формация морских моласс, аргиллиты и песчаники с прослоями органогенно-обломочных известняков; 3 — конгломераты; 4 — граувакковая формация, переслаивание песчаников и аргиллитов; 5 — флишевая формация; 6 — области размыва и отсутствия отложений

Сравнивая ряды последовательных формаций нижнего палеозоя Западного синклинория и области, расположенной между Улутавским и Еременьтавским антиклинориями, мы приходим к следующим выводам.

Во время позднего докембрия и нижнего кембрия в Западном синклинории и Восточной области накапливались вулканогенно-кремнистые и вулканогенно-осадочные толщи, излияние базальтовых андезитобазальтовых лав сопровождалось образованием яшм. В отдельные отрезки времени в некоторых прогибах появились кремнисто-терригенные толщи аспидной формации. Существенных различий в условиях осадконакопления, а следовательно и тектонической обстановке, не наблюдает-

ся. После значительного перерыва, падающего на какой-то отрезок времени среднего кембрия, связанного с эпохой складчатых движений, в среднем — верхнем кембрии, в обеих областях появляются различия в осадконакоплении. Они выражались прежде всего в том, что в пределах Западного синклинория прекращается вулканическая деятельность. Отложения этого времени в Западном синклинории представлены кремнисто-углистыми породами и кремнистыми аргиллитами, а обширная площадь, находящаяся между Улутавским и Еременьтавским антиклинориями, в верхнекембрийское время характеризуется наземным и подводным излиянием лав базальтового состава, перемежающихся с грубообломочным пирокластическим материалом и органогенными известняками. Еще более резкое отличие в характере осадконакопления Западного синклинория, с одной стороны, Конского и Восточного — с другой, проявляется в среднем ордовике, когда в пределах Западного синклинория образуется граувакковая формация, а в Конском и Восточном синклинориях накапливаются зеленокаменная вулканогенная и аспидная формации.

Образование граувакковой формации говорит о своеобразных тектонических условиях, близких к тектонической обстановке образования флиша.

Тектонические условия образования флиша подробно разобраны Б. М. Келлером. Одна из особенностей этой формации — образование ее только в краевых или внешних прогибах геосинклинальной области.

Однако в рассматриваемых условиях формация, имеющая некоторые общие черты с флишем, образуется внутри геосинклинальной области в прогибах, ограниченных поднятиями древних антиклинориев. Такое явление связано со своеобразием развития центральных частей Урало-Тяньшаньской геосинклинальной области, отмиранием в конце нижнего — начале среднего палеозоя геосинклинального режима.

В верхнем ордовике область с таким типом тектонического режима разрастается к востоку; в пределах Восточного синклинория накапливается граувакковая формация, а в некоторых прогибах (Селетинский прогиб Р. А. Борукаева) и флиш. В то же время в прогибах Западного синклинория формируются грубообломочные толщи с органогенными известняками, близкие к морским молассам. Таким образом, в ордовикский период в единой геосинклинальной области произошло достаточно резкое дифференцирование, и на западе Казахстана выделилась область преобладающих восходящих движений.

Отличия в типе складок, образованных кембрийскими и ордовикскими отложениями, с одной стороны, и покрывающими их силурийскими или девонскими отложениями — с другой, говорят о том, что с силурийского периода в западной части Центрального Казахстана началась эпоха тектонических движений нового типа, которая возникла в связи с замыканием геосинклинального прогиба Западного синклинория и превращением всей территории Улутавского и Кокчетавского антиклинориев и Западного синклинория в складчатую область.



Рис. 20. Геологическое строение и профиль западной части Нуринского синклинария:

1 — кайнозойские отложения; 2 — турнейский ярус нижнего карбона и фаменский ярус верхнего девона, серые известняки; 3 — средний отдел девона, франский ярус верхнего девона, красноцветные конгломераты и песчаники; 4 — нижний и средний отделы девона: порфириды, альбитофиры, туфы; 5 — нижний отдел девона, биотарская свита, зеленые полимиктовые и граувакковые песчаники, конгломераты, редкие прослои туфов кислого состава; 6 — верхний отдел силура, исенская свита, пестроцветные и зеленые песчаники, конгломераты, органогенные известняки; 7 — нижний отдел силура, ермекская свита, голубовато-зеленые песчаники, алевролиты, аргиллиты; 8 — силурийская система нерасчлененная, зеленые песчаники, аргиллиты, редкие линзы известняков; 9 — ордовик, верхний отдел, караобинская свита, туфогенные песчаники, конгломераты; 10 — ордовик, верхний отдел, белкараганская свита, полимиктовые песчаники, алевролиты, конгломераты; 11 — нижний палеозой, куланутпесская свита, серые полимиктовые песчаники, кремнистые аргиллиты, диабазы; 12 — поздний докембрий, уртынджалская серия, кварциты, яшмы, диабазы, кремнистые аргиллиты; 13 — гранитоиды девонского возраста; 14 — габбро; 15 — разрывы; 16 — линии простираня слоев; 17 — элементы залегания слоев

ГЛАВА V

СТРАТИГРАФИЯ СИЛУРИЙСКОЙ СИСТЕМЫ

Силурийские отложения в пределах территории запада Центрального Казахстана весьма ограничено распространены.

Наиболее полные, палеонтологически охарактеризованные разрезы силурийских отложений известны только в юго-восточной части — в Нуринском синклинории. Помимо того, в настоящее время доказан нижне-силурийский возраст терригенной толщи Конского синклинория, по-видимому лежащей несогласно на ордовике. К силуру условно отнесены пестроцветные конгломераты и песчаники долины р. Ишима и правобережья р. Нуры, отделенные несогласиями от верхнеордовикских отложений и вулканогенно-осадочного комплекса девона.

СИЛУР НУРИНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

Строение синклинория и общие сведения о стратиграфии силура

Нуринский синклинорий (рис. 20) с юга и запада естественно ограничивается Тектурмасским и Атасуйским антиклинориями. На севере синклинорий примыкает к широкой полосе развития вулканогенных пород девона. Эта полоса имеет широтное простираение, достигает ширины 80—100 км и выделяется А. А. Богдановым (1959) в виде внешнего или краевого вулканического пояса герцинской области складчатости. В некоторых районах (район оз. Балыкты, правобережье р. Бурнак) вулканический пояс отделяется от Нуринского синклинория разрывами протяженностью в несколько десятков километров.

В процессе образования структура Нуринского синклинория была нарушена, и сейчас для наблюдения доступны только южное крыло и центральная часть синклинория. Наибольшей ширины (60—70 км) видимая часть синклинория достигает в верховьях р. Кулан-Утлес, где широко распространены отложения нижнего девона, слагающие центральную часть синклинория; к востоку видимая часть Нуринского синклинория сужается до 20—30 км. В восточной части его большое развитие имеют продольные разрывные нарушения.

Стратиграфия силурийской системы изучалась нами в западной части синклинория. В этом районе (Богданов и др., 1955) было установлено несогласное наложение силурийских терригенных отложений на ордовик. На основании литологических признаков выделены две свиты: нижняя — ермекская и верхняя — исеньская. Ермекская свита образована голубо-

вато-зелеными песчаниками, аргиллитами и конгломератами, в некоторых частях разреза она характеризуется ритмичным строением. Изредка в ней встречаются маломощные линзы известняка. Исенская свита сложена пестроцветными и зелеными песчаниками и аргиллитами, конгломератами и содержит многочисленные линзы органогенно-обломочных известняков. Ермекская свита (Богданов и др., 1955) условно была отнесена к венлокскому ярусу. Для исенской свиты палеонтологически обоснован лудловский возраст. Между ермекской и исенской свитами предполагалось несогласие на том основании, что слагающие их породы образуют различного типа складки. Породы ермекской свиты, слагающие собственно крыло синклиория, смяты в сравнительно узкие небольшие складки (ширина их 2—4 км), а породы исенской свиты в центральной части синклиория образуют пологую широкую синклиналь (ширина 8—10 км). В наиболее погруженной части Нуринаского синклиория была выделена биотарская свита, отнесенная к нижнему девону. Эта свита сложена зелеными разнотернистыми песчаниками и конгломератами и по внешнему облику и характеру изменения пород похожа на силурийские отложения. Биотарская свита лежит с разрывом на исенской свите, но в одном структурном плане с ней.

Дополнительные сведения о строении и взаимоотношениях перечисленных выше свит и об их палеонтологической характеристике были получены нами летом 1957 г. при геологических исследованиях бассейна рек Сулу и Медине. При этом выяснилось, что разницы в типе тектонических нарушений ермекской и исенской свит по существу нет. Обе они образуют крупные складки и лежат согласно одна на другой. Мелкие складки в поле развития ермекской свиты и отсутствие таковых в районах развития исенской объясняются дисгармоничной складчатостью свит различного литологического состава. Ермекская свита слагает южное крыло синклиория и антиклинали в центральной его части; исенская свита слагает три крупных синклинали: Исенскую, Богимбайскую и Медине и обнажается по крылу крупной синклинали (Караузекской), выполненной нижедевонской биотарской свитой.

Описание свит

Ермекская свита. В западной части Нуринаского синклиория, в районе гряды Кара-Оба, ермекская свита несогласно ложится на белкараганскую и караобинскую свиты ордовика и куланутпесскую свиту нижнего палеозоя. Далее на восток, в районе гряд Аркалык, ермекская свита с разрывом налегает на маломощную (100 м) свиту кремнистых аргиллитов и кислых эффузивов, лежащую непосредственно на уртынджалской серии и являющуюся, по-видимому, аналогом куланутпесской свиты (см. рис. 21).

Контакт ермекской свиты с ордовикскими отложениями в западной части синклиория плохо обнажен и осложнен разрывами. В непосредственной близости от выходов туфогенных песчаников караобинской свиты ордовика строение нижней части ермекской свиты следующее (снизу вверх):

1. Органогенные, криноидные рассланцованные известняки; мощность меняется от 50 до 100 м.
2. Конгломераты мелкогалечные, состоящие из обломков яшм, песчаников и порфиритов 20— 30 м
3. Известняки криноидные, аналогичные описанным выше 30— 50 м

Перерыв в обнажении в несколько десятков метров.

4. Пестроцветные песчаники и гравелиты с прослоями темно-красных аргиллитов и алевролитов. Мощность прослоев различных пород измеряется сантиметрами. Среди осадочных пород встречено несколько линз дацитовых порфиритов мощностью 5—7 м 150—200 м

Выше в высыпках обнажаются голубовато-зеленые тонкослоистые алевролиты, аргиллиты и песчаники.

Полного разреза ермекской свиты в западной части синклинали составить нельзя, так как крыло его здесь обнажено очень плохо. Породы ермекской свиты выходят на отдельных сопках или группах их среди сплошного развития неогеновых и четвертичных отложений. Строение части разреза свиты наблюдается в районе сопки Бока на левобережье р. Кулан-Утпес. Снизу вверх здесь обнажаются:

1. Зеленый конгломерат, состоящий из хорошо окатанных галек яшм, песчаников, аргиллитов и гранитоидов. Цемент конгломерата представлен гравелитом и песчаниками различной зернистости. Слоистость конгломерата обуславливается сменой характера цемента 200 м
2. Темно-зеленый гравелит того же состава, что и конгломерат, вверх по разрезу постепенно переходит в песчаник 41 м
3. Зеленые полимиктовые среднезернистые песчаники, вверх по разрезу постепенно переходящие в мелкозернистые 21 м
4. Буровато-зеленые полимиктовые мелкозернистые песчаники, вверх по разрезу постепенно переходящие в алевролиты и аргиллиты 42 м
5. Голубовато-зеленые тонкослоистые алевролиты и аргиллиты 322 м
6. Зеленый гравелит с прослоями тонкозернистого песчаника и аргиллита 13 м
7. Зеленый конгломерат, состоящий из гальки яшм, аргиллитов, туфов и гранитоидов. Цемент гравелитовый и песчаный. Смена его обуславливает слоистость породы 72 м
8. Голубовато-зеленые аргиллиты, тонкослоистые 6 м
9. Зеленый полимиктовый грубозернистый песчаник 5 м
10. Зеленый конгломерат, по составу аналогичный описанным выше 70 м

В приведенном разрезе наблюдается определенная ритмичность строения. Грубозернистые породы вверх по разрезу постепенно сменяются более мелкозернистыми, причем на фоне крупных ритмов мощностью в несколько сотен метров выделяются более мелкие мощностью в несколько метров.

По направлению к востоку наблюдаются более полные разрезы ермекской свиты. В районе оз. Коскопа в разрезе свиты видимой мощностью около 2000 м выделяются три крупные пачки. Нижняя сложена зелеными песчаниками и конгломератами, пласты которых достигают мощности в несколько сот метров. Средняя и верхняя сложены голубовато-зелеными полимиктовыми песчаниками и аргиллитами; в первой из них преобладают аргиллиты, во второй — песчаники. Детали строения верхней пачки наблюдаются еще восточнее, на левобережье р. Исень, где ей свойственно четкое ритмичное строение. Каждый ритм имеет в основании границу размыва и состоит из последовательно сменяющихся гравелита или грубозернистого песчаника, среднезернистого песчаника и аргиллита. Мощность ритмов колеблется от 20—30 см до 1—1,5 м. В этом же районе, среди высыпок голубовато-зеленых алевролитов, обнаружена линза органогенных известняков с фауной *Rugosa* и *Tabulata* плохой сохранности.

Далее к востоку, в районе р. Косбак, составлен полный разрез ермекской свиты и описаны ее взаимоотношения с подстилающими породами. Северное крыло Тектурмасского антиклиналя в этом районе сложено темно-зелеными агломератовыми миндалекаменными и шаровыми диабазами уртынджальской серии. На них лежит куланутпесская свита,

сложенная вулканическими брекчиями лиловых и красных кварцевых альбитофиров и кварцевых порфиров, красными и серыми яшмами и кремнистыми аргиллитами с редкими линзами песчаников (мощность 100 м). Эта свита прослеживается по северному крылу антиклинория на протяжении 40—50 км. Куланутпесская свита несогласно перекрывается мощным комплексом силурийских осадочных пород, нижняя часть которого соответствует описанной выше ермекской свите. Разрез ее, составленный по частям в различных складках, приводится ниже.

Первый разрез — район развалин аула Сиплогаз. На красных и серых кремнистых аргиллитах куланутпесской свиты лежат:

1. Темно-красные и зеленые тонкослоистые аргиллиты и алевролиты с редкими подчиненными прослоями гравелита, состоящего из обломков тех же аргиллитов	150 м
2. Красный тонкослоистый аргиллит	10 м
3. Конгломерат состоит из окатанных галек, яшм, кварцитов, диабазов, ультраосновных пород и гранитоидов, цемент песчаный	10 м
Конгломераты образуют линзы протяженностью от 20—50 м до нескольких сот метров. Мощность линз меняется от 10 до 50 м.	
4. Зеленые аргиллиты и алевролиты	30 м
5. Гравелит зеленовато-серый	15 м
6. Зеленовато-серый полимиктовый песчаник	20 м

Перерыв в обнажении 80—100 м.

Выше по разрезу в высыпках встречаются сначала красновато-зеленые тонкослоистые аргиллиты, выше них на грядках обнажаются зеленовато-серые среднезернистые песчаники.

Второй разрез, в котором изучен контакт силурийских отложений с подстилающими породами, но более полно описаны вышележащие отложения, находится на 5 км северо-восточнее первого разреза (район развалин Жаман). Здесь на кремнистых серых аргиллитах и яшмах куланутпесской свиты лежат:

1. Лиловые и зеленые тонкослоистые аргиллиты	20 м
2. Зелено-серые разномзернистые полимиктовые песчаники, переходящие по простиранию в гравелиты и мелкогалечные конгломераты	65 м
3. Зеленовато-серые аргиллиты	70 м
4. Светло-серый кремнистый аргиллит	10 м
5. Зеленовато-серые полимиктовые среднезернистые песчаники и аргиллиты. Породы образуют слои мощностью от 1—2 до 10 м	120 м
6. Лиловые тонкослоистые аргиллиты	20 м
7. Зеленовато-серые среднезернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты. Породы образуют слои мощностью от 1—2 до 10 м	100 м
8. Зеленовато-серые полимиктовые среднезернистые песчаники	550 м

Сопоставляя оба описания и учитывая данные о строении нижней части ермекской свиты в западной части синклинория (район гряды Кара-Оба), мы приходим к выводу, что в нижней части разреза ермекской свиты (первый разрез и слои 1—7 второго разреза) обособляется пачка тонкозернистых красноцветных и пестроцветных пород с линзами конгломерата, отдельные горизонты которой местами размываются. В целом строение пачки говорит о накоплении пород во время интенсивных, преимущественно восходящих, тектонических движений, предшествующих эпохе прогибания и накопления мощных терригенных свит венлокского и лудловского возраста. Эту пачку мощностью в 100—200 м можно выделить в самостоятельную свиту, и лишь отсутствие данных о ее распространении (вследствие плохой обнаженности западной части синклинория) не позволяет это сделать.

Выше слоя 8 второго разреза обнажаются:

- | | |
|---|---------|
| 9. Зеленовато-серые аргиллиты | 30—50 м |
| 10. Зеленые полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты, редко гравелиты. Породы образуют слои различной мощности от нескольких сантиметров до 5—10 м | 800 м |
| 11. Вишневые тонкослоистые аргиллиты и алевролиты | 100 м |
- Перерыв в обнажении; тектонический контакт. Выше по разрезу в отдельных блоках, в высыпках следуют:
- Гравелиты темно-зеленые, состоящие из обломков пород уртынджальской серии.
 - Голубовато-зеленые тонкослоистые алевролиты и аргиллиты.
 - Зеленые песчаники среднезернистые и крупнозернистые с отдельными обломками голубовато-зеленого алевролита.

Горизонт вишневых аргиллитов и алевролитов (11) хорошо прослеживается в южной части крыла синклинория.

Выше него на правом берегу р. Косбак западнее развалин Куаншпай в третьем разрезе наблюдается продолжение описанного выше второго разреза:

- | | |
|--|-------|
| 1. Конгломерат из обломков пород уртынджальской серии | 50 м |
| 2. Зеленые полимиктовые песчаники с редкими прослоями алевролитов | 200 м |
| 3. Зеленые и лиловые тонкослоистые алевролиты и аргиллиты | 150 м |
| 4. Зеленые полимиктовые песчаники с подчиненными прослоями кремнистого алевролита | 20 м |
| 5. Голубовато-зеленые полимиктовые песчаники, от грубозернистых до тонкозернистых. Породы характеризуются ритмичным строением | 150 м |
| 6. Темно-зеленые и бурые алевролиты и аргиллиты | 250 м |
| 7. Зеленые полимиктовые песчаники, от крупнозернистых до мелкозернистых. Породы образуют ритмичное переслаивание. Видимая мощность | 100 м |

Описанная выше часть разреза широко распространена в южной части крыла синклинория между грядями Аркалык и р. Косбак. На правом берегу р. Косбак среди пестрых алевролитов и темно-зеленых песчаников, аналогичных верхней части описанного выше разреза, встречена линза известняков с фауной мшанок, табулят, ругоз и т. д., среди которых определены *Mesofavosites oblicuus* Sok., *M. sp.*, *Zelophyllum intermedium* Wdkd. Темно-зеленые полимиктовые песчаники с редкими прослоями пестрых алевролитов, аналогичные описанным в разрезе, распространены и восточнее — на междуречье рек Сулу и Медине. В этом районе они отделены разрывами от пород уртынджальской серии, слагающих Тектурмасский антиклинорий, и от силурийских отложений, слагающих более высокие горизонты разреза ермекской свиты. Темно-зеленые песчаники с подчиненными прослоями аргиллитов обнажаются в ядре Бурнакской антиклинали. По-видимому, эти же горизонты разреза ермекской свиты присутствуют и в западной части синклинория, но не были описаны и выделены в разрезе из-за плохой обнаженности южной части крыла синклинория.

Более высокие горизонты разреза ермекской свиты обнажаются на большей части синклинория севернее р. Косбак, где они слагают крылья синклиналей, сложенных исенской свитой. Разрез верхней части ермекской свиты, составленной на правобережье р. Косбак севернее развалин Куаншпай, по центриклинальному замыканию Богимбайской синклинали является продолжением разреза, описанного выше.

- Зеленовато-серые полимиктовые среднезернистые песчаники с редкими прослоями и обломками голубоватых алевролитов. Видимая мощность 300 м
Эти песчаники аналогичны тем, которые обнажаются в высыпках в верхней части второго разреза (слой «в»).

- | | |
|--|-------|
| 2. Голубовато-зеленые алевролиты и аргиллиты с тонкими, миллиметровыми прослойками светлого песчаника, подчеркивающего правильную горизонтальную слоистость пачки. Мощность отдельных слоев алевролитов и аргиллитов не превышает 3—4 см. Внутри некоторых слоев наблюдаются серии косо́й слоистости | 850 м |
| 3. Голубовато-зеленые полимиктовые крупнозернистые и мелкозернистые песчаники с подчиненными прослоями алевролитов (породы обнажаются в высыпках) | 550 м |
| 4. Голубовато-зеленые алевролиты тонкослоистые | 50 м |
| 5. Розовые и зеленые известковистые среднезернистые песчаники и алевролиты. В песчаниках обнаружены членики криноидей | 15 м |
| 6. Голубовато-зеленые грубозернистые песчаники, чередующиеся с гравелитами | 20 м |
| 7. Голубовато-зеленые алевролиты тонкослоистые | 50 м |
| 8. Конгломераты грубогалечные, состоящие из обломков пород уртынджальской серии | 250 м |

(Возможно, что слои 5—8 относятся к основанию исенской свиты).

Строение этой же части разреза ермекской свиты наблюдается по южному крылу Исенской синклинали (южнее пос. Кара-Коль) и на северном крыле Бурнакской антиклинали (восточнее могилы Борибай). В этих районах прослеживается мощная пачка голубовато-зеленых слоистых алевролитов и аргиллитов, а над ней пачка голубовато-зеленых песчаников, гравелитов и алевролитов, которая характеризуется четким ритмичным строением. Мощности ритмов колеблются от 20—30 см до 1 м. Описанная часть разреза распространена и восточнее на междуречье рек Сулу и Медине.

Подводя итоги описанию всех разрезов, мы приходим к выводу, что ермекская свита, выделенная в 1955 г. в западной части Нурина синклинория, представляет собой сложное образование. В настоящее время в ней могут быть выделены четыре толщи, которые при более детальном исследовании возможно выделить как самостоятельные свиты.

В основании всего разреза выделяется первая толща, сложенная красноватыми алевролитами и аргиллитами с прослоями гравелитов, состоящих из обломков этих же пород и линзами и прослоями конгломератов, состоящих из обломков пород уртынджальской серии, габбро, ультраосновных пород и гранитоидов. Мощность ее изменяется от 200 до 10 м.

Вторая толща сложена преимущественно темно-зелеными и серовато-зелеными равномернозернистыми полимиктовыми песчаниками, а в верхней ее части появляются прослои алевролитов. Заканчивается толща пластом вишнево-красных тонкослоистых аргиллитов и алевролитов. Мощность ее 1500 м.

Третья толща начинается мощным пластом конгломерата (до 200 м), состоящим из обломков пород уртынджальской серии. Выше разрез ее представлен пачками зеленых и голубовато-зеленых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Их мощность 100—200 м. Они тонко переслаиваются, иногда приобретают ритмичное строение. Пачки аргиллитов этой толщи пестроцветные. С ними связаны линзы органогенных известняков с кораллами (см. табл. 3). Общая мощность толщи 1500 м.

Верхняя, четвертая, толща отличается голубовато-зеленым цветом пород и преобладанием в разрезе алевролитов и аргиллитов. Верхняя ее часть, состоящая, кроме аргиллитов, и из песчаников, отличается ритмичным строением. В середине толщи имеются линзы органогенных известняков. Мощность толщи около 2000 м.

Таким образом, общая мощность ермекской свиты около 5000 м.

Состав обломочного материала песчаников ермекской свиты, несмотря на большую мощность разреза, почти везде одинаковый—полимиктовый. Зеленовато-серые и голубовато-зеленые песчаники состоят в основном из обломков микрокварцитов, яшм и кварца. В каждом песчанике встречаются полевые шпаты: плагиоклаз (олигоклаз-андезин) и калиевый полевой шпат. Широко распространены обломки рудных минералов, в большинстве случаев замещенные лейкоксеном. В песчаниках верхней толщи присутствуют редкие обломки порфириров, гранитоидов, жильных пород, кварц-мусковитовых сланцев. Из второстепенных минералов преобладает хлорит, тогда как в песчаниках нижней толщи встречается слюда.

По составу цемента песчаники также различны. Серовато-зеленые песчаники нижней толщи имеют кремнисто-хлоритовый или кремнисто-хлорит-серицитовый цемент, в голубовато-зеленых песчаниках верхней толщи цемент глинисто-хлоритовый или глинисто-хлорит-эпидотовый. Во всех песчаниках цемент типа соприкосновения или выполнения пор. Хлорит-серицитовая и хлорит-эпидотовая часть цемента образовалась, по-видимому, при вторичных изменениях пород. Кремнистое и глинистое вещество в цементе песчаников говорит о различных условиях их накопления. Алевролиты и аргиллиты ермекской свиты состоят из глинистого вещества сгустковой структуры с большим или меньшим количеством алевролитовых частиц, представленных кварцем, серицитом, хлоритом, реже слюдой, эпидотом и железистыми частицами. Пестрые алевролиты нижних толщ карбонатизированы. Темно-красные алевролиты и аргиллиты самой нижней толщи (первой) основания разреза характеризуются наличием железистого вещества.

Исеньская свита в пределах Нуринского синклинория слагает Исеньскую, Богимбайскую синклинали и южнее крыло Караузекской, центральная часть которой выполнена биотарской свитой нижнего девона. Исеньская свита выделена в западной части синклинория, где по литологическим признакам она четко отделяется от ермекской. Исеньская свита сложена зеленовато-серыми и пестрыми алевролитами, песчаниками, в составе ее широко распространены линзы красноцветных грубогалечных конгломератов и органогенных известняков. Разрез свиты составлен в районе западного центриклинального замыкания Исеньской синклинали и ее центральной части.

На голубовато-зеленых тонкослоистых алевролитах и аргиллитах ермекской свиты, севернее оз. Сулу-Куль, в районе сопок Ак-Шоки лежат наклоненные на восток аз. $90^\circ \angle 45^\circ$:

1. Темно-зеленые тонкослоистые алевролиты.
2. Темно-зеленые тонкослоистые алевролиты с прослоями светло-зеленых.
3. Зеленые и зеленовато-желтые полимиктовые крупнозернистые песчаники с прослоями мелкогалечного конгломерата и отдельными обломками и прослоями светло-зеленого алевролита.
4. Розовато-зеленый тонкослоистый алевролит с прослоями песчаников различной зернистости.
Мощность каждой из перечисленных выше пачек колеблется в пределах 150—200 м. Общая мощность 900 м.
5. Грубогалечные конгломераты, состоящие главным образом из гальки красных яшм и яшмокварцитов. Цемент конгломерата — красный полимиктовый песчаник 400 м
6. Розовые криноидные известняки с *Favosites hisingeri* M. E. et H., *F. hisingeri* M. E. et H. var. *regularis* Ruch, *F. subforbesi* Sok. 100—150 м
7. Голубовато-зеленые алевролиты с прослоями мелкогалечного конгломерата 100 м
8. Серые органогенные известняки с обильной фауной кораллов . . . 100—150 м

В центральной части синклинали с наклоном по аз. $180^\circ \angle 20-12^\circ$ обнажаются:

9. Грубогалечный конгломерат из обломков красных яшм и кварцитов	300 м
10. Голубовато-зеленые тонкослоистые алевролиты и аргиллиты	200 м
11. Серые разнородные полимиктовые песчаники с рассеянной галькой красных яшм и яшмокварцитов	100 м

Последний пласт выполняет центральную часть Исенской синклинали. Более высокие горизонты разреза свиты обнажаются по южному борту Караузекской синклинали, которая отделена от Исенской синклинали антиклинальным перегибом, сложенным породами нижней части разреза свиты (слои 1—5).

Южный борт Караузекской синклинали нарушен разломами. Видимая часть разреза начинается с россыпи галек конгломерата, состоящих главным образом из яшм и яшмокварцитов, реже альбитофиров. Эти породы соответствуют пачкам 5—9 описанного выше разреза. Над ними обнажаются красные тонкослоистые алевролиты и аргиллиты с подчиненными прослоями розоватых и зеленых полимиктовых песчаников. По простиранию песчаники замещаются небольшими прослоями конгломерата, в составе гальки которого заметную роль играют обломки красных альбитофиров (?). Общая мощность пачки красноцветных алевролитов и аргиллитов около 1000 м. В нижней части ее лежат серые органогенные известняки с обильной фауной кораллов¹, образующие линзу протяженностью 1,5—2 км, мощностью в 100 м. На красные аргиллиты ложатся темно-зеленые полимиктовые песчаники биотарской свиты, выполняющие центральную часть Караузекской синклинали. В основании песчаников обнаружены линзы ракушечника с фауной брахиопод (*Merista* sp., *Proschizophoria* sp.).

Таким образом, общие черты строения исенской свиты в западной части синклинали сводятся к следующему.

В основании разреза лежит толща тонкослоистых серых светло- и темно-зеленых слоистых алевролитов, в верхней части которой появляются прослои мелкогалечных конгломератов и песчаников. Средняя часть разреза сложена мощными пластами красноцветных конгломератов, достигающих 200 и 300 м, и линзами органогенных известняков. Последние вытягиваются по простиранию на 1,5—2 км и имеют мощность 100—200 м. Верхняя толща сложена преимущественно темно-красными слоистыми алевролитами и аргиллитами с подчиненными прослоями песчаника и конгломерата, в гальке которого заметную роль играют красные альбитофиров. Мощность каждой толщи около тысячи метров. Общая мощность свиты 3000—3500 м.

Разрез исенской свиты более южных и восточных частей синклинали значительно изменяется. Пестроцветные породы сохраняются только в верхней части свиты, а в общем разрезе ее преобладают зеленые песчаники и алевролиты, так что само разделение разреза свиты на ермекскую и исенскую свиты представляет большие трудности.

В пределах Богимбайской синклинали нижние горизонты исенской свиты обнажены плохо. В районе центриклинального замыкания и крыльев складки они представлены серовато-зелеными полимиктовыми пе-

¹ *Favosites borissiakae* Tschern., *F. lazutkini* Tschern., *F. cf. gothlandicus* L. var. *tachlowitzensis* Barr., *F. intricatus* Barr., *F. ex. gr. forbesi* M. E. et H., *F. ex. gr. hisingeri* M. E. et H., *F. cf. hisingeri* M. E. et H. var. *regularis* Ruch.

счаниками и серыми известковистыми аргиллитами с редкими тонкими прослоями известняка. Мощность этой части разреза порядка 800—1000 м. Более высокие горизонты обнажаются в центральной части синклинали (в северном блоке), северо-восточнее пос. Богимбай, и представлены зелеными алевролитами, с подчиненными прослоями вишневых, и линзами известняка. Описание этой части разреза приводится ниже.

1. Зеленовато-красный среднезернистый полимиктовый песчанник. Видимая мощность	20 м
2. Зеленовато-серые и голубоватые тонкослоистые алевролиты	225 м
3. Зеленый и вишневый тонкослоистый алевролит	70 м
4. Зеленый мелкозернистый и среднезернистый песчанник	10 м
5. Зеленый и вишневый алевролит	90 м
6. Зеленовато-серый известковистый алевролит с перебитой фауной табулят и ругоз	40 м
7. Зеленый алевролит с подчиненными редкими прослоями мелкозернистого песчанника	150 м
8. Светло-серый органогенный известняк с обильной фауной табулят, ругоз и хелиолитид. Среди табулят определены: <i>Favosites forbesi</i> M. E. et H., <i>F. aff. peetzi</i> Tschern., <i>F. forbesi</i> subsp. <i>tuvaensis</i> Tschern., <i>F. stepanovi</i> Kov., <i>F. tscherpyshevi</i> Kov. Среди <i>Thamnopoera</i> выделены новый род и несколько его видов: <i>Plicatomurus bogimbaensis</i> Tschjan, <i>Plicatomorus vagus</i> Tschjan, <i>Plicatomurus parvus</i> Tschjan	50 м
9. Алевролит зеленый известковистый	25 м
10. Известняк органогенный с фауной такого же облика, как описана выше	25 м

Среди нижних слоев описанного разреза (1—2) к востоку по простиранию появляются линзы органогенных известняков. Из линзы, расположенной в 1 км восточнее описанного разреза, собраны кораллы: *Favosites gothlandicus* Lam., *F. hisingeri* M. E. et H. *F. forbesi* M. E. et H., *F. cf. medinensis* Kov., *Plicatomurus* sp.

Восточнее, в 4—5 км, на простирании этих же известняков расположена мощная (100 м) линза красноватых криноидных и серых органогенных известняков. В них обнаружены: *Conchidium biloculare* L., *C. kniøhti* Sow., *C. hospes* Barr., *Delthyris elevata* Dalm., *Heliolites lindstromi* Kov. (Ковалевский, 1956).

В южном блоке, в центральной части Богимбайской синклинали, на алевролитах, аналогичных описанным выше, лежат:

1. Пестрые, зеленые и красные среднезернистые и крупнозернистые песчанники, участками косослоистые с линзами конгломерата, состоящего преимущественно из обломков красных яшм и яшмокварцитов.
2. Зеленые песчанники и буро-зеленые аргиллиты с линзой органогенных известняков, содержащих фауну брахиопод, ругоз и табулят. Из последних встречаются: *Favosites borissiakae* Tschern., *F. kassini* Tschern., *F. medinensis* Kov., *Syringopora fascicularis* L., *Heliolites kuznetskiensis* Tschern., *H. subdecepiens* Kov., *H. subambiguss* Kov. (фауна собрана и определена О. П. Ковалевским, 1956).

Общая мощность описанной части разреза около 800 м. Мощность исенской свиты Богимбайской синклинали около 3000 м. Разрез исенской свиты, аналогичный вышеописанному, наблюдается и в третьей синклинали — Медине, расположенной за пределами описанного района. В обоих районах, так же как и в пределах Исенской синклинали, выделяются три толщи.

Нижняя сложена серыми разномзернистыми и среднезернистыми песчаниками с редкими прослоями конгломератов, известковистых аргиллитов и известняков. Палеонтологически она охарактеризована только в пределах синклинали Медине. В нижней части этой толщи, на междуречье рек Сулу и Медине, в органогенных известняках обнаружены: *Mesofavosites* sp., *Favosites cf. forbesi* M. E. et H., *F. pseudoforbesi* Sok., *F. sinuosus* Kov., *F. stepanovi* Kov., *Pholidophyllum multitabulatum*

Nik., *Entelophyllum* sp., *Holmophyllum medinensis* Nik., *H. vernicularum* Nik.

Средняя толща образована тонкослоистыми зелеными алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями пестрых алевролитов и мощными линзами органогенных известняков, содержащих богатую фауну кораллов (списки фауны см. выше, стр. 77).

Верхняя толща представлена пестроцветными и зелеными песчаниками и конгломератами с редкими линзами известняков. В органогенных известняках этой толщи О. П. Ковалевский собрал и определил табулят и хелиолитид айнасуйских слоев силура Центрального Казахстана (стр. 120).

В песчаниках мы собрали фауну брахиопод: *Isorthis perelegans* Hall, *Atrypa reticularis* L., *Stropheodonta asiatica* Boris., *Delthyris elevata* Dalm., *D. kasachstanica* Boris., *Gypidula galeata* Dalm. и единичные экземпляры *Leptostrophia rotunda* Bubl., которая также аналогична фауне айнасуйских слоев (определения Г. Т. Ушатиной).

По составу обломочный материал песчаников исенской и ермекской свит существенно отличается друг от друга, хотя и те и другие песчаники полимиктовые. Среди обломков в разномзернистых и крупнозернистых песчаниках исенской свиты значительную роль играют эффузивные породы, встречаются гранитоиды, микрокварциты, яшмы, кварц-серицитовые сланцы. Из минералов обнаружены кварц, плагиоклазы, калиевый полевой шпат, биотит, мусковит, редко пироксен и роговая обманка. Цемент песчаников преимущественно глинисто-эпидотовый. Зеленые и пестроцветные песчаники исенской свиты тоже несколько различаются по составу. В обломках зеленых и зеленовато-желтых песчаников нижней толщи чаще встречаются различные гранитоиды, микропегматиты, среди обломков эффузивных пород преобладают порфириды с диабазовой и сферолитовой структурой основной массы, подвергшиеся зеленокаменному изменению. Цемент их глинисто-эпидотовый. В обломочном материале пестроцветных и красноцветных песчаников средней и верхней толщи исенской свиты (в пределах Исенской синклинали) содержатся многочисленные обломки бурых порфиритов и железистых пород (вероятно, разрушенные эффузивы). В некоторых разностях песчаников средней и верхней толщи исенской свиты встречается карбонатный и эпидотово-карбонатный цемент.

Сравнительная характеристика и возраст свит

Описание разрезов свит и схема вертикального распространения в них фауны (табл. 3) позволяют прийти к следующим выводам.

Граница между ермекской и исенской свитами проводится по литологическим признакам, по появлению выше пачки тонко-слоистых голубовато-зеленых песчаников пестроцветных грубозернистых песчаников, редко конгломератов. Ермекская свита обладает большей выдержанностью и однородностью литологического состава на площади, чем вышележащая исенская. Особенно хорошо прослеживается верхняя четвертая толща этой свиты, сложенная голубовато-зелеными алевролитами и песчаниками, нередко обладающими ритмичным строением. Ермекская свита слабо палеонтологически охарактеризована. На западе (левобережье р. Ишень) в верхней толще этой свиты встречаются неопределимые *Tabulata* и *Rugosa*, в центральной части, на правобережье р. Косбак, в известняках третьей толщи встречены *Mesofavosites oblicuus* Sok., *M. sp.*, *Zelophyllum intermedium* Wdkd., *Tryplasma*. При-

**ВЕРТИКАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ФАУНЫ В РАЗРЕЗАХ СИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
НУРИНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ**

Свиты	Толщи	Исеньская и Караузекская синклинали	Богимбайская синклиналь	Синклиналь Медине
Исеньская	III	<i>Favosites borissiakae</i> Tschern. <i>Favosites lazutkini</i> Tschern. <i>F. cf. gothlandicus</i> L. var. <i>tachlowitziensis</i> Barr. <i>F. intricatus</i> Barr. <i>F. ex. gr. forbesi</i> M. E. et H. <i>F. ex gr. hisingeri</i> M. E. et H. <i>F. cf. hisingeri</i> M. E. et H. var. <i>regularis</i> Ruch. <i>Holmophyllum</i> sp. <i>Aphyllum</i> sp.	<i>Favosites kassini</i> Tschern. <i>F. borissiakae</i> Tschern. <i>F. medinensis</i> Kov. <i>Kyphophyllum</i> ex. gr. <i>lindstroemi</i> Wdkd. <i>Ramulophyllum heterozonole</i> Nik	<i>Atrypa reticularis</i> L. <i>Leptaena rhomboidalis</i> Wilck. <i>Isorthis perelegans</i> Hall. <i>Stropheodonta euglypha</i> Boris <i>Delthyris elevata</i> Dalm. <i>Eospirifer togatus</i> Barr. <i>Delthyris kazachstanica</i> Boris <i>Gypidula ex. gr. galeata</i> Dalm. <i>Stropheodonta aff. kazachstanica</i> Boris. <i>Str. asiatica</i> Boris. <i>Leptostrophia rotunda</i> Bubl.
	II	<i>Favosites hisingeri</i> M. E. et H. <i>F. hisingeri</i> var. <i>regularis</i> Ruch. <i>F. subforbesi</i> Sok.	<i>Favosites forbesi</i> M. E. et H. <i>F. forbesi</i> M. E. et H. subsp. <i>tuvaensis</i> Tschern. <i>F. stepanovi</i> Kov., <i>F. tschernyshevi</i> Kov. <i>F. maubasensis</i> Kov. <i>F. aff. peetzi</i> Tschern. <i>F. gothlandicus</i> L., <i>F. cf. medinensis</i> Kov. <i>F. hisingeri</i> M. E. et H., <i>Plicatomurus</i> Tschjan. <i>Plicatomurus bogimbaensis</i> Tschjan. <i>Pl. vagus</i> Tschjan., <i>Pl. parvus</i> Tschjan. <i>Conchidium knighti</i> Sow., <i>C. biloculare</i> L. <i>C. hospes</i> Barr., <i>Delthyris elevata</i> Dalm.	
	I			<i>Mesofavosites</i> sp. <i>Favosites pseudoforbesi</i> Sok., <i>F. cf. forbesi</i> M. Edw. et H., <i>F. sinuosus</i> Kov., <i>F. stepanovi</i> Kov., <i>Pholidophyllum multitalatum</i> Nik., <i>Entelophyllum</i> sp., <i>Holmophyllum medinensis</i> Nik., <i>H. vernicularum</i> Nik.
	IV III II I		<i>Mesofavosites</i> sp. <i>Mesofavosites oblicuus</i> Sok. <i>Zelophyllum intermedium</i> Wdkd., <i>Tryplasma</i>	<i>Pilophyllum weissermeli</i> Wdkd, <i>Tryplasma</i> , <i>Aphyllum</i>

сутствие из табулят только представителей рода *Mesofavosites* позволяет предполагать нижнесилурийский возраст свиты. Более же убедительным доводом в пользу такого возраста служит стратиграфическое положение свиты: залегание под исенской свитой в основном лудловского возраста. Исенская свита в противоположность ермекской отличается сложностью и пестротой строения разреза и фациальной изменчивостью в пределах синклинали. Она имеет богатую палеонтологическую характеристику (правда, еще недостаточно изученную), которая, собственно, и позволяет установить характер фациальных изменений (рис. 21).

К настоящему времени более или менее установлена палеонтологическая характеристика разрезов исенской свиты в Исенской, Караузекской и Богимбайской синклиналях. Палеонтологическая характеристика этих разрезов начинается со средней толщи исенской свиты, которая обладает изменчивым литологическим составом. На западе это красноцветные конгломераты и песчаники с линзами органогенных известняков, на востоке — зеленые тонкослоистые алевролиты, также с линзами известняков. Нижний горизонт известняков в восточном разрезе содержит: *Conchidium biloculare* L., *C. knighti* Sow., *C. hospes* Barr, *Delthyris elevata* Dalm; *Heliolites lindstromi* Kov., *Favosites forbesi* M. E. et H. F. *gothlandicus* L., *F. hisingeri* M. E. et H., *F. cf. medinensis* Kov. Комплекс табулят и брахиопод соответствует комплексу фауны акканских известняков залива Ак-Керме, возраст которого О. И. Никифорова (1937), а затем и О. П. Ковалевский считают нижнелудловским. На этом основании возраст нижнего горизонта известняков мы принимаем также нижнелудловским. Комплекс табулят второй толщи западного разреза (Исенской синклинали) *Favosites hisingeri* M. E. et H., *F. subforbesi* Sok., *F. hisingeri* M. E. et H. var. *regularis* Ruch. не противоречит нижнелудловскому возрасту. Верхний горизонт в восточном разрезе этой толщи имеет очень своеобразную палеонтологическую характеристику; он содержит *Favosites forbesi* M. E. et H., *F. forbesi* M. E. et H. subsp. *tuvaensis* Tschern., *F. tschernyshevi* Kov., *F. stepanovi* Kov. *F. cf. maubasensis* Kov., *F. aff. peetzi* Tschern., *Plicatomurus*, для которого выделены виды: *Plicatomurus bogimbaensis* Tschjan, *Pl. vagus* Tschjan, *Pl. parvus* Tschjan.

Широкое развитие представителей сем. *Thamnoporidae* и наличие двух видов *Favosites*, характерных для коралловых известняков Северного Прибалхашья (Ковалевский, 1956, 1959), по заключению Л. М. Улитиной и Чжан Чжао-чена, свидетельствуют о верхнелудловском возрасте этого горизонта известняков¹. Комплексы табулят третьей толщи исенской свиты обоих разрезов имеют ряд общих черт. В Караузекской синклинали (западный разрез) в линзе известняков из основания толщи красных алевролитов обнаружены *Favosites borissiakae* Tschern., *F. lazutkini* Tschern., *F. cf. gothlandicus* L. var. *tachlowitzeins* Barr., *F. intricatus* Barr., *F. ex. gr. forbesi* M. E. et H., *F. ex. gr. hisingeri* M. E. et H., *F. cf. hisingeri* M. E. et H. var. *regularis* Ruch.

В восточном разрезе, также в известняках третьей толщи, сложенной в основном пестроцветными и зелеными песчаниками, по данным О. П. Ковалевского, обнаружены следующие формы: *Favosites kassini* Tschern., *F. borissiakae* Tschern., *F. medinensis* Kov., *Syringopora fascicularis* L., *Heliolites kusnetskiensis* Tschern., *H. subdeciptiens* Kov.,

¹ Табулят этого горизонта изучил студент МГУ Чжан Чжао-чен, который выделил новый род *Plicatomurus* и четыре его вида.

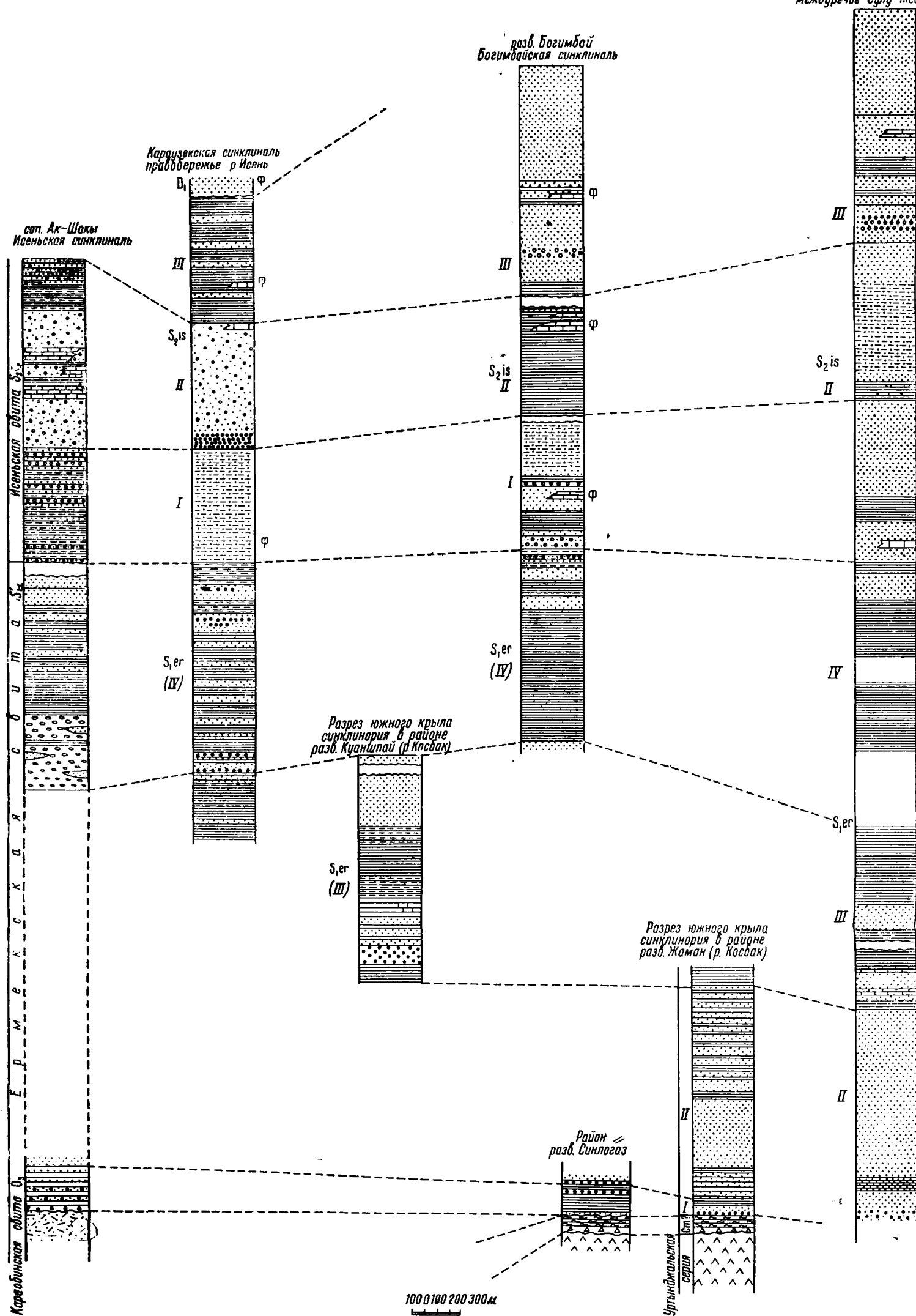


Рис. 21. Сопоставление разрезов сулура Нуринского синклинория

H. subambiguus Kov. Л. М. Улитиной из этих же известняков определены *Kyphophyllum* ex. gr. *lindstroemi* Wdkd., *Ramulophyllum heterozonale* Nik. В обоих разрезах обнаружены *Favosites borissiakae* Tschern., который в разрезах силура Казахстана встречается в самых верхних горизонтах этой системы, на границе с отложениями жединского яруса девона.

О. П. Ковалевский параллелизует этот горизонт также с коралловыми известняками Северного Прибалхашья, для которого доказывает верхнелудловский возраст, сравнивая его с исфаринскими слоями Средней Азии.

Различное стратиграфическое положение описанных органогенных известняков (второй горизонт средней толщи и горизонт третьей толщи) и различная палеонтологическая характеристика их позволяют считать, что каждый из них представляет собой самостоятельный стратиграфический горизонт, несмотря на то что оба могут параллелизоваться с коралловым известняком. Таким образом, встает вопрос о трехчленном делении лудловского яруса в Центральном Казахстане.

Горизонт известняков третьей толщи является аналогом айнасуйских слоев, так как восточнее описываемого района на правом берегу р. Медине в третьей толще исенской свиты обнаружен богатый комплекс фауны брахиопод, аналогичных фауне айнасуйских слоев М. А. Борисак (1956) и О. П. Ковалевского (1956, 1959).

Таким образом, исенская свита включает в себя отложения, соответствующие по возрасту лудловскому ярусу. Однако недостаточная палеонтологическая характеристика нижних горизонтов свиты не позволяет еще заменить местную стратиграфическую единицу (исенская свита) международной (лудловский ярус).

Условия образования силурийских свит

Строение ермекской свиты нижнего силура — однообразный комплекс зеленых песчаников и аргиллитов с правильной горизонтальной слоистостью и с выдержанными пачками ритмичного строения — позволяет относить эту свиту к граувакковой формации. Южным ограничением прогиба, в котором шло накопление этой формации, являлся Тектурмасский антиклинорий, представлявший собой в то время подводный гребень. Северное ограничение прогиба неизвестно, оно скрыто под вулканогенным поясом девонских отложений южной окраины Карагандинского каменноугольного бассейна.

В верхнем силуре условия осадконакопления резко изменились, на что указывают резкая фациальная изменчивость и пестрота состава исенской свиты. В центральной части прогиба начинается накопление мелководных отложений: красноцветных грубогалечных конгломератов и органогенных известняков. В краевой части прогиба, у подножья Тектурмасского антиклинория, продолжается накопление зеленых тонкослоистых алевролитов, также с органогенными известняками.

Таким образом, в пределах Нуринского синклинория в верхнем силуре возникают две различные формации, которые указывают на формирование в пределах него двух различных прогибов. На севере возникает, вероятно, относительно мелководная впадина, заполняющаяся грубообломочными и пестроцветными породами, близкими к формации морских моласс. На юге, в прогибе, расположенном у подножья Тектурмасского антиклинория, продолжает накапливаться граувакковая формация.

Подводя итоги описанию стратиграфии силурийских отложений Ну-ринского синклинория, мы приходим к следующим выводам.

1) Терригенный комплекс силура лежит трансгрессивно на уртынджалской серии, нижнем палеозое и верхнем ордовике. В западной части Нуринского синклинория силурийские отложения ложатся на подстилающие породы с азимутальным несогласием в 50—60°.

2) Первый этап существования силурийского прогиба характеризуется накоплением граувакковой формации.

3) Второй этап развития Нуринского синклинория в силуре характеризуется расчленением его на два различных прогиба. В южном продолжается накопление граувакковой формации, в северном накапливаются молассы. Следует отметить, что в нижнем девоне в этом прогибе продолжалось накопление морских терригенных толщ, однако характер их отличался от морских моласс верхнего силура.

СИЛУР КОНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

В Конском синклинории силурийские отложения слагают его центральную часть и представлены терригенной толщей нижнего силура, которая обнажается в сводах Кызымшекской и Джамантасской горст-антиклиналей Сарысу-Тенизского поднятия (р. Жаман-Кон, р. Кан-Кара-Су и уроч. Мешкей-Сор и Кара-Сор). В этом районе не удается наблюдать непосредственных контактов силурийских отложений с более древними породами, так как выходы нижнего — среднего ордовика (кушекинская свита) и верхнеордовикских вулканогенных толщ отделены от обнажений силура выходами вулканогенной свиты девона и интрузиями гранитоидов.

Тип складок, образуемых силурийской терригенной толщей (пологие изометричные складки с углами наклона крыльев от 10 до 35—40°), резко отличается от характера складок ордовикских пород Кирейской горст-антиклинали (линейные складки меридионального простирания с углами наклона крыльев 40—60°). С другой стороны, в пределах Джамантасской и Теректинской горст-антиклиналей наблюдаются одинаковые северо-западные простирания пород ордовика и силура. Поэтому можно лишь предполагать, что силурийские отложения лежат несогласно на подстилающих породах.

Разрез силурийских отложений описан нами в пределах Кызымшекской горст-антиклинали в районе Жаман-Кон и ее притоков Кан-Кара-Су, Сары-Булак и Жеделе (рис. 22). В этом районе силурийские отложения образуют ядра двух погружающихся на запад антиклиналей широтного простирания, крылья которых сложены девонem. Они названы Восточной и Западной антиклиналями.

Силурийские отложения ядра Восточной антиклинали образуют в общем моноклираль, осложненную пологими складками, с преобладающим западным и юго-западным наклоном слоев. Все поле выходов силура разбито многочисленными сбросами. Наиболее значительны по протяженности и амплитуде смещения сбросы широтного простирания, которые делят моноклираль на три блока: северный — поднятый, средний и южный — последовательно опущенные. В центральной части северного блока наблюдается северное периклинальное замыкание широкой куполовидной антиклинали, очевидно, меридионального простирания. Вероятно, центральная часть этой складки обнажается в среднем блоке. В восточной части южного блока наблюдается периклинальное замыкание антиклинали широтного простирания.

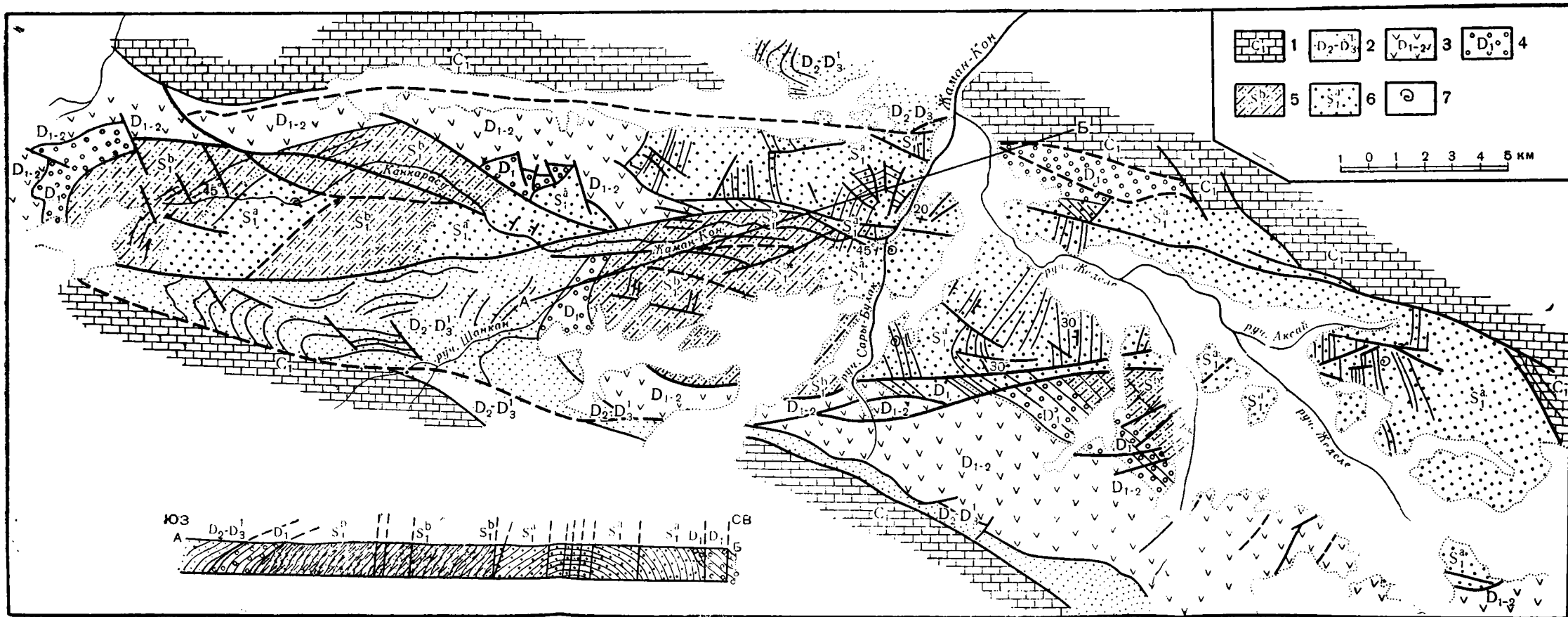


Рис. 22. Геологическое строение верхьев р. Жаман-Кон:

1 — нижний карбон, известняки; 2 — средний девон — франский ярус верхнего девона, красные песчаники, пирокластические породы кислого состава; 3 — нижний средний девон, альбитофиры, туфы; 4 — нижний девон, зеленые песчаники, конгломераты; 5 — нижний силур, верхняя толща, пестроцветные песчаники и алевролиты; 6 — нижний силур, нижняя толща, переслаивание зеленых песчаников и аргиллитов; 7 — место находок фауны

Разрез силура описан в среднем блоке по р. Жаман-Кон, вверх по течению, от устья р. Сары-Булак (рис. 23). В этом разрезе обнажаются слои, наклоненные на СЗ $290-300^\circ \angle 40-45^\circ$ (снизу вверх):

- | | | |
|---------|--|-------|
| S_1^a | 1. Буровато-серые разрушенные алевролиты и аргиллиты с редкими прослоями песчаников, в верхней части пачки встречены граптолиты плохой сохранности | 270 м |
| | 2. Темно-зеленые полимиктовые разнозернистые и крупнозернистые песчаники с подчиненными прослоями алевролитов. Мощность пластов песчаников 0,5—2,5 м, пластов алевролитов 0,1—0,2 м | 50 м |
| | 3. Гравелиты и темно-зеленые полимиктовые грубозернистые песчаники, постепенно сменяющиеся среднезернистыми и мелкозернистыми. Перечисленные породы образуют ритмы, мощностью 0,5—1 м. Мелкозернистые песчаники слоистые | 30 м |
| | 4. Темно-зеленые полимиктовые грубозернистые и крупнозернистые песчаники и слоистые алевролиты. Породы образуют пласты мощностью 0,2—0,5 м. Границы между алевролитами и песчаниками резкие, в основании пластов алевролитов встречаются плохой сохранности <i>Climacograptus</i> sp. Перерыв в обнажении 300 м, в высыпках встречаются песчаники, аналогичные описанным выше. | 50 м |
| | 5. Темно-серый полимиктовый крупнозернистый песчаник, постепенно сменяющийся среднезернистым песчаником и слоистым алевролитом. Породы образуют ритмы мощностью 1—1,5 м. Граница основания ритма грубозернистого песчаника с алевролитом резкая | 40 м |
| | 6. Зеленые и розовато-зеленые крупнозернистые и среднезернистые песчаники и алевролиты, породы чередуются пластами мощностью от 0,5 до 1—1,5 м. Все разности пород слоистые, границы между пластами резкие. В основании пластов алевролитов встречаются <i>Climacograptus</i> sp. | 100 м |
| | 7. Розовые грубозернистые, аркозовые песчаники, неслоистые и темно-серые. Среднезернистые слоистые песчаники. Породы чередуются пластами, мощностью 0,5—1,5 м. Границы между пластами резкие | 100 м |
| | 8. Зеленые полимиктовые грубозернистые и среднезернистые песчаники встречаются в высыпках | 80 м |
| | 9. Темно-серые и голубовато-серые полимиктовые и граувакковые тонкозернистые песчаники и алевролиты с известковистыми стяжениями. Породы характеризуются тонкой волнистой слоистостью | 200 м |
| | 10. Темно-серые полимиктовые и граувакковые тонкозернистые песчаники с прослоями и обломками коричневых алевролитов и темно-красных аргиллитов. Мощность слоев последних 0,5—1 м. Вся пачка характеризуется тонкой слоистостью, иногда волнистой | 260 м |
| | 11. Красновато-серые полимиктовые среднезернистые песчаники и красные алевролиты. В алевролитах наблюдается косая слоистость. Мощность пластов 1,5—2 м | 40 м |
| | 12. Серые полимиктовые среднезернистые песчаники с прослоями голубовато-зеленых алевролитов. Мощность пластов 0,2—0,5 м | 80 м |
| | 13. Темно-серые полимиктовые среднезернистые и мелкозернистые песчаники с тонкой волнистой слоистостью | 60 м |
| S_1^a | 14. Розовые, аркозовые грубозернистые песчаники с обломками серых песчаников | 5 м |
| $i5$ | 15. Аркозовые грубозернистые песчаники и серые алевролиты и аргиллиты. Породы образуют пласты мощностью 0,2—0,3 м. Границы между пластами грубозернистых песчаников и аргиллитов резкие, волнистые | 120 м |

После задернованного пространства (200—300 м) обнажаются перемятые и пронизанные кварцевыми и кальцитовыми жилами зеленые полимиктовые песчаники. После нескольких метров перерыва западнее сброса, в следующем блоке, с наклоном на северо-запад $305-315^\circ \angle 30-20^\circ$ выходят:

- | | | |
|---------|---|-------|
| S_1^a | 1. Темно-серые полимиктовые разнозернистые песчаники и зеленые слоистые аргиллиты. Породы образуют пласты мощностью от 0,3 до 1—1,5 м. В аргиллитах обнаружены граптолиты <i>Climacograptus</i> sp. | 100 м |
| | 2. Темно-серые алевролиты. Породы характеризуются волнистой слоистостью | 200 м |
| | 3. Серые полимиктовые песчаники и алевролиты, красные алевролиты и розовые крупнозернистые аркозовые песчаники. Породы обнажаются в высыпках | 100 м |

5 ^в 4.	Коричнево-красные, серые и зеленовато-серые мелкозернистые полимиктовые песчаники. Породы характеризуются тонкой волнистой слоистостью	260 м
5.	Розовато-зеленые и розовые аркозовые и серые полимиктовые среднезернистые и крупнозернистые песчаники. Породы встречаются в высыпках	400 м
6.	Серо-лиловые разномзернистые туфогенные песчаники, мелкозернистые лавобрекчии. Породы образуют пласты мощностью до 1 м.	330 м
7.	Красновато-серые полимиктовые и розовато-зеленые аркозовые среднезернистые и мелкозернистые песчаники и серые аргиллиты. Породы образуют пласты мощностью 0,1—0,3 м и характеризуются волнистой слоистостью	300 м
8.	Красновато-серые полимиктовые тонкозернистые песчаники с прослоями красного аргиллита. Мощность слоев 0,1—0,05 м	20 м
9.	Красные тонкослоистые аргиллиты	50 м
10.	Красные полимиктовые среднезернистые песчаники	30 м
	Перерыв в обнажении 100 м.	
11.	Красные тонкослоистые аргиллиты с подчиненными прослоями серого песчаника	60 м
	Перерыв в обнажении около 200 м.	
12.	Розовые и розовато-серые крупнозернистые и среднезернистые аркозовые песчаники и серые аргиллиты. Породы образуют слои мощностью 0,2—0,5 м. Розовые крупнозернистые песчаники образуют более мощные пласты, в них наблюдается косая слоистость	300 м
13.	Красные и серые полимиктовые мелкозернистые песчаники и алевролиты. Мощности пластов 0,3—0,1 м	300 м
14.	Розовые туфы альбитофиров.	

Приведенное описание разреза показывает, что он делится на две части. Нижняя сложена темно-зелеными и серыми полимиктовыми и граувакковыми песчаниками и характеризуется наличием пачек песчанников с ритмичной слоистостью; в ней обнаружены граптолиты. Верхняя часть сложена пестроцветными полимиктовыми и аркозовыми песчаниками с единичными прослоями пирокластических пород. Видимая мощность нижней части разреза 1300 м, мощность верхней части 3000 м. Граница между ними в пределах обоих блоков проводится в основании первого пласта грубозернистого аркозового песчаника. В этой же части разреза встречаются резкие и неровные границы размыва между отдельными пластами песчаника.

Петрографическая характеристика песчаников нижней и верхней частей разреза также различна.

В нижней части разреза преобладают зелено-серые и серые полимиктовые и граувакковые песчаники. Первые состоят из обломков андезитовых и базальтовых порфиритов, гранитов, а также зерен плагиоклазов (андезин) и авгита; вторые сложены преимущественно обломками андезитовых и базальтовых порфиритов, в меньшем количестве в них встречаются плагиоклазы (андезин, олигоклаз), роговая обманка, авгит, иногда биотит, мусковит. Цемент крупнозернистых и грубозернистых песчаников состоит из мелких обломков тех же пород и минералов, которые составляют обломочную часть породы. В среднезернистых песчаниках цемент глинистый. Разница в цвете песчаников зависит от наличия примеси хлорита в цементе.

Верхняя часть разреза состоит из пестроцветных песчаников — красновато-серых, красных, розовых, серых и светло-зеленых. Для нее характерны присутствие аркозовых песчаников и частая и резкая смена в разрезе аркозовых песчаников полимиктовыми и граувакковыми.

Аркозовые песчаники розового цвета состоят из крупных обломков бурого ортоклаза, плагиоклаза (олигоклаз-андезин) и кварца, в виде единичных обломков встречаются порфириты. В грубозернистых аркозах цемента не наблюдается, и зерна очень плотно прилегают друг к другу. В среднезернистых разностях цемент разнообразный: хлоритовый, эпидотово-карбонатный.

В верхней части разреза значительную роль играют красные и красно-серые полимиктовые песчаники, состоящие преимущественно из обломков порфиритов, среди которых преобладают гематитизированные обломки андезитовых порфиритов. Обломков минералов здесь мало, они представлены полевыми шпатами, кварцем, мусковитом. Цемент в песчаниках железистый или железисто-хлоритовый. Светло-зеленые полимиктовые песчаники с эпидотовым цементом. Среди песчаников верхней части разреза встречаются пласты (мощность не превышает 0,5—0,7 м) темно-серых мелкозернистых лавобрекчий. Эта порода состоит из обломков гематитизированных андезитовых порфиритов, полевых шпатов и роговой обманки, которые имеют неправильную лапчатую форму, оплавленные края и погружены в слабо раскристаллизованное хлоритизированное стекло.

Зеленая и пестроцветная части разреза силурийских отложений прослеживаются при картировании всей центральной части Кызымшекской горст-антиклинали и выделяются как самостоятельные толщи.

В пределах описываемой Восточной антиклинали нижняя толща составляет целиком северный блок и восточные части среднего и южного блоков. Нижние ее горизонты, отсутствующие в приведенном выше разрезе, обнажаются в северном блоке — по берегам р. Жаман-Кон. Эта часть разреза сложена зелеными среднезернистыми и крупнозернистыми полимиктовыми песчаниками и серыми кварцевыми. Песчаники чередуются пластами, мощность которых по несколько сантиметров. В кварцевых серых песчаниках наблюдается косяя слоистость. В крайних восточных частях среднего блока строение нижней толщи несколько отличается от описанного выше. На левобережье р. Жеделе обнажаются темно-зеленые алевролиты с подчиненными прослоями известковистых песчаников. Мощность прослоев песчаников 20—30 м. В них содержатся пеллециподы и брахиоподы; среди последних определены *Delthyris* sp., *Parmorthis* sp., *Strophomena* sp.

Верхняя — пестроцветная — толща обнажается в западной части среднего и западной и южной частях южного блока. Ее распространение подчеркивает юго-западное погружение моноклинали силурийских отложений. В пределах описываемой складки на силуре несогласно лежат различные толщи девона.

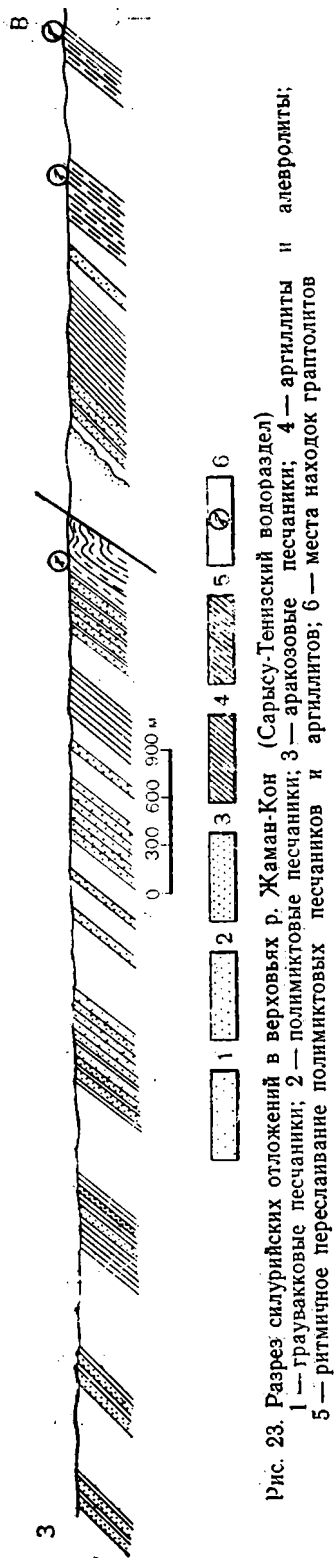


Рис. 23. Разрез силурийских отложений в верховьях р. Жаман-Кон (Сарысу-Тенизский водораздел)

1 — граувакковые песчаники; 2 — полимиктовые песчаники; 3 — аракосовые песчаники; 4 — аргиллиты; 5 — ритмичное переслаивание полимиктовых песчаников и аргиллитов; 6 — места находок граптолитов

Вторая — Западная — антиклиналь расположена по р. Кан-Кара-Су. Силурийские отложения, обнажающиеся в ядре складки, залегают моноклинально с северо-западным наклоном слоев. Они разбиты сбросами или крутыми надвигами на несколько блоков. В восточном из этих блоков обнажаются те же толщи, которые были описаны выше. Разрез нижней толщи обнажается по р. Кан-Кара-Су. Здесь снизу вверх с наклоном слоев на северо-запад $335-345^\circ \angle 30-40^\circ$ выходят:

1. Зеленые среднезернистые и мелкозернистые полимиктовые песчаники и алевролиты. Породы образуют ритмичное переслаивание. Мощность ритмов 1—1,5 м. Основание ритма образовано среднезернистым песчаником. Мощность песчаников основания ритма 0,5—0,7 м. В них встречаются многочисленные отпечатки ребристых брахиопод. В песчаниках этой толщи обнаружены ортоцератиды и гастроподы, среди которых определены: *Geisonoceras* sp., *Michelinoceras* sp., *Scelya* sp. 200 м
2. Темно-зеленые слоистые аргиллиты (встречаются в высыпках) 200 м
3. Голубовато-зеленые и серые грубозернистые и крупнозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты. Мощность пластов песчаников 1—3 м, аргиллитов 0,2—0,3 м. Аргиллиты образуют с крупнозернистыми песчаниками и более тонкое переслаивание, где мощности слоев измеряются сантиметрами. Границы слоев песчаников и аргиллитов резкие, неровные. В аргиллитах на контакте с песчаниками встречаются многочисленные *Glimacograptus* sp. 230 м
4. Темно-зеленые грубозернистые и среднезернистые полимиктовые песчаники. Породы образуют ритмичное переслаивание. Мощности пластов измеряются первыми метрами 75 м
5. Темно-зеленые среднезернистые полимиктовые песчаники и аргиллиты (встречаются в высыпках) 15 м
6. Розовато-зеленые среднезернистые полимиктовые песчаники (встречаются в высыпках) 150 м

Далее вверх по разрезу на протяжении 3 км в высыпках встречаются зеленые полимиктовые песчаники, красные аргиллиты и розовые аркозовые песчаники верхней толщи. На этих породах несогласно лежат красные конгломераты с галькой кислых эффузивов и гранитоидов и зеленые песчаники. Эта толща отнесена уже к нижнему девону.

В различных участках всего описанного района нижняя толща силурийских отложений, сложенная зелеными и серыми граувакковыми и полимиктовыми песчаниками, охарактеризована фауной граптолитов, брахиопод и ортоцератид. Сочетание таких форм, как *Delthyris* sp., *Parmoththis* sp., *Climacograptus* sp., позволяет считать нижнюю толщу принадлежащей лlandoверийскому ярусу силура. Ортоцератиды, найденные в ней, по заключению З. Г. Балашова, указывают на ордовикский и силурийский возраст, т. е. не противоречат этому заключению. Возраст всей свиты терригенных отложений, по-видимому, можно считать нижнесилурийским.

* * *

Второе большое поле выходов нижнесилурийских отложений наблюдается в ядре Джамантасской горст-антиклинали в районе уроч. Мешкей-Сор. Нижнесилурийские отложения в этом районе образуют синклиналь северо-западного простирания, ядро которой выполнено девонскими отложениями. Борта синклинали оборваны разрывными нарушениями, ограничивающими Джамантасскую горст-антиклиналь, а западное центриклинальное замыкание отделено от выходов ордовикских отложений интрузиями гранодиоритов девонского возраста.

Ю. А. Зайцев (1958) описал следующий разрез силурийских отложений в районе оз. Мешкей-Сор, где снизу вверх обнажаются:

1. Толща переслаивающихся зелено-серых мелкозернистых и среднезернистых полимиктовых песчаников 600 м

- | | |
|--|-------|
| 2. Пачка переслаивающихся песчаников и мелкогалечных конгломератов с галькой основных лав, метаморфических сланцев и гнейсов | 90 м |
| 3. Пачка зелено-серых плотных мелкозернистых полимиктовых песчаников, обладающих отчетливой слоистостью с редкими прослоями неравномерно-зернистых и грубозернистых песчаников. В верхней части пачки присутствуют маломощные прослои мелкогалечных конгломератов с галькой порфиритов ордовика, гнейсов и сланцев докембрия | 300 м |
| 4. Пачка тонкослоистых зелено-серых алевролитов с четкой слоистостью | 200 м |
| 5. Пачка тонко переслаивающихся фиолетово-серых и зелено-серых, участками пятнистых алевролитов, редких прослоев зеленых мелкозернистых песчаников с мелкой (1—2 см) рассеянной плоской галькой алевролитов и песчаников | 130 м |
| 6. Толща переслаивающихся зелено-серых полимиктовых мелкозернистых и среднезернистых песчаников | 500 м |

Выше залегает конгломератово-порфировая толща нижнего девона. Общая мощность силура в приведенном разрезе составляет 1820 м. Полимиктовые песчаники из различных частей разреза одинаковы. Они состоят из угловато-окатанных зерен кварца, плагиоклаза, редко калиевого полевого шпата и обломков пород, представленных плагиогранит-порфирами, метаморфическими сланцами, кварцитами и андезитовыми порфиритами. Цемент песчаников кварцево-полевошпатовый, хлоритовый, хлоритово-эпидотовый и глинистый. Обычно обломочный материал песчаников сортирован и среди них редко встречаются неравномерно-зернистые разности.

Характер строения разреза и петрографическая характеристика песчаников позволяют сопоставлять описанные отложения с нижнесилурийскими породами верховьев р. Жаман-Кон и относить их также к нижнему силуру. Отложения покрываются мощной (более 1000 м) толщей валунных и крупногалечных конгломератов основания вулканогенного комплекса нижнего девона.

Вследствие своеобразия геологического строения Сарысу-Тенизского поднятия мы не имеем непосредственных данных о взаимоотношении силурийских и ордовикских отложений, однако, сравнивая характер дислокаций и типы отложений силура и ордовика, можно прийти к следующему выводу.

1) Разница в типе складок ордовикских и силурийских отложений говорит о перерыве в осадкообразовании между ордовиком и силуром и о несогласном залегании последнего.

2) Характер осадконакопления в нижнем силуре в пределах Конского синклиория резко отличается от верхнеордовикского. Если в верхнем ордовике Конский синклиорий представлял собой сильно расчлененную область, характеризующуюся, вероятно, наличием отдельных участков суши (островов) и интенсивной вулканической деятельностью, то в нижнесилурийское время на его месте возник однородный морской прогиб с однообразным терригенным осадконакоплением. Тип отложений начала нижнего силура (терригенная толща, образованная однородными зелеными полимиктовыми песчаниками и аргиллитами с ритмичной слоистостью) позволяет их относить к граувакковой формации. Характер отложений второй половины нижнего силура отличается значительным своеобразием. Пестроцветные породы говорят об обмелении и сокращении морского прогиба. Резкая смена в разрезе песчаников различного петрографического состава — полимиктовых аркозовыми и граувакковыми — указывает на частую смену источников сноса, что в свою очередь говорит о существовании в это время интенсивных тектонических движений различного знака. В общем отложения нижнего силура образовались в сокращающемся морском бассейне при росте окружающих

5 ^в 4.	Коричнево-красные, серые и зеленовато-серые мелкозернистые полимиктовые песчаники. Породы характеризуются тонкой волнистой слоистостью	260 м
5.	Розовато-зеленые и розовые аркозовые и серые полимиктовые среднезернистые и крупнозернистые песчаники. Породы встречаются в высыпках	400 м
6.	Серо-лиловые разномзернистые туфогенные песчаники, мелкозернистые лавобрекчии. Породы образуют пласты мощностью до 1 м	330 м
7.	Красновато-серые полимиктовые и розовато-зеленые аркозовые среднезернистые и мелкозернистые песчаники и серые аргиллиты. Породы образуют пласты мощностью 0,1—0,3 м и характеризуются волнистой слоистостью	300 м
8.	Красновато-серые полимиктовые тонкозернистые песчаники с прослоями красного аргиллита. Мощность слоев 0,1—0,05 м	20 м
9.	Красные тонкослоистые аргиллиты	50 м
10.	Красные полимиктовые среднезернистые песчаники	30 м
11.	Перерыв в обнажении 100 м.	
11.	Красные тонкослоистые аргиллиты с подчиненными прослоями серого песчаника	60 м
	Перерыв в обнажении около 200 м.	
12.	Розовые и розовато-серые крупнозернистые и среднезернистые аркозовые песчаники и серые аргиллиты. Породы образуют слои мощностью 0,2—0,5 м. Розовые крупнозернистые песчаники образуют более мощные пласты, в них наблюдается косая слоистость	300 м
13.	Красные и серые полимиктовые мелкозернистые песчаники и алевролиты. Мощности пластов 0,3—0,1 м	300 м
14.	Розовые туфы альбитофиров.	

Приведенное описание разреза показывает, что он делится на две части. Нижняя сложена темно-зелеными и серыми полимиктовыми и граувакковыми песчаниками и характеризуется наличием пачек песчанников с ритмичной слоистостью; в ней обнаружены граптолиты. Верхняя часть сложена пестроцветными полимиктовыми и аркозовыми песчаниками с единичными прослоями пирокластических пород. Видимая мощность нижней части разреза 1300 м, мощность верхней части 3000 м. Граница между ними в пределах обоих блоков проводится в основании первого пласта грубозернистого аркозового песчаника. В этой же части разреза встречаются резкие и неровные границы размыва между отдельными пластами песчаника.

Петрографическая характеристика песчанников нижней и верхней частей разреза также различна.

В нижней части разреза преобладают зелено-серые и серые полимиктовые и граувакковые песчаники. Первые состоят из обломков андезитовых и базальтовых порфиритов, гранитов, а также зерен плагиоклазов (андезин) и авгита; вторые сложены преимущественно обломками андезитовых и базальтовых порфиритов, в меньшем количестве в них встречаются плагиоклазы (андезин, олигоклаз), роговая обманка, авгит, иногда биотит, мусковит. Цемент крупнозернистых и грубозернистых песчанников состоит из мелких обломков тех же пород и минералов, которые составляют обломочную часть породы. В среднезернистых песчаниках цемент глинистый. Разница в цвете песчанников зависит от наличия примеси хлорита в цементе.

Верхняя часть разреза состоит из пестроцветных песчанников — красновато-серых, красных, розовых, серых и светло-зеленых. Для нее характерны присутствие аркозовых песчанников и частая и резкая смена в разрезе аркозовых песчанников полимиктовыми и граувакковыми.

Аркозовые песчаники розового цвета состоят из крупных обломков бурого ортоклаза, плагиоклаза (олигоклаз-андезин) и кварца, в виде единичных обломков встречаются порфириты. В грубозернистых аркозах цемента не наблюдается, и зерна очень плотно прилегают друг к другу. В среднезернистых разностях цемент разнообразный: хлоритовый, эпидотово-карбонатный.

В верхней части разреза значительную роль играют красные и красно-серые полимиктовые песчаники, состоящие преимущественно из обломков порфириров, среди которых преобладают гематитизированные обломки андезитовых порфириров. Обломков минералов здесь мало, они представлены полевыми шпатами, кварцем, мусковитом. Цемент в песчаниках железистый или железисто-хлоритовый. Светло-зеленые полимиктовые песчаники с эпидотовым цементом. Среди песчаников верхней части разреза встречаются пласты (мощность не превышает 0,5—0,7 м) темно-серых мелкозернистых лавобрекчий. Эта порода состоит из обломков гематитизированных андезитовых порфириров, полевых шпатов и роговой обманки, которые имеют неправильную лапчатую форму, оплавленные края и погружены в слабо раскристаллизованное хлоритизированное стекло.

Зеленая и пестроцветная части разреза силурийских отложений прослеживаются при картировании всей центральной части Кызымшеской горст-антиклинали и выделяются как самостоятельные толщи.

В пределах описываемой Восточной антиклинали нижняя толща составляет целиком северный блок и восточные части среднего и южного блоков. Нижние ее горизонты, отсутствующие в приведенном выше разрезе, обнажаются в северном блоке — по берегам р. Жаман-Кон. Эта часть разреза сложена зелеными среднезернистыми и крупнозернистыми полимиктовыми песчаниками и серыми кварцевыми. Песчаники чередуются пластами, мощность которых по несколько сантиметров. В кварцевых серых песчаниках наблюдается косяя слоистость. В крайних восточных частях среднего блока строение нижней толщи несколько отличается от описанного выше. На левобережье р. Жеделе обнажаются темно-зеленые алевролиты с подчиненными прослоями известковистых песчаников. Мощность прослоев песчаников 20—30 м. В них содержатся пеллециподы и брахиоподы; среди последних определены *Delthyris* sp., *Parmorthis* sp., *Strophomena* sp.

Верхняя — пестроцветная — толща обнажается в западной части среднего и западной и южной частях южного блока. Ее распространение подчеркивает юго-западное погружение моноклинали силурийских отложений. В пределах описываемой складки на силуре несогласно лежат различные толщи девона.

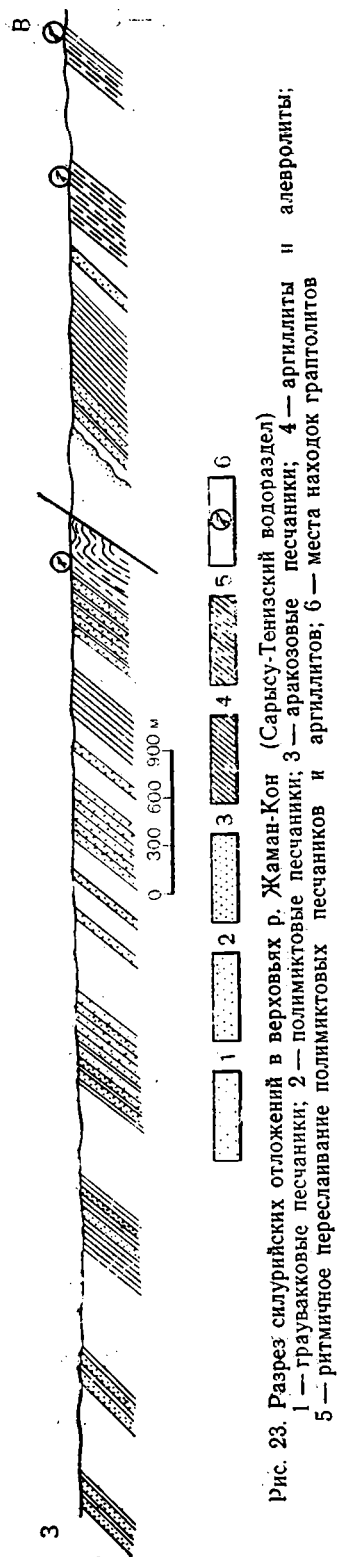


Рис. 23. Разрез силурийских отложений в верховьях р. Жаман-Кон (Сарысу-Тенизский водораздел)

1 — граувакковые песчаники; 2 — полимиктовые песчаники; 3 — аракосовые песчаники; 4 — аргиллиты; 5 — ритмичное переслаивание полимиктовых песчаников и аргиллитов; 6 — места находок граптолитов и алевролитов;

Вторая — Западная — антиклиналь расположена по р. Кан-Кара-Су. Силурийские отложения, обнажающиеся в ядре складки, залегают моноклинально с северо-западным наклоном слоев. Они разбиты сбросами или крутыми надвигами на несколько блоков. В восточном из этих блоков обнажаются те же толщи, которые были описаны выше. Разрез нижней толщи обнажается по р. Кан-Кара-Су. Здесь снизу вверх с наклоном слоев на северо-запад $335-345^\circ \angle 30-40^\circ$ выходят:

1. Зеленые среднезернистые и мелкозернистые полимиктовые песчаники и алевролиты. Породы образуют ритмичное переслаивание. Мощность ритмов 1—1,5 м. Основание ритма образовано среднезернистым песчаником. Мощность песчаников основания ритма 0,5—0,7 м. В них встречаются многочисленные отпечатки ребристых брахиопод. В песчаниках этой толщи обнаружены ортоцератиды и гастроподы, среди которых определены: *Geisonoceras* sp., *Michelinoceras* sp., *Scelya* sp. 200 м
2. Темно-зеленые слоистые аргиллиты (встречаются в высыпках) 200 м
3. Голубовато-зеленые и серые грубозернистые и крупнозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты. Мощность пластов песчаников 1—3 м, аргиллитов 0,2—0,3 м. Аргиллиты образуют с крупнозернистыми песчаниками и более тонкое переслаивание, где мощности слоев измеряются сантиметрами. Границы слоев песчаников и аргиллитов резкие, неровные. В аргиллитах на контакте с песчаниками встречаются многочисленные *Glimacograptus* sp. 230 м
4. Темно-зеленые грубозернистые и среднезернистые полимиктовые песчаники. Породы образуют ритмичное переслаивание. Мощности пластов измеряются первыми метрами 75 м
5. Темно-зеленые среднезернистые полимиктовые песчаники и аргиллиты (встречаются в высыпках) 15 м
6. Розовато-зеленые среднезернистые полимиктовые песчаники (встречаются в высыпках) 150 м

Далее вверх по разрезу на протяжении 3 км в высыпках встречаются зеленые полимиктовые песчаники, красные аргиллиты и розовые аркозовые песчаники верхней толщи. На этих породах несогласно лежат красные конгломераты с галькой кислых эффузивов и гранитоидов и зеленые песчаники. Эта толща отнесена уже к нижнему девону.

В различных участках всего описанного района нижняя толща силурийских отложений, сложенная зелеными и серыми граувакковыми и полимиктовыми песчаниками, охарактеризована фауной граптолитов, брахиопод и ортоцератид. Сочетание таких форм, как *Delthyris* sp., *Parmoththis* sp., *Climacograptus* sp., позволяет считать нижнюю толщу принадлежащей лlandoверийскому ярусу силура. Ортоцератиды, найденные в ней, по заключению З. Г. Балашова, указывают на ордовикский и силурийский возраст, т. е. не противоречат этому заключению. Возраст всей свиты терригенных отложений, по-видимому, можно считать нижнесилурийским.

* * *

Второе большое поле выходов нижнесилурийских отложений наблюдается в ядре Джамантасской горст-антиклинали в районе уроч. Мешкей-Сор. Нижнесилурийские отложения в этом районе образуют синклиналь северо-западного простирания, ядро которой выполнено девонскими отложениями. Борта синклинали оборваны разрывными нарушениями, ограничивающими Джамантасскую горст-антиклиналь, а западное центриклинальное замыкание отделено от выходов ордовикских отложений интрузиями гранодиоритов девонского возраста.

Ю. А. Зайцев (1958) описал следующий разрез силурийских отложений в районе оз. Мешкей-Сор, где снизу вверх обнажаются:

1. Толща переслаивающихся зелено-серых мелкозернистых и среднезернистых полимиктовых песчаников 600 м

- | | |
|--|-------|
| 2. Пачка переслаивающихся песчаников и мелкогалечных конгломератов с галькой основных лав, метаморфических сланцев и гнейсов | 90 м |
| 3. Пачка зелено-серых плотных мелкозернистых полимиктовых песчаников, обладающих отчетливой слоистостью с редкими прослоями неравномерно-зернистых и грубозернистых песчаников. В верхней части пачки присутствуют маломощные прослои мелкогалечных конгломератов с галькой порфиритов ордовика, гнейсов и сланцев докембрия | 300 м |
| 4. Пачка тонкослоистых зелено-серых алевролитов с четкой слоистостью | 200 м |
| 5. Пачка тонко переслаивающихся фиолетово-серых и зелено-серых, участками пятнистых алевролитов, редких прослоев зеленых мелкозернистых песчаников с мелкой (1—2 см) рассеянной плоской галькой алевролитов и песчаников | 130 м |
| 6. Толща переслаивающихся зелено-серых полимиктовых мелкозернистых и среднезернистых песчаников | 500 м |

Выше залегает конгломератово-порфировитовая толща нижнего девона. Общая мощность силура в приведенном разрезе составляет 1820 м. Полимиктовые песчаники из различных частей разреза одинаковы. Они состоят из угловато-окатанных зерен кварца, плагиоклаза, редко калиевого полевого шпата и обломков пород, представленных плагиогранит-порфирами, метаморфическими сланцами, кварцитами и андезитовыми порфиритами. Цемент песчаников кварцево-полевошпатовый, хлоритовый, хлоритово-эпидотовый и глинистый. Обычно обломочный материал песчаников сортирован и среди них редко встречаются неравномерно-зернистые разности.

Характер строения разреза и петрографическая характеристика песчаников позволяют сопоставлять описанные отложения с нижнесилурийскими породами верховьев р. Жаман-Кон и относить их также к нижнему силуру. Отложения покрываются мощной (более 1000 м) толщей валунных и крупногалечных конгломератов основания вулканогенного комплекса нижнего девона.

Вследствие своеобразия геологического строения Сарысу-Тенизского поднятия мы не имеем непосредственных данных о взаимоотношении силурийских и ордовикских отложений, однако, сравнивая характер дислокаций и типы отложений силура и ордовика, можно прийти к следующему выводу.

1) Разница в типе складок ордовикских и силурийских отложений говорит о перерыве в осадкообразовании между ордовиком и силуром и о несогласном залегании последнего.

2) Характер осадконакопления в нижнем силуре в пределах Конско-го синклиория резко отличается от верхнеордовикского. Если в верхнем ордовике Конский синклиорий представлял собой сильно расчлененную область, характеризующуюся, вероятно, наличием отдельных участков суши (островов) и интенсивной вулканической деятельностью, то в нижнесилурийское время на его месте возник однородный морской прогиб с однообразным терригенным осадконакоплением. Тип отложений начала нижнего силура (терригенная толща, образованная однородными зелеными полимиктовыми песчаниками и аргиллитами с ритмичной слоистостью) позволяет их относить к граувакковой формации. Характер отложений второй половины нижнего силура отличается значительным своеобразием. Пестроцветные породы говорят об обмелении и сокращении морского прогиба. Резкая смена в разрезе песчаников различного петрографического состава — полимиктовых аркозовыми и граувакковыми — указывает на частую смену источников сноса, что в свою очередь говорит о существовании в это время интенсивных тектонических движений различного знака. В общем отложения нижнего силура образовались в сокращающемся морском бассейне при росте окружающих

его поднятий. Вероятно, отложения нижнего силура можно относить к молассам.

СТРОЕНИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ НЕМЫХ ПЕСТРОЦВЕТНЫХ ТОЛЩ, УСЛОВНО ОТНЕСЕННЫХ К СИЛУРУ

Силурийские (?) отложения Дальненского района (р. Ишим)

В западной части Калмык-Кульского прогиба красноцветные породы, условно относимые к силуру, лежат несогласно на ставропольской и стерлитамакской свитах верхнего ордовика (см. рис. 12), образуя крыло антиклинали северо-восточного простирания. Ядро ее сложено породами ордовика, смятыми в более сложные и мелкие складки (см. рис. 11). Силурийские (?) отложения представлены толщей красноцветных конгломератов мощностью 400 м. Они состоят из обломков красного кремнистого аргиллита, редко яшм. Обломки имеют неправильную угловато-окатанную форму размером 2×3 см. Реже встречаются обломки зеленых песчаников. Гальки плотно сцементированы красным полимиктовым песчаником, количество которого в конгломерате незначительно. Прослой песчаника в толще конгломератов единичны и мало мощны.

Описываемые конгломераты, так же как и подстилающие их ордовикские породы, прорываются интрузиями среднедевонских гранодиоритов. Они покрываются рыхлыми красноцветными косослоистыми и несортированными песчаниками с линзами конгломерата, заключающими девонские растительные остатки, с резким угловым несогласием.

Силурийские (?) отложения правобережья р. Нуры

На правобережье р. Нуры, в районе с. Черниговки, оз. Борлыколь и в верховьях р. Ишима близ пос. Волгодоновки на верхнеордовикских породах несогласно лежит комплекс пестроцветных отложений, разделенный на ряд толщ. Он в свою очередь несогласно покрывается красноцветной серией, содержащей флору среднего и верхнего девона, и вулканогенным комплексом нижнего девона. В пределах правобережья р. Нуры силурийские (?) отложения, по данным Ю. Ф. Кабанова, образуют крупную мульду, осложненную мелкими и пологими дополнительными складками. Общее простирание синклинали меридиональное, дополнительные складки меняют простирание от широтного до меридионального (рис. 24). Эти мульды расположены в центре Восточного синклинория. В составе пестроцветного комплекса Ю. Ф. Кабанов выделяет три толщи.

Нижняя толща представлена серыми, розовыми и светло-зелеными песчаниками различной зернистости (от крупнозернистых до мелкозернистых) с прослоями темно-красных и серых алевролитов и аргиллитов и редко тонкозернистых туфов. Толща характеризуется четкой горизонтальной, местами волнистой слоистостью, иногда встречаются горизонты размыва и линзочки мелкогалечного конгломерата.

Средняя толща состоит преимущественно из пестрых песчаников, разнозернистых и грубозернистых, гравелитов и конгломератов с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов. В песчаниках часто встречаются горизонты, содержащие гальку красных алевролитов и аргиллитов.

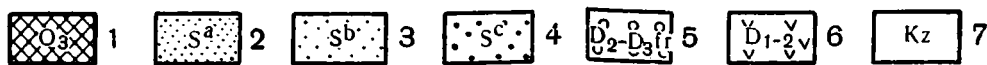
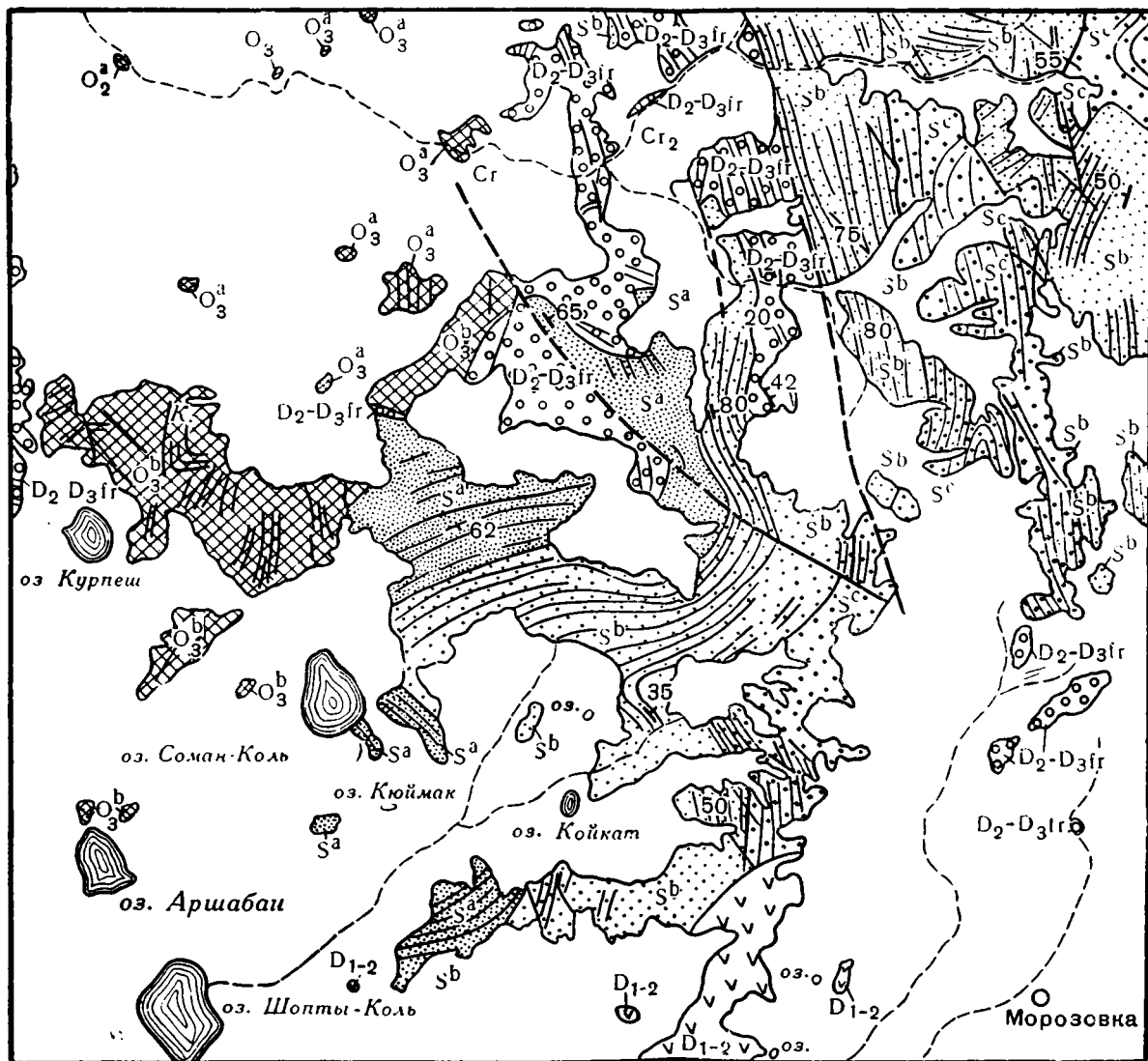


Рис. 24. Геологическое строение правобережья р. Нуры (составил Ю. Ф. Кабанов):
 1 — ордовик, верхний отдел, песчаники, конгломераты, известняки; 2 — силур, нижняя толща, пестроцветные песчаники, алевролиты и аргиллиты; 3 — силур, средняя толща, пестроцветные песчаники и конгломераты; 4 — силур, верхняя толща, красноцветные песчаники и конгломераты; 5 — средний девон — франкский ярус верхнего девона, красноцветные песчаники, туфы альбитофиров; 6 — нижний и средний отделы девона, порфиры, альбитофиры, туфы; 7 — кайнозойские отложения

Верхняя толща сложена главным образом красноцветными песчаниками и грубогалечными конгломератами.

Мощность каждой толщи колеблется от 1500 до 2000 м, мощность всего разреза пестроцветных отложений достигает 5000 м. Песчаники описанного разреза полимиктовые и имеют одинаковый состав обломочного материала, близкий к силурийским песчаникам Конского синклинория и песчаникам исенской свиты Нурина синклинория. Песчаники состоят из обломков плагиоклазов, кварца, основных эффузивов, кварцитов, калиевого полевого шпата, гранитоидов, реже эпидота, хлорита, слюды. Цемент песчаников нижней толщи глинисто-эпидот-хлоритовый, песчаников средней толщи — карбонатный и карбонатно-эпидотовый.

Сходная по стратиграфическому положению и литологической характеристике серия отложений (шансорская толща) описана Р. А. Борукаевым (1955) на восточном склоне Еременьевского антиклинория. Так же, как и в нашем районе, она делится на три толщи. В основании ее лежит толща серых тонкозернистых песчаников, содержащих фауну лlandoверийских брахиопод, трилобитов и табулят, верхняя часть толщи пестроцветная содержит конгломераты. Средняя толща — эффузивная — представлена в основном роговообманковыми и плагиоклазовыми порфиритами. Верхняя толща сложена красноцветными песчаниками и туфопесчаниками. Общая мощность разреза более 2000 м.

Сравнительно бедная палеонтологическая характеристика силурийских отложений запада Центрального Казахстана не позволяет дать единую схему их стратиграфического расчленения. Поэтому история развития страны рассматривается для всего периода в целом.

Силурийские отложения распространены на юго-востоке описываемой территории. Они везде отделены от подстилающих пород резким несогласием и образуют крупные тектонические структуры со специфическим планом.

Нурина синклинорий заполнен силурийскими и нижнедевонскими отложениями, образующими граувакковую формацию, местами переходящую в морские молассы. Конский синклинорий образован отложениями только нижнего отдела системы, относящимися к граувакковой формации в нижней части и к молассам в верхней. В центральной части Восточного синклинория силурийские отложения образуют мульду, выполненную пестроцветными отложениями типа моласс. На обширных пространствах всей западной части силурийские отложения отсутствуют, только в районе с. Дальнего на р. Ишиме к ним условно отнесена толща красноцветных конгломератов в несколько сот метров.

Таким образом, мы можем говорить об общем регрессивном типе строения отложений этой системы и об отсутствии отложений в пределах большей западной части описываемой территории, в Западном синклинории, Кокчетавском, Улутавском и Кирейском антиклинориях.

Тип отложений силурийской системы имеет много общего с отложениями ордовика. Силур представлен граувакковой формацией и формацией морских моласс. Однако соотношение формаций на площади и в разрезе существенно иное, чем в ордовике. Граувакковая формация широко и полно представлена только на крайнем юго-востоке, в Нурина синклинории.

синклинории, где образование ее идет и в нижнедевонское время. Западные и северные синклинории широко распространены моласса, которая, вероятно, имела еще большее распространение, но в связи с поднятиями девонского времени сохранилась только в юго-восточной части территории. Своеобразно и структурное положение Нурина синклинория, выполненного граувакковой формацией. Он отделен от области осадконакопления силурийских моласс вулканогенным поясом девона и входит в герцинскую геосинклинальную зону, являясь внешним прогибом ее, расположенным у края каледонского массива. Распределение на площади формаций силурийского времени подчеркивает особенность тектонического режима Урало-Тяньшаньской геосинклинальной области — образование в середине ее зоны ранней (каледонской) консолидации геосинклинального режима.

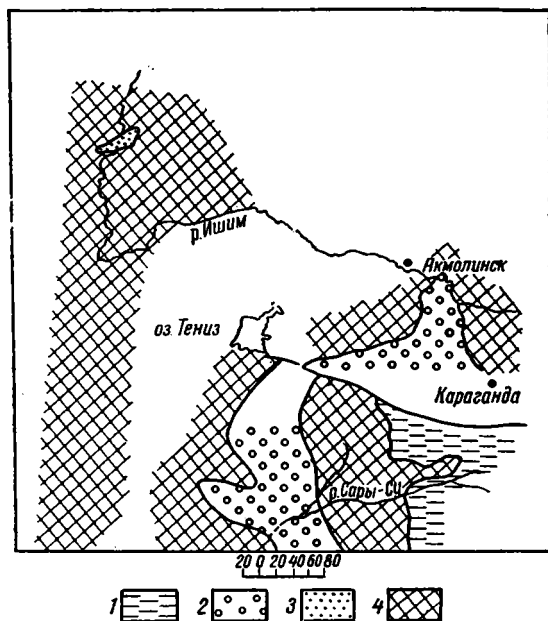


Рис. 25. Распределение прогибов и формаций нижнего силура:

1 — граувакковая формация, переслаивание зеленых песчаников, аргиллитов, конгломератов, линзы известняков; 2 — формация моласс, зеленые и пестроцветные полимиктовые песчаники; 3 — формация моласс. Красноцветные конгломераты; 4 — области размытия и отсутствия отложений

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщение новых данных по стратиграфии ордовика и силура приводит к следующим выводам.

Ордовикские отложения широко распространены на всей изученной территории, в пределах которой слагают крупные сложные синклинории. На всей площади ордовик расчленяется на три отдела, а в каждой синклинории — на ряд свит. В одном из разрезов ордовика (Стерлитамакский прогиб Западного синклинория) установлено примерное соответствие свит ярусам международной стратиграфической шкалы.

Каждому синклинорию, являющемуся в то же время и структурно-фациальной зоной, соответствует свой тип разреза. В эпоху нижнего ордовика в типах разрезов трех фациальных зон еще не было существенных отличий. В среднем и верхнем ордовике в пределах Западного и Восточного синклинориев широко распространена граувакковая формация. Стратиграфический объем ее различен. В Западном синклинории она соответствует в основном среднему отделу системы, а в Восточном — только верхам среднего и верхнему отделам. В начале верхнего ордовика в Западном синклинории накапливается формация морских моласс. Она сохраняется только в наиболее прогнутой западной части синклинория. Образование этой формации связано со значительной амплитудой поднятия в области Улутавского и Кокчетавского антиклинориев, в результате которых сократилась площадь Западного синклинория.

Зоны накопления граувакковой формации и морских моласс разделены областью накопления вулканогенных формаций среднего и верхнего ордовика. Эта зона не представляла собой однородного прогиба, так как характер ее формаций различен. В среднем ордовике в отдельных участках зоны накапливается зеленокаменная формация, образующаяся при интенсивных погружениях прогибов. В верхнем ордовике, по-видимому, во всей зоне шло накопление пестроцветной вулканогенной формации, которая образуется в мелководных и прибрежных условиях в обстановке преобладающих восходящих движений. К этой же зоне приурочены выходы гранодиоритовых интрузий верхнего ордовика. С верхнего ордовика начинается и общее поднятие области. Интрузивная деятельность в областях распространения граувакковой формации выражается в образовании в верхнем ордовике даек диоритового и сиенитового состава. Они приурочены к наиболее прогнутой части Западного синклинория, где разрез ордовика завершается вулканогенной свитой.

Силурийские отложения распространены на меньшей площади, чем ордовикские, преимущественно в юго-восточной части изученной территории. Они залегают с резким угловым несогласием на подстилающих породах, имеют в общем регрессивный тип строения разрезов, и тип

складок, образованных ими, отличается от ордовикских. В пределах Конского синклинория силурийские отложения представлены только нижним отделом системы, в основании образованным граувакковой формацией, вверху переходящей в молассу. В центральной части Восточного синклинория силур представлен молассами. В Нуринском синклинории имеется полный разрез системы, образованный граувакковой формацией, лишь частично переходящей в молассы. Перечисленные выше признаки силурийских отложений позволяют говорить о том, что в конце ордовика — начале силура начались складчатые движения и крупные поднятия на западе Центрального Казахстана. Тектонический режим, возникающий в этой части Казахстана в среднем ордовике (образование граувакковой формации), в силуре смещается к юго-востоку. На большей части площади, вероятно, образовывались морские молассы, не сохранившиеся вследствие последующих поднятий.

Широким развитием в пределах запада Центрального Казахстана пользуются интрузии лейкократовых гранитов, прорывающих ордовик, а в некоторых районах и нижние горизонты девона. Время их внедрения приурочено к интервалу силур—нижний девон. Вероятно, существовало несколько этапов проявления интрузивной деятельности, связанных с развитием складчатых движений на западе Центрального Казахстана.

В конце силура и начале девона устанавливается новый тектонический режим на всей изученной территории и формируются новые тектонические зоны. На западе возникает каледонский жесткий массив, ограниченный с юго-востока вулканогенным поясом, а внутри дуги последнего располагается герцинская геосинклинальная зона.

- Алихова Т. Н. К вопросу о расчленении ордовикской системы. «Сов. геология», сб. 55, 1957.
- Андронов С. М. К стратиграфии Ишимского палеозоя. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 2, 1937.
- Архангельская И. М., Богданов А. А., Трусова И. Ф. Очерк геологии северной части Голодной степи. «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР», вып. 2, 1948.
- Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, М.—Л., 1941.
- Бандалетов С. М. Флишевые отложения ордовика среднего течения р. Селеты, «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы», отд. геол., т. XXVIII (1), 1953.
- Беспалов В. Ф. Геологическое строение Верхнеатасуйского района «Мат-лы геол. и полезн. ископ. Казахстана», вып. 2, 1938.
- Богданов А. А. Новые данные о геологическом строении южной и западной окраин Карагандинского бассейна. «Изв. АН СССР», сер. геол., № 4, 1939.
- Богданов А. А., Трусова И. Ф. К стратиграфии нижнепалеозойских отложений Кокчетавской области. «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы», отд. геол., т. XXIV, вып. 6, 1949.
- Богданов А. А. Тектоника западной части Центрального Казахстана. «Сов. геология», сб. 41, 1954.
- Богданов А. А., Мазарович О. А., Михайлов А. Е., Четверикова Н. П. Новые данные по геологии докембрийских и палеозойских отложений Атасуйского района. «Сов. геология», сб. 48, 1955.
- Богданов А. А., Заравняева В. К., Четверикова Н. П. Новые данные о строении нижнепалеозойских отложений Сарысу-Тенизского поднятия. «Сов. геология», сб. 52, 1956.
- Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. «Бюл. Моск. о-ва испыт. природы», отд. геол., т. XXXIV (1), 1959.
- Борисяк М. А., Земляков В., Кассин Н. Г., Медоев Г. Ц. Геологический очерк и полезные ископаемые района строительства Нуринского медеплавильного завода и Карагандинского бассейна. «Изв. Гос. геол.-разв. ин-та», вып. 55, 1931.
- Борисяк М. А. Силурийские (венлокские) брахиоподы из Карагандинской области. «Мат-лы ВСЕГЕИ», нов. сер., вып. 3.
- Борисяк М. А. Стратиграфия и брахиоподы силурийских отложений района хребта Чингиз. «Мат-лы ВСЕГЕИ», нов. сер., вып. 5, 1955.
- Борисяк М. А. Род *Kassinella*. «Мат-лы по палеонтологии», нов. сер., вып. 12, 1956.
- Боровиков Л. И. Основные черты стратиграфии, вулканизма и тектоники в нижнем палеозое Джезказган-Улутавского района западной части Центрального Казахстана. «Докл. АН СССР», т. 35, № 1, 1952.
- Боровиков Л. И. Нижний палеозой Джезказган-Улутавского района западной части Центрального Казахстана, М., 1955.
- Борукаев Р. А. К стратиграфии нижнего палеозоя Северо-Восточного Казахстана. «Изв. АН КазССР», сер. геол., № 9, 1948.
- Борукаев Р. А. Формации допалеозоя и нижнего палеозоя северо-востока Центрального Казахстана. «Изв. АН КазССР», вып. 17, № 124, 1953.
- Борукаев Р. А. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана. Изд. АН КазССР, Алма-Ата, 1955.
- Васильевский М. М. К геологии Тарбагатай. «Изв. Геол. комитета», т. 33, № 9, 1914.
- Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша, М.—Л., 1951.
- Вебер В. Н. Верхнеордовикские трилобиты из Киргизской степи и Кузнецкого бассейна. «Изв. Геол. комитета», т. XLVII, № 3, 1928.
- Водорезов Г. И. Описание Акмолинского и Еременьтавского градус—листов. «Мат-лы геол. и полезн. ископ. Казахстана», 1938.
- Волкова М. С. Геологическое строение западной части Есильского района Казахской АССР. «Сб. тр. Казах. геол. треста», вып. 1, 1936.
- Жинъю М. Стратиграфическая геология. Изд. ИЛ, М., 1952.
- Заравняева В. К., Четверикова Н. П. Палеонтологически охарактеризованные верхнекембрийские отложения западной части Центрального Казахстана. «Сов. геология», № 2, 1958.
- Ившин Н. К. Майданский фаунистический горизонт среднего кембрия Казахстана. «Изв. АН КазССР», сер. геол., вып. 14, 1950.
- Ившин Н. К. Верхнекембрийские трилобиты Казахстана. «Тр. АН КазССР», 1956.
- Кассин Н. Г. Краткий геологический очерк Северо-Восточного Казахстана. «Тр. Всес. геол.-разв. объединения», вып. 165, 1931.

- Кассин Н. Г. Кембрийские и силурийские отложения Бошекуль-Карагандинского района. «Геология СССР», т. XX, ч. 1, 1941.
- Квятковский Р. Э. Геологическое описание Селеты-Степняковского района. Каз-геолгосиздат, 1941.
- Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на Южном Урале и сходные с ней образования. «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР», вып. 104, 1949.
- Келлер Б. М. Типовые разрезы ордовика. «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР», вып. 154, 1954.
- Келлер Б. М., Лисогор К. А. Караканский горизонт ордовика. «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР», вып. 154, 1954.
- Келлер Б. М. Общий обзор стратиграфии ордовика Чу-Илийских гор. «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР», вып. 1, 1956.
- Келлер Б. М. Граптолиты ордовика Чу-Илийских гор. «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР», вып. 1, 1956.
- Келлер Б. М., Королева М. Н., Рукавишникова Т. Б., Чугаева М. Н., Четверикова Н. П. Материалы к построению единой стратиграфической шкалы ордовика в Центральном Казахстане. «Сов. геология», № 52, 1956.
- Ковалевский О. П. Силурийские табуляты и гелиолитиды Центрального Казахстана и их стратиграфическое значение. Автореф. дис., 1956.
- Ковалевский О. П. О возрасте силурийских карбонатных толщ Центрального Казахстана. «Сов. геология», № 3, 1959.
- Королева М. Н. Палеонтологическое обоснование стратиграфии ордовика Северного Казахстана по трилобитам. Автореф. дис., 1955.
- Книппер А. Л. О стратиграфии нижнепалеозойских отложений южного Улу-Тау. «Сов. геология», № 10, 1959.
- Книппер А. Л. Геосинклинальные фосфориты в южном Улу-Тау. «Докл. АН СССР», т. 115, № 3, 1957.
- Кропоткин П. Н. Строение складчатого фундамента Центрального Казахстана. «Тр. Ин-та геол. наук АН СССР», вып. 108, 1950.
- Меркулов П. Л. и Репкина А. Е. Геологическая карта западной части Арало-Иртышского водораздела. «Мат-лы геол. и полезн. ископ. Казахстана», вып. 6, 1938.
- Мейстер А. К. Геологические исследования в Киргизской степи. «Геологические исследования по линии Сибирской железной дороги», т. XV, 1898.
- Мейстер А. К. Кембрий в Киргизских степях. «Вестн. Геол. комитета», № 1, 1925.
- Никитин И. Ф. Брахиоподы кембрия и нижнего ордовика северо-востока Казахстана. Алма-Ата, 1956.
- Никифорова О. И. Материалы к изучению верхнесилурийских отложений. Изд. Центр. н.-и. геол.-разв. ин-та, 1937.
- Павлов Н. С. Геологические исследования в Куланутпесском районе Казахской ССР. «Сб. тр. Каз. геол. треста», вып. 1, 1936.
- Рукавишникова Т. Б. Брахиоподы ордовика Чу-Илийских гор. «Тр. Геол. Ин-та геол. наук АН СССР», вып. 1, 1956.
- Рябинин А. Н. Хребет Акча-Тау в юго-восточной части Чингиза. «Тр. геол. комитета», нов. сер., вып. 129, 1915.
- Совещание по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. Тезисы докладов. Алма-Ата, 1957.
- Степанов П. И. Верхнесилурийская фауна из окрестностей озера Балхаш. «Зап. Минерал. о-ва», вып. 1, 1908.
- Трусова И. Ф. Докембрий северо-западной части Центрального Казахстана. «Вопр. геологии Азии», т. 1, 1954.
- Филатова Л. И. К стратиграфии докембрийских образований западной части Центрального Казахстана (Улу-Тау). «Сов. геология», № 52, 1956.
- Чугаева М. Н. Стратиграфия и трилобиты среднего и верхнего ордовика Южного Казахстана. Тезисы докладов. Алма-Ата, 1957.
- Шатский Н. С. О тектонике Центрального Казахстана. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5—6, 1938.
- Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. Совещ. по осадочн. породам. Доклады, вып. II. М., 1952.
- Шлыгин Е. Д. Геологическое строение восточной части Северного Казахстана. «Изв. Всес. геол.-разв. ин-та», т. II, вып. 67, 1932.
- Шлыгин Е. Д. Силурийские отложения северных районов Восточного Казахстана (Ишим-Селетинский район). «Геология СССР», т. XX, ч. 1, 1941.
- Штрейс Н. А. Новые данные о стратиграфии нижнего палеозоя Центрального Казахстана. «Мат-лы геол. и полезн. ископ. Ц. Казахстана». Итоги работ ЦККЭ. Изд. СОПС АН СССР, 1940.

- Штрейс Н. А., Колотухина С. Е. Геологическое строение гор Ортау и Космурун.
«Тр. Ин-та геол. наук АН СССР», вып. 101, 1948.
- Эрикссон Д. Б., Юинг М., Хизен Б. С., Волин Г. Отложения осадков в глубоководной части Атлантики. Сб. «Земная кора», 1957.
- Lopes O. T. On the evolution of a geosyncline. «Quart. journ. geol. soc.», 1938, vol. 94, part II.
-

THE ORDOVICIAN AND SILURIAN DEPOSITS OF THE WESTERN PART OF CENTRAL KAZAKHSTAN

The paper deals with Ordovician and Silurian Deposits of the western area of Central Kazakhstan, their stratigraphy and geological position.

The material presented gives an idea of the geologic history during the Ordovician and Silurian in the Western Central Kazakhstan and of the Caledonian structure of this area.

The lower Paleozoic deposits outcrop over a considerable area only in the marginal districts of the territory described, and in its central part they crop out as small isolated plots.

Such character of outcropping allows to outline the Caledonian structure of the area only schematically (pict. 1) and it does not give an opportunity to compile well-founded paleogeographical maps.

Ordovician deposits fill three synclinoriums: Western, Konsky, and Eastern. The length of each synclinorium is about 1000 *km*. All of them run longitudinally.

The limbs of the synclinoriums are built by the Upper Cambrian, the Ordovician deposits having the same structural plan.

Sections of the Upper Cambrian deposits in the Western, Konsky and Eastern synclinoriums differ from one another.

In the western synclinorium the upper Cambrian is formed by a thin series of coaly argillites and sandstones, and in the Konsky and Eastern synclinoriums — it is formed by mottled lava and piroclasts of basaltic composition with lenses of organic limestone, the thickness of the entire formation exceeding 1000 *km*.

The Ordovician sections and their stratigraphic volume are different in all three synclinoriums.

In lower parts of the Ordovician in all the synclinoriums are presented by a siliceous formation (pict. 17). Its age corresponds to the lower and to the lower parts of the middle epoch of the period. In the Western synclinorium it is connected with the subjacent and overlying deposits by a gradual transition and in the Konsky and Eastern synclinoriums there is possibly a break at the bottom, the thickness of the formation being from 200 to 800 *m*.

The type of sediments and their comparatively small thickness allow to suppose the presence of a noncompensated downwarp at that time.

The middle part of the Ordovician section corresponding to the greater part of the middle epoch of the period is characterized by a great variety of deposits (pict. 18).

The whole area of the Western synclinorium is filled with gray wacke formation transgressively overlying different horizons.

Its stratigraphic volume corresponds to the Akkanburluksky and Anderkensky levels (Keller, 1956), that is to the great part of the Llandeylsky stage and to the lower part of the Karadoksky stage, their thickness being more than 3000 m.

Up the section the gray wacke formation is gradually substituted by the marine molass formation.

In the Konsky synclinorium the time of forming a green stone volcanic formation corresponds to the time of the formation of a certain part of the gray wacke formation. In the Eastern synclinorium of the Llandeylsky age, an aspid formation (a thick terrigenous layer with streaks of siliceous rock) is being formed. Thus in the Middle Ordovician two areas of different tectonic conditions are clearly distinguished: the Western synclinorium a downwarpius region — surrounded by intensively growing uplifts which give a great quantity of clastic and the area of the Konsky and Eastern synclinorium characterized by complex differential movements and volcanic activity.

The upper part of the Ordovician corresponding to the upper section of the systems and the upper parts of its middle section (the Otar, Dulankarin and Chockpar levels — B. M. Keller) is developed mainly in the marginal parts of the territory in question.

By the end of the Ordovician the accumulation area is abruptly reducing and the formations of that time presented by shallowwater and offshore deposits (pict. 19).

At the Otar time marine molasses are formed in the western extremity of the Western synclinorium.

Up the section this formation is gradually substituted by the mottled volcanic formation consisting of lavas and piroclastics of andesitic composition, coarse grained sediments and organic limestones. The mottled volcanic formation is widely distributed in the Konsky synclinorium where it unconformably overlies different horizons of the lower Paleozoic deposits.

In the upper Ordovician gray wacke formation is accumulated in the Eastern synclinorium, and the intrusions of granodiorites refer to the end of the Ordovician period. They occur mainly in the zone adjoining the Konsky synclinorium from the West.

Thus during the Ordovician period the general trend of the geological development of the territory of Central Kazakhstan is characterized by the predomination of the upward movements.

This development continues in along the same lines and reaches its maximum in the Silurian period.

The deposits of the Silurian system are represented only by the following two groups of formations — gray wackes and molasses.

They are developed only in the South-Eastern part of the described follow the plan of the synclinoriums filled with the Lower Paleozoic deposits.

The Silurian deposits of the molass formation fill the central parts of the Konsky and Eastern synclinoriums. Although in general they sit, they are isometrically folded, which differs from the linear folds of the latter.

On the one hand, the types of the deposits and the forms of the folds in this part of the territory tell us about the still proceeding general uprise of the area and about the appearance of big patches of land in it, and on

the other hand, — they tell us about the change of the relief which has already begun, about the reconstruction of the synclinorium that is going on adjacent to folded area.

The gray wacke formation is well developed in the latitudinal Nurinsk synclinorium, which is situated in the marginal parts of the growing folded area.

Thus, the study of the stratigraphy and of the geological position of the Ordovician and Silurian deposits of the Western Central Kazakhstan confirm the previously expressed ideas of A. D. Arkhangelsky, 1941; E. D. Shlygin, 1949; P. N. Kropotkin, 1941; A. A. Bogdanov, 1954, 1957 about the existence of early (Caledonian) consolidation zone on the geosynclinal area in the central part of the Ural-Tien-Shan geosynclinal area.

СОДЕРЖАНИЕ

От редактора	3
Предисловие	9
<i>Глава I.</i> История изучения нижнепалеозойских отложений	11
<i>Глава II.</i> Краткие сведения о геологическом строении и стратиграфии доордовикских отложений	19
Общие замечания	19
Поднятия и крупные массивы ниже- и среднепалеозойских складчатых сооружений	19
Стратиграфия доордовикских отложений	22
<i>Глава III.</i> Стратиграфия ордовикской системы	27
Ордовик Западного синклинория	27
Средний и верхний ордовик Стерлитамакского прогиба	28
Строение прогиба	28
Описание разреза Стерлитамакской антиклинали	29
Описание разреза Аккан-Бурлукской антиклинали	35
Сопоставление разрезов и возраст свит	37
Условия формирования свит	40
Средний и верхний ордовик Байконурского прогиба	41
Ордовик Калмык-Кульского прогиба	43
Ордовик Восточного синклинория	49
Ордовик Конского синклинория	54
<i>Глава IV.</i> Некоторые черты истории геологического развития в ордовике	63
<i>Глава V.</i> Стратиграфия силурийской системы	69
Силур Нурина синклинория	69
Строение синклинория и общие сведения о стратиграфии силура	69
Описание свит	70
Сравнительная характеристика и возраст свит	78
Условия образования силурийских свит	81
Силур Конского синклинория	82
Строение и геологическое положение немых пестроцветных толщ, условно отнесенных к силуру	88
Силурийские (?) отложения Дальненского района (р. Ишим)	88
Силурийские (?) отложения правобережья р. Нуры	88
Заключение	91
Литература	93
<i>N. P. Chetverikova.</i> The ordovician and silurian deposits of the western part of Central Kazakhstan	96

**Наталья Петровна
Четверикова**

**ОРДОВСКИЕ И СИЛУРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ
ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА**

**Редактор И. М. Любимов
Техн. редактор М. С. Ермаков**

Сдано в набор 29. II 1960 г. Подпи-
сано к печати 10. XII 1960 г. Л-90677.
Формат $70 \times 108^{1/16}$. Привед. печ. л.
8,56. Уч.-изд. л. 10, 28 (9,19+1,8 рис.).
Изд. № 1283. Заказ 338. Тираж 600 экз.
Цена 9 руб. с 1/I 1961 г.—90 коп.

**Издательство Московского университета,
Москва, Ленинские горы
Тип. № 2. Изд-ва МГУ. Москва,
Ленинские горы.**

ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
6	13 сверху	Эффузивные вулканизмы	Эффузивный вулканизм
8	4 снизу	Plicatomurus	Plicatomurus
12	10 снизу	силирийские	силурийские
27	7 снизу	Glytograptus	Glyptograptus
65	Подпись к рис. 18	Текст 5 относится к знаку 6, а текст 6 к знаку 5	
78	11 сверху	стр. 120	стр. 77

Зак. 338

Цена 9 руб.

с 1/I 1961 г. — 90 коп.