

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

С. С. ГОРОХОВ

**РИФЕЙ  
ХРЕБТА УРАЛ-ТАУ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

---

GEOLOGICAL INSTITUTE

S. S. GOROKHOV

# RIPHEAN DEPOSITS OF URAL-TAU

*(Transactions, vol. 124)*

---

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

MOSCOW 1964

С. С. ГОРОХОВ

РИФЕЙ  
ХРЕБТА УРАЛ-ТАУ

*(Труды, вып. 124)*

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

академик *А. В. Пейве* (главный редактор),  
*К. И. Кузнецова, В. В. Меннер, П. П. Тимофеев*

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

*М. Е. Раабен*

---

EDITORIAL BOARD:

Academician of USSR Academy of Sciences *A. V. Peive* (Chief Editor),  
*K. I. Kuznetzova, V. V. Mennner, P. P. Timofeev*

RESPONSIBLE EDITOR

*M. E. Raaben*

## ВВЕДЕНИЕ

Хребет Урал-Тау в геологическом и орографическом смысле отвечает осевой зоне Южного Урала. В административном отношении большая часть его территории принадлежит Башкирской автономной республике и лишь южное окончание простирается в Оренбургскую область Российской Федерации.

Общая тектоническая структура хребта имеет форму антиклинория, образующего в плане некрутую дугу, направленную выпуклой стороной на запад. На севере эта дуга ограничена приблизительно широтой истоков р. Белой, а на юге — бассейнами рек Большая и Малая Каяла. Общая протяженность хребта более четырехсот километров при ширине 15—35 км (фиг. 1).

Ядро Уралтауского антиклинория слагают древние кристаллические сланцы и кварциты рифейского возраста, обрамленные вулканогенно-осадочными толщами нижнего палеозоя.

Проблема стратиграфии отложений верхнего докембрия хребта Урал-Тау, которой посвящена настоящая работа, является частью общей проблемы изучения геологии древних образований Урала и прилегающих к нему областей.

Геологическое строение хребта было описано в ряде работ предыдущих лет: для северной части Р. Э. Квятковским (1933), А. И. Ивановым (1956), М. И. Гараном (1959, 1960); а для южной — В. Н. Павлиновым (1937) и большой группой геологов ЦНИИГРИ (Воинова и др., 1941). Попытка дать единую схему стратиграфии центральной и северной частей хребта Урал-Тау впервые была предпринята Д. Г. Ожигановым (1941—1957).

Несмотря на относительно большое количество проведенных ранее геологических исследований территории Урал-Тау, многие вопросы стратиграфии и тектоники оставались до последнего времени неразработанными. Большинство работ перечисленных исследователей освещало вопросы геологического строения сравнительно небольших участков рассматриваемой территории. Составленные же ими схемы стратиграфии являлись лишь схемами местного значения, не увязанными в региональном масштабе.

Вполне понятно, что на современной стадии изучения геологии и полезных ископаемых Урала составление сводного стратиграфического разреза метаморфических толщ хребта Урал-Тау и увязка его с разрезами соседних областей развития древних допалеозойских образований является своевременной и необходимой работой.

Изучение метаморфических толщ хребта Урал-Тау было начато автором в 1954 г. Первоначально оно носило характер геологического картирования различных районов территории хребта Урал-Тау, а затем переросло, по мере накопления фактического материала, в тематические исследования. Первый этап указанных работ был проведен автором в системе Южно-Уральского геологического управления, а второй — при

кафедре исторической и региональной геологии геологического факультета Московского государственного университета и Геологическом институте АН СССР. Предлагаемая работа по стратиграфии хребта Урал-Тау является, таким образом, результатом многолетних исследований автора, в задачу которого входило решение следующих основных вопросов.

1. Разработка обоснованного сводного стратиграфического разреза метаморфических толщ хребта Урал-Тау; установление порядка их напластования и определение возраста выделенных серий и свит.

2. Изучение вещественного состава метаморфических пород, природы их первичного происхождения и характера последующего изменения (метаморфизма).

3. Сопоставление разрезов древних толщ хребта Урал-Тау с разновозрастными отложениями других районов Южного и Среднего Урала.

4. Выяснение закономерностей условий формирования древних толщ Южного Урала в допалеозойское время.

Ответам на эти вопросы посвящены основные главы настоящей работы.

Проведенное исследование позволяет ныне по-иному подойти к ряду важных проблем геологии Южного Урала и с практической точки зрения наметить новые поисковые критерии для ряда полезных ископаемых, связанных с различными этапами формирования комплексов пород докембрия.

В процессе составления работы, помимо личных наблюдений, автор использовал литературные данные. Были учтены новые материалы по геологии хребта Урал-Тау и смежных районов, изложенные в ряде работ А. И. Иванова, Г. А. Ленных и О. А. Нестояновой, А. В. Ключихина, Д. Г. Ожиганова, Г. Б. Яковлева, В. Л. Волошина, А. Ф. Ротаря, Д. Д. Криницкого и В. М. Криницкой, В. М. Кривоносова и др.

Большую помощь при проведении на Урале геолого-съемочных работ в 1954—1960 гг. автору оказывали геологи ЮУГУ — Г. И. Водорезов, Г. А. Ленных, Я. Я. Вецлер, А. И. Иванов, старший научный сотрудник ВСЕГЕИ А. В. Хабаков. Перечисленным лицам, а также товарищам по работе приношу глубокую благодарность.

Автор особенно благодарен заведующему отделом стратиграфии ГИНа АН СССР профессору Б. М. Келлеру и заведующему кафедрой исторической и региональной геологии геологического факультета МГУ профессору А. А. Богданову, которые в течение нескольких лет оказывали постоянную помощь в изучении древних отложений Урала и способствовали быстрейшему завершению настоящей работы.



## Глава I

### ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ХРЕБТА УРАЛ-ТАУ

Первые сведения о геологии Южного Урала относятся ко второй половине восемнадцатого столетия. В «Дневных Записках путешествий по различным провинциям Российского государства» в 1768—1769 гг. Лепехин отмечает некоторые сведения географического и геологического характера для Башкирской части Урала.

В 1831 г. Гофман и Гельмерсен опубликовали работу «Описание Южного Урала», а несколько позднее, в 1837 г., выходит книга Эверсмана «Естественная история Оренбургского края». В обоих этих трудах дается краткое описание орогидрографии Южного Урала, а также некоторые геологические данные, касающиеся скорее географического распространения тех или иных разновидностей пород.

В конце второй половины прошлого столетия наиболее полной работой по геологии Урала явился труд Мурчисона, Вернейля, Кайзерлинга «Геологическое описание Европейской части России и хребта Уральского» (1849). В работе, наряду с общим описанием Южного Урала, дается краткая характеристика хребта Урал-Тау, типы слагающих его пород, элементы тектоники. По линейно вытянутым массивам змеевиков фиксируется восточная граница распространения метаморфических толщ. Для западного склона Южного Урала близ г. Белорецка указываются выходы кварцитов, имеющих, по мнению авторов, силурийский возраст. К тому же возрасту относятся породы осевой части хребта Урал-Тау. Их более высокая степень перекристаллизации связывается с явлениями метаморфизма — «напряженностью огневых действий». Пожалуй, это была самая ранняя попытка параллелизации метаморфических толщ хребта Урал-Тау со слабо метаморфизованными отложениями Башкирского антиклинория.

С именем Р. И. Мурчисона связаны первые достоверные данные о силурийских и девонских отложениях на Южном Урале.

В 1854—1855 гг. Южный Урал детально исследовался горными инженерами И. Н. Меглицким и А. И. Антиповым, осветившими геологическое строение этой территории в работе «Геогностическое описание южной части Уральского хребта». Ими впервые была составлена геологическая карта десятиверстного масштаба. Исследователи правильно считали, что хребет Урал-Тау является осевой частью «южной оконечности Урала», отвечающей по форме антиклинальной складке. Ими впервые в южной части Южного Урала близ дер. Кидрясово отмечены самые древние, палеонтологически охарактеризованные слои нижнего силура (ордовика).

Конец девятнадцатого столетия ознаменовался широко известными на Южном Урале работами Ф. Н. Чернышева и позднее А. Штукенбергена, проводимыми по линии Геологического комитета. Работа Ф. Н. Чернышева (1889) посвящена геологическому строению листа 139. Террито-



рия, исследованная Ф. Н. Чернышевым, охватывает северное окончание хребта Урал-Тау и прилегающие к нему с запада районы Башкирского антиклинория. Им были детально описаны разрезы метаморфических толщ хребта Урал-Тау по рекам Мазаре, Укшуку, ручью Рудному, а также древних «немых» свит Западного склона по рекам Белой, Инзеру и их многочисленным притокам.

Следуя взглядам Р. И. Мурчисона, Ф. Н. Чернышев параллелизует отложения Башкирского антиклинория с кристаллическими сланцами хребта Урал-Тау. Последние он выделяет в самостоятельную «свиту М». Исследователь считал, что кристаллические породы «свиты М» тесно связаны с палеонтологически охарактеризованными известняками нижнего девона, распространенными в Тирлянской и Юрезанской мульдах. Исходя из этих представлений, «свиту М» он отнес по возрасту к девону.

Относительно тектонического положения «свиты М» Ф. Н. Чернышев писал, что область распространения кристаллических сланцев соответствует наиболее древней складке или той части Урала, горообразовательный процесс которой проявился в наиболее энергичной форме.

По сути дела, этим небольшим списком ограничивается число исследователей, отразивших в какой-то мере к началу Великой Октябрьской социалистической революции геологическое строение территории хребта Урал-Тау.

В конце двадцатых годов исследовательская деятельность на Южном Урале заметно оживляется. Работами Д. В. Наливкина, Ф. Н. Шахова, А. А. Блохина, Г. Н. Фредерикса, Л. С. Либровича и многих других было положено начало систематического изучения геологического строения Южного Урала.

В 1926 г. Д. В. Наливкин при составлении геологической карты Урала впервые относит метаморфическую «свиту М» к докембрию.

В том же году Ф. Н. Шахов (1928) при геологическом картировании Таналык-Баймакского района исследовал восточную часть хребта Урал-Тау. Серию метаморфических пород он делит на две части. В первой части преобладают кристаллические сланцы и кварциты; во второй — преимущественную роль играют сланцы. Исследователь считал, что обе серии по возрасту не моложе среднего девона.

В 1929 г. Л. С. Либрович (1932) на основе маршрутных исследований в южной части Башкирского Урала выделяет ряд структурно-фациальных зон, каждая из которых характеризуется своими особенностями геологического строения, литолого-фациальными особенностями слагающих пород и т. д.

1. Западная зона — зона развития пермских отложений крайней западной части склона Южного Урала.

2. Зилайрская — ограниченная на западе породами предыдущей зоны, а на востоке метаморфическими образованиями хребта Урал-Тау. Зона характеризуется преимущественным развитием осадочных толщ девонско-каменноугольного возраста.

3. Зона хребта Урал-Тау (Уралтауская зона), сложенная метаморфическими толщами.

4. Приирендыкская зона охватывает комплекс осадочно-вулканогенных пород палеозоя района хребта Ирендык-Крыкты и степную часть к востоку от него, до районов р. Урала.

Каждая из зон, по мнению Л. С. Либровича, отделяется от соседней линией тектонического нарушения. В пределах западного склона хребта Урал-Тау исследователь впервые выделил граувакковые отложения в составе так называемой зилайрской свиты, отнеся ее по возрасту к верхнему девону — низам нижнего карбона.

Кристаллические сланцы и кварциты Урал-Тау Л. С. Либрович считал самыми древними отложениями района кембрийского или даже докембрий-

ского возраста. Он правильно понял антиклинальную структуру хребта, описал основные литологические разности пород, отметил падение степени метаморфизма отложений в направлении с востока на запад, от более древних к более молодым.

В 1931 г. коллектив авторов под руководством Д. В. Наливкина публикует небольшую статью (Горяинова и др., 1931), в которой подводятся итог изучения стратиграфии древних свит Западного склона. Хотя территория, о которой говорится в статье, далеко отстоит от описываемого района, отметить эту работу необходимо, так как впоследствии она оказала решающее влияние на изучение стратиграфии древних отложений Урала и Русской платформы.

Авторы указанной работы в составе «немых» толщ Западного склона выделили 8 свит (сверху): ашинскую, миньярскую, инзерскую, катавскую, зильмердакскую, саткинскую, бакальскую и зигальгинскую. Возраст указанных свит был обоснован Д. В. Наливкиным в другой статье, вышедшей в этом же году (1931). На основании залегания в области передовых хребтов перечисленных свит ниже палеонтологически охарактеризованного живетского яруса Д. В. Наливкин поместил все эти свиты в интервале эйфельский ярус — нижний силур. Однако уже в следующем 1932 г. А. А. Блохин сообщает в печати о находке ордовикской фауны в районе широтного течения р. Белой в отложениях, явно перекрывающих ашинскую свиту. С этого момента серия «немых» свит Западного склона Южного Урала большинством исследователей относится по возрасту к кембрию либо к протерозою.

В 1933 г. Р. Э. Квятковский и Н. Н. Дингельштедт одновременно публикуют результаты работ по геологической съемке, первый по району хребта Крака и прилегающих к нему территорий, второй — по Тирлянскому району.

Р. Э. Квятковский устанавливает антиклинальное строение хребта Урал-Тау. В ядре этой антиклинали автор правильно указал на преимущественное развитие слюдяно-полевошпатовых сланцев (современная кармалинская свита), которые сменяются на крыльях кварцитами (курташская свита) и далее филлитовыми толщами. Р. Э. Квятковский был склонен считать метаморфические породы Урал-Тау древнее силура (ордовика) и относить их по возрасту к кембрию или даже к протерозою.

Н. Н. Дингельштедт при исследовании территории в бассейне верхнего течения р. Белой составляет детальный геологический разрез. Им впервые после Ф. Н. Чернышева твердо обосновывается вывод о присутствии в рассматриваемом районе не только девонских, но и силурийских, ордовикских и кембрийских образований. В тектоническом отношении, по мнению Н. Н. Дингельштедта, район характеризуется сложной складчатостью, главенствующими формами которой являются линейные структуры, осложненные продольными разрывами.

Однако в геологические построения Н. Н. Дингельштедта вкрались серьезные ошибки, основной из которых является параллелизация, вслед за Ф. Н. Чернышевым, кварцитов хребта Зигальги, гор Иремель и Аваляк (зигальгинская свита среднего рифея) с кварцитами хребта Бакты (ордовик). В подобной трактовке антиклинальная структура горы Иремель описывалась как синклинальная складка, и стратиграфический разрез доордовикских свит района оказался как бы сдвоенным.

В более поздних работах Н. Н. Дингельштедт (1935) пытается пересмотреть схему стратиграфии Тирлянского района в соответствии с разработанной к тому времени стратиграфией для древних свит Западного склона. Он отказался от параллелизации кварцитов хребта Зигальги с кварцитами хребта Бакты и в то же время оставил в силе сопоставление последних с кварцитами горы Иремели. Таким образом, попытка как-то исправить трактовку геологического строения Тирлянского района

оказалась половинчатой. Для параллелизации с отложениями Западного склона, ввиду неправильного сдвоенного разреза, на рассматриваемой территории явно «не хватало» свит. Н. Н. Дингельштедт объясняет этот факт размывом в Тирлянском районе отложений миньярской, инзерской и катавской свит.

В 1937 г. В. Н. Павлинов опубликовал работу, в которой впервые дано разделение метаморфической «свиты М» на более дробные стратиграфические единицы. Территория, исследованная В. Н. Павлиновым, охватывала центральную часть хребта Урал-Тау, совпадавшую приблизительно с бассейном верхнего и среднего течения р. Сакмары.

Весь разрез метаморфических пород В. Н. Павлинов разделил на две толщи: а) толщу кристаллических слюдяно-кварцевых и хлоритовых сланцев и кварцитов и б) толщу филлитов. В нижней толще исследователь выделил три свиты.

1. Наиболее древняя, «нижнекварцитовая свита» обнажается в ядре Уралтауского антиклинория близ деревень Якупово и Аралбаево. Породы свиты включают массивные кварциты, кварцитовые сланцы, графито-кварцевые, слюдяные, кварцево-слюдяно-хлоритовые и прочие сланцы.

2. Вышележащая «свита переслаивания» характеризуется сравнительно тонким чередованием сланцев, аналогичных предыдущим, с различными по составу кварцитами. Вверх по разрезу «свита переслаивания» сменяется «зелеными сланцами». Среди них В. Н. Павлинов выделил гранат-глаукофановые, альбит-актинолитовые, актинолит-гранатовые, актинолитовые, эпидотовые, тальковые и прочие сланцы.

3. «Верхняя кварцитовая свита» завершает разрез нижней толщи. К ней относятся кварцитовые, «узловатые сланцы», «книжные сланцы», кварцево-песчано-слюдяные, тальково-джеспилитовые сланцы.

К верхней филлитовой толще автор отнес породы западного склона хребта Урал-Тау, которые были объединены по признаку «слабой степени метаморфизма независимо от их первичного состава». Сюда были отнесены различные сланцы, претерпевшие первую стадию метаморфизма (филлитизации), и различные песчаники. Относительно возраста пород приведенного разреза В. Н. Павлинов писал, что нет основания считать породы метаморфической толщи более молодыми, чем нижнесилурийские. Таким образом, В. Н. Павлинов правильно понял и описал последовательность напластования метаморфических свит. Приведенное им расчленение в ряде случаев очень близко к современному расчленению метаморфических пород на свиты. К сожалению, к работе не была приложена детальная геологическая карта, по которой можно было бы судить о территориальной распространенности свит, их границах, соотношениях между собой и т. д. Не давало решения всех этих вопросов и слишком краткое текстовое описание свит.

Последующими работами была установлена ошибочность отнесения В. Н. Павлиновым верхней филлитовой толщи к разрезу древних свит хребта Урал-Тау. В полосе тальково-джеспилитовых сланцев и относящихся к ним кварцито-песчаников была обнаружена фауна ордовика. Для плитчатых филлитовых сланцев и граувакковых песчаников к западу от полосы тальково-джеспилитовых сланцев был доказан девонский возраст (Ожиганов, 1955<sub>2</sub> и др.). Таким образом, верхняя филлитовая толща В. Н. Павлинова оказалась сборной стратиграфической единицей, объединяющей породы широкого возрастного диапазона от девона до протерозоя.

Несколько позднее разрез метаморфических пород хребта Урал-Тау на территории, примыкающей к рассматриваемой площади с севера, был основательно изучен В. С. Коптевым-Дворниковым (1940). В описанном им геологическом разрезе от Златоуста до Челябинска полоса древних пород протерозоя была расчленена на два комплекса — восточный и за-

падный. В восточном комплексе, соответствующем непосредственному продолжению свит хребта Урал-Тау Тирлянского и Кириябинского районов, Коптевым-Дворниковым были выделены следующие свиты (снизу).

1. Карбонатная, состоящая из силлиманито-мусковитовых, графитоставролитогранатослюдяных, мусковитовых с гранатом и графитом сланцев и в верхней части — прослоев мраморов.

2. Уральская, сложенная ставролитогранатовыми, слюдяными сланцами в нижней толще, а в верхней толще этими же сланцами, переслаивающимися с кварцитами.

Западный комплекс представлен одной уреньгинской свитой, в составе которой основную роль играют различные гнейсы, гнейсовидные сланцы, кварциты, слюдяно-кварцевые сланцы, слюдяно-ставролитогранатовые сланцы.

Структура полосы развития пород восточного комплекса представляется исследователем в виде асимметричного антиклинория, в котором более древние толщи слагают его восточную часть.

В 1941 г. вышла работа группы геологов ЦНИИГРИ (Воинова и др., 1941), в которой освещается геологическое строение южной части хребта Урал-Тау в пределах Оренбургской области. Участник этой группы Г. И. Кириченко выделяет в составе метаморфических толщ снизу вверх следующие свиты: 1) первую свиту гранато-глаукофановых сланцев, сложенную зелеными гранат-глаукофановыми сланцами и подчиненными им кварцево-гранат-глаукофановыми сланцами; 2) вторую свиту слюдяных и кварцево-слюдяных сланцев, состоящую из кварцево-слюдисто-хлоритовых, кварцево-слюдистых, нередко графитистых зеленых сланцев, кварцитов с линзами кристаллических известняков; 3) третью свиту, представленную серицитовыми, серицито-хлоритовыми сланцами, которым подчинены в нижней части зеленые альбито-хлоритовые сланцы, а в верхней — прослой и пачки кварцитов и кварцитовых сланцев. Суммарная мощность свит около 9000 м.

По возрасту все свиты были отнесены к докембрию.

Выше филлитовой толщи в этой же работе авторы описывают еще две свиты: каялинскую и катралинскую. Отложения этих свит слагают большие территории южного погружения антиклинория хребта Урал-Тау. К каялинской свите была отнесена группа пород, обнажающаяся в разрезе р. Большой Каялы, — главным образом пестрые лилово-красные, серозеленые кровельные сланцы, а также актинолитовые, тальковые, хлоритовые, хлорит-серицитовые, кварц-альбит-хлоритовые и зеленые сланцы, кварциты, туфы, спилиты и фельзиты. Катралинскую свиту, по описанию авторов, слагают песчаники, сланцы, конгломераты оливково-зеленого цвета, несущие на себе следы интенсивного метаморфизма. Авторы высказывали предположение о синхронности каялинской и катралинской свит и их возможной пространственной связи. Возраст этих свит остался неясным и, по мнению исследователей, может быть принят в диапазоне от ордовика до кембрия.

Исследователи разбираемой работы правильно описали последовательность напластования метаморфических толщ, включая свиту филлитов. В отличие от В. Н. Павлинова, ими верхняя граница свиты филлитов была ограничена породами катралинской свиты. Последние не включались в состав метаморфических толщ и описывались в отдельном разделе. Однако геологи ЦНИИГРИ повторили ошибку В. Н. Павлинова, объединив в единую катралинскую свиту породы верхнего девона, а также силура и ордовика<sup>1</sup>. Подробно этот вопрос будет рассмотрен при описании акбиикской и белекейской свит в главе «Стратиграфия».

<sup>1</sup> У В. Н. Павлинова весь этот комплекс пород попал в верхнюю часть разреза филлитовой толщи.

В последующие годы почти единственным исследователем, проводившим региональные работы на хребте Урал-Тау, был Д. Г. Ожиганов.

Первая крупная работа этого исследователя относится к 1941 г. В более поздний период Д. Г. Ожиганов публикует еще несколько статей (1955<sup>1,2</sup>; 1957), в которых развивает высказанные им в предшествующие годы идеи.

Согласно представлениям Д. Г. Ожиганова, весь разрез метаморфических толщ Урал-Тау или, как он называет, «метаморфического пояса хребта Урал-Тау», можно разделить на два крупных комплекса — нижний максютовский и верхний суванякский. Комплексы разделены глубоким перерывом и угловым несогласием.

Максютовский комплекс распространен в районе среднего и верхнего течения р. Сакмары — в осевой части антиклинория Урал-Тау. Комплекс расчленен на две свиты — яманскую и ишимбетовскую. В составе нижней, яманской, свиты, по мнению Д. Г. Ожиганова, основную роль играют зеленые глаукофановые, хлорито-мусковито-глаукофановые, мусковито-кварцитовые сланцы с гранатом, а также слюдистые кварциты и разнообразные зеленокаменные породы.

Ишимбетовская свита в основной своей части состоит из темноцветных графито-слюдисто-кварцевых, хлорито-слюдяных сланцев иногда с гранатом, а также графитистых полосчатых кварцитов и линз мраморизованных известняков. Суммарная мощность максютовского комплекса 3000—5000 м.

Отложения верхнего суванякского комплекса слагают преимущественно западное крыло Уралтауского антиклинория, а на севере и присводную его часть. Комплекс состоит из двух серий, разделенных перерывом. Нижняя серия включает в себя свиты: уткальскую, курташскую, тупаргаскую, мазаринскую и укшук-арвякскую.

В составе нижней уткальской свиты основную роль играют хлорито-полевошпатовые, слюдяно-кварцевые сланцы и слюдистые кварциты местами с прослоями зеленых сланцев.

Курташскую свиту слагают в основном кварциты, реже слюдяно-кварцевые, хлорито-слюдяно-кварцевые сланцы.

Тупаргаская свита связана с курташской постепенным переходом и в составе ее наблюдаются те же породы, но с большей примесью графита.

Выше лежащая мазаринская свита отделена от тупаргаской перерывом. Свита объединяет различные сланцы эпидото-слюдяно-полевошпатового состава, а также кварциты и зеленые сланцы, образовавшиеся из туфов и лав основных и средних эффузивов.

В сложении верхней укшук-арвякской свиты нижней серии преобладают хлорито-слюдисто-кварцитовые, слюдисто-полевошпатово-кварцитовые, хлорито-слюдистые сланцы, слюдистые, иногда гравийные кварциты, конгломераты.

Наконец, верхняя серия была расчленена Д. Г. Ожигановым на три свиты: акбийскую, белекейскую и байгазинскую. Серия слагает верхние этажи Уралтауского антиклинория и распространена только к югу от гор Крака. В составе свит основная роль принадлежит серицито-хлорито-кварцевым сланцам, песчаникам, кварцито-песчаникам, переслаивающимся между собой пластами различной мощности.

Суммарная мощность суванякского комплекса около 8000 м.

Исследования Д. Г. Ожиганова внесли в познание геологического строения хребта Урал-Тау ряд совершенно новых положений. Так, впервые в разрезе Урал-Тау были выделены два мощных комплекса пород, различающихся между собой литологией слагающих их пород, различной степенью метаморфизма, положением в общей структуре Урал-Тау. Правильно были поняты и обоснованы региональные перерывы между комплексами и свитами, проявление которых связывалось с основными эпохами тектогенеза.

В отношении возраста метаморфических комплексов Д. Г. Ожиганов высказал точку зрения, весьма близкую к современной. Ряд косвенных данных, а именно большая мощность отложений, высокая степень их метаморфизма, положение ниже ордовикских толщ и т. д., позволили ему считать, что нижний максютовский комплекс относится по возрасту к нижнему протерозою и, возможно, частично к архею; нижняя серия суванякского комплекса — к верхнему протерозою, а верхняя — к эокембрию.

Геологическая карта, составленная Д. Г. Ожигановым на основе разработанной схемы стратиграфии для территории северной и средней части хребта Урал-Тау, длительное время являлась единственным руководящим документом исследователей.

Однако некоторые высказанные Д. Г. Ожигановым суждения вызывают сомнения. Так, при расчленении древних толщ хребта Урал-Тау на свиты и при определении их возраста, автор значительное место отводит рассмотрению степени интенсивности метаморфизма пород. Читая его работы, мы видим, как красной нитью проходит утверждение о том, что комплексы пород, выделенные в одну серию или даже свиту, должны иметь одинаковую степень метаморфизма на всей наблюдаемой территории их развития. Это представление в сочетании с неприемлемым в условиях метаморфических толщ хребта Урал-Тау методом исследования лишь на основе отдельных маршрутных наблюдений привело Д. Г. Ожиганова к ряду стратиграфических и тектонических построений, которые представляются нам неверными. В настоящем разделе целесообразно перечислить лишь основные из них<sup>1</sup>.

Основные противоречия можно свести к следующим четырем пунктам.

1. Яманская свита, выделенная Д. Г. Ожигановым в качестве нижней свиты максютовского комплекса, на самом деле занимает среднюю часть разреза его. Слагающие ее породы подстилаются и перекрываются темноцветными графитистыми сланцами и кварцитами (наши кайраклинская и карамалинская свиты), ошибочно объединенными Д. Г. Ожигановым в единую ишимбетовскую свиту, помещенную им выше яманской.

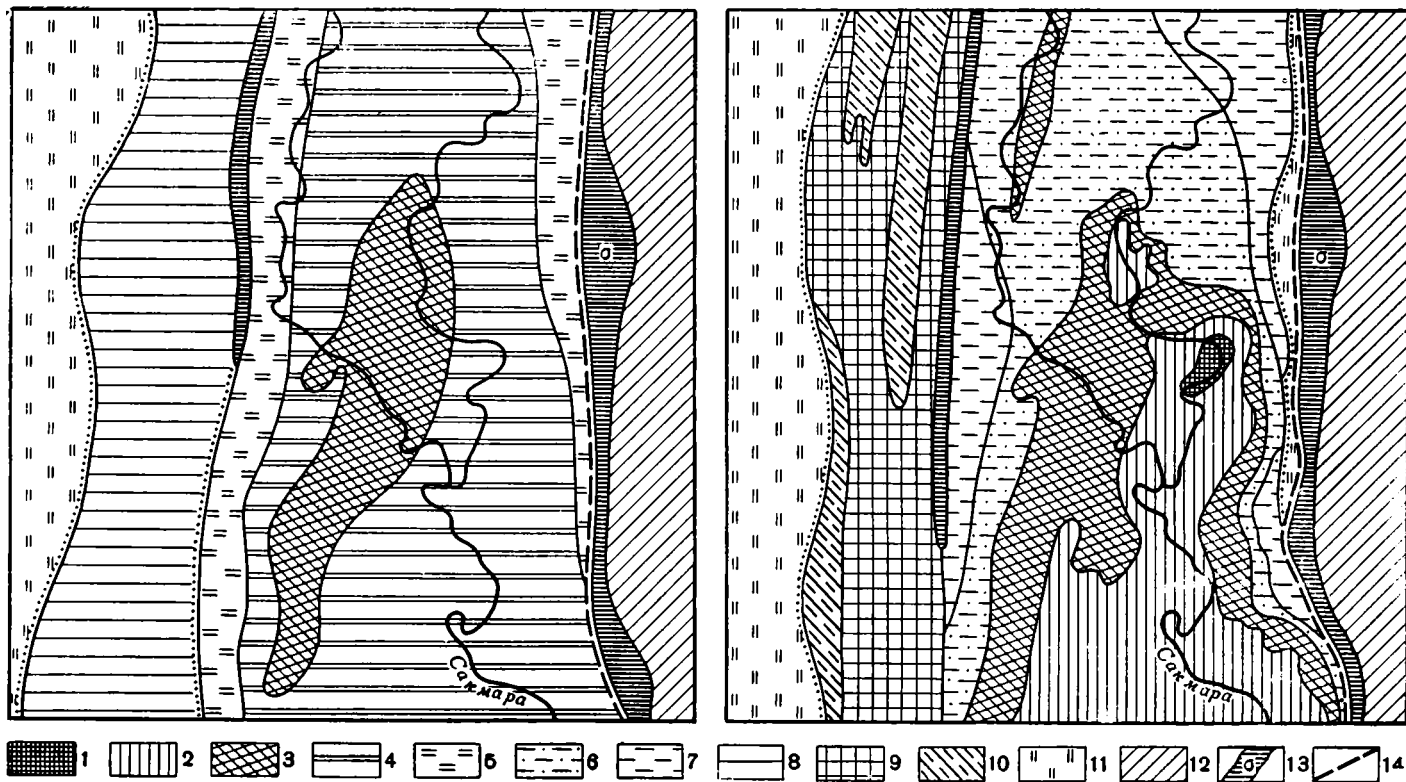
В подобной трактовке и «нижняя кварцитовая свита» В. Н. Павлинова, обнажающаяся в осевой части антиклинория хребта Урал-Тау, также попадает в контуры ишимбетовской свиты, слагающей крыло структуры. Однако эти построения противоречат правильному структурному пониманию геологического строения района и ведут к ошибочному представлению о последовательности напластования метаморфических пород максютовского комплекса (фиг. 2).

2. Отложения утальской свиты, нижнего члена разреза суванякской серии, выделенные Д. Г. Ожигановым на севере хребта Урал-Тау, отвечают по своему стратиграфическому положению отложениям верхних горизонтов максютовской серии (карамалинской свите) на юге хребта. Отнесение разновозрастных горизонтов единой структурно-фациальной зоны к различным свитам в данном случае ничем не обосновано.

3. Отложения верхней байгазинской свиты суванякской серии, как теперь выяснено, залегают стратиграфически выше песчано-сланцевых толщ с фауной среднего ордовика и, следовательно, эокембрийский их возраст никакими геологическими фактами не оправдан.

4. Свиты мазаринская и укшук-арвякская нижней серии суванякского комплекса, выделенные Д. Г. Ожигановым на севере хребта, оказались разновозрастными с акбиикской свитой верхней серии того же комплекса, распространенной на юге. Они пространственно переходят друг в друга по простиранию, differing степенью метаморфизма пород и некоторыми фациальными особенностями.

<sup>1</sup> В дальнейшем, в главе «Стратиграфия», при описании той или иной свиты мы неизбежно столкнемся с необходимостью повторения различного понимания ее стратиграфического, структурного и возрастного положения нами и Д. Г. Ожигановым.



Фиг. 2. Различная интерпретация геологической карты среднего течения р. Сакмары (слева — по Д. Г. Ожиганову; справа — по Д. Д. Криницкому и С. С. Горохову)

1 — галеевская свита; 2 — кайраклинская свита; 3 — яманская и юмагузинская свиты; 4 — ишимбетовская свита, нижняя толща; 5 — ишимбетовская свита, верхняя толща; 6 — карамалинская свита, нижняя толща; 7 — карамалинская свита, верхняя толща; 8 — уткульская свита; 9 — курташская свита; 10 — курташская свита, дегтярская подсвита; 11 — акбийская свита; 12 — палеозой; 13 — гипербазиты, габбро; 14 — тектонические контакты

Таким образом, если разрез максютовского комплекса был Д. Г. Ожигановым сдвоен, сокращен, то суванякского, наоборот, искусственно увеличен за счет надстройки его одновозрастными свитами как в верхней, так и в нижней частях разреза (соответственно — акбиинской, белекейской, байгазинской и утальской).

Естественным следствием перечисленных недостатков явилось также неправильное решение вопросов тектонического строения антиклинория, суммарной мощности слагающих его пород, палеогеографических построений и т. д.

Своеобразие геологических построений Д. Г. Ожиганова не могло не вызвать многочисленных споров, критических замечаний со стороны других исследователей. В процессе подготовки региональных, геологических, палеогеографических, тектонических и прочих карт многие исследователи Южного Урала пытались как-то исправить положение. Одни из них (Гарань, 1956, 1959; Олли и Романов, 1960, и др.) вносили в упомянутую схему стратиграфии Д. Г. Ожиганова те или иные поправки, порой весьма значительные, другие (Львов, 1958<sup>1, 2, 3</sup>) ориентировались преимущественно на работы более раннего периода В. Н. Павлинова, группы геологов ЦНИИГРИ и даже Ф. Н. Чернышева и, наконец, третьи (А. И. Иванов, Г. А. Ленных, Ю. Д. Смирнов) предлагали новые схемы стратиграфии, разработанные, как правило, на небольших территориях хребта Урал-Тау, лично ими исследованных. Не могли исправить положение и многочисленные групповые экскурсии ряда геологов Урала, проведенные на рассматриваемой территории с целью ревизии геологических построений Д. Г. Ожиганова. Участники этих экскурсий приходили к противоречивым заключениям, которые не могли внести серьезных поправок в схему стратиграфии хребта Урал-Тау.

В 1953 г. Н. П. Херасков и Е. Е. Милановский публикуют работу, посвященную многолетним исследованиям стратиграфии нижнепалеозойских толщ Орь-Илекского водораздела — территории, расположенной непосредственно к югу от хребта Урал-Тау. Расчленив ордовикские и более древние отложения на ряд свит, они, «следуя традиции», сохранили названия катралинской и каялинской свит, придав им, однако, вполне определенный объем, стратиграфическое и возрастное положение и литологическую характеристику. Так, каялинская свита относится к нижнему — среднему кембрию и занимает основание разреза исследованного ими района. В ее составе наблюдаются измененные вулканогенные образования, песчаники, альбито-серпичитовые, эпидото-хлоритовые, альбитохлорито-кварцевые зеленые сланцы.

«Очень характерная» катралинская свита верхнего кембрия представлена филлитизированными кремнисто-глинистыми сланцами с прослоями песчаников и эффузивов. Свита занимает, по мнению исследователей, стратиграфическое положение более высокое, чем каялинская, но залегает ниже песчаников ордовика.

При сравнении катралинской свиты Орь-Илекского водораздела с аналогичными по названию свитами в южном погружении хребта Урал-Тау Н. П. Херасков и Е. Е. Милановский вынуждены были оговориться в отношении литологического, стратиграфического и возрастного сходства подразумеваемых под этими названиями отложений. Чтобы как-то связать разрезы, они с оговорками допускали глубокие размывы, выпадение толщ, их фациальное замещение и т. д. Однако, как теперь выяснено, предпосылка этих неувязок имела другую причину. Катралинская свита геологов ЦНИИГРИ оказалась искусственной стратиграфической единицей, охватывающей породы в диапазоне от верхнего девона (зилаирская свита) до позднего докембрия (белекейская свита). В идеальном случае в составе этой свиты можно было бы найти любые свиты нижнего палеозоя Орь-Илекского водораздела. Что же касается неувязок



с каялинской свитой, то Н. П. Херасков и Е. Е. Милановский были правы, когда писали, что нельзя исключить того, что филлитовая свита хребта Урал-Тау может быть возрастным аналогом каялинской свиты. Как мы увидим в дальнейшем, можно считать доказанным, что каялинская свита геологов ЦНИИГРИ (по р. Большой Каяле) целиком или же в большей своей части отвечает филлитовой свите, выделенной теми же геологами вдоль западного склона хребта Урал-Тау.

Приблизительно в это же время и несколько раньше на другом «конце» хребта Урал-Тау, в Тирлянском, Белорецком и Кирябинском районах, проводит кропотливую работу по расчленению древних свит Башкирского антиклинория и хребта Урал-Тау А. И. Иванов (1937, 1956).

В соответствии с разработанной для Башкирского антиклинория схемой стратиграфии А. И. Иванов выделяет в интересующем нас Тирлянском районе три серии (сверху): верхнюю конгломератовую (именуемую ныне ашинской серией), состоящую из одной ашинской свиты; пеструю (каратавскую), расчлененную на свиты: миньярскую, инзерскую, катавскую и зильмердакскую; и нижнюю, железорудную (юрматинскую), включающую авзянскую, зигазино-комаровскую и зигальгинскую свиты. Все три серии А. И. Иванов относит к протерозою. На хребте Урал-Тау, по его мнению, распространены породы только двух верхних серий — конгломератовой и пестрой (зильмердакской свиты).

В 1955—1956 гг. А. В. Ключихин проводит геологическую съемку в сочетании с маршрутными исследованиями Оренбургской части хребта Урал-Тау. В разрезе древних свит хребта Урал-Тау им были выделены:

- 1) нижняя экологитовая толща,
- 2) верхняя кварцитовая толща,
- 3) катралинская свита, состоящая из двух толщ — нижней и верхней.

Это расчленение едва ли можно признать удачным. Во-первых, в данной схеме нарушен принцип соподчиненности выделенных стратиграфических единиц. Так, нижняя часть разреза разделена на две толщи, в то время как верхняя представлена свитой, расчлененной на две толщи. Непонятно, в каком же соподчинении находятся толщи и свиты. Во-вторых, само название «экологитовая толща» неудачно уже тем, что генетическая природа экологитов весьма спорна. Большинство исследователей хребта Урал-Тау, как мы увидим в дальнейшем, считают экологиты интрузивными телами.

Что же касается верхней кварцитовой толщи, то в пределах южного погружения антиклинория Урал-Тау она действительно представлена кварцитами лишь в районах широтного колена р. Сакмары, тогда как в южных — это преимущественно сланцевый комплекс.

Вслед за геологами ЦНИИГРИ, А. В. Ключихин повторил их ошибку, отнеся к катралинской свите нерасчлененные отложения девона, ордовика и докембрия. Однако весь комплекс пород катралинской свиты был правильно помещен им выше отложений, относимых к каялинской свите. В условиях слабой изученности и сложного строения разбираемого района этот шаг имел положительное значение.

В 1956 г. в левобережье р. Малый Кизил проводят геологическую съемку В. М. Кривоносов и В. П. Москвичев, а в районе среднего течения р. Сакмары близ деревень Юлук, Юлдыбаево Д. Д. Криницкий и В. М. Криницкая. Обе группы составили подробный стратиграфический разрез и детальные карты, мало чем отличающиеся от схемы стратиграфии в трактовке Д. Г. Ожиганова. Кстати сказать, геологические построения в этих районах не претерпели особых изменений и после разработки новой схемы стратиграфии хребта Урал-Тау.

В 1957—1958 гг. Д. Д. Криницкий и С. С. Горохов в близлежащих районах среднего течения р. Сакмары одновременно и независимо друг от друга разрабатывают стратиграфическую схему нижней части разреза

метаморфических толщ хребта Урал-Тау. Были выделены четыре свиты: галеевская, кайраклинская, юмагузинская и карамалинская. Свиты в свою очередь разделены на подсвиты и в ряде случаев на более мелкие стратиграфические единицы. В 1960 г. по предложению автора настоящей работы большинство из упомянутых свит было утверждено Редакционным советом ВСЕГЕИ и названия их вошли в сводную легенду Урала как обязательные при составлении геологических карт, подготовляемых к изданию.

В соответствии с новой схемой стратиграфии максютовского комплекса, подтверждая и развивая основные ее моменты, в последние годы была составлена серия геологических карт различных районов хребта Урал-Тау. Близ дер. Темясова в 1959 г. составляет геологическую карту В. М. Кривоносов; в районе дер. Иткулево в том же году закончил геологическую карту В. Л. Волошин. В 1961 г. в верхнем течении рек Губерли и Аптуллы составляет геологическую карту А. Ф. Ротарь.

В 1958—1959 гг. при совместной работе автора с А. В. Клочихиным в новой трактовке стратиграфии метаморфических толщ была представлена геологическая карта верхнего течения р. Сакмары и гор Крака и т. д.

Этим, пожалуй, можно ограничить краткое рассмотрение истории изучения древних отложений хребта Урал-Тау. Конечно, в столь сжатом очерке невозможно отметить всех тех исследователей, которые занимались в рассматриваемом районе какими-либо специальными геологическими работами, не относящимися к разделам стратиграфии или тектоники. Почти не были упомянуты те исследователи, которые рассматривают геологическое строение Урал-Тау в широких региональных построениях и обобщениях. Не были отмечены многие из работ, целью которых являлось освещение геологического строения смежных территорий, а метаморфические толщи являлись лишь границами их исследований. Умышленно в данной главе опущены из рассмотрения исследования большой группы геологов Урала, проводивших корреляции древних толщ различных структурно-фациальных зон рассматриваемого региона. В дальнейшем, вопросу корреляции древних толщ Урала посвящен особый раздел, в котором допущенный нами пробел в освещении геологической истории исследования района восполнен.

## РИФЕЙСКАЯ ГРУППА

(объем, границы и подразделение)

Описывая историю геологических исследований территории хребта Урал-Тау, мы лишь частично коснулись сложной и большой проблемы общей геологии — проблемы выделения, расчленения и номенклатуры отложений позднего, или верхнего, докембрия.

Идея обособления отложений допалеозойского возраста в группу, систему или формацию возникла уже давно. Исследователи в различных странах установили, что ниже палеонтологически охарактеризованных пород палеозоя в строении платформенного чехла и краевых миогеосинклинальных прогибов участвуют мощные толщи сравнительно слабо метаморфизованных осадочных отложений, резко несогласно перекрывающих более измененные, дислоцированные образования. По положению этих толщ ниже осадков кембрия их называли «верхнедокембрийскими», в отличие от более древних, «нижнедокембрийских».

На основе общих историко-геологических данных: цикличности осадконакопления, последовательной смены определенных формаций, локализации стратиграфических перерывов, большой мощности и т. д., многие геологи предполагали, что во всех странах северного полушария отложения, относимые к верхнему докембрию, являются одновозрастными. Однако отсутствие до последних лет методики изучения, расчленения,

корреляции этих толщ не позволило надежно доказать их синхронность. В связи с этим, образования верхнего докембрия на протяжении более чем полувекowego их изучения в различных странах получили различное наименование, трактовку их границ, объемов и т. д. Наиболее ранним термином для отложений рассматриваемого возраста является «эокембрий», предложенный Бреггером в 1900 г. для спаргамитовой серии Норвегии. Позднее в Китае была выделена так называемая синийская система. Первоначально к этой системе относился мощный разрез обломочно-карбонатных пород ордовика, кембрия и залегающих под ними палеонтологически немых толщ. Впоследствии, название «синий» было сохранено лишь для толщи пород, залегающей ниже отложений кембрия.

Аналогичные по возрасту или, точнее, по стратиграфическому их положению толщи были выделены также в Северной Америке — формации Бельт и Вандермер; в Индии — вииндийская система; в Австралии — серия Аделаиды; в Марокко — формация Адуду, в Африке — инфракембрийская система и т. д. Многие из исследователей, выделявших эти толщи, пытались проводить межконтинентальную корреляцию их, однако общая неразработанность принципов выделения стратиграфических единиц докембрия, а также противоречивое высказывание авторов о принадлежности рассматриваемых образований то к различным частям докембрия, то к палеозою, не позволяли иметь твердую уверенность в правильности проводимой корреляции. Все эти неувязки привели к тому, что во многих странах толщи пород, залегающие ниже кембрийских образований, в большинстве случаев объединялись собирательным термином «докембрий», с разделением его лишь на местные серии, свиты и формации. Было очевидно, однако, что подобное расчленение древних отложений без увязки их в планетарном масштабе не могло удовлетворить геологов.

Серьезные достижения в методике расчленения древних толщ были сделаны в последние годы советскими учеными, выделившими в верхах докембрия отложения, занимающие по своим особенностям как бы промежуточное положение между сильно метаморфизованными образованиями раннего докембрия и почти неизмененными толщами нижнего палеозоя. Основоположником этого выделения был Н. С. Шатский. Им впервые в качестве эталона верхнедокембрийских отложений был предложен разрез древних толщ Башкирского антиклинория на Южном Урале, выделенный в рифейскую группу.

Как мы уже упоминали, этот разрез впервые был изучен и расчленен большой группой геологов под руководством Д. В. Наливкина (1931). Впоследствии он был доработан и описан с той или иной степенью детальности в многочисленных работах различных авторов (Иванов, 1937, Гарань, 1939, 1960; Горяинова, Фалькова, 1940; Келлер, 1952, 1960; Олли, 1948, и многие другие). Всеми перечисленными авторами признано, что мощная толща осадочных пород, слагающих Башкирский антиклинорий, подразделяется на четыре серии, залегающие друг на друге резко несогласно. Каждая серия обладает циклическим характером смены литологически разнообразных толщ, проявляющимся в том, что нижняя часть цикла (серии) обычно представлена грубообломочными образованиями типа конгломератов, гравеллитов, которые в средней части сменяются глинистыми сланцами и песчаниками и завершаются преимущественно карбонатными отложениями. В общем, сводный разрез древних отложений Башкирского антиклинория представлен в следующем виде.

Бурзянская серия состоит из трех свит. Самая древняя, айская, свита залегает с разрывом и несогласием на гнейсах тараташского комплекса нижнего протерозоя — архея и представлена туфогенными конгломератами, песчаниками, переслаивающимися с основными эффузивами и их туфами, вверху кварцевыми и аркозовыми песчаниками и углистыми слан-

цами. Мощность 1500 м. Среднюю, саткинскую, свиту составляют серые и темно-серые доломиты с пачками филлитовых сланцев мощностью 2400 м. В венчающей бурзянскую серию бакальской свите основную роль играют серицитовые и кварцевые сланцы с пачками доломитов и доломитизированных известняков. Мощность 1200 м.

Юрматинская серия также делится на три свиты — зигальгинскую, зигазино-комаровскую и авзянскую. В строении зигальгинской свиты участвуют кварциты и кварцитовидные песчаники с пачками сланцев и алевролитов в верхней части. Мощность до 1500 м. Зигазино-комаровская свита сложена песчаниками, алевролитами и сланцами, мощностью до 1400 м. Авзянскую свиту представляют доломиты, доломитизированные известняки с пачками песчаников, алевролитов и углистых сланцев. Мощность 1200—1400 м.

Каратавская серия расчленена на четыре свиты: зильмердакскую, катавскую, инзерскую и миньярскую. В зильмердакской свите основную роль играют аркозовые и кварцевые песчаники с пачками алевролитов. Мощность 1400—2300 м. В катавской свите широким распространением пользуются пестроцветные плитчатые известняки, мергели. Мощность 250—300 м. Инзерская свита характерна развитием зеленовато-серых и пестрых кварцево-серицитовых сланцев, песчаников. Мощность 200—400 м. Верхняя, миньярская, свита представлена доломитизированными известняками и доломитами. Мощность 200—400 м.

Ашинская серия ныне разделена на четыре свиты. В сложении серии основную роль играют песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, а в средней части — конгломераты. Мощность ашинской серии до 2000 м.

Выделяя описанный разрез в качестве эталона рифейской группы позднего докембрия, Н. С. Шатский (1960) отмечал, что эти отложения знаменуют собой первый этап современного развития земной коры — неогейкум (Stille, 1949). Изучение и установление этого этапа возможно лишь на основе «изучения становления геотектонических элементов». Формирование отложений рифейской группы начинается вслед за карельской фазой складчатости, обусловившей огромный перерыв, который сопровождался высоким стоянием огромных материков, что было характерным не только для Русской, но и для значительной части Сибирской и Северо-Американской платформ и для некоторых платформ южного полушария. Столь же региональное, планетарное значение придает Н. С. Шатский и послерифейскому несогласию, соответствующему Байкальской эпохе складчатости, происшедшей на границе рифея и нижнего палеозоя. Разбирая же литологический состав пород уральских серий, автор отмечает определенную закономерную смену формаций, во многом подобную смене формационных рядов миогеосинклинальных областей более поздних крупных этапов развития земной коры.

Совокупность перечисленных фактов позволила Н. С. Шатскому рассматривать разрез древних свит Башкирского антиклинория в качестве единого крупного стратиграфического комплекса, отвечающего по своему рангу группе.

Рифейская группа на Урале, как стратотип позднего докембрия, является наиболее полной и всеобъемлющей. Проведенные и доказанные за последние годы многими исследователями сопоставления верхнедокембрийских отложений миогеосинклинальных прогибов Урала, Сибири, Норвегии, а также отложений осадочного чехла Русской и Китайской платформ показывают, что уральский стратотип является наиболее полным и для указанных регионов может быть универсальным. Такие серии и формации, как синий, белть, спарагмит и прочие, могут отвечать лишь части рифейской группы, но не заменять ее.

В последующем изложении материала мы будем придерживаться схемы стратиграфии и расчленения рифейской группы в том объеме, в котором

она была принята в опубликованном сейчас томе «Стратиграфия СССР. Верхний докембрий» (1963).

На основании изучения строматолитовых построек, определения абсолютного возраста и т. д. большая группа исследователей, участвовавшая в подготовке отмеченной выше работы, пришла к выводу, что рифейскую группу необходимо делить на три части. Это нижний рифей, соответствующий на Урале бурзянской серии, средний рифей — юрматинской серии и верхний рифей — каратавской серии. Верхнюю ашинскую серию Урала, которую одни исследователи относят к нижним системам палеозоя, преимущественно к кембрию (Гарань, 1959, 1960; Львов, 1958а, б; Келлер, 1952, 1960), другие — к верхнему рифею (Шатский, 1945, 1960; Олли, 1960; Иванов, 1956, и др.), принято считать по возрасту переходной от палеозоя к рифею.

Как по стратиграфическому положению, так и по абсолютному возрасту (570 млн. лет) ашинская свита соответствует валдайской серии Русской платформы и варяжской серии норвежского спарагмита, хотя по характеру слагающих ее фаций и в общем ряду формаций ашинская свита, по-видимому, должна рассматриваться как докембрийская. Это заключение не находится в противоречии с решением Второго совещания Постоянной стратиграфической комиссии по верхнему докембрию СССР, в котором записано, что на Урале поздний докембрий включает серии — бурзянскую, юрматинскую, каратавскую и ашинскую, и что нижняя его граница проводится по резкому перерыву в основании айской свиты, верхняя — по кровле ашинской.

Значительно сложнее решается проблема корреляции и возраста отложений докембрия в эвгеосинклинальных областях. Породы в прогибах подобного типа обычно интенсивно дислоцированы, метаморфизованы. В составе их преобладающую роль играют вулканогенные породы — лавовые потоки разнообразного состава, а также брекчии, туфы и другие пирокластические продукты в ассоциации с интрузиями ультраосновного и кислого состава. Суммарная мощность толщ докембрия эвгеосинклинальных областей, как правило, намного превышает мощность разновозрастных образований в соседних миогеосинклинальных прогибах. В то же время разрез эвгеосинклинали далеко не полный и характеризуется порой выпадением отложений, отвечающих крупным возрастным интервалам. Отмеченные особенности состава отложений эвгеосинклинали и вторичные их изменения свидетельствуют о сложности изучения слагающих ее пород, определения возраста и т. д. Разбираемый в настоящей работе разрез метаморфических толщ хребта Урал-Тау, с этой точки зрения, является как бы переходным от разрезов рифея типично миогеосинклинального характера к разрезам эвгеосинклиналей.

## Глава II

### СТРАТИГРАФИЯ

Отложения позднего докембрия хребта Урал-Тау представляют собой комплекс метаморфизованных осадочных, в меньшей степени эффузивных образований, залегающих стратиграфически ниже пород ордовика. Согласно принятому в настоящей работе расчленению, весь разрез древних отложений хребта Урал-Тау разделен на две крупные серии: максютовскую и более молодую — суваянскую<sup>1</sup>. Отложения максютовской серии распространены в осевой части антиклинали хребта Урал-Тау; породы суваянской — слагают его западное и участками восточное крылья.

Для осадочных толщ палеозоя, широко развитых на обоих склонах хребта, в настоящее время имеется достаточно полная палеонтологическая характеристика, в то время как для верхнедокембрийских толщ палеонтологические находки — явление исключительное. Поэтому наиболее надежный биостратиграфический метод корреляции древних толщ для описываемого района практически неприемлем. Исходя из особенностей строения и состава метаморфических толщ хребта Урал-Тау при разработке их стратиграфии нами был применен метод структурно-литологического расчленения.

#### МЕТОДЫ РАСЧЛЕНЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ ХРЕБТА УРАЛ-ТАУ

Расчленение древних толщ хребта Урал-Тау включает в себя две части единого процесса: это, во-первых, собственно расчленение, выделение, группировка пород в стратиграфические единицы (свиты, серии, толщи) и, во-вторых, установление последовательности их напластования и соотношений. В свою очередь, перечисленные выше моменты изучения древних толщ сами по себе не решают проблему их возраста и положения в общей структуре региона. Решение этой задачи возможно комплексным методом на основе анализа общих историко-геологических данных, литологического состава, цикличности строения толщ, закономерностей проявления метаморфизма, условий осадконакопления, соотношения с интрузиями и т. д.

Различие в литологическом составе явилось основным признаком в расчленении метаморфических толщ хребта Урал-Тау. Толщи и свиты, выделенные в разрезе, либо резко различны по облику слагающих их пород

<sup>1</sup> Название серий заимствовано у Д. Г. Ожиганова, который нижнюю часть разреза хребта Урал-Тау именовал максютовским комплексом и верхнюю — суваянским. Согласно принципам выделения стратиграфических подразделений, разработанным Межведомственным комитетом по вопросам стратиграфической классификации и терминологии (1956), выделенные нами наиболее крупные подразделения не соответствуют по своему объему комплексам и рассматриваются ныне в качестве серий.

и разделены четкими стратиграфическими границами, либо постепенно переходят друг в друга и граница между ними в таком случае условна. Наиболее ярким примером соотношения первого типа является смена толщ осадочного происхождения эффузивными образованиями, либо трансгрессивным налеганием одной свиты на другую. Второй случай подразумевает постепенную смену литологического состава, обычную в условиях непрерывного осадконакопления.

Принцип выделения стратиграфических единиц по литологическому признаку был бы неполным, если бы не учитывалась степень метаморфизма отложений.

Региональный метаморфизм пород хребта Урал-Тау относительно устойчив в пределах крупных стратиграфических подразделений — серий. Отличие в степени метаморфизма отложений нижней максютовской серии по отношению к суванянской или суванянской по отношению к свитам ордовика, либо силура, столь разительны, что вторичные наложенные процессы диафтореза, либо приконтактные метасоматические изменения не могут затмить основных характерных признаков регионального метаморфизма для каждой из них. И в данном случае можно говорить о закономерном возрастании степени метаморфизма вниз по разрезу.

Однако расчленение и корреляция толщ Урал-Тау на больших расстояниях только по признаку метаморфизма чреваты крупными ошибками. Так, например, в Златоустовском Урале, в осевой части хребта Урал-Тау, обнажаются породы среднего рифея, выделенные М. И. Гаранем (1959) под названием таганайской и уреньгинской свит. Если условно снять явления метаморфизма, отложения, слагающие эти свиты, имеют очень много сходных черт литологического состава, циклического строения, характера напластования и т. п. с отложениями максютовской серии южной части хребта Урал-Тау. В то же время описываемые породы отмеченных районов метаморфизованы с различной степенью интенсивности. Отложения максютовской серии претерпели метаморфизм при давлениях и температурах, отвечающих условиям метаморфизма эклогитовой фации (Ленных, 1958, 1961; Чесноков, 1959; Горохов, 1962б). Сопоставляемые же породы Златоустовского Урала несут на себе следы метаморфизма более высоких степеней, характеризующихся минеральными ассоциациями альмандино-амфиболитовой фации (Коптев-Дворников, 1940; Гарань, 1959).

Если бы мы подходили к вопросу расчленения и корреляции древних толщ Урал-Тау только с позиции сравнения интенсивности их перекристаллизации, полагая, что степень метаморфизма повсеместно закономерно увеличивается по разрезу сверху вниз, то в этом случае наиболее измененные породы таганайской и уреньгинской свит следовало бы считать более древними, чем отложения максютовской серии. Однако сопоставления, проведенные М. И. Гаранем (1959, 1960) и другими исследователями, убедительно доказывают, что отложения упомянутых свит и серий синхронны между собой по времени образования и относятся к среднему рифею. Более высокая степень метаморфизма пород Златоустовского Урала объясняется местными условиями метаморфизма и, возможно, контактовым воздействием гранитных интрузий.

Ввиду глубокого метаморфизма пород с известными ограничениями был применен в условиях хребта Урал-Тау метод расчленения метаморфических толщ на основе данных абсолютного возраста.

Определение последовательности напластования метаморфических толщ хребта Урал-Тау производилось на основании данных о структурном положении их и соотношениях между собой.

В условиях сложной тектоники, интенсивной, часто изоклинальной складчатости, запрокинутости слоев, тектонических срывов выяснение правильной смены метаморфических толщ в разрезе вызывает ряд трудностей. Стратиграфическая последовательность напластования метамор-

фических толщ хребта Урал-Тау была установлена главным образом в разрезах полных антиклинальных или синклинальных структур с прослеживанием свит, толщ, горизонтов в периклинальные, центриклинальные замыкания их.

Установленная в этих районах закономерная смена комплексов пород, группируемых в свиты, вверх или вниз по разрезу является наиболее надежной, поскольку полно выраженные структуры всегда возможно проверить по зеркальному отражению стратифицирующихся толщ в противоположных крыльях складок.

Преимущество этого метода заключалось также и в том, что в результате его применения, помимо твердо разработанной схемы стратиграфии, были получены структурно-геологические карты с отчетливо выраженными элементами тектоники.

В качестве вспомогательного метода в условиях расчленения отложений хребта Урал-Тау применялся метод цикличности толщ. Как известно, громадное большинство разрезов рифейских отложений миогеосинклинальных прогибов (Келлер, 1952; Нужнов, Ярмолюк, 1959; Семихатов, 1959) отчетливо разделяется на серии, обладающие вполне определенной закономерностью смены пород по вертикали от грубокластических, в основании ее, в более тонкозернистые, в средней части, и карбонатные — в верхней. В общих чертах обе серии разреза позднего докембрия хребта Урал-Тау проявляют отмеченную закономерность. Как в максютовской, так и в суваянской сериях разрезы начинаются свитой кварцитов, переходящих вверх в кварцитово-сланцевые толщ. Обе серии заканчиваются тонкопелитовыми осадками, а нижняя максютовская содержит линзы и прослои мраморизованных известняков.

Этот метод сам по себе не был бы полным без соответствующей корреляции выделенных серий с палеонтологически охарактеризованными сериями рифея Башкирского антиклинория. Наиболее благоприятным районом для подобной корреляции служит территория северной части хребта Урал-Тау, Тирлянский район Башкирии. Именно в этом районе метаморфические толщ антиклинория Урал-Тау приходят в непосредственное соприкосновение с рифейскими свитами Башкирского антиклинория. Зона перехода между этими структурами, с тектонической точки зрения, представляет собой синклиналь (Тирлянская синклиналь), восточным крылом которой служит западное крыло антиклинория Урал-Тау, а западным — восточное крыло Башкирского антиклинория. Особенности тектонического строения переходной зоны позволили прямым путем сопоставить древние отложения обеих структур и таким образом определить возраст «немых» метаморфических толщ хребта Урал-Тау.

Метод соотношения свит по несогласиям и составу галечного материала в условиях Урал-Тау ограничен. Ввиду сближенного положения и общего меридионального простирания метаморфических толщ, азимутальные несогласия между ними выявляются с трудом и только на основании геологического картирования на больших территориях. Непосредственные контакты трансгрессивного налегания древних толщ с базальными конгломератами в основании известны лишь в трех случаях, чего, конечно, недостаточно, чтобы говорить об изучении этих несогласий как о методе расчленения древних толщ.

В общей форме ставится также вопрос о синхронности или же асинхронности метаморфических толщ с магматическими образованиями. В данном случае речь идет о способе расчленения толщ на основе соотношения их с разновозрастными интрузиями. Интрузивные образования на рассматриваемой территории имеют ограниченное распространение и в большинстве случаев они глубоко переработаны метаморфизмом. Лишь для немногих массивов интрузивных пород известны цифры абсолютного возраста.



Таким образом, расчленение и выяснение последовательности стратиграфического напластования древних толщ Урал-Тау производилось главным образом на основании данных литолого-структурного анализа. Изучение же регионального метаморфизма и времени его проявления (абсолютное летоисчисление), несогласного соотношения толщ, состава галечного материала играет роль вспомогательных методов.

Метаморфические толщи Урал-Тау расчленены на серии, каждая из которых делится на свиты и иногда на подсвиты. Выделенные стратиграфические единицы понимаются в соответствии с принципами Междуведомственного стратиграфического комитета СССР. (Стратиграфические и геохронологические подразделения, 1954.) Их наименование, индексация в большинстве своем утверждены редакционными советами Южно-Уральского геологического управления и Всесоюзного научно-исследовательского института и вошли в сводную легенду для геологических карт Урала, подготавливаемых к изданию.

## РИФЕЙ

### Максютовская серия (средний рифей)

Отложения максютовской серии слагают осевую часть антиклинория Урал-Тау, располагаясь территориально ближе к восточному склону его. Серия расчленена на четыре свиты — галеевскую, кайраклинскую, юмагузинскую и карамалинскую, закономерно сменяющих друг друга снизу вверх, без видимых несогласий или перерывов между ними (фиг. 3).

Стратиграфическая последовательность отложений выделенных свит доказывается в ряде брахиантиклинальных структур различных районов хребта Урал-Тау.

Прекрасный пример в этом отношении являет собой Галеевская брахиантиклиналь, располагающаяся в среднем течении р. Сакмары. Северное окончание ее находится близ дер. Малое Юлдыбаево, южное — на широте дер. Михайловки. Наиболее полно и ярко выражено северное замыкание брахиантиклинали, пересекающееся на западе р. Крепостной Зилаир, а на востоке — р. Карамалой.

Многочисленные замеры элементов залегания показывают, что ось брахиантиклинали совпадает приблизительно с долиной р. Сакмары. В русле этой реки, близ устья р. Карамала, обнажаются кварциты галеевской свиты, слагающие ядро структуры. В сводовой части антиклинали кварциты залегают либо горизонтально, либо слабо изогнуты в пологие складки небольшой амплитуды. При движении в восточном направлении, вдоль северного (правого) борта р. Карамалы породы галеевской свиты постепенно приобретают восточный наклон и в 300—400 м от устья реки сменяются отложениями черных графитистых сланцев и кварцитов кайраклинской свиты. Далее вверх по течению реки обнажаются светлоокрашенные кварциты и крупночешуйчатые мусковито-кварцевые сланцы юмагузинской свиты, а в самых верховьях вновь встречаются темноокрашенные графитистые сланцы и кварциты с линзами мраморизованных известняков карамалинской свиты. Последние с неясным стратиграфическим соотношением перекрыты кварцитами и сланцами, условно относимыми к акбиикской свите суванянской серии. Весь разрез максютовской серии обнажается на протяжении 2,5 км.

Падение пород восточного крыла Галеевской брахиантиклинали повсеместно крутое — 50—75°.

В западном крыле брахиантиклинали аналогичную последовательность смены свит можно видеть по р. Крепостной Зилаир. Общий наклон крыла этой части структуры западный, более пологий, чем на восточном крыле. В западном крыле породы интенсивно смяты в систему различных



по морфологии и амплитуде вторичных складок, запрокинутых на восток. Двигаясь вверх по левому борту от устья упомянутой реки, в сплошных обнажениях можно видеть сначала выходы темноокрашенных отложений кайраклинской свиты, которые затем сменяются четырехкилометровой полосой светло-серых, белых, зеленоватых кварцитов и мусковито-кварцевых сланцев юмагузинской свиты. Близ дер. Максutowo вновь наблюдается резкий переход к «черным» породам карамалинской свиты. Практически наблюдатель встречает в этом разрезе ту же смену пород, которая описана нами и по р. Карамала. Повторяются при этом в противоположных крыльях структуры закономерные сочетания не только крупных комплексов отложений максutowской серии, но также и детали их строения. Так, известные в средней части карамалинской свиты восточного крыла темноцветные графитистые кварциты с плитчатой и столбчатой отдельностью встречаются и в западном крыле по р. Крепостной Зилаир. В средней части кайраклинской подсвиты в обоих крыльях пользуются распространением метаморфизованные эффузивы, отсутствующие в нижележащей галеевской и перекрывающей ее юмагузинской свитах и т. д.

Севернее, в верхнем течении р. Сакмары, располагается Иткуловская брахиантиклинальная структура, которая уже упоминалась нами. Эрозионный срез ее менее глубок, нежели срез Галеевской брахиантиклинали. Наиболее древние породы, обнажающиеся в ее своде, представлены графитистыми отложениями кайраклинской свиты. Как было установлено геологическим картированием этого участка, породы кайраклинской свиты окаймляются в виде кольца неправильной формы породами юмагузинской свиты, которые в свою очередь по периферии окружены «черными» отложениями карамалинской свиты.

Обнаженность этого района крайне плохая: здесь нет хороших разрезов, которые пересекали бы одновременно оба ее крыла. Однако вполне возможно проследить смену простираения отложений юмагузинской свиты и соотношение ее с подстилающими и перекрывающими свитами. Так, в южном крыле Иткуловской брахиантиклинали породы юмагузинской свиты падают по азимуту ЮВ  $160^\circ$ , ЮЗ  $190^\circ$  при углах наклона в  $15-25^\circ$ . В верховьях руч. Безымянного простираение слоистых пород свиты резко изменяется с широтного на меридиональное. Поворот происходит на протяжении нескольких сот метров. Породы, сохраняя приблизительно те же углы наклона, падают на запад. В северном направлении полоса отложений юмагузинской свиты несколько отклоняется на восток и в районе дер. Иткулово II обрывается близ гипербазитовых интрузий Главного Уральского разлома. Во всех пунктах замеров элементов слоистости в кайраклинской и карамалинской свитах близ контакта с породами юмагузинской свиты наклон слоев и простираение их всегда совпадали.

Все вышесказанное свидетельствует об отсутствии в этом районе каких-либо местных тектонических нарушений дизъюнктивного характера или же крупной изоклинальной складчатости, которые допускали бы предположение о сдвоенности стратиграфического разреза максutowской серии, или неоднократное повторение в одном пересечении разновозрастных толщ. Как и в Галеевской брахиантиклинали, мы отчетливо выделяем здесь две «черные» свиты, одна из которых, кайраклинская, лежит в ядре структуры, а другая составляет периферические части ее. Разделяющими «светлыми» породами являются отложения юмагузинской свиты.

Четко выраженная брахиантиклиналь, подобная вышеописанной, была околонтурена в верховьях р. Губерли, на юге хребта Урал-Тау А. Ф. Ротарем. По глубине среза эта структура напоминает Галеевскую — в ядре ее обнажаются породы верхних горизонтов галеевской свиты. В обрывах р. Губерли, в 6 км от дер. Карагай-Покровки, вниз по течению, галеевская свита составляет небольшую площадь, имеющую в плане округлую форму с поперечником более 1 км. Слои наклонены от центральной

части обнажения к периферии. Углы наклона постепенно увеличиваются, достигая 15—30°. Породы галеевской свиты окружены черными графитистыми сланцами и кварцитами кайраклинской свиты, также сохраняющими общий наклон слоев от центра структуры к окраинным ее частям.

Юмагузинская свита резко отличается от прочих образований максютовской серии осветленной окраской пород. В верхнем течении р. Губерли отложения юмагузинской свиты в виде маркирующего горизонта окаймляют со всех сторон породы кайраклинской свиты. Замкнутый контур, который образует юмагузинская свита, имеет форму вытянутого в меридиональном направлении овала, северные и южные части которого отвечают периклинальным замыканиям структуры, а восточные и западные — ее крыльям. Самые молодые отложения карамалинской свиты слагают верхние этажи Губерлинской брахиантиклинали, располагаясь в ее внешней части.

Изучая метаморфические толщи по р. Губерли, от ее истоков до дер. Владимирская Искра, мы дважды пересекаем почти полный разрез максютовской серии сначала сверху вниз в порядке напластования свит — карамалинская, юмагузинская, кайраклинская, галеевская, и далее вниз по реке от ядра структуры — те же свиты в обратной последовательности, снизу вверх.

Количество примеров, доказывающих стратиграфическое место каждой из выделенных свит, можно было увеличить, однако, и приведенные примеры, нам кажется, с достаточной убедительностью доказывают последовательность их вертикальной смены и тектонического положения. Мы еще раз обращаем особое внимание на двухкратное повторение в разрезе каждой из рассмотренных структур комплексов отложений двух самостоятельных свит с темноцветными графитистыми породами, кайраклинской и карамалинской, занимающих различное стратиграфическое положение. Этот вывод из всего сказанного особенно важен, поскольку в истории познания геологического строения хребта Урал-Тау, как мы видели, имели место попытки отнести все черные графитистые породы к единой свите, венчающей отложения максютовской серии.

Общее стратиграфическое место максютовской серии в разрезе метаморфических толщ Урал-Тау не вызывает сомнений. Само положение серии в осевой части антиклинория уже говорит о более древнем ее возрасте относительно пород суванякской серии. В северной части хребта в Тирляномском районе курташская кварцитовая свита суванякской серии окаймляет в ядре Бурангуловской брахиантиклинали выходы верхних горизонтов карамалинской свиты. Это единственный район, где кварциты курташской свиты переходят с восточного крыла антиклинория на западный.

Таким образом, в различных частях хребта Урал-Тау во многих структурах совершенно бесспорно доказывается установленная последовательность напластования от нижней галеевской до верхней карамалинской свиты включительно.

### *Галеевская свита*

Кварцитами галеевской свиты начинается разрез позднедокембрийских отложений образований Уралтауского антиклинория.

Впервые относимые к этой свите отложения были выделены в качестве самостоятельной стратиграфической единицы Д. Д. Криницким и В. М. Криницкой (1958) близ дер. Нижнее Галеево и в устье р. Карамалы (широта дер. Максютово). В 1961 г. А. Ф. Ротарь при геологической съемке территории бассейна верхнего течения р. Губерли выделяет в галеевскую свиту пачку мусковито-кварцевых сланцев с подчиненными прослоями кварцитов к юго-востоку от дер. Карагай-Покровки. Первые два выхода

отмечены в ядре сложно построенной Галеевской брахиантиклинали, а на р. Губерли эти породы слагают ядро Губерлинской положительной структуры.

Галеевская свита близ устья р. Карамала представлена плитчатыми кварцитами с маломощными прослоями мусковито-кварцевых, мусковито-альбито-кварцевых сланцев.

Кварциты галеевской свиты серой, светло-серой, белой, буровато-серой, розовой окраски. В верхней части встречаются темные графитистые разности. Породы переслаиваются пачками мощностью 1—4 м. Кроме кварца, образующего в кварцитах до 90—95%, породы содержат крупночешуйчатый мусковит, встречаются серицитизированный плагиоклаз, эпидот, хлорит.

Мусковито-кварцевые сланцы в галеевской свите наблюдаются в виде прослоев, мощностью 0,1—0,5 м. Они теснейшим образом связаны с кварцитами и имеют сходный с ними минералогический состав с резким увеличением роли мусковита (до 40%). Структура пород лепидогранобластовая, текстура сланцевая. В верхней части свиты встречаются разновидности сланцев, содержащих агрегатные линзовидные скопления альбита, эпидот-цоизита, сфена и мусковита.

Строение свиты и ее литологический состав характеризует фрагмент разреза, описанного по правому борту р. Карамалы (снизу).

1. Кварцит светло-серый, полосчатый за счет чередования полос светлой и темной окраски. Полосы темной окраски обусловлены небольшой примесью графита и мусковита. Они достигают 5—8 м толщины. Более светлые полосы несколько толще и представлены преимущественно мономинеральными кварцитами. Мощность 2,6 м.

2. Кварцит светло-серый, плитчатый, рассланцованный, по плоскости рассланцевания развиты светлые чешуйки мусковита. Мощность 1,2 м.

3. Кварцит буровато-серый тонкоплитчатый. Порода содержит мельчайшие вкрапленники псевдоморфоз гидроокислов железа по пириту. Мощность 1,7 м.

4. Сланец мусковито-альбито-кварцевый, светло-зеленовато-серого цвета, листоватый. Мусковит в отдельных частях слоя преобладает над кварцем и альбитом. Присутствие участками мелких чешуек хлорита придает породе зеленоватый оттенок. Мощность 0,15 м.

5. Кварцит среднеплитчатый в нижней части серой, светло-серой окраски, в верхней — более темной за счет небольшой примеси графита. Мощность 2,2 м.

6. Кварцит светло-серый, тонкоплитчатый с тончайшими (3—5 мм) прослоями и линзами, обогащенными мусковитом. Мощность 2,0 м.

7. Тонкое переслаивание светло-серых мусковитовых кварцитов и мусковито-кварцевых, мусковито-альбито-кварцевых сланцев более темной окраски. При общем преобладании сланцев мощность прослоев тех и других пород не превышает 1—3 см. Мощность 1—1,5 м.

8. Кварцит, аналогичный слою 1. Мощность 5,3 м.

9. Кварцит массивный, серой и розовато-серой окраски. Мощность 1 м.

10. Кварцит, аналогичный слою 1. Мощность 2,7 м.

В верхней части склона р. Карамала, близ устья ее, количество прослоев сланцев и мощность их значительно увеличиваются и по типу переслаивания и литологии слагающих пород этот разрез очень сходен со слоем 7.

В самых верхах разреза галеевской свиты увеличивается роль графитистых разностей сланцев и кварцитов темной окраски. Эти породы являются переходными к более молодой кайраклинской свите.

Приблизительно такой же состав и характер переслаивания пород галеевской свиты наблюдается близ дер. Нижнее Галеево. Общее впечатление таково, что в этом районе еще больше снижается роль сланцев, а кварциты имеют более грубую плитчатость.

Заметное фациальное изменение отложений галеевской свиты наблюдается в Губерлинской брахиантиклинали по р. Губерле. Значительную роль в сложении свиты здесь играют различные сланцы, в то время как кварциты занимают подчиненное положение. Сланцы представлены мусковито-кварцевыми, биотито-кварцевыми, хлорито-мусковито-кварцевыми разностями. Щелочной амфибол-глаукофан, встречающийся в породах галеевской свиты более северных районов как исключение, здесь имеет весьма широкое развитие почти во всех ее горизонтах, образуя порой прослой существенно глаукофановых сланцев. Особенно много глаукофана в породах галеевской свиты в верхах ее разреза. Наоборот, в нижней, видимой части свиты роль как глаукофановых, так и прочих сланцев заметно снижается при одновременном возрастании количества прослоев светло-серых средне-, тонкоплитчатых кварцитов. Мощность последних не превышает, однако, 0,5—0,7 м.

Помимо обычных породообразующих минералов, перечисленных выше, в породах развиты акцессорные: рутил, сфен, лейкоксен, турмалин, а также окатанные зерна циркона. В. И. Ленных (1961) указывает на локальное развитие в породах галеевской свиты кианита. Мощность свиты до 150 м.

### *Кайраклинская свита*

Отложения, относимые к кайраклинской свите, были выделены Д. Д. Криничким и В. М. Криничкой в районе среднего течения р. Сакмары. Позднее комплекс пород кайраклинской свиты был описан автором в ядре Кувашлинской и Иткуловской брахиантиклиналей (Горохов, 1960, 1962<sub>2</sub>).

Отложения кайраклинской свиты обнажаются только в осевой части хребта Урал-Тау, залегая в большинстве случаев в основании разреза глубоко эродированных брахиантиклинальных структур. Наиболее полно они представлены в Галеевской и Губерлинской брахиантиклиналях. В первом случае прекрасные разрезы свиты вскрыты по рекам Кайракле, Карамале, Крепостному Зилаиру, Баракал-Тилю и другим. Отдельные фрагменты свиты можно наблюдать в ядре Галеевской брахиантиклинали по р. Сакмаре и почти по всем ее притокам. В Губерлинской брахиантиклинали полный разрез свиты можно видеть только по р. Губерле в 1—2 км ниже дер. Карагай-Покровка.

В Кувашлинской, Иткуловской и Темясовской брахиантиклиналях свита представлена лишь своими верхними горизонтами. В качестве примеров наиболее полных разрезов этих районов можно рекомендовать разрезы рек Кувашла, Баткатлы, Безымьянная.

Характерной чертой сложения свиты является частое переслаивание различных по составу сланцев и кварцитов, окрашенных за счет графитистого материала в черный и темно-серый цвет. В числе сланцев наибольшим распространением пользуются графитизированные мусковито-альбито-кварцевые, мусковито-кварцевые разности. Неграфитизированные светлоокрашенные прослои этих пород имеют подчиненное значение и встречаются преимущественно в верхних горизонтах свиты, а также в переходной ее части к галеевским кварцитам (фиг. 4).

Перечисленные породы образуют чередование однородных пачек мощностью 5—25 м, при мощности отдельных прослоев до 5—15 см.

Помимо обычных породообразующих минералов, упомянутых в самом названии сланцев и кварцитов, в них встречаются, и иногда в значительных количествах, гранат, глаукофан, жадеит, актинолит, биотит, микроклин и другие минералы, по преобладанию которых можно говорить о мусковито-гранато-кварцевых, глаукофано-кварцевых, двуслюдяных сланцах, биотитовых кварцитах и т. д.



Фиг. 4. Характер переслаивания сланцев нижней подсвиты кайраклинской свиты; р. Сакмара

Среди акцессорных минералов встречаются: турмалин, апатит, рутил, сфен, окатанные зерна циркона.

В Галеевской и Губерлинской брахиантиклиналях к средней части свиты приурочены массивные зеленокаменные породы актинолитомусковито-альбитового состава. Они резко отличаются от прочих кварцито-сланцевых образований кайраклинской свиты своим массивным сложением, иной окраской и массивной или бластопорфировой текстурой. Зеленокаменные породы хорошо прослеживаются на местности. Они отчетливо разделяют свиту на две приблизительно равных по мощности подсвиты — нижнюю и верхнюю. Собственно зеленокаменные породы выделены в качестве самостоятельной средней подсвиты кайраклинской свиты.

**Н и ж н я я п о д с в и т а.** Отложения нижней подсвиты прослеживаются в виде узких полос, преимущественно около выходов кварцитов галеевской свиты, с которыми они связаны постепенным переходом. Наиболее полные разрезы подсвиты можно наблюдать в обнажениях по р. Сакмаре, ниже дер. Аралбай, по р. Крепостной Зилаир, по ручьям к западу от дер. Староякупово и др. В 0,5 км восточнее дер. Староякупово по разрезу с запада на восток в нижней части подсвиты (снизу вверх) последовательно обнажаются следующие породы.

1. Кварцит серый, графитизированный, мусковитовый, тонкоплитчатый, равномерно на слоенный. Мощность 0,8 м.
2. Сланец хлорито-мусковито-кварцевый, темно-серого цвета, тонколистватый, мягкий. Структура лепидогранобластовая. Чешуйчатые минералы ориентированы субпараллельно и расположены полосами среди скоплений и линз мелкозернистого кварца. Мощность 0,3 м.
3. Кварцит, аналогичный кварциту слоя 1. Мощность 1,2 м.
4. Сланец мусковито-биотито-кварцевый тонколистватый, мягкий. Основная масса породы состоит из пластинок мусковита и зеленого хлорита, образующих тонкие параллельные прослои, между которыми находятся подчиненные линзы и агрегатные скопления мелкозернистого кварца. Мощность 0,3 м.

5. Кварцит серый, темно-серый, полосчатый, интенсивно графитизированный. Мощность 0,4 м.

6. Сланец мусковито-графито-кварцевый черного цвета, сажистый. Переход к нижележащему слою постепенный. Мощность 0,4 м.

7. Сланец мусковито-кварцевый, светло-серого цвета, грубозернистый, с крупными, до 2—3 мм, чешуйками мусковита. Мощность 0,8 м.

8. Кварцит темно-серого цвета, толстоплитчатый с чешуйками мусковита и хлорита по плоскости напластования. Мощность 3,1 м.

9. Кварцит, аналогичный кварциту слоя 1. Мощность 1,7 м.

10. Сланец мусковито-хлорито-кварцевый с гранатом и альбитом, зеленовато-серого цвета, тонкоплитчатый. Структура породы лепидогранобластовая, текстура сланцевая. Минералогический состав: кварц (60%), мусковит (10%), хлорит (15%), гранат (10%), встречаются единичные зерна серицитизированного альбита, а также апатит, сфен, гидроокислы железа. Мощность 0,2 м.

11. Кварцит серый, аналогичный кварциту слоя 8. Мощность 2,3 м.

12. Кварцит серый, графитистый, грубослоистый, слабо рассланцованный, с мелкими зернами граната. Мощность 2,1 м.

13. Кварцит желто-серого цвета с тонкими (2—3 мм) прослоями сажистых черных мусковито-графитистых сланцев. Мощность 6,7 м.

14. Сланец мусковито-кварцевый, аналогичный слою 7. Мощность 0,9 м.

В верхней части подслиты отмечается некоторое увеличение количества слюдяно-кварцевых сланцев с одновременным уменьшением мощности прослоев кварцитов. Характер переслаивания и состав пород этой части разреза подслиты типично представлен в обнажении близ устья р. Крепостной Зилаир, где сверху вниз сменяются следующие слои.

1. Сланец графито-мусковито-кварцевый черного цвета, тонкозернистый, сажистый. Мощность 0,25 м.

2. Сланец хлорито-талыковский темно-зеленого цвета, тонколистватый, мягкий. Кроме талька (60%) и хлорита (пеннин — 20%), порода содержит мелкие иголки актинолита и единичные зерна магнетита. Мощность 0,15 м.

3. Кварцит рассланцованный, тонкоплитчатый, послойно обогащенный по плоскостям напластования мусковитом, графитом и чешуйками ярко-зеленого фуксита. Мощность 0,2 м. Азимут падения  $320^\circ$ ,  $\angle 60^\circ$ .

4. Сланец, аналогичный сланцу слоя 1. Мощность 0,3 м.

5. Задерновано — 4 м.

6. Сланец актинолитово-хлорито-альбитовый темно-зеленого цвета с гранолепидобластовой структурой и массивной, слабо рассланцовой текстурой. Порода содержит в небольшом количестве карбонат, эпидот, сфен. Мощность 1, 2 м.

7. Кварцит графитистый серый с гранобластовой зубчатой структурой и полосчатой текстурой. Основу породы составляют катаклазированные зерна кварца, единичные зерна альбита, роговой обманки и хлоритизированного биотита. Мощность 2,2 м.

8. Сланец хлорито-мусковито-кварцевый графитизированный темно-серого цвета. Чешуйчатые минералы расположены послойно между линзами и тонкими прослоями кварца. В породе присутствуют серицитизированные зерна альбита и кристаллики граната. Мощность 0,3 м.

9. Кварцит, аналогичный кварциту слоя 3. Мощность 3,2 м.

10. Сланец хлорито-мусковито-кварцевый серо-зеленого цвета, грубозернистый. В отличие от сланца слоя 7, полностью отсутствует графит. Мощность 0,5 м.

11. Сланец мусковито-альбитовый, светло-серого цвета, мягкий. Порода имеет порфиробластовую структуру и состоит преимущественно из пластинок мусковита, вытянутого по сланцеватости, зеленоватого



хлорита и мелких кристаллов граната. Скопления чешуйчатых минералов окружают порфировласты альбита. Мощность 0,2 м.

12. Сланец мусковито-хлорито-кварцевый, листоватый, с мелкими порфировластами граната (альмандина), участками хлоритизированного. Мощность 0,8 м.

13. Известняк мраморизованный темно-серого цвета, средне-крупнокристаллический с мелкими кристаллами граната и актинолита. В породе отмечаются проблематичные остатки неясного происхождения. Мощность 15 м.

14. Сланец талько-хлоритовый желтовато-серый, мягкий. Мощность 1,1 м.

15. Тонкое переслаивание мусковито-кварцевых сланцев и светло-серых кварцитов, подобных слоям и 1 и 3. Мощность 7 м.

В южном направлении от рассмотренных разрезов общий характер строения подсвиты и петрографический состав ее пород остаются довольно устойчивыми. По р. Кайракле отмечается более равномерное чередование кварцитов и сланцев пачками двух- и трехметровой мощности. Близ устья этой реки в нижней части подсвиты присутствуют разновидности мусковито-гранато-кварцевых сланцев, содержащих в виде тонких порфировластов длиннопризматические кристаллы глаукофана. Подобные же мало-мощные, быстро выклинивающиеся прослои глаукофановых сланцев были отмечены нами в разрезе р. Баракал Тиль, в 3 км выше ее устья и в правом борту р. Сакмары близ дер. Каряново.

Роль мусковито-глаукофано-кварцевых, мусковито-гранато-глаукофано-кварцевых сланцев еще более возрастает в нижней части кайраклинской свиты на юге Урал-Тау в ядре Губерлинской брахиантиклинали. В породах нижней толщи свиты этих районов можно наблюдать псевдоморфозы по глаукофану, представленные хлоритом либо актинолитом и альбитом. Довольно часто в этих породах гранат замещается полностью или же частично хлоритом либо мелкозернистым агрегатом серицита, хлорита и альбита.

В отложениях кайраклинской свиты южных районов Урал-Тау В. И. Ленныхом (1961) были описаны лавсонито-мусковито-хлоритовые сланцы. В обнажениях эти сланцы образуют небольшие по мощности прослои пород зеленовато-серого цвета, быстро выклинивающиеся по простиранию. Лавсонит присутствует в виде крупных порфировластов размером до 3—4 см, погруженных в мелкозернистый агрегат чешуйчатых минералов.

В большинстве случаев лавсонит полностью или же частично замещен эпидотом, либо мусковитом и кварцем, либо пумпелиитом. В северных районах сланцы с лавсонитом, а также с псевдоморфозами по нему, были встречены в кайраклинской свите по р. Баракал-Тиль, а также южнее устья р. Карамала в правобережье р. Сакмары.

По-видимому, породы с лавсонитом встречаются в отложениях кайраклинской свиты довольно часто, однако, будучи неустойчивым в условиях давлений и температур метаморфизма фации зеленых сланцев, лавсонит переходит в ряд других минералов или агрегатных скоплений и при микроскопическом изучении пород не всегда опознается.

Мощность нижней подсвиты 150—200 м.

Средняя подсвита. Распространена приблизительно в тех же районах, где мы отмечаем выходы нижней подсвиты кайраклинской свиты. Рассматриваемые отложения слагают обширные площади в районе дер. Каряново, севернее дер. Старокупово и близ дер. Нижнее Галеево. Узким полукольцом породы средней и нижней подсвит охватывают кварциты и сланцы галеевской свиты в ядре Губерлинской брахиантиклинали. Многочисленные выходы отложений средней подсвиты наблюдаются по широким долинам ручьев и рек, пересекающих Иткуловскую брахиструктуру.

В строснии средней подсвиты основную роль играют эффузивы, превращенные в результате многоэтапного проявления метаморфизма в зеленые сланцы. В ней встречаются также прослой небольшой мощности графитистых мусковит-кварцевых, хлорито-мусковито-кварцевых и прочих сланцев и кварцитов темной окраски. Эта группа пород очень близка по литологическому составу к породам нижней подсвиты кайраклинской свиты, особенно верхней ее части.

Разрез средней подсвиты весьма типично выражен на западном крыле Галеевской брахиантиклинали в обнажениях левого борта р. Крепостной Зилаир в 400 м выше его устья (снизу).

1. Зеленокаменные породы серой, зеленовато-серой, темно-зеленой окраски, с массивной полосчатой, реже рассланцованной текстурой и бластопорфировой структурой. Бластопорфировые выделения представлены альбитом, имеющим изометричную, слегка вытянутую форму. Размер порфировобластов до 1,5—3 мм. Основная мелкозернистая масса породы обладает лепидогранобластовой, нематобластовой структурой, в строении которой участвуют минералы: альбит (10—15%), хлорит (10—15%), актинолит (до 20%). В большинстве разновидностей зеленых сланцев присутствуют эпидот, кварц, а также мусковит, серицит, биотит, соскорит; аксессуарные — апатит, рутил, сфен, магнетит. Хлорит и минералы группы эпидота развиваются по плагиоклазу.

В различных частях слоев в зеленых сланцах встречаются шпирь, линзы, прослой, содержащие обильные порфировобласты граната, почти всегда в той или иной степени хлоритизированного, либо полностью им замещенного. Размер таких вкрапленников — псевдоморфоз достигает 2—3 мм.

В нижней части слоя, в непосредственном контакте с графитистыми сланцами нижней подсвиты, в зеленых сланцах получают широкое развитие чешуйчатые минералы — хлорит, мусковит, серицит, а также актинолит. Видимая мощность слоя — 200 м.

2. Тонкопереслаивающиеся мусковито-кварцевые, хлорито-мусковито-кварцевые, графитизированные сланцы и кварциты. Мощность 5 м.

3. Зеленокаменные породы, близкие по составу слою 1. Весьма часто встречаются полосчатые разности, обусловленные в одних случаях послойной концентрацией порфировобластов альбита, в других — граната, либо псевдоморфоз по нему. В первом случае толщина слоев достигает 0,5 см, во втором — измеряется в 2—5 см. Мощность 175 м.

4. Графитистые полосчатые слюдястые кварциты с редкими прослоями мусковито-графито-кварцевых сланцев. В верхней части слоя присутствуют тонкие линзы мусковито-кварцевых сланцев с гранатом. Мощность 12 м.

5. Зеленые сланцы, аналогичные слоям 1 и 3. Породы слагают экзотические скалы со своеобразными нишами выдувания. Мощность 350 м.

6. Слюдистые кварциты серой, желтовато-серой окраски. Мощность 30 м.

7. Тонкое переслаивание зеленых сланцев с пачками кварцитов и мусковито-кварцевых сланцев. Мощность 25 м.

8. Зеленые сланцы. Мощность 25 м.

Последние четыре слоя описаны близ резкого поворота р. Крепостной Зилаир, образующего причудливую петлю. Стратиграфически выше следуют отложения более молодых пород — верхней толщи кайраклинской свиты. Истинная мощность около 300 м.

Сходный разрез имеет средняя подсвита по всему западному крылу Галеевской брахиантиклинали по рекам Баракал-Тиль, Кайраклы, по р. Сакмаре к северу и к югу от дер. Нижнее Галеево. Однако в восточном крыле Галеевской структуры мощность подсвиты зеленых сланцев резко падает до 8—10 м.

На р. Губерле в ядре Губерлинской брахиантиклинали мощность сред-

ней подсвиты незначительна и не превышает 100 м. В северной части этой структуры зеленые сланцы, по-видимому, вообще отсутствуют.

В Иткуловской брахиантиклинали породами средней подсвиты сложено ядро структуры. В более северных районах рассматриваемые образования нигде не обнажаются.

**Верхняя подсвита.** Эта подсвита по составу и характеру сложения очень напоминает нижнюю подсвиту кайраклинской свиты, особенно верхнюю ее часть. Она распространена весьма широко в крыльях Галеевской брахиантиклинальной структуры и хорошо обнажается по рекам Шамсутдиновке, Сабыровке, Баракал-Тилю, Карамале и т. д. На севере отложения верхней подсвиты слагают ядро Кувашлинской и Телясовской брахиантиклиналей, на юге они обнажаются на р. Губерле.

О составе и характере переслаивания верхней толщи кайраклинской свиты дает представление разрез по ручью, впадающему у дер. Кильченбаево слева в р. Баракал. Здесь обнажаются снизу вверх, в направлении с востока на запад следующие породы.

1. Кварцит слюдястый зеленовато-серый, слабо рассланцованный. Мощность 2 м.

2. Сланец мусковито-графито-кварцевый темно-серого, почти черного цвета, полосчатый. Мощность 0,1 м.

3. Сланец хлорито-мусковито-кварцевый графитизированный с мелкими кристалликами граната и альбита. В верхней части слоя количество графита увеличивается. Мощность 0,4 м.

4. Кварцит, аналогичный кварциту слоя 1. Мощность 2 м.

5. Сланец биотито-мусковито-кварцевый зеленовато-бурого цвета. Структура гетеробластовая. Породы состоят преимущественно из скопленных вытянутых зерен кварца. Чешуйчатые минералы образуют прерывистые полосы, к которым приурочены зерна альбита. В средней части слой графитизирован. Мощность 0,5 м.

6. Кварцит темно-серый графитизированный, тонкополосчатый за счет послойного распределения графита. В породе присутствуют мелкие зерна граната. Мощность 0,6 м.

7. Кварцит, аналогичный кварциту слоя 1, в верхней части полосчатый. Мощность 1,3 м.

8. Сланец, аналогичный сланцу слоя 5. Мощность 0,1 м.

9. Сланец, аналогичный сланцу слоя 3. Падение ЮЗ 259°,  $\angle 32^\circ$ . Мощность 1,8 м.

В виде редких прослоев мощностью до 1 м среди перечисленных пород встречается мягкие мусковито-хлорито-альбитовые сланцы, иногда с эпидотом и актинолитом. Мощность верхней подсвиты не превышает 150 м.

Приведенное описание отложений кайраклинской свиты свидетельствует о выдержанности трехчленного ее деления почти по всем разрезам южных районов хребта Урал-Тау.

Сложнее обстоит дело с расчленением отложений кайраклинской свиты в районах верхнего течения р. Сакмары, где они слагают ядра Иткуловской и Телясовской брахиантиклиналей. Зеленые сланцы получают на рассматриваемой территории значительно более широкое развитие. Суммарная мощность отложений кайраклинской свиты этого района составляет не менее 500 м, причем большая часть указанной мощности падает на зеленые сланцы.

В целом отложения кайраклинской свиты на всей территории их распространения выражены достаточно типично. Четкая последовательность напластования описанных пород, их тесная парагенетическая связь между собой, резкое отличие от отложений подстилающих и перекрывающих свит, наконец, вполне определенное структурное положение в ядрах брахиантиклиналей, позволяют с уверенностью выделять эти образования в самостоятельную свиту.

Крылья наиболее крупных брахиантклинальных структур осевой части хребта Урал-Тау слагают очень характерные отложения так называемой юмагузинской свиты. Название свиты было впервые предложено автором в 1958 г. (Горохов, 1960) для кварцито-сланцевой толщи пород средней части разреза максютовской серии, резко отличной по составу от подстилающих и перекрывающих ее образований.

В слагающих свиту породах почти полностью отсутствуют разности, содержащие графит, что обусловило их светлую окраску в отличие от темноцветных образований подстилающей кайраклинской и перекрывающей кармалинской свит. Широким развитием в отложениях юмагузинской свиты пользуются крупночешуйчатые мусковито-кварцевые, хлорито-мусковито-кварцевые сланцы с гранатом, глаукофаном, пироксеном, а также плитчатые слюдистые кварциты, переслаивающиеся с межпластовыми линзообразными телами эклогитов, серпентинитов и чаще с регрессивно замещенными разностями этих пород — зелеными, хлоритовыми, хлорито-актинолитовыми, тальковыми сланцами.

Фациальный состав свиты непостоянен и постепенно меняется от разреза к разрезу. Это особенно заметно при изучении и сопоставлении отложений юмагузинской свиты в разобщенных между собой на многие километры брахиантклиналиях.

Впервые юмагузинская свита была описана в западном крыле Галеевской брахиантклинали в естественных геологических разрезах правых притоков среднего течения р. Сакмары. Как впоследствии выяснилось, в этих районах разрезы юмагузинской свиты оказались наиболее полными, хорошо обнаженными и легко доступными для наблюдения. Все это обусловило выбор стратотипа для рассматриваемых отложений именно в этих районах.

Прекрасные обнажения свиты наблюдаются в 2 км южнее дер. Юлдыбаево, где они участвуют в сложении периклинального замыкания Галеевской брахиантклинали. Из этого района отложения свиты прослеживаются двумя почти параллельными полосами переменной ширины в южном направлении. В западном крыле структуры отложения юмагузинской свиты пересекаются вкрест простирания реками Крепостной Зилаир, Юмагузино, Баракал-Тиль, Шамсутдиновка, Сабыровка и другими.

По р. Крепостной Зилаир отложения юмагузинской свиты слагают нижнюю часть ее долины, начинаясь в 1 км к западу от устья и продолжаясь вверх по течению до дер. Максютово. Как видно из прилагаемого рисунка (фиг. 5), по левому борту этой реки весь разрез юмагузинской свиты может быть расчленен на три толщи: верхнюю и нижнюю, преимущественно сланцевые, и среднюю — кварцитовую.

В строении нижней сланцевой толщи принимают участие мусковито-кварцевые, хлорито-мусковито-кварцевые сланцы и маломощные прослои кварцитов. Встречаются редкие межпластовые залежи эклогитов. Сланцы желтовато-серой, зеленовато-серой, почти белой окраски. В их сложении участвуют крупно- и среднезернистый кварц (40—60%), а также крупночешуйчатый мусковит со слабой зеленоватой окраской. Некоторые горизонты слюдяных сланцев содержат гранат (альмандин), полевошпат с развивающимися по нему эпидотом, цоизитом, хлоритом, а также крупные, до 1 см и более, кристаллы глаукофана. В ряде случаев заметно закономерное увеличение глаукофана при приближении к эклогитовым телам или кварцевым жилам. Минералы: гранат, альбит, глаукофан, наряду с кварцем, мусковитом и хлоритом, содержатся в различных количествах, в связи с чем наблюдаются отдельные прослои (мощностью от 0,1—0,3 до 2 м) либо существенно гранатовых, либо глаукофановых, либо листоватых слюдистых сланцев и т. п. Структура этих пород преимущественно

лепидогранобластовая, текстура сланцевая, реже массивная. Мощность нижней сланцевой толщи 100—150 м.

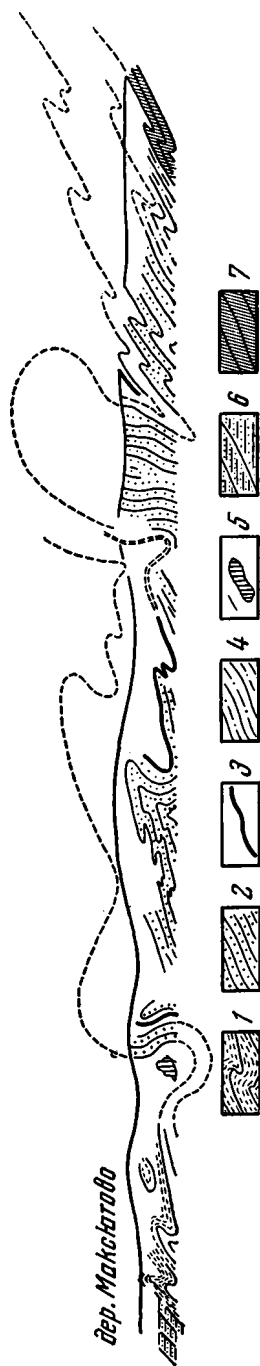
Выше по разрезу, в средней части юмагузинской свиты, количество кварцитовых прослоев и их мощность постепенно увеличиваются и они приобретают доминирующее значение (фиг. 6, 7).

Кварциты преимущественно зеленовато-серой окраски, толсто плитчатые, с гранобластовой структурой, полосчатой массивной текстурой. Графитовые разности кварцитов присутствуют как исключение. В их составе основную роль играют мелкие катаклазированные зерна кварца (90%), чешуйки хлорита, слюды, реже зерна альбита, граната, глаукофана.

Слюдяно-кварцевые сланцы с глаукофаном и гранатом играют сугубо подчиненную роль, встречаясь маломощными прослоями (0,5—2 м). Они имеют более темную в сравнении со сланцами нижней толщи окраску. Мощность кварцитовой толщи 50—250 м.

Состав пород верхней сланцевой толщи юмагузинской свиты очень близок к нижней и в то же время имеет ряд существенных отличий. Значительно возрастает роль глаукофановых и слюдяных сланцев. Наряду с хлорито-мусковито-кварцевыми сланцами и маломощными кварцитами присутствуют прослои слюдяных гнейсов. Породы зеленовато-серой окраски с лепидогранобластовой структурой и массивной, реже сланцеватой, либо полосчатой текстурой. Кроме альбита (30—40%) и кварца (5—15%) присутствуют мусковит (до 20%), хлорит, эпидот, актинолит, биотит. Разновидностью этих пород являются мягкие листоватые мусковитовые сланцы, состоящие из крупных чешуек мусковита, а также небольшого количества альбита, граната, глаукофана и аксессуарных минералов — рутила, окатанных зерен циркона, сфена, магнетита. В некоторых разновидностях присутствуют хорошо ограниченные таблички эгирина.

В ряде случаев в разрезах по рекам Крепостному Зилайру, Шамсутдиновке и другим в верхней, сланцевой, толще свиты наблюдаются ритмично повторяющиеся пакки пород. Нижняя часть таких пачек сложена кварцитами, либо мусковито-кварцевыми сланцами, в средней увеличивается количество мусковита, в меньшей степени биотита и глаукофана, а в верхней — резко возрастает количество глаукофана при полном отсутствии кварца. Мощность полного ритма несколько дециметров, но не



Фиг. 5. Схематический разрез юмагузинской свиты по р. Крепостной Зилайру

1 — юмагузинская свита, верхняя толща хлорито-мусковито-кварцевых сланцев с редкими прослоями кварцитов; 2 — юмагузинская свита, толща кварцитов с редкими прослоями сланцев; 3 — юмагузинская свита, графитистые кварциты и сланцы; 4 — юмагузинская свита, нижняя толща хлорито-мусковито-кварцевых сланцев с редкими прослоями кварцитов; 5 — эглогиты; 6 — карамалинская свита, графитистые кварциты и сланцы; 7 — караклинская свита, графитистые кварциты и сланцы

более 1,5 м. Нижняя кварцитовая часть ритма составляет приблизительно половину его полной мощности. Мощность верхней толщи 50—100 м.

Юмагузинская свита сохраняет строение разреза с несущественными отклонениями и в более южных частях Галеевской брахиантиклинали. В то же время по восточному крылу структуры мощность свиты падает до 100—200 м. В разрезе по р. Карамале, на широте нижнего течения р. Крепостной Зилаир, верхняя часть юмагузинской свиты срезана тектоническим нарушением. В более южных районах рассматриваемые отложения восточного крыла Галеевской брахиантиклинали обнажены плохо. На широте дер. Верхнее Галеево они срезаны под острым углом Главным Уральским разломом.

В разрезе левого борта р. Губерли, вскрывающей отложения юмагузинской свиты, в восточном и западном крыле Губерлинской брахиантиклинали также можно наблюдать три толщи литологически различных пород, хотя фациальный состав и степень их метаморфизма в сравнении с отложениями разреза реки Крепостной Зилаир несколько иной.

Нижняя толща в западном крыле отмеченной структуры представлена хлорито-слюдяно-кварцевыми, слюдяно-кварцевыми сланцами с редкими маломощными прослоями кварцитов. В отличие от разреза р. Крепостной Зилаир в нижней сланцевой толще по р. Губерле значительно реже встречается глаукофан и гранат. Последний, если и присутствует, то в большинстве случаев в виде мельчайших кристалликов. Значительно большую роль в этих породах играет хлорит, развивающийся по биотиту, глаукофану и эгирин-жадеиту. В некоторых разновидностях сланцев присутствует микроклин и альбит. Состав таких пород отвечает составу слюдистых парагнейсов. Довольно часто встречаются прослои сланцев, содержащих эпидот, актинолит, а в качестве аксессуарных — окатанный циркон, рутил, сфен, магнетит.

Вверх по разрезу сланцевая толща постепенно переходит в кварцитовую толщу. По р. Апулле, правому притоку р. Губерли, эта толща характеризуется следующим чередованием пород (снизу).

1. Кварцит светло-серый, массивный с плохоокатанной галькой микроклина и альбита, реже кварца. Максимальный размер гальки до 1 см. Весьма характерна темная окраска гальки микроклина за счет адсорбции чешуек графитистого материала. Мощность 10 м.

2. Задернованный участок с элювиально-делювиальными развалами кварцитов и хлорито-мусковито-полевошпатовых сланцев. Видимая мощность 60 м.

3. Переслаивание светло-серых массивных аркозовых кварцитов с более темными по окраске мусковито-хлорито-кварцевыми сланцами. Мощность кварцитовых прослоев 3—5 м, сланцевых — 0,2—0,3 м. Вверх по разрезу мощность сланцевых прослоев убывает, и в кровле слой представлен лишь кварцитами. Мощность 40 м.

4. Гравийные конгломераты. Породы состоят из мелких, менее 1 см, обломков полевого шпата (альбит, микроклин) и кварца, сцементированных мусковито- (серицито-) кварцевым цементом. В некоторых прослоях в составе цемента принимают участие гидроокислы железа. С поверхности конгломераты превращены в рыхлые породы. Мощность 8 м.

5. Разобщенные выходы светло-серых мелкозернистых кварцитов. Видимая мощность 35 м.

6. Переслаивание сланцев и кварцитов, аналогичное переслаиванию нижней части слоя 4. Мощность 20 м.

7. В обломках и отдельных выходах встречаются мусковито-хлорито-полевошпатовые сланцы. Видимая мощность — 100 м.

8. Кварцит тонкоплитчатый слюдистый светло-серый. В нижней части слоя кварциты содержат зерна полевых шпатов и по плоскостям напластования обогащены мусковитом. Мощность 2 м.



Фиг. 6. Обнажение кварцитов средней толщи юмагузинской свиты по р. Крепостной Зилаир



Фиг. 7. Обнажение верхней, кварцито-сланцевой толщи юмагузинской свиты (р. Сакмара близ дер. Малое Юлдыбаево)

9. Кварцит светло-серый, толстоплитчатый. Мощность 5 м.

Этой пачкой кварцитов условно завершается разрез средней части юмагузинской свиты. Далее на запад, вверх по разрезу, залегает толща переслаивания слюдяно-кварцевых сланцев с крупными порфиробластами полевого шпата (альбита, микроклина), реже глаукофана, а также кварцитов, аналогичных описанным в средней толще. Мощность верхней толщи породы около 75 м.

Сравнивая настоящий разрез юмагузинской свиты с разрезом по р. Крепостной Зилаир или же по р. Юмагузино, легко можно убедиться в общем сходстве строения свиты и состава ее пород.

Различие разрезов состоит лишь в колебании мощности выделенных толщ и в появлении в породах юмагузинской свиты на юге хребта Урал-Тау гравийных конгломератов с обломками кварца, микроклина, альбита.

В северных частях Присакмарского района в Кувашлинской и Иткуловской брахиантиклиналях в юмагузинской свите возможно выделить две толщи: нижнюю — преимущественно сланцевую и верхнюю — существенно кварцевую.

В нижней толще в хорошо обнаженном разрезе по р. Баткатлы преобладающими породами являются хлорито-мусковито-кварцевые, мусковито-кварцевые и особенно слюдяно-полевошпато-кварцевые сланцы. Эти породы обладают серой, зеленовато-серой окраской, лепидогранобластовой, реже порфиробластовой структурой, сланцевой либо полосчатой текстурой. Полевой шпат представлен обычно альбитом, альбит-олигоклазом, реже микроклином (20—30%) в виде крупных, до 2—3 мм, порфиробластов. Они погружены в мелкозернистый агрегат, состоящий из мусковита, серицита, кварца, хлорита. Кроме перечисленных минералов в этих породах встречаются роговые обманки, глаукофан, гранат, ильменит, а из аксессуарных — сфен, рутил, сагениит, апатит и др. Гранат и глаукофан, как и в вышеописанных случаях, встречаются в породах вблизи интрузий экологитовых тел.

В верхних частях разреза нижней толщи заметно увеличивается мощность прослоев кварцитов и мусковито-кварцевых сланцев, аналогичных по петрографическому составу породам нижней толщи.

Отложения верхней толщи обладают сравнительно с нижней осветленной окраской, более равномерным чередованием пород, переслаивающихся между собой пачками мощностью в несколько десятков метров. Лишь местами однообразную картину переслаивания нарушает присутствие прослоев совершенно черных графитистых кварцитов. Один из таких прослоев мощностью до 10 м отмечен по р. Баткатлы близ дер. Гадылбаево. Плитчатые графитистые кварциты этого района используются местным населением в качестве строительного материала.

Мощность нижней и верхней толщ юмагузинской свиты Иткуловской брахиантиклинали приблизительно равна и в сумме составляет около 400 м.

Роль кварцитов в северном крыле Иткуловской брахиантиклинали еще более увеличивается. В этом районе В. Л. Волошиным отмечаются прослой кварцитов, богатых хлоритоидом.

В самой северной, Темясовской брахиантиклинали отложения юмагузинской свиты развиты лишь в восточном ее крыле. Отложения свиты обнажены в этом районе плохо. Состав пород юмагузинской свиты и степень их метаморфизма весьма близки породам юмагузинской свиты в южных частях хребта Урал-Тау.

### *Карамалинская свита*

Венчающие максютовскую серию отложения карамалинской свиты слагают крылья крупных брахиантиклиналей в районе среднего и верхнего течения р. Сакмары, а также обнажаются в ядрах антиклинальных под



нятий вдоль правых притоков рек Малый Кизил, Миндяк и др. Название свиты предложено Д. Д. Криницким и В. М. Криницкой (1958).

Литологический состав и степень метаморфизма отложений карамалинской свиты очень близки литологическому составу и характеру метаморфизма пород, слагающих ранее описанную кайраклинскую свиту. Это обстоятельство необходимо постоянно иметь в виду, так как при изучении отложений карамалинской и кайраклинской свит в том или ином разрезе, вне связи их с общей тектонической структурой и стратиграфическим положением, могут возникнуть серьезные затруднения и ошибки в понимании последовательности напластования древних толщ хребта Урал-Тау.

Фациальный состав карамалинской свиты не выдержан по простиранию, и наиболее удаленные разрезы слагающих ее пород северной и южной части хребта Урал-Тау весьма отличны. Кратко характеризую эти отличия, можно отметить, что в северных и центральных районах хребта Урал-Тау существенной составной частью карамалинской свиты являются зеленые сланцы — продукты метаморфизма средних и основных эффузивов и их туфов. В южном же погружении антиклинория таковые образования отсутствуют и карамалинская свита целиком представлена графитистыми кварцитами и различными сланцами темной окраски. В направлении к северу, к верховьям р. Сакмары и к Тирлянскому и Белорецкому районам, роль графита в породах карамалинской свиты постепенно падает и в целом ее отложения приобретают осветленную светло-серую окраску с различными оттенками.

Наиболее полно карамалинская свита представлена в естественном разрезе по левому борту р. Крепостной Зилаир к западу от дер. Максютово. В отмеченном районе отчетливо наблюдается трехчленное деление карамалинской свиты на подсвиты. Нижняя и верхняя подсвиты кварцито-сланцевые, в то время как средняя сложена преимущественно измененными эффузивами. Разделение свиты по р. Крепостной Зилаир было положено в основу ее расчленения на подсвиты по всей территории среднего течения р. Сакмары.

**Н и ж н я я п о д с в и т а.** Непосредственный контакт отложений карамалинской свиты с юмагузинской наблюдался нами к югу от дер. Максютово близ дороги, пересекающей р. Крепостной Зилаир. Породы нижней подсвиты карамалинской свиты залегают на светлых мусковито-кварцевых сланцах юмагузинской свиты согласно и контакт их отчетливо фиксируется по резкой смене литологического состава.

Наибольшим распространением в нижней подсвите карамалинской свиты пользуются графитистые, хлорито-мусковито-кварцевые, хлорито-кварцевые, мусковито-кварцевые, мусковито-альбито-кварцевые сланцы и кварциты, преимущественно темной окраски, а также прослои зеленых сланцев, роль которых возрастает в верхней части нижней подсвиты. В средней и верхней части подсвиты появляются тальковые и тальково-антигоритовые сланцы и тела измененных серпентинитов. К северу от дер. Максютово в низах разреза присутствуют межпластовые залежи экологитов, превращенные в зеленые сланцы.

Переслаивание и состав нижней подсвиты наглядно представлены в разрезе близ дер. Максютово, по северному борту р. Крепостной Зилаир. Здесь с востока на запад обнажаются следующие породы.

1. Хлорито-мусковито-кварцевый сланец с альбитом равномерно-слоистый, мягкий. Чешуйки мусковита и хлорита образуют тонкие прослои и линзы, к которым приурочены редкие порфиробласты альбита. Зерна кварца (40 %) вытянуты в одном направлении, подчеркивая сланцевую текстуру породы. Мощность 5 м.

2. Кварцит темно-серого цвета, графитизированный. Структура гранобластовая, зубчатая. Среди мелкозернистой мозаики зерен кварца (90 %)

встречаются мелкие чешуйки мусковита и агрегатные скопления графита. Мощность 0,5 м.

3. Хлорито-мусковито-кварцевый сланец зеленовато-серого цвета, тонколистоватый. Структура лепидогранобластовая, текстура сланцеватая. Кроме кварца (50%), мусковита (30%) и хлорита (10%) присутствуют мелкие кристаллы граната и хлоритизированного биотита. Мощность 1,5 м.

4. Кварцит слюдистый светло-серого цвета, плитчатый. Слюда (мусковит) развита по плоскостям плитчатости. Мощность 1,5 м.

5. Тонкое переслаивание светло-серых хлорито-мусковито-кварцевых сланцев и темно-серых графито-мусковито-кварцевых сланцев. Последние имеют подчиненное значение. Мощность 5,2 м.

6. Графито-мусковито-кварцевый сланец, полосчатый. Полосчатость обусловлена чередованием прослоев, в различной степени обогащенных графитом. Мощность 1,1 м.

7. Хлорито-мусковито-кварцевый сланец, аналогичный сланцу слоя 3. Мощность 1,0 м.

8. Хлорито-альбитовый «зеленый сланец». Порода серовато-зеленого цвета с порфиروبластовой структурой и лепидогранобластовой структурой основной ткани. Порфиробласты представлены изометричными зернами альбита (30%), окаймленного параллельно вытянутыми кристаллами актинолита (10%) и чешуйками хлорита (30%). В основной массе присутствуют также агрегатные скопления эпидот-цоизита, образующие своеобразную цепочку вытянутых согласно сланцеватости минералов и изометричные скопления вторичного брейнерита. Мощность 5 м.

9. Хлорито-мусковито-кварцевый сланец темно-серого цвета, равномерно-слоистый. Мощность 7 м.

10. Графито-мусковито-кварцевый сланец темно-серого цвета с массивной или полосчатой текстурой. Мощность 6 м.

11. Тонкое переслаивание графито-мусковито-кварцевых и графито-альбито-кварцевых сланцев. Мощность 19 м.

12. Зеленые сланцы, аналогичные сланцу слоя 8. Мощность 1,2 м.

13. Переслаивание графито-мусковито-кварцевых и графито-альбито-кварцевых сланцев, аналогичное слою 11. Мощностью 2 м.

Графитистые мусковито-кварцевые, хлорито-мусковито-кварцевые сланцы и кварциты по количественному соотношению составляющих их минералов образуют пеструю гамму переходных пород от мягких мусковито-хлоритовых сланцев без кварца до почти мономинеральных кварцитов.

Наряду с отмеченными разновидностями зеленых сланцев типа сланцев слоев 8 и 12 встречаются породы с лепидогранобластовой структурой, полосчатой, часто сланцевой текстурой. Изредка в породе наблюдаются зерна или агрегатные скопления вторичного кварца (до 10—15%). Эпидот (20%), актинолит (до 30%) присутствуют почти во всех разновидностях пород. Довольно часто встречаются псевдоморфозы по гранату, представленные хлоритом либо агрегатными скоплениями хлорита и альбита. Чистые зерна граната наблюдаются как исключение.

Присутствие в зеленых сланцах псевдоморфоз хлорита по гранату, реликтов граната, участков гранат-глаукофановых пород с рутилом (Ленных, 1961) свидетельствует о том, что рассматриваемые отложения возникли при диафторезе пород, претерпевших более высокую степень метаморфизма. Что представляли собой эти породы на древних этапах метаморфизма, сказать сейчас трудно. Судя по реликтовым участкам гранат-глаукофановых пород, можно предполагать, что зеленые сланцы подверглись метаморфизму в условиях давлений и температур, отвечающих условиям эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Но и эта фаза метаморфизма, как мы увидим ниже, являлась регрессивной, поскольку для нижней максютовской серии известны породы, пре-

терпевшие более интенсивные изменения, отвечающие условиям образования эклогитов.

Полиметаморфизм отложений нижней серии уничтожил все реликты первичных материнских минералов пород, их структуры и т. п. По-видимому, своим происхождением зеленые сланцы обязаны вулканогенным образованиям андезито-базальтового состава. Об этом свидетельствуют парагенетические ассоциации минералов, характерные для эффузивов основного и среднего состава, измененные в условиях метаморфизма фации зеленых сланцев. Весьма характерно поведение рассматриваемых пород в разрезе (невыдержанные мощности, согласное залегание с вмещающими породами и т. д.). Наконец, в пользу вулканогенного генезиса свидетельствует химический состав зеленых сланцев, близкий составу габбро и габбро-диабазов.

Близкий химический и петрографический состав имеют зеленые сланцы и зеленокаменные породы охарактеризованных ранее отложений кайраклинской свиты.

Характер переслаивания, состав пород нижней подсвиты хорошо выдержаны по всем разрезам среднего течения р. Сакмары. Небольшие вариации количественного соотношения прослоев тех или иных кварцитов или сланцев не нарушают общей картины ее строения и состава. Мощность подсвиты до 250 м.

**Средняя подсвита.** Отложения средней подсвиты карамалинской свиты по р. Крепостной Зилаир начинаются пачкой графитистых кварцитов. Эти породы образуют прекрасные обнажения в 800 м западнее дер. Максютово. Кварциты прослеживаются практически по всем притокам среднего течения р. Сакмары.

Петрографический состав этих кварцитов аналогичен составу кварцитов нижней толщи. Для большинства горизонтов кварцитов очень характерна столбчатая, реже плитчатая отдельность. Мощность кварцитов пачки 50—80 м.

Верхняя часть подсвиты сложена зелеными сланцами, практически не отличимыми от подобных сланцев нижней подсвиты. Редкими прослоями мощностью 0,5—3 м среди них встречаются мусковито-кварцевые сланцы, кварциты и их графитистые разности.

Зеленые сланцы весьма не выдержаны по мощности: на западном крыле антиклинория Урал-Тау по р. Крепостной Зилаир эти отложения достигают мощности до 140—180 м. В восточном крыле структуры на той же широте по р. Карамале и ряду параллельных ручьев рассматриваемые породы присутствуют только в виде маломощных (до 12—15 м) прослоев среди слюдяно-кварцевых сланцев и кварцитов. Севернее, на широте дер. Абдулкаримово, зеленые сланцы получают наибольшее развитие уже на восточном крыле Уралтауского антиклинория. По рекам Алгазы, Магаш и другим они образуют горизонт до 200 м мощности. В последнем случае породы средней подсвиты слагают антиклинальный перегиб структуры Урал-Тау. В западном крыле на этой же широте зеленые сланцы присутствуют лишь прослоями мощностью в 0,2—0,5 м, максимум до 15 м, среди кварцитов и слюдяно-кварцевых сланцев, изредка содержащих графитистый материал. Еще большей мощности, по-видимому, не менее 500 м, достигают толщи зеленых сланцев средней подсвиты карамалинской свиты к северу от дер. Габсалямово, где они слагают обширные площади на восточном и на западном крыльях антиклинория.

**Верхняя подсвита.** Ее породы прекрасно обнажены по рекам Магаш, Карамала, Крепостной Зилаир и другим. По составу и характеру переслаивания отложения этой подсвиты весьма напоминают нижнюю подсвиту карамалинской свиты. В сложении ее основную роль играют мусковито-кварцевые, мусковито-хлорито-кварцевые, мусковито-альбито-кварцевые сланцы, кварциты. В наиболее полных разрезах свиты в

верхних горизонтах появляются пачки плейчатых серицито-кварцевых сланцев, многочисленные линзы мраморизованных известняков и прослои массивных зеленокаменных пород. Последние благодаря устойчивости к процессам выветривания образуют скальные выходы в районе деревень Юлук, Исмакаевой и к востоку от Гумеровского месторождения. В их сложении принимают участие альбит (до 60%), иногда пластинчатый хлорит (клинохлор), заполняющий миндалины, иголки актинолита и в небольшом количестве мусковит. Встречаются агрегатные скопления мелкозернистого кварца (20%) и эпидот-цоизита; из аксессуарных отмечается циркон, магнетит, сфен. Структура пород лепидогранобластовая, текстура массивная, редко миндалекаменная. Форма и условия залегания этих тел не совсем ясны, поскольку ни в одном случае не наблюдались непосредственные контакты с вмещающими отложениями.

Мраморизованные известняки присутствуют в составе подсветы в виде линз, прослеживаемых на 100—200 м при максимальной мощности до 20—30 м. Эти породы встречаются близ деревень Куватово, Исмакаево и неоднократно повторяются в крыльях изоклинальных структур к востоку от дер. Юлук, в левом борту р. Магаш. Породы состоят из удлиненных (до 1 см) кристалликов кальцита и участками содержат также тремолит, гранат и сфен.

В известняковом карьере близ дер. Куватово в 1957 г. К. А. Львов обнаружил на поверхностях напластования мраморизованных известняков неясные отпечатки сферической и удлиненной формы. Им было высказано предположение, что эти остатки являются органическими и чрезвычайно напоминают кубки археоциат. Однако дальнейшие попытки определения отмеченных проблематических остатков к успеху не привели. В образцах, отобранных нами, а также Д. Д. Криницким, И. В. Ленныхом и другими, археоциат, по заключению И. Т. Журавлевой, обнаружено не было.

К югу от широты дер. Юмагузино отложения карамалинской свиты отсутствуют, будучи срезанными на обоих крыльях антиклинория хребта Урал-Тау крупными разломами. Осевая часть структуры представляет собой отчетливо выраженную горст-антиклиналь, приподнятую по отношению к окружающим образованиям не менее чем на 1000 м. Как на западном, так и на восточном крыле, нарушения, ограничивающие горст, фиксируются по соприкосновению разновозрастных толщ, а также по линейно вытянутым интрузиям габбро, габбро-диабазов и гипербазитов. Близ этих нарушений участками можно наблюдать лишь «обрывки» пород карамалинской свиты, преимущественно нижней ее толщи.

Как мы указывали, к отложениям карамалинской свиты среднего течения р. Сакмары приурочено несколько месторождений и рудопроявлений медноколчеданного типа, известных в литературе под названием Гумеровской группы (Горохов, 1960).

Месторождения Северо-Юлукское и Южно-Юлукское расположены соответственно в 3 и 5 км к востоку от дер. Юлук на правом и левом берегах р. Магаш. Оба месторождения приурочены к нижней части средней толщи карамалинской свиты. Рудные тела залегают в виде линз согласно с вмещающими породами и имеют протяженность до 200 м при мощности от 0,1 до 5 м. Преобладают руды пирротино-халькопиритовые и пиритохалькопиритовые.

Гумеровское месторождение расположено в 1 км к востоку от пос. Юлдыбаево. Оно приурочено к нижней части верхней толщи карамалинской свиты и представлено двумя рудными телами линзообразной формы. Оба тела залегают на контакте графито-кварцевых и зеленых сланцев.

Помимо этих месторождений, в полосе развития отложений карамалинской свиты в среднем течении р. Сакмары известен ряд рудопроявлений бурых железняков, иногда с признаками меди и золота. Все эти рудопроявления приурочены к отложениям средней и верхней подсвет карамалин-

ской свиты. Отмеченная закономерность стратиграфической приуроченности месторождений и рудопроявлений карамалинской свиты, следовательно, может быть положена в основу поисков медноколчеданных месторождений хребта Урал-Тау.

На южном погружении хребта Урал-Тау наиболее полный разрез карамалинской свиты был описан нами по р. Губерле, пересекающей восточное крыло Губерлинской брахиантиклинали.

Близ северо-западной окраины дер. Владимирская Искра по левому берегу р. Губерли согласно на отложениях юмагузинской свиты залегает пачка темно-серых и черных графитистых кварцитов мощностью до 50 м.

Выше по разрезу кварциты сменяются толщей переслаивания различных сланцев, мусковито-кварцевых, хлорито-мусковито-кварцевых и других, с редкими маломощными прослоями кварцитов. Породы переслаиваются пачками однородного состава мощностью 15—20 м. Сланцы состоят в основном из кварца, мусковита, серицита и хлорита, содержание которых непостоянно, а также редких зерен сфена и граната. Графит присутствует в виде пылевидных, агрегатных примесей почти во всех перечисленных разновидностях пород и придает им темную окраску. Петрографический состав прослоев кварцитов по существу отличается от состава прослоев сланцев меньшим содержанием чешуйчатых минералов и массивным сложением. Суммарная мощность толщи переслаивания до 200 м. Совместно с нижележащими кварцитами они составляют в этом разрезе нижнюю подсвиту карамалинской свиты.

Далее вниз по левому борту р. Губерли (вверх по разрезу) количество прослоев кварцитов увеличивается, и следующая толща, равная по мощности двумстам метрам, характеризуется преобладанием графитистых кварцитов с подчиненным количеством мусковито-кварцевых, хлорито-мусковито-кварцевых сланцев. Породы этой толщи отнесены нами к средней подсвите карамалинской свиты.

Разрез карамалинской свиты по р. Губерле завершается толщей переслаивания различных сланцев слюдяно-хлорито-кварцевого состава, не содержащих графита. Эти породы средне- и мелкозернистые, обладают серой, зеленовато-серой окраской и тонколистоватым, реже плитчатым сложением. Среди перечисленных пород встречены прослои и линзы метаморфизованных эффузивов, аналогичных по составу и степени метаморфизма породам, описанным нами в верхней подсвите карамалинской свиты близ Гумеровского месторождения. Суммарная мощность толщи — 250 м. По своему стратиграфическому положению и составу пород данный разрез отвечает верхней толще карамалинской свиты.

В западном крыле Губерлинской брахиантиклинали отложения карамалинской свиты обнажены значительно хуже, но, судя по фрагментам разреза и единичным обнажениям, состав и строение свиты аналогичны таковым разреза восточного крыла этой структуры.

Как мы видим, основное отличие карамалинской свиты южных районов от ее стратотипов на севере заключается в полном отсутствии в разрезах зеленых сланцев, а также в небольших вариациях мощности. Кстати сказать, в этих районах до сих пор не обнаружены также медноколчеданные рудопроявления типа Гумеровских месторождений. Это обстоятельство наводит на мысль о тесной генетической связи месторождений с эффузивно-туфовыми образованиями, столь широко развитыми в среднем течении р. Сакмары.

В северных районах Урал-Тау отложения, относимые нами к карамалинской свите, обнажаются в осевой части хребта Урал-Тау от широты хребта Южного Крака и почти до дер. Кирыбинки на севере. В этих районах рассматриваемые породы были описаны Д. Г. Ожигановым под названием «уткальской свиты». По мнению этого исследователя, уткальская

свита залегает в основании суванякского комплекса, являясь более молодой по отношению ко всей максютовской серии пород. На ошибочность такого представления в свое время указывали М. И. Гарань (1959, 1960), А. И. Олли и В. А. Романов (1960) и др. Перечисленные авторы не без основания считали, что комплекс пород утальской свиты либо целиком, либо в какой-то части должен соответствовать отложениям максютовской серии.

Отложения утальской свиты обнажаются в ядрах крупных брахиантиклинальных структур осевой зоны северной, центральной части хребта Урал-Тау. Породы этой свиты по западному крылу антиклинория перекрываются кварцитами курташской свиты. Фациальный состав последней чрезвычайно устойчив, и отложения ее являются маркирующими по всей зоне Урал-Тау. В южных районах хребта ниже кварцитов курташской свиты залегают отложения максютовской серии. Как и породы утальской свиты, они слагают брахиантиклинальные структуры осевой части антиклинория.

Таким образом, аналогия структурного и стратиграфического положения комплекса пород утальской свиты, с одной стороны, и пород верхней части максютовской серии, с другой — позволяет считать их разновозрастными. Логичнее всего параллелизацию утальской свиты проводить с карамалинской свитой, поскольку отложения именно этих свит непосредственно перекрываются курташскими кварцитами.

Если же условно снять с рассматриваемых отложений явления метаморфизма, то и литологический состав их также оказывается в ряде случаев близким.

Вместе с тем, отложения утальской свиты менее метаморфизованы, чем карамалинской. Породы утальской свиты переслаиваются более тонкими пластами. В них в меньшей степени развиты темные графитистые разности кварцитов и слюдяных сланцев, реже встречаются зеленокаменные породы или зеленые сланцы. Перечисленные отличия состава свит позволяют нам проводить их корреляцию лишь предварительно.

Отложения, ранее относимые к утальской свите, изучались автором при детальной геологической съемке в Тирлянском и Белорецком районах в 1954 г., а также позже маршрутными исследованиями в более южных районах. Лучшие разрезы свиты можно наблюдать по ряду левых притоков верхнего течения р. Малый Кизил. В этих районах утальская свита была расчленена Д. Г. Ожигановым на две толщи. Контуров этих толщ с небольшими поправками нанесены нами на прилагаемую геологическую карту и рассматриваются в ранге подсвит карамалинской свиты.

Отложения нижней подсвиты имеют весьма характерный облик и отличаются наличием в ее составе бластопорфировых сланцев. Это хлоритомусковито-альбитовые, хлорито-альбитовые, хлорито-мусковито-альбитокварцевые сланцы зеленовато-серой, серой, темно-зеленой окраски. Роль порфиробластов выполняют крупные изометрические зерна альбита, погруженные в мелкозернистый агрегат хлорита, мусковита, кварца. В подчиненном или в равном количестве с перечисленными сланцами встречаются бесполовошпатовые разности тех же пород, а также светлые зеленовато-серые кварциты. Почти совершенно нет темноцветных графитистых пород, но изредка встречаются прослои типичных зеленых сланцев.

Небольшой фрагмент разреза, описанный нами на горе Уталь, дает достаточно четкое представление о характере переслаивания пород нижней подсвиты и петрографическом составе их. В основании крупного скального выхода залегают (фиг. 8) следующие породы.

1. Кварцит зеленовато-серого цвета с мелкими, до 1 мм, псевдоморфозами лимонита по пириту. Микроструктура породы гранобластовая. Помимо кварца, составляющего до 95% ее объема, содержатся листочки мусковита, серицита, реже хлорита. Встречаются зерна альбита, а из

аксессуарных — турмалин и апатит. Азимут падения  $300^\circ$ ,  $\angle 30^\circ$ . Мощность до 10 см.

2. Сланец мусковито-хлорито-альбитовый. Порода с очень характерной порфиروбластовой структурой. Роль порфиробластов выполняют зерна альбита изометрической формы размером до 1—3 мм. Лепидогранобластовую структуру основной массы строят мусковит, серицит, хлорит, а местами и агрегатные четковидные скопления мелкозернистого кварца. Мощность 10 см.

3. Кварцит, сходный по облику с кварцитом слоя 1, но без вкрапленников пирита. Мощность 1 см.

4. Сланец серицито-хлорито-альбитовый. На общем темно-зеленовато-сером фоне породы выделяются светлые желтоватые, сероватые порфиробласты альбита. Порфиробласты располагаются неравномерно: они то концентрируются в полосы, то образуют скопления в основании слоя (до 60 % объема породы) и почти исчезают в его кровле. Мощность 3 см.

5. Кварцит. Мощность 3 см.

6. Сланец хлорито-мусковито-альбитовый. В породе до 10 % ее объема составляет биотит, частично или полностью переходящий в хлорит, а в качестве аксессуаров — иголки сагенита, призмочки турмалина, а также сфен и рудные минералы. Слой содержит многочисленные тонкие прослои и линзы кварцитов. Мощность 12 см.

7. Кварцит зеленовато-серого цвета, слабо рассланцованный, по плоскостям сланцеватости содержит листочки мусковита, хлорита и серицита. Мощность 10 см.

8. Ритмичное чередование мусковито-хлорито-альбитовых сланцев и кварцитов прослоями мощностью 1—2 см, при общем преобладании сланцев. Мощность 18 см.

9. Сланец, аналогичный сланцу слоя 2. Мощность 4 см.

10. Кварцит, аналогичный кварциту слоя 7. Мощность 4 см.

11. Сланец серицито-хлорито-альбитовый, зеленовато-серого цвета с массивной текстурой. Мощность 8 см.

Чередование аналогичных по составу пород наблюдается и в верхней части обнажения.

Кварциты и сланцы не выдержаны по простирацию, колеблются в мощности, часто выклиниваются или фациально переходят друг в друга. Некоторые горизонты кварцитов содержат тончайшие прослои сланцев мусковито-хлорито-альбитового состава.



Фиг. 8. Характер переслаивания кварцитов и серицито-хлорито-кварцевых, серицито-хлорито-альбитовых сланцев средней подсыты карамалинской свиты близ горы Уткаль

Верхняя подсвита представлена сланцами и кварцитами. В составе сланцев преобладают мусковито-кварцевые, хлорито-мусковито-кварцевые, двуслюдяные и лишь изредка встречаются сланцы с альбитом. Преимущественная окраска пород серая, зеленовато-серая. Довольно часто за счет графита перечисленные разности пород обладают черной и темно-серой окраской. Мощность слоев от долей сантиметра до 2—3, редко 10 см. В отдельных обнажениях пачки равномерно переслаивающихся кварцитов и однородных сланцев достигают мощности нескольких дециметров.

На территории северной части Тирлянского района отложения уткальской свиты на подсвиты не расчленены. Строение свиты в этих районах напоминает строение и состав ее нижней подсвиты в Уткальской брахи-антиклинали.

Как видно из описания, отложения верхней подсвиты уткальской свиты весьма близки по составу породам верхней подсвиты разреза карамалинской свиты. Сходство структурного, стратиграфического, литологического состава и приблизительно равные мощности позволяют считать эти отложения разновозрастными. Естественно, что нижняя подсвита отложений, относимых ранее к уткальской свите, в принятом сопоставлении будет отвечать средней подсвите карамалинской свиты. Конечно, это сопоставление является в какой-то мере условным, поскольку условны и сами границы между подсвитами отложений карамалинской свиты.

Как мы уже отмечали, отложения карамалинской свиты залегают на юмагузинской свите согласно. В последние годы появились, однако, указания, что отложения карамалинской свиты перекрывают более древние образования трансгрессивно. А. Ф. Ротарь утверждает, что в крыльях Новосимбирской антиклинали верхняя толща юмагузинской свиты выпадает из разреза, что, по его мнению, можно объяснить «предкарамалинским» размывом. В пользу этого вывода А. Ф. Ротарь приводит также результаты исследований работников треста Башнефтегеофизика в районе дер. Шубино, которые установили, что электромагнитные волны распространяются в карамалинской и юмагузинской свитах в различных, взаимопересекающих друг друга направлениях.

Факты, приведенные А. Ф. Ротарем, весьма интересны, но требуют дополнительных доказательств. Дело в том, что в непосредственно наблюдаемых нами обнажениях левого борта р. Крепостной Зилаир и по р. Баткатлы породы карамалинской свиты согласно перекрывают юмагузинскую свиту без признаков перерыва или наличия гравийно-галечного материала в контакте свит. Следовательно, если и возможно в настоящее время говорить о несогласии между карамалинской и юмагузинской свитами, то подобное несогласие, возможно, имело место лишь в южных районах хребта Урал-Тау и носило локальный характер.

Отложениями карамалинской свиты завершается разрез максютовской серии, зафиксировавшей одну из крупных трансгрессий раннего периода развития Уральской геосинклинали. Серия начинается снизу грубозернистыми породами, кварцитами, постепенно переходящими выше по разрезу в кварцито-сланцевые толщи, а иногда и сланцево-карбонатные образования. Накопление осадочных толщ иногда прерывалось излияниями лав, что не нарушало общей закономерности циклического строения серии.

Минералогический состав пород максютовской серии в общем идентичен во всех частях ее разреза. Отклонением от этого правила являются лишь породы, претерпевшие контактовые и гидротермальные изменения вблизи интрузий. В целом же различия в минералогии пород невелики и проявляются в снижении степени кристалличности в верхней части серии по сравнению с нижней. Так, в карамалинской свите гранатовых разностей



сланцев значительно меньше, чем в нижележащих свитах, а величина кристаллов граната в ней уменьшается.

По составу исходных осадочных и изверженных пород в максютовской серии можно выделить четыре типа отложений.

I. Кварциты и сланцы, образовавшиеся в результате метаморфизма песчано-глинистых осадков.

II. Мраморы — метаморфизованные карбонатные породы.

III. Зеленые сланцы, сформировавшиеся по основным эффузивам.

IV. Эклогиты — метаморфизованные основные изверженные породы.

Наиболее распространенными во всех четырех свитах максютовской серии являются кварциты, слюдистые кварциты, слюдяно-кварцевые, мусковито-кварцевые, мусковит-хлорито-кварцевые, мусковито-альбито-кварцевые сланцы, имеющие гранобластовые, лепидогранобластовые, гранолепидобластовые и порфиробластовые структуры. Кварциты нижней, галеевской, свиты состоят из кварца, мусковита, хлорита, редких зерен полевых шпатов, присутствуют также окатанный бесцветный или слабо-розоватый циркон и золотисто-бурый игольчатый рутил. Кварциты тесно связаны со слюдяно-кварцевыми и слюдяно-хлорито-кварцевыми сланцами, содержащими помимо кварца, мусковита, хлорита и полевых шпатов глаукофан, рибекит, гранат, эпидот. Иногда встречаются разности с крупными зернами хлоритоида. Из аксессуарных минералов присутствуют циркон, рутил, апатит, сфен.

Для кварцитов и сланцев кайраклинской свиты характерно высокое содержание графитистого вещества, достигающее иногда 20%. Обычно оно распределяется полосами вдоль сланцеватости, и к этим полосам приурочены изометричные зерна граната, рутил и сфен. В ряде случаев графит концентрируется в чешуях мусковита, хлорита и в гранате. В кварцитах и слюдяно-кварцевых сланцах кайраклинской свиты полевые шпаты встречаются в более значительных количествах, чем в галеевской, и представлены альбитом, а иногда олигоклазом и андезином. С ними часто ассоциируют мусковит, актинолит, глаукофан, рибекит и биотит. Из аксессуарных встречаются рутил, сфен, апатит, турмалин. По полевым шпатам развиваются серицит, хлорит, актинолит и эпидот, глаукофан-актинолит, а по гранату в основном хлорит.

В разрезе юмагузинской свиты кварциты представлены преимущественно слюдистыми разностями, содержащими помимо кварца и крупночешуйчатого мусковита полевые шпаты ряда альбит — олигоклаз — микроклин, хлорит, гранат, близкий по составу альмандину, глаукофан, эпидот, иногда биотит и аксессуарные — циркон, апатит, рутил, сфен, рудные минералы. Присутствие графитистого вещества нехарактерно. Изменение пород выражается в развитии хлорита по гранату; актинолита, хлорита и эпидота по глаукофану; амфибола, хлорита, эпидота по полевым шпатам, а также сфена по рутилу.

Кварциты и слюдяно-кварцевые сланцы карамалинской свиты очень сходны с породами кайраклинской свиты. В них широко развито графитистое вещество. Породы состоят в основном из кварца, мусковита, эпидотцоизита, граната, хлорита, альбита, иногда глаукофана, рибекита и биотита. Из аксессуарных минералов отмечены рутил, апатит, турмалин, сфен. В отличие от кайраклинской свиты в породах карамалинской свиты широко распространен серицит.

Развитие глаукофана, рибекита и эпидота в отложениях максютовской серии отражает стадию метаморфизма в фации глаукофановых сланцев (Тернер и Ферхуген, 1961), для которой характерны высокое давление и температура 300—400°C.

Замещение глаукофана, граната, полевых шпатов актинолитом, хлоритом, мусковитом и эпидотом с одновременным развитием альбита и в некоторых прослоях хлоритоида свидетельствует о второй стадии

метаморфизма, происходившей в фации зеленых сланцев при температуре 300—500°C и при более низком давлении. Эта стадия является регрессивной по отношению к первой.

Мраморы в максютовской серии пользуются нешироким распространением и встречаются в кайраклинской свите и в верхних частях карамалинской. Они образуют линзы и пропластки небольшой мощности, представлены в основном кальцитом с редкими зернами актинолита, тремолита и хлорита.

Зеленые сланцы характерны в основном для кайраклинской и карамалинской свит и образуют пласты мощностью до 500 м. Главные минералы, слагающие зеленые сланцы, представлены полевыми шпатами, преимущественно альбитом, а также хлоритом, мусковитом, актинолитом, эпидотом, гранатом, иногда глаукофаном и рибекитом. Гранат образует порфиروبласты, часто замещенные хлоритом. За счет полевых шпатов развиваются эпидот, актинолит, хлорит, серицит. Обычно глаукофан и рибекит замещаются актинолитом и хлоритом, причем хлорит более ранний минерал, чем актинолит. Из аксессуарных присутствуют в большом количестве, особенно в карамалинской свите, рутил, имеющий игольчатые очертания, турмалин, апатит, сфен. Рутил иногда образует включения в гранате, амфиболах, хлорите и эпидоте.

Таким образом, в этой группе пород мы можем наблюдать несколько стадий метаморфизма. Образования глаукофана, рибекита, эпидота, сфена, мусковита свидетельствуют о проявлении метаморфизма в условиях фации глаукофановых сланцев. Вероятно, с этой же ступенью связано образование граната и хлоритоида. Затем отложения претерпели следующую ступень метаморфизма, выразившуюся в развитии хлорита, актинолита, эпидота по альбиту, глаукофану, рибекиту, гранату и сфену по рутилу. Эта ступень соответствует фации зеленых сланцев.

Широким распространением среди отложений нижней серии пользуются породы интрузивного происхождения. К ним относятся эклогиты и продукты их метаморфизма. Эти породы не являются телами стратифицированными, но тем не менее они интересны с точки зрения познания характера и условий метаморфизма нижней серии докембрийских отложений хребта Урал-Тау. Наиболее полные сведения об эклогитах Урал-Тау имеются в работах В. И. Ленныха (1958, 1961), Б. В. Чеснокова (1959) и А. Я. Архипенковой (1962). Ими, по существу, впервые было проведено детальное описание петрографического состава эклогитов и их изменения в результате метаморфизма.

Эклогиты встречаются во всех свитах нижней серии, исключая галевскую. Они образуют преимущественно линзовидные будинированные, реже секущие вмещающие отложения тела мощностью от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров. Эклогиты имеют весьма характерный внешний облик. Это массивные породы большого удельного веса, зеленой, зеленовато-серой, синеватой окраски с крупными порфиробластами граната — альмандина (до 30%). Среди эклогитов можно выделить две разновидности: омфацитовые и глаукофановые.

Омфацитовые эклогиты имеют общую порфиробластовую структуру и нематобластовую — основной массы. Основная ткань этих пород представлена несколько удлиненными призматическими зернами омфацита, которые по периферии иногда замещаются глаукофаном. Глаукофан образуется не только вокруг зерен пироксена, но и между ними в виде ксеноморфных выделений. Наряду с глаукофаном присутствует эпидот. Он развивается совместно с глаукофаном и хлоритом по гранату. К скоплениям омфацита приурочен рутил, который также встречается в зернах граната.

Вторая разновидность эклогитов, глаукофановая, характеризуется преобладанием в основной массе щелочных амфиболов — глаукофана и,

реже, рибекита. Гранат также образует порфировластовые выделения размером до 10 мм. Среди глаукофана встречаются реликты омфациита. Значительно больше, чем в первой разности, содержится ксеноморфных зерен кварца, пронизанных включениями иголок и коленчатых двойников рутила, призм циркона и пузырьков жидкости и газа. Рутит присутствует в виде неправильных зерен, по периферии замещенных сфеном. Встречаются редкие выделения бледно-зеленой роговой обманки, развивающейся по глаукофану, а также эпидот, хлорит, мусковит, карбонат и апатит.

Глаукофановые эклогиты образовались за счет омфациитовых в результате регрессивного метаморфизма последних.

Помимо вышеописанных разностей среди пород максютовской серии (близ дер. Карояново, по р. Крепостной Зилаир у дер. Максютово и в других пунктах) встречаются зеленые сланцы, которые представляют собой продукт изменения этих разностей в результате более позднего пологенного метаморфизма. В конечном итоге эклогиты переходят в хлорит-актинолит-альбитовые, эпидот-альбит-хлоритовые, актинолитовые и другие сланцы. Они характеризуются порфировластовой структурой, где порфировласты представлены либо псевдоморфозами хлорита и карбоната по гранату, либо реликтами граната. Основная масса этих пород имеет фибровластовую структуру, обусловленную волокнистыми и игольчатыми образованиями амфибола, располагающимися взаимопараллельно. Участках наблюдается пойкилобластовая структура: в более крупных зернах альбита встречаются призмы амфибола. Порода состоит из граната, амфибола группы актинолита, альбита, эпидота, хлорита. Встречаются минералы — сфен, кварц, карбонат, мусковит.

Проблема происхождения эклогитов до сих пор остается окончательно нерешенной. Одни исследователи считают, что исходными породами при их образовании служили осадочные породы и, в частности, мергели (Архипенкова, 1962), другие (Чесноков, 1959; Тернер и Ферхуген, 1961; Ленных, 1961) — интрузивные образования типа габбро-базальтов. Несогласное залегание эклогитов среди метаморфизованных осадочных толщ максютовской серии близ деревень Карояново и Максютово позволяет нам придерживаться второй точки зрения. Об образовании эклогитов за счет габбровых пород говорит также близость их химических составов.

Минеральные ассоциации эклогитов отвечают типичной эклогитовой фации прогрессивного метаморфизма (Тернер и Ферхуген, 1961), характеризуются высоким гидростатическим давлением и высокой температурой, о чем свидетельствуют почти незатронутые регрессивным метаморфизмом омфациитовые эклогиты. Затем эклогиты претерпели двухкратное изменение, связанное с определенными процессами метаморфизма. Подобная точка зрения была высказана Б. В. Чесноковым (1959), изучавшим рутилоносность Шубинского месторождения. По его мнению, на первом этапе эклогит превращен в гранат-мусковито-кварцевые сланцы, а на втором происходит амфиболитизация и зеленокаменное перерождение этих пород.

К выводу о двухкратном диафорезе отложений нижней серии хребта Урал-Тау пришел также В. И. Ленных (1958, 1961). Он отметил, что на первом этапе регрессивного метаморфизма происходит глаукофанизация эклогитов, а на втором — их зеленокаменное перерождение. Переход эклогитов в гранато-мусковито-кварцевые сланцы В. И. Ленных связал с контактовыми метасоматическими процессами типа биметасоматоза. Наши данные позволяют придерживаться последней точки зрения, утверждающей, что отложения максютовской серии претерпели региональный прогрессивный метаморфизм в эклогитовой фации и две стадии регрессивного метаморфизма — в фации глаукофановых и фации зеленых сланцев.

Два этапа регрессивного метаморфизма, установленные для данной серии, вероятно, проявляются в отложениях более высокого стратиграфического положения как этапы прогрессивного метаморфизма.

### Суванякская серия (верхний рифей)

Под названием суванякской серии описывается сложный комплекс метаморфизованных осадочных, реже вулканогенных образований, объединенных в три свиты: курташскую, акбиикскую и белекейскую. Отложения серии распространены преимущественно на западном крыле антиклинория Урал-Тау. Лишь в северном и южном погружении его породы серии переходят на восточное крыло.

Нижняя граница серии определяется подошвой отложений курташской свиты, залегающей с разрывом на различных горизонтах максютовской серии. В южных районах хребта породы максютовской и суванякской серий граничат по тектоническому контакту. Верхняя граница серии фиксируется ее залеганием под отложениями песчано-сланцевых образований ордовика. В целом серия характеризуется цикличностью строения — нижние горизонты ее слагают преимущественно кварциты, а верхние — тонкозернистые филлитовые сланцы. Однако общий циклический характер строения серии нарушается перерывом в осадконакоплении, предшествующим отложению акбиикской свиты.

### *Курташская свита*

Курташская свита впервые выделена Д. Г. Ожигановым (1941). Стратотипом ее является разрез в районе горы Курташ в нескольких километрах восточнее г. Белорецка. По описанию автора, она представлена в основном кварцитами с подчиненными прослоями мусковито-кварцевых, хлорито-мусковито-кварцевых сланцев. Однако на геологической карте того же исследователя в контуры курташской свиты, как было выяснено, попали породы различных стратиграфических горизонтов. Подобное несоответствие описания состава свиты с геологической картой отмечалось многими исследователями. В частности, эта ошибка была отмечена также Ю. Д. Смирновым и А. И. Кукушкиным (1960) для северной части хребта Урал-Тау (Тирлянский и Белорецкий районы). С целью исправить недостаток стратиграфической схемы этой территории исследователи выделили ряд новых свит, и для рассматриваемой пачки кварцитов было предложено наименование сайдакской свиты. Несколько ранее М. И. Гаранем и А. И. Ивановым эти отложения были выделены под названием зильмердакской или уйташской свиты.

Едва ли есть необходимость переименовывать упомянутую пачку кварцитов в сайдакскую или же зильмердакскую свиты. Курташская свита имеет преимущество с точки зрения приоритета выделения ее в разрезе Урал-Тау. Впервые свита описана Д. Г. Ожигановым в 1941 г. в разрезе по горе Курташ, в то время как этот комплекс пород под названием зильмердакской свиты упоминается А. И. Ивановым лишь в 1949—1952 гг. Еще в более поздний период предложено наименование сайдакской свиты (Смирнов, Кукушкин, 1960).

С методологической точки зрения нецелесообразно также давать одинаковые названия комплексам отложений одного возраста, но залегающих в различных структурно-фациальных зонах. Если встать на этот путь, то мы должны переименовать все свиты разреза хребта Урал-Тау в свиты стратотипа рифейской группы Башкирского антиклинория. Подобная «унификация» безусловно привела бы к путанице терминологии, понятий, объемов и т. д. Исходя из изложенного, мы оставляем название курташской свиты, подразумевая под ним стратотип разреза горы Курташ.

Породы курташской свиты развиты преимущественно вдоль западного крыла антиклинория Урал-Тау. Лишь на широте рудника Миндяк в южном периклинальном замыкании Бурангульской брахиантиклинали отложения курташской свиты обрамляют породы карамалинской свиты, переходя на восточное крыло структуры. К югу от этого пункта кварциты курташской свиты постепенно смещаются к осевой части хребта Урал-Тау в район горы Курташ, а затем переходят на западный склон, где они прослеживаются сплошной полосой субмеридионального простирания шириною 2—10 км по линии гора Курташ — хут. Ак-Таш — дер. Ярмухонетово — устье р. Шамсутдиновка. Приблизительно от широты дер. Юлук курташская свита граничит с нижележащими отложениями по тектоническому контакту.

В районах широтного колена р. Сакмары, а также в южном погружении антиклинория, отложения курташской свиты отсутствуют. Отложения максютовской серии перекрыты здесь более молодыми породами акбиикской свиты, содержащими в ряде случаев в базальных горизонтах конгломераты с галькой кварцитов типа курташских.

Полные разрезы курташской свиты на хребте Урал-Тау отсутствуют. Общее впечатление преобладающей роли кварцитов над сланцами дают разрезы по горе Курташ, а также по тракту Верхнеуральск — Белорецк в северных районах хребта Урал-Тау. Южнее, на правобережье р. Сакмары, свита обнажена исключительно плохо. Ее отложения перекрыты мощной (до 20 м) корой выветривания. Не исключена возможность, что в этих районах преобладающими породами свиты являются сланцы.

Кварциты курташской свиты почти всегда имеют плитчатое сложение. Толщина плит колеблется от нескольких сантиметров до 0,5 и даже 1 м (фиг. 9, 10, 11). Цвет пород светло-серый, почти белый, с различными оттенками, чаще желтоватыми, розоватыми, зелеными. Изредка встречаются неяснополосчатые разности. Под микроскопом кварциты обнаруживают гранобластовую, полигональную, реже зубчатую структуру и состоят на 95—98 % из тесносросшихся зерен кварца с примесью чешуек серицита, мусковита, вторичного хлорита. Как разновидность присутствуют неравнозернистые кварциты с гетеробластовой структурой. Основную массу этих пород составляют мелкозернистые полигональные зерна кварца, в мономинеральной однородной массе которых встречаются крупные, до нескольких миллиметров, обломки кварца, близкие к округлой форме. В южных районах (реки Баракал, Дегтярка) встречаются среднеплитчатые кварциты, содержащие альбит. Здесь же были отмечены кварциты с крупными агрегатными скоплениями хлорита, развившимися, очевидно, по биотиту.

Мусковито-кварцевые и хлорито-мусковито-кварцевые сланцы образуют среди кварцитов прослои различной мощности. Количество сланцев по разрезу возрастает снизу вверх. Для них характерна серая окраска, тонкое наслоение, прекрасная делимость по трещинам кливажа. Количественное соотношение кварца, мусковита, серицита и хлорита чрезвычайно изменчиво, в связи с чем можно выделить ряд разновидностей, от хлорито-мусковитовых, почти бескварцевых, до плотных кварцитовых сланцев, в которых чешуйчатые минералы играют сугубо подчиненную роль. В верхних частях свиты в южных районах встречаются разновидности мусковитовых сланцев, содержащих изометричные зерна альбита. В северной части хребта Урал-Тау по тракту Белорецк — Верхнеуральск в верхней части курташской свиты известны темные, темно-серые графитистые сланцы, видимая мощность которых достигает 100 м. Главнейшей составной частью этих сланцев, кроме мелкозернистого кварца, серицита, мусковита и хлорита, является графит. Сланцы образуют целый ряд переходов от мягких листоватых разновидностей до прочных кварцитовидных. Эти породы Д. Г. Ожиганов (1955<sub>1</sub>) выделил в самостоятельную

Дегтярская подсвета сложена кварцитами, мусковито-кварцевыми, хлорито-мусковито-кварцевыми, хлорито-альбитовыми, хлорито-альбито-кварцевыми сланцами, бесконечно чередующимися между собой прослоями небольшой мощности.

Характерен в этом отношении разрез по р. Дегтярке, где подсвету условно можно расчлениить на три толщи.

В нижней толще преобладают тонкоплитчатые кварциты, переслаивающиеся с приблизительно равными по мощности (0,1—0,5 м) мусковито-кварцевыми, мусковито- (серицито-) хлорито-кварцевыми сланцами. В виде редких маломощных прослоев в разрезе толщи встречаются хлорито-альбитовые сланцы. Породы, в отличие от сходных пород курташской свиты, обладают более темной окраской, зеленым оттенком за счет хлорита, а также значительным содержанием альбита, альбит-олигоклаза. В хлорито-серицито-альбитовых сланцах плагиоклаз составляет до 40 % объема пород. Он присутствует в виде крупных порфировластов, достигающих 2—3 мм в поперечнике.

В рассматриваемых обнажениях по р. Дегтярке эта толща слагает крылья ряда запрокинутых на восток складок и поэтому неоднократно повторяется при просмотре разреза вкрест простирания пород.

Средняя толща связана с нижележащими породами постепенным переходом и отличается от них преобладающей ролью хлорито-альбитовых, хлорито-мусковито-альбито-кварцевых сланцев над кварцитами. Заметно уменьшается мощность прослоев, составляющая 2—10 см. Фрагмент разреза по левому берегу р. Дегтярки близ лесопилки дает наглядное представление о характере переслаивания и петрографическом составе пород этой толщи.

1. Кварцит тонкоплитчатый, светло-серый; по плоскостям плитчатости содержит мусковит и серицит. Мощность 2 см.

2. Сланец хлорито-серицито-кварцевый зеленовато-серого цвета, листоватый. Мощность 2 см.

3. Сланец мусковито-хлорито-альбито-кварцевый серо-зеленого цвета, плитчатый. Сланец по сравнению с нижележащим слоем, с которым он связан постепенным переходом, обладает плотным сложением и отчетливой порфировластовой структурой, обусловленной наличием крупных порфировластов альбита (альбит-олигоклаза) размером до 3 мм. Мощность 8 см.

4. Кварцит слюдистый светло-серого цвета с зеленоватым оттенком. Под микроскопом порода обнаруживает гранобластовую структуру, построенную мелкими зернами полигонального кварца (90%), а также небольшим количеством мусковита, серицита, хлорита и альбита. Присутствуют призмочки буровато-зеленого турмалина. Невооруженным глазом различимы кубики лимонитизированного пирита. Мощность 3 см.

5. Сланец, аналогичный сланцу слоя 3. Под микроскопом обнаруживает порфировластовую структуру с лепидогранобластовой структурой основной массы. Кроме главных породообразующих минералов, упомянутых в названии сланца, присутствуют бурый биотит, как правило, переходящий в хлорит и сагениит, или же хлорит и серицит. Сагениит присутствует в порфировластах альбита. Встречаются многочисленные таблички турмалина. Мощность слоя меняется от 3 до 7 см.

6. Кварцит, аналогичный кварциту слоя 4, но без вкрапленникового лимонита. Мощность 2 см.

7. Сланец серицито-хлорито-кварцевый, близок по составу сланцу слоя 2. Мощность 4 см. В восточном направлении мощность слоя возрастает до 10 см. Появляются отдельные порфировласты альбита.

8. Кварцит, аналогичный кварциту слоя 4. Мощность 8 см.

9. Сланец мусковито-хлорито-кварцевый. Кварц составляет основу породы. Он образует линзовидные гранобластовые скопления, вытянутые

согласно общей сланцеватости. Чешуйчатые минералы концентрируются в полосы, а вблизи порфировобластов альбита обтекают последние со всех сторон, образуя как бы очковую структуру. Мощность 2 см.

10. Кварцит, аналогичный кварциту слоя 4. Мощность 12 см.

Вверх по разрезу содержание кварцитов еще более уменьшается, и венчающая подсвиту третья толща представлена лишь мягкими листоватыми, плитчатыми сланцами, основную роль среди которых играют хлорито-мусковито-альбито-кварцевые сланцы, аналогичные слоям 3 и 5. Во многих разновидностях таких сланцев основная ткань построена лишь чешуйчатыми минералами и альбитом, роль же кварца сведена почти на нет.

Отмеченное по р. Дегтярке трехчленное деление подсвиты, по-видимому, не выдерживается на всей территории распространения ее. В разрезах по рекам Баракал и Ус-Кунуш наблюдалось чередование пачек вышеперечисленных сланцев с кварцитами мощностью 10—15 м. Столь мощные слои по р. Дегтярке нами не отмечались.

Верхняя толща дегтярской подсвиты в большинстве разрезов отсутствует, будучи размытой последующей трансгрессией.

В северной части хребта Урал-Тау в Тирлянском районе хлорито-альбитовые, мусковито-альбито-кварцевые сланцы типа дегтярских были встречены нами в верхах разреза курташской свиты. Сходство литологического состава отмеченных пород и их стратиграфического положения позволяет предполагать, что в этих районах местами сохранились от размыва отложения дегтярской подсвиты.

На геологической карте Д. Г. Ожиганова рассматриваемые отложения в районе среднего течения р. Сакмары были отнесены к уткальской свите. Свита была расчленена этим исследователем на две толщи: нижнюю — кварцитовую и верхнюю — кварцито-сланцевую. В настоящее время выяснено, что нижняя кварцитовая толща соответствует курташской свите. Слагающие эту толщу породы непрерывной полосой прослеживаются на север, переходя без видимых фациальных изменений в заведомо известные кварциты курташской свиты. В этом случае вышележащая кварцито-сланцевая толща переслаивания была выделена в верхнюю дегтярскую подсвиту курташской свиты, не имеющую себе аналога в разрезе метаморфических отложений Урал-Тау. Параллелизовать дегтярскую подсвиту с уткальской свитой нет основания, поскольку последняя в схеме Д. Г. Ожиганова лежит ниже кварцитов курташской свиты.

### *Акбийская свита*

Акбийская и тесно с ней связанная белекейская свиты впервые были выделены Д. Г. Ожигановым на западном склоне башкирской части хребта Урал-Тау (1941, 1955<sub>1</sub>). Почти одновременно в Оренбургском Урале на погружении антиклинория Урал-Тау отложения сходного стратиграфического положения были описаны под названием каляинской свиты группой геологов ЦНИИГРИ под руководством Н. К. Разумовского (Войнова и др., 1941) в разрезе р. Большой Каюлы. К этой свите были отнесены филлиты, актинолитовые, хлоритовые, хлорито-кварцевые, серицито-хлоритовые, хлорито-альбито-кварцевые сланцы и кварциты с прослоями измененных эффузивов и туфов. Верхняя возрастная граница свиты предположительно определялась подошвой налегающих альбитофиров и туфогенных глинистых сланцев ордовика, а ее нижний возрастной предел оставался невыясненным. Е. Э. Разумовская писала о каляинской свите, что она залегает выше филлитовой толщи и перекрывается туфогенными глинистыми сланцами нижнего силура. В стратиграфическом разрезе отложения каляинской свиты «как будто» занимают место, аналогичное катралинской свите. В отличие от последней они не имеют такого

широкого развития и представляют собой местное фациальное замещение катралинской свиты.

Напомним, что катралинская свита была выделена одновременно с каялинской той же группой геологов ЦНИИГРИ. В бассейне рек Сакмары, Катралы, Кара-Сурас и других к катралинской свите были отнесены песчаники, конгломераты и сланцы оливково-зеленого, зеленовато-серого, серовато-зеленого цвета с явными следами динамометаморфизма. Авторы, выделившие катралинскую свиту, обращали внимание на большое количество галек метаморфических пород в ее отложениях, а также эффузивных образований — спилитов, альбитофиров и кварцевых порфиров.

В. М. Сергиевский (Воинова и др., 1941), изучая обломочный материал катралинской свиты, пришел к выводу, что в последней содержится галька пород, по петрографическому составу отвечающая каялинской свите.

Таким образом, одновременно с выделением каялинской и катралинской свит был поставлен вопрос об их разновозрастности, и, с другой стороны, было высказано мнение, что первая древнее второй.

В 1958 г. в полосе развития отложений катралинской толщи близ с. Акъюлова С. С. Гороховым были собраны остатки плохо сохранившейся псилофитовой флоры. По определению Г. П. Радченко, указанные остатки растительности могут соответствовать возрасту не древнее среднего девона. Позднее аналогичные сборы были сделаны А. Д. Петровским в более южных районах. Одновременно было доказано, что горизонт кварцитов, отмеченный А. В. Ключихиным в основании катралинской свиты, относится к среднему и верхнему ордовика.

На ошибочное отнесение к катралинской свите пород верхнего девона (зилаирской свиты) еще в 1955 г. указывал также Д. Г. Ожиганов (1955). Наконец, сравнительно недавно опубликована статья Ю. Д. Смирнова и В. К. Крыжановского (1960), в которой убедительно доказывается, что в состав катралинской свиты были включены породы ордовика, силура и девона. Авторы справедливо указывали, что при столь широком возрастном диапазоне отложений, объединенных под названием катралинской свиты, последняя не может существовать в качестве самостоятельной стратиграфической единицы.

Что касается каялинской свиты, то в 1956—1958 гг. в районе среднего течения Сакмары при составлении Государственной геологической карты автор этих строк совместно с А. В. Ключихиным, проводившим аналогичные исследования несколько южнее, проследили пространственный переход каялинской свиты на север в отложения белекейской и акбиикской свит Д. Г. Ожиганова. Комплекс пород, относимый к этим свитам, залегает трансгрессивно на отложениях курташской или карамалинской свит и перекрывается палеонтологически охарактеризованными песчано-сланцевыми образованиями ордовика.

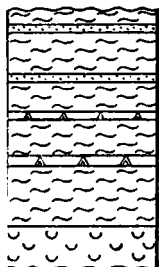
Позднее В. С. Шарфманом (Шарфман и Горохов, 1962) каялинская свита в разрезах рек Большой и Малой Каялы была расчленена на две части, различающиеся между собой литологическим составом, характером переслаивания слагающих пород, стратиграфическим положением и т. д., что позволило рассматривать каждую из них в качестве самостоятельной стратиграфической единицы в ранге свиты. При этом для верхней части разреза рек Большой и Малой Каялы по аналогии с центральными районами Урал-Тау было сохранено наименование белекейской свиты, а для нижней — акбиикской.

Акбиикская свита достаточно полно представлена во многих разрезах западного крыла Урал-Тау и его южной части. Фациальный состав и степень метаморфизма пород свиты на протяжении более чем четырехсот километров значительно меняются, в связи с чем целесообразно



в. Дергаиш  
дер. Мазово

р. Большая  
Каяла

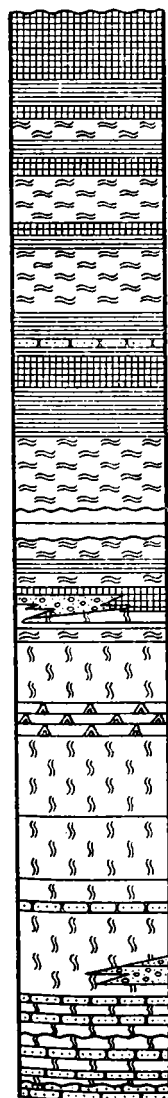


0



|         |
|---------|
| Ордовик |
| Силурий |
| Девон   |
| Пермь   |

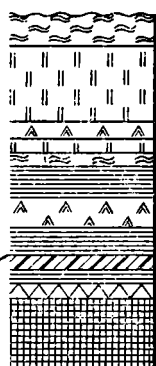
руч. Вишневиый



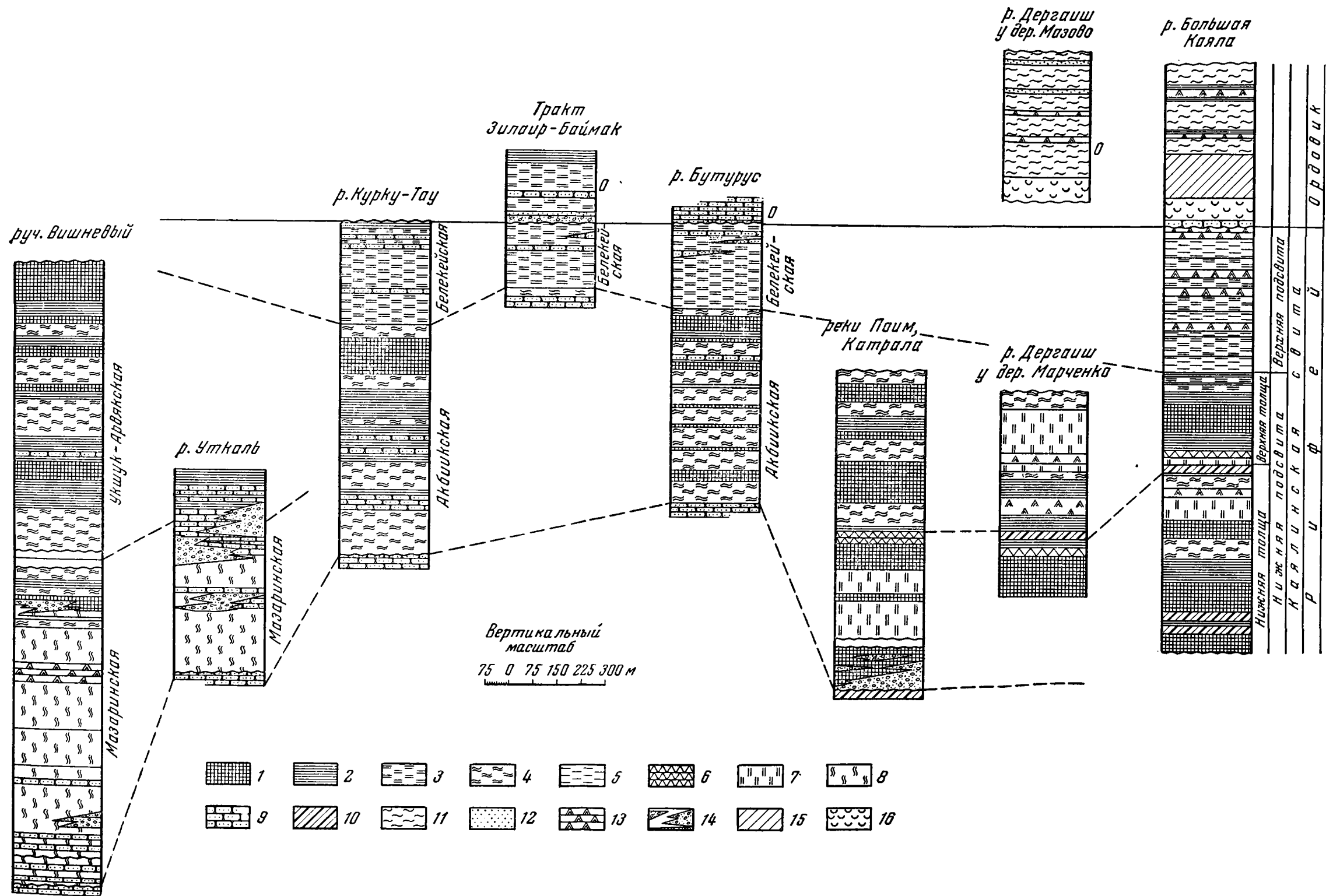
Укшук-Арвьянская

Мазаринская

в. Дергаиш  
дер. Марченко



1 — тонкие кварциты и сланцы; 11 — тонкие и алевролиты с прослоями туфопесчаные и сер 15 — массивные глинисто-кремнистые филлиты; 16 — глинисто-кремнистые и кремнисто-гли-филлиты;



Фиг. 12. Схема сопоставления отложений кайлинской свиты западного склона хребта Урал-Тай

1 — тонкоплитчатые кварциты с прослоями серицито-кварцевых сланцев; 2 — серицито-кварцевые и серицито-хлорито-кварцевые сланцы с прослоями кварцитов; 3 — вишневые листоватые филлиты; 4 — плитчатые зеленые хлорито-кварцевые сланцы; 5 — светло-серые тонкоплитчатые филлиты; 6 — кварциты и сланцы с биотитом; 7 — сланцы и кварциты с альбитом; 8 — гравийные

гнейсовидные сланцы; 9 — кварциты; 10 — графитизированные кварциты и сланцы; 11 — тонкоплитчатые глинисто-кремнистые сланцы; 12 — песчаники и алевролиты с прослоями туфопесчаников; 13 — измененные эффузивы; 14 — конгломераты; 15 — массивные глинисто-кремнистые и кремнистые сланцы; 16 — филлитизированные плитчатые глинисто-кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы

последовательно проследить характер этих изменений, начиная с юга из бассейна р. Большой Каялы на север.

По р. Большой Каяле акбиикская свита расчленена нами на две толщи — нижнюю и верхнюю (фиг. 12).

Нижняя толща наиболее полно обнажена в береговых обрывах р. Большой Каялы между деревнями Благовещенка и Воскресенка, где наибольшим распространением пользуются переслаивающиеся хлорито-кварцевые, серицито-кварцево-альбитовые, плейчато-полосчатые сланцы с лепидогранобластовой и микрогранобластовой структурой. Они сложены кварцем, хлоритом, серицитом, минералами группы эпидота и пелитовым материалом, а из акцессорных минералов в них встречаются турмалин и рутил.

Среди сланцев имеются светло-серые кварциты и кварцитовидные песчаники, которые встречаются в прослоях от нескольких метров до отдельных пачек мощностью в 50—60 м. В составе их преобладает кварц (90%). В незначительном количестве имеется примесь хлорита и серицита. У северной окраины дер. Воскресенки обнажаются черные микроплейчатые графитистые кварциты, которые в вышележащих толщах каялинской свиты не встречаются. Мощность нижней толщи 800 м.

Верхняя толща наиболее полно обнажается к югу от дер. Воскресенки, где в береговых обрывах р. Малой Каялы в нижних горизонтах представлена монотонными, плитчатыми, массивными и груборассланцованными хлорито-кварцевыми сланцами серого цвета, в составе которых преобладает кварц, в меньшем количестве присутствуют хлорит, глинистое вещество, ожелезненный актинолит, изредка биотит. Выше по разрезу появляется большое количество кварцитов, образующих пласты мощностью до 10 м. Очень редко встречаются массивные кварцево-полевошпатовые породы с содержанием вторичного альбита до 70%.

Над сланцевой пачкой, мощность которой около 400 м, залегает горизонт кварцитов, связанный с покрывающими и подстилающими его сланцами.

Кварциты богаты хлоритом, иногда альбитом, имеют зеленовато-серую окраску и полосчатое строение. Наблюдается чередование грубых полос с гранобластовой и более тонких с бластопелитовой структурами. В верхних горизонтах кварциты ожелезнены, имеют серовато-бурую окраску и содержат до 50% биотита. Мощность кварцитового горизонта 200 м.

В 5,3 км севернее дер. Молоканской разрез нижнекаялинской подсвиты заканчивается тонкопереслаивающимися (по 10—40 см) хлорито-кварцевыми сланцами с редкими прослоями кварцитов и линзами массивных хлорито-кварцево-полевошпатовых пород. Сланцы отличаются от описанных выше меньшим содержанием кварца и большим количеством филлитизированного глинистого вещества. Кроме кварца в них имеется значительное количество альбита, актинолита, акцессорные: апатит и рутил. Сланцеватость выражена отчетливо и обуславливается чередованием грубых кварцевых и более тонких хлорито-глинистых полос. Кварциты, встречающиеся в виде прослоев мощностью 10—15 см, отличаются светлой зеленовато-серой окраской. Мощность верхней толщи 600—800 м.

В бассейне р. Каялы отложения акбиикской свиты имеют широтное простираение. Породы ее полого падают на юг и не осложнены складчатостью или же разрывами, мощность акбиикской свиты, подсчитанная в этом разрезе наиболее точно, достигает 1600 м.

В западном направлении широтное простираение пород акбиикской свиты сменяется на северо-западное и затем в бассейне р. Катралы — на меридиональное.

В этом районе рассматриваемые образования изучались А. Ф. Ротарем, который расчленил их на две самостоятельные свиты — нижнюю свиту он называл поимской, а за верхней сохранил название каялинской.

Как по петрографическому составу, так и по степени метаморфизма пород, обе эти свиты являются аналогами нижней и верхней толщ акбиикской свиты южного погружения Уралтауского антиклинория.

В основании нижней толщи А. Ф. Ротарем были отмечены горизонты конгломератов, состоящих из галек молочно-белого кварца и кварцита, по петрографическому составу и степени метаморфизма отвечающего кварциту курташской серии, а также слюдяного, реже графитистого кварцита более глубоких горизонтов. Галька хорошо или средне окатана. Встречаются, однако, горизонты преимущественно с мелкими угловатыми обломками. Размер гальки не превышает 10—15 см, чаще — мельче.

Цементом конгломератов служат светлые, иногда рассланцованные кварциты, участками переходящие в слюдяно-кварцевые сланцы.

В обнажениях по р. Поим для нижней толщи акбиикской свиты наряду с обычными тонкопереслаивающимися серицито-кварцевыми, серицито-хлорито-кварцевыми и прочими сланцами и кварцитами значительную роль получают хлорито-кварцево-полевошпатовые сланцы. В некоторых горизонтах толщи эти породы имеют преобладающее значение.

Эти породы обладают зеленой, зеленовато-серой окраской, на общем темном фоне которой отчетливо выделяются более светлые крупные (до 2—3 мм) порфиробласты альбита. В составе основной массы этих сланцев преимущественную роль играют альбит, а также хлорит, серицит и мусковит (в сумме 20—30%), кварц (5—10%) и в единичных зернах встречаются эпидот — цоизит, сфен, рудные минералы.

В верхней части толщи преобладание получают кварциты. Толщу венчает пачка аркозовых кварцитов с биотитом. Мощность нижней толщи составляет 400—500 м.

Верхняя толща акбиикской свиты бассейна р. Катралы сохраняет те же основные черты своего строения и литологического состава слагающих ее пород, что и в разрезе р. Большой Каялы. В отличие от южных районов хребта Урал-Тау из толщи полностью выпадают сланцы, содержащие альбит.

В целом для акбиикской свиты бассейна р. Катралы по сравнению с южными разрезами характерно полное отсутствие эффузивных образований, уменьшение роли кварцитовых прослоев и исчезновение графитистых разностей.

В междуречье р. Катралы и широтного колена р. Сакмары полоса выходов пород акбиикской свиты резко сокращается. Падает степень метаморфизма отложений. Из разреза исчезают сланцы с альбитом, биотитом, мусковитом. Уменьшается величина кристаллов, в ряде случаев в породе видны реликты первичных обломочных структур. Свита утрачивает свое двухчленное деление и представлена однообразно переслаивающимися сланцами серицито-хлорито-кварцевого состава, кварцитами и кварцито-песчаниками. Характер переслаивающихся пород наглядно демонстрируется описанием небольшого берегового обнажения в верхней части разреза акбиикской свиты близ дер. Акназаровой правого борта р. Сакмары (сверху).

1. Кварцит зеленовато-серого цвета, массивный, полосчатый, в нижней части слоя слегка рассланцованный. Мощность 0,08 м.

2. Сланец серицито-хлорито-кварцевый, зеленовато-серого цвета, тонкорассланцованный. Мощность 0,02 м.

3. Кварцит, аналогичный кварциту слоя 1. Мощность 0,1 м.

4. Сланец серицито-хлорито-кварцевый, с редкими прослоями алевролитов толщиной в 2—3 мм. Мощность 0,15 м.

5. Кварцито-песчаник светло-серого цвета, с отчетливо различной псаммитовой структурой. Мощность 0,06 м.

6. Частое чередование светлых кварцитов и более темных серицито-хлорито-кварцевых сланцев, толщина прослоев 0,5—1 см. Мощность 0,5 м,

7. Кварцит плитчатый, по плоскостям плитчатости серицитизированный. Мощность 0,85 м.

8. Переслаивание, аналогичное таковому слоя 6. Мощность 0,35 м.

9. Кварцит плитчатый, подобный кварциту слоя 7. Мощность 0,2 м.

10. Сланец серицито-хлоритовый, темно-зеленого цвета. Мощность 0,03 м.

11. Кварцито-песчаник. Под микроскопом отчетливо видна псаммитовая структура породы с раскристаллизованным цементом выполнения пор. Мощность 0,06 м. По простиранию слой замещается серицито-кварцевыми сланцами.

12, 13, 14. Частое переслаивание серицито-хлорито-кварцевых сланцев с преобладающими по мощности прослоями кварцитов. Мощность 0,76 м.

15. Сланец серицито-хлорито-кварцевый, темно-зеленой, зеленовато-серой окраски, плитчатый, равномерно слоенный. В нижней части слоя присутствуют тончайшие прослои и линзы кварцито-песчаника (алевролита) мощностью 2—3 мм. Мощность 11,5 м.

16. Кварцит буровато-серый с точечными включениями бурых псевдоморфоз лимонита по пириту. Пласт имеет неравномерную мощность от 15 до 40 м.

Далее вниз по разрезу количество и мощность прослоев сланцев возрастает. Преобладают сланцы типа слоя 15. Мощность прослоев их составляет 2—10 м. Они разделены горизонтами кварцитов и кварцито-песчаников мощностью в 0,05—0,4 м.

Подобный тип строения акбиикская свита сохраняет до широты хребта Южного Крака. В общем можно отметить, что кварцито-песчаники преобладают в верхней части разреза свиты, где они встречаются прослоями до 20 м мощности. Сланцы же составляют основную массу пород свиты этого участка. По разрезам долин некоторых рек можно, однако, видеть обратную картину строения свиты с преобладанием кварцитов и кварцито-песчаников в нижних горизонтах ее. Подобные явления отмечены нами на р. Крепостной Зилаир и особенно в северных районах (р. Суваняк), где отмечается общее огрубение состава отложений свиты и почти полное замещение ее кварцитами, а местами конгломератами.

В верховьях р. Каги в основании свиты появляются гравийные, гнейсовидные сланцы, туфо-сланцы, эффузивы, конгломераты. В северном направлении мощность этих отложений постепенно увеличивается. В Белорецком районе Д. Г. Ожигановым (1955, 1957) рассматриваемые отложения были выделены в самостоятельную мазаринскую свиту, в то время как вышележащая кварцито-конгломератовая толща была названа им укшук-арвякской свитой. По мнению Д. Г. Ожиганова, акбиикская свита верхнего и среднего течения бассейна р. Сакмары является одной из самых молодых свит метаморфических толщ хребта Урал-Тау и в сводном стратиграфическом разрезе этого района он помещает ее выше отложений укшук-арвякской и подстилающей ее мазаринской свит. В соответствии с этим взглядом, на геологической карте Д. Г. Ожиганов на широте хребта Крака разграничивает диагональным разломом полосу развития отложений акбиикской свиты на юге от отложений укшук-арвякской и мазаринской свит на севере. Полное отсутствие отложений укшук-арвякской и мазаринской свит к югу от этого разлома исследователь объяснял глубоким «предакбиикским» размывом.

Несколько иное представление сложилось у нас при изучении отложений акбиикской, мазаринской и укшук-арвякской свит в районах северной и центральной части хребта Урал-Тау.

Проследившая полосу распространения пород акбиикской свиты с юга из бассейна р. Сакмары на север в сторону г. Белорецка, мы отмечали участками постепенное, участками резкое увеличение роли кварцитов и

кварцито-песчаников при одновременном снижении количества прослоев сланцев и уменьшении их мощности. На широте хребта Крака кварциты являются доминирующими в разрезе акбиикской свиты, среди них появляются линзы и прослои конгломератов. Судя по геологической карте Д. Г. Ожиганова, эта часть разреза древних толщ принадлежит уже к укшук-арвякской свите. Появляющиеся же несколько севернее гравийные гнейсовидные сланцы и эффузивы в нижней части укшук-арвякской свиты соответствуют мазаринской свите.

Однако тесная пространственная взаимосвязанность отложений акбиикской, укшук-арвякской и мазаринской свит не вызывает сомнения. Налицо ярко выраженный фациальный переход отложений (условно снимаем метаморфизм) глинистого, песчано-глинистого состава на юге хребта в отложения существенно песчаниковые и гравийно-галечниковые на севере. Породы акбиикской и укшук-арвякской свит близки по своему начальному литологическому составу. Различие заключается в увеличении зернистости рассматриваемых осадочных отложений в северной части хребта по сравнению с южными его районами. Что касается отложений мазаринской свиты, то по составу слагающих ее пород она не похожа ни на одну из свит метаморфического комплекса Урал-Тау. В первичном неметаморфизованном виде эти отложения представляли собой неравномернозернистые песчаники грауваккового типа, переслаивающиеся в подчиненном количестве с кварцевыми песчаниками, гравийно-галечными образованиями и прослоями основных эффузивов. Формирование этих отложений происходило в особых условиях быстро прогибающегося геосинклинального трога, источником питания которого являлись поднятия современного восточного склона Урала. Как и отложения акбиикской свиты южных районов хребта, породы мазаринской свиты залегают выше курташских кварцитов, перекрывая последние трансгрессивно. Переход отложений мазаринской и укшук-арвякской свит постепенный. Столь же плавное фациальное замещение происходит в мазаринской свите в южном направлении при переходе ее в заведомо известные породы акбиикской свиты.

Приведенные нами факты позволяют утверждать, что породы укшук-арвякской и мазаринской свит Тирлянского и Белорецкого районов Башкирии и акбиикской свиты южных районов хребта являются единым фациально неустойчивым кварцито-конгломерато-сланцевым комплексом пород одинакового стратиграфического положения, а следовательно, и одинакового возрастного значения. Близкой точки зрения на сопоставление отложений укшук-арвякской, мазаринской и акбиикской свит придерживаются Ю. Д. Смирнов и А. И. Кукушкин (1960). Правда, эти авторы несколько иначе датируют возраст рассматриваемых свит, считая, что он может быть определен в промежутке от кембрия до среднего и верхнего ордовика.

В настоящей работе мы опишем рассматриваемые отложения под единым названием акбиикской свиты.

Поскольку в районах к северу от широты хребта Крака двухчленное строение акбиикской свиты весьма отчетливо, мы опишем разрез ее в двух разделах, сохранив за нижней частью название мазаринской, а за верхней — укшук-арвякской подсвит.

**М а з а р и н с к а я п о д с в и т а.** Ее отложения особенно широко распространены на северном погружении хребта Урал-Тау. Подсвита типично выражена в районе дер. Кирыбинское, а также по рекам Городской Ключ, Вишневый, Мазара, Уткаль и др. В районе дер. Кирыбинское отложения подсвиты слагают как сводовую часть антиклинория, так и оба его крыла. В южном направлении полоса отложений мазаринской подсвиты постепенно смещается на западное крыло антиклинория Урал-Тау и в Тирлянском районе совпадает с орографической осью собственно

водораздельного хребта. Далее на юге рассматриваемые образования постепенно утрачивают свои отличительные признаки и в бассейне верхнего течения р. Каги переходят по простираению в отложения нерасчлененной акбиикской свиты.

Мазаринская подсвита сложена в основном гнейсовидными очковыми сланцами, реже конгломератами, кварцитами, измененными эффузивами. Наиболее типичными и преобладающими породами являются гнейсовидные сланцы очень характерного внешнего облика, резко отличающего их от каких бы то ни было пород разреза древних свит хребта Урал-Тау.

Гнейсовидные сланцы обладают серой, зеленовато-серой окраской преимущественно темных тонов, массивной или сланцеватой текстурой и лепидобластовой или лепидогранобластовой структурой. Для большинства разновидностей этих пород очень характерна очковая или бластопорфировая текстура. Бластопорфировые выделения представлены полуокатанными изометричными зернами прозрачного кварца и светлого полевого шпата. Отдельные обломки этих пород достигают 3—4 мм, составляя до 20—30% объема породы. Основная масса гравийных сланцев состоит из агрегата кварца, полевого шпата, эпидота, мусковита, серицита, биотита, хлорита, амфибола (роговая обманка, редко глаукофан) и рудных минералов.

Кварц и полевой шпат вкрапленников присутствуют, как правило, в равных количествах. В основной же массе кварц преобладает над полевым шпатом, образуя сложные, прихотливые по своей форме, зерна, часто концентрирующиеся в цепочки.

Полевые шпаты представлены альбитом, альбит-олигоклазом, андезином. Часто можно видеть замещение полевых шпатов агрегатом альбита, кварца, мусковита и иногда эпидота. Мелкие зерна полевого шпата порой полностью замещены эпидотом.

Мусковит, биотит и хлорит обычно встречаются совместно. Они образуют как агрегатные скопления, так и сплошные полосы, вытянутые в одном направлении согласно сланцеватости. Вблизи крупных обломков полевого шпата и кварца чешуйчатые минералы окаймляют их, обуславливая очковую текстуру породы. Биотит почти всегда переходит в хлорит (пеннин), однако изредка встречаются и нехлоритизированные разности.

Амфиболы представлены актинолитом и глаукофаном. Эти минералы образуют удлиненные, шестоватые кристаллы, присутствующие преимущественно в основной массе. Изредка они образуют порфиробласты.

Кроме описанных минералов в некоторых разновидностях гравийных сланцев присутствует карбонат. Из числа аксессуарных характерны: ильменит, турмалин, магнетит. Встречаются также крупные кристаллы сфена, сохранившего скелетные очертания титанистого железняка, за счет которого он образовался.

Гнейсовидные сланцы отчетливо слоисты с толщиной слоев в несколько дециметров. В некоторых обнажениях наблюдается ритмичное строение пластов с грубозернистым сложением в нижней части слоя (начало ритма) и более тонкозернистым — в верхней.

Тонкозернистые листоватые сланцы отличаются от описанных выше разностей лишь отсутствием порфиробластовых включений и повышенной ролью слюдястых минералов.

Нижеприведенное описание обнажения в районе верхнего течения р. Кужа-Байда иллюстрирует характер ритмичности и тип наслоения гравийных сланцев мазаринской подсвиты (снизу).

1. Сланец эпидото-хлорито-полевошпато-кварцевый, серого цвета, грубозернистый, с крупными, до 2—3 мм, бластопорфировыми вкрапленниками округлой формы, представленными кварцем и полевым шпатом. Мощность слоя 0,5 м.

2. Сланец хлорито-мусковито-полевошпато-кварцевый, зеленовато-серого цвета, плитчатый, тонкополосчатый. Мощность 0,25 м.

3. Сланец, аналогичный сланцу слоя 1. Порода имеет синий оттенок. Вверх по разрезу величина бластопорфировых включений уменьшается. Мощность 0,7 м.

4. Сланец тонколистоватый, зеленовато-серого цвета, мягкий. С нижележащим слоем связан постепенным переходом. Мощность 0,10 м.

5. Сланец гравийный, аналогичный сланцу слоя 1. Мощность 0,5 м.

6. Сланец хлорито-полевошпато-мусковитовый, светло-серой окраски, мягкий, тонколистоватый, полосчатый за счет послойной концентрации полевого шпата и кварца среди чешуйчатых минералов. С нижележащим слоем связан постепенным переходом. Мощность 0,3 м.

7. Сланец гравийный, грубозернистый, аналогичный сланцу слоя 1. С нижележащим слоем имеет резкую границу. Мощность 0,75 м.

8. Сланец, аналогичный сланцу слоя 2. С нижележащими породами связан постепенным переходом. Мощность 0,4 м.

При отмеченном разнообразии слагающих обнажение пород во всех описанных слоях отмечаются все вышеперечисленные порообразующие минералы, присутствующие в различных процентных соотношениях.

Среди гнейсовидных сланцев встречаются светло-серые мусковито-кварцевые сланцы, а также пласты мономинеральных, часто рассланцованных кварцитов. Эти породы всегда содержат небольшое количество биотита и рудного минерала. В сланцах присутствуют полевой шпат и эпидот. Мощность прослоев мусковито-кварцевых сланцев 0,5—0,7 м, иногда 2—3 м, кварцитов — 0,5—1,5 м. Конгломераты, наряду с гнейсовидными сланцами, являются характерными породами, участвующими в строении мазаринской подсытки. Они имеют широкое распространение в Кирябинском и Тирлянском районах по ручьям Вишневому, Теронак, Городской Ключ, рекам Мазаре, Уткаль, на горе Барангул и т. д.

Положение конгломератов в разрезе мазаринской подсытки, их состав и прочие особенности мы приведем в описании отрезка маршрута по р. Уткаль Западный (с востока на запад; снизу вверх).

В 400 м северо-западнее развалин хут. Кизил-Таш, на правом берегу р. Уткаль, у места впадения в него небольшого притока, отделяющего отложения мазаринской подсытки от подстилающей ее курташской свиты, в крупных скальных выходах, разобренных небольшими задернованными участками, обнажаются гнейсовидные гравийные сланцы.

В интервале 300 м вниз по правому берегу р. Уткаль развиты гнейсовидные сланцы преимущественно грубозернистого сложения, с величиной обломков 2—4 м. Эти породы переслаиваются между собою пластами мощностью 0,7—1 м. Пласты разделены тонкими пропластками существенно слюдястых сланцев того же состава.

Азимут падения  $300^\circ$ ,  $\angle$  50—70°.

Далее на запад, в интервале 250 м вдоль правого борта р. Уткаль крупнозернистые разности гнейсовидных сланцев постепенно сменяются мелкозернистыми и существенно слюдястыми разностями тех же пород.

Задернованное пространство 60 м.

В 600 м к западу от предыдущего обнажения в скальном выходе обнажаются гнейсовидные сланцы с прослоями и линзами конгломератов.

1. В нижней части обнажения порода состоит из грубозернистого обломочного материала, внешне напоминающего плохо отсортированную брекчию. В составе породы основную роль играют обломки кварца, реже полевого шпата, цементированных мусковито-кварцевым цементом. Мощность 3 м.

2. Вверх по разрезу брекчированные породы постепенно переходят в обычные грубозернистые гнейсовидные сланцы. Мощность 0,5 м.

3. Гнейсовидные сланцы резко сменяются глыбовыми конгломератами.



Среди встречающейся гальки пород основную роль играет молочно-белый кварц и кварцит, по составу очень близкий кварцитам курташской свиты. В единичных случаях были отмечены гальки графитизированных кварцитов и сланцев, а также зеленокаменных пород.

Галька конгломератов хорошо окатана. Размер ее чрезвычайно разнообразен. Отдельные валуны достигают 30 см, обычно же средний размер обломков не превышает 10 см и, как правило, они располагаются в породе таким образом, что длинные оси их ориентированы согласно слоистости пород. Галечный материал то сгружен в отдельных участках, составляя до 50—70% общего объема породы, то разбросан по всему пласту в виде своеобразных «вкрапленников». Цемент конгломерата по своему составу напоминает гнейсовидные сланцы, но с большим содержанием обломков кварца.

Вверх по разрезу количество галечного материала постепенно убывает. Мощность слоя 70 м.

Далее на запад 25 м задерновано.

Последующий интервал в 100 м слагают гнейсовидные сланцы, напоминающие породы, описанные в предыдущем обнажении. В отличие от последних в рассматриваемых породах падает роль полевых шпатов и более значительное место в их составе получает кварц.

Далее на протяжении 120 м на запад в породах встречающихся обнажений содержание полевого шпата и сопутствующих ему минералов — эпидота, актинолита и других — еще больше уменьшается. Гнейсовидные сланцы теряют основные свои признаки петрографического состава, внешнего облика и постепенно переходят в аркозовые кварциты. Эти породы обладают грубослоистым сложением, светло-серой окраской, гранобластовой либо псефито-псаммитовой структурой. Встречаются прослои мелкогалечного материала, в составе обломков которого преобладают кварц и кварциты.

Породы этого интервала следует рассматривать как переходные к вышележащей укшук-арвякской подсвите акбиикской свиты.

Мощность мазаринской подсвиты по р. Уткаль 350-400 м. В северном направлении мощность отложений постепенно увеличивается и в Тирлянском районе достигает 1000 м. Здесь эти образования были описаны А. И. Ивановым в составе нижней толщи так называемой аршинской серии.

Еще далее на север, в районе дер. Кирыбинское, где отложения мазаринской подсвиты были описаны Г. А. Ленных под именем кирыбинской свиты, мощность слагающих ее пород еще более увеличивается и достигает 1200 м. Одновременно возрастает значение эффузивов среднего, основного состава и их туфов. Эти породы сильно изменены, амфиболитизированы, хлоритизированы.

Укшук-арвякская подсвита. Верхняя часть акбиикской свиты, которую мы условно рассматриваем от широты хребта Южного Крака на север как верхнюю подсвиту акбиикской свиты, представлена в основном кварцитами, конгломератами, реже сланцами. В отдельных разрезах, например в Тирлянском районе, величина обломочного материала падает, и толща представлена преимущественно сланцами с подчиненными слоями кварцитов.

Описание толщи удобно начать с северных районов.

На широте дер. Кирыбинское укшук-арвякская подсвита образует узкую плохо обнаженную полосу вдоль западного крыла Уралтауского антиклинория. Верхняя часть ее в этом районе срезана древним тектоническим надвигом, ограничивающим отложения хребта Урал-Тау от «немых» свит Башкирского антиклинория.

В разрозненных обнажениях к востоку от дер. Новохусаиново основными преваляющими породами подсвиты являются кварциты. Им под-

чинены хлорито-мусковито-кварцевые сланцы. Кварциты образуют пласты до 10—15 м мощности. Иногда они хорошо прослеживаются по холмикам и грядам положительных форм рельефа, протягивающимся согласно общему простиранию пород.

Кварциты обладают белой, желтовато-серой, серой окраской, гранобластовой, гетеробластовой структурой. Они почти полностью состоят из зерен кварца, соприкасающихся между собой плавными заливообразными, реже зубчатыми краями. В подчиненном количестве в породе встречаются мусковит, серицит, хлорит. Роль чешуйчатых минералов в рассланцованных разностях увеличивается и, по сути дела, эти породы являются переходными к сланцам. Как в сланцах, так и в кварцитах, встречаются обломки микроклина, полевого шпата, мусковита, биотита.

Сланцы мусковито- (серицито-)кварцевые, хлорито-мусковито-кварцевые серого, зеленовато-серого цвета с лепидобластовой структурой, сланцевой, реже полосчатой текстурой. В их составе преобладает кварц (70—80%), и в различных количественных соотношениях присутствуют чешуйчатые минералы, образующие сплошные прослои или линзовидные скопления, вытянутые в одном направлении в общей гранобластовой массе микрозернистого кварца. Акцессорные минералы: турмалин, апатит, магнетит.

В южном направлении полоса отложений подсвиты значительно расширяется. Несколько улучшается обнаженность. На широте Тирлянской синклинали, в ряде разрезов левых притоков р. Белой удается восстановить довольно полное представление о составе и характере строения подсвиты.

Разрез верхней подсвиты акбикской свиты по ручью Вишневому начинается в 4 км от его устья на восток. Здесь справа в ручей Вишневый впадает небольшой приток. Долина этого притока отделяет нижнюю мазаринскую подсвиту от верхней укшук-арвякской, и контакт между ними не обнажен.

1. В основании подсвиты залегают серицито-хлорито-кварцевые, серицито-кварцевые, мусковито-хлорито-кварцевые сланцы с плейчатой-полосчатой, сланцевой текстурой. В подчиненном количестве встречаются маломощные прослои светлых кварцитов и кварцито-песчаников. Видимая мощность 300 м.

2. Равномерное переслаивание сланцев, кварцитов и кварцито-песчаников, аналогичных породам слоя 1.

Толщина слоев сланцев достигает 2—5 см, в то время как кварцитов — лишь 0,5—1,5 см. Встречаются, однако, прослои кварцитов мощностью до 0,2—0,3 м. В верхней части описываемого интервала (в западном направлении) количество прослоев кварцитов увеличивается. Видимая мощность 1250 м.

3. Толща кварцитов и кварцито-песчаников с прослоями сланцев. Породы переслаиваются пластами различной мощности, не превышающей 2—3 м. В верхней части толщи вновь преобладают серицито-хлорито-кварцевые сланцы.

Породы интенсивно смяты в систему мелких складок вплоть до плейчатости. Складки, как правило, дисгармоничные и запрокинуты на восток к осевой части антиклинория. Трещины кливажа пересекают слоистость пород под различными углами, имея общее направление падения на запад под углом 60—80°.

4. Разрез по ручью Вишневому завершается пачкой серых, зеленовато-серых, плитчатых песчаников и кварцитов, с подчиненными прослоями серицито-мусковито-кварцевых, серицито-кварцевых, серицито-хлорито-кварцевых сланцев. Мощность прослоев песчаников достигает 2—3 м, в то время как сланцы присутствуют прослоями, толщина которых не превышает нескольких дециметров.

В отличие от нижележащего слоя рассматриваемые песчаники залегают спокойно, падая моноклинально на запад-северо-запад под углом 30—50°. Мощность 120 м.

Отложения укшук-арьякской подсвиты Тирлянского района, как видно на примере разреза ручья Вишневого, в значительно большей мере содержат тонкозернистые сланцевые породы в сравнении с северными районами распространения подсвиты.

Исследователь, изучающий отложения укшук-арьякской подсвиты этого района, практически не отличит их от отложений акбиикской свиты южных районов, представленных в разрезах рек Бутурус, Баракал-Тиль, Кане, Бетере, Курку-Тау. Тот же общий облик пород, идентичность петрографического состава, сходный тип переслаивания, практически неизменный количественный и качественный состав аксессуарных минералов и, что очень характерно, исключительно высокая плоччатость, гофрированность пород — все это лишний раз свидетельствует об одновозрастности рассматриваемых отложений в северной и южной частях хребта Урал-Тау.

Но возвратимся к разрезу по ручью Вишневому. В 1959 г. А. И. Олли и В. А. Романов (1959) опубликовали статью, в которой приводят описание углового несогласия в основании песчаников слоя 4. Авторы считают, что в пользу этого заключения свидетельствуют: а) различная дислоцированность песчаников и подстилающих их сланцевых пород; б) присутствие конгломератов в основании пачки песчаников; в) различие в простираении и углах падения пород слоев 4 и 3 и т. д. К сожалению, непосредственное изучение этого обнажения в разрезе ручья Вишневого не дает однозначного и безоговорочного решения в пользу углового несогласия в основании пачки песчаников, венчающих укшук-арьякскую подсвиту. Повидимому, исчерпывающие данные по этому вопросу можно будет получить лишь при проведении в районе детальной геологической съемки.

К югу от Тирлянского района в укшук-арьякской подсвите вновь отмечается увеличение прослоев кварцитов и общее повышение грубозернистости слагающих ее отложений. На широте г. Белорецка по ручью Укшук сланцы встречаются лишь редкими прослоями. Основу пород подсвиты составляют здесь кварциты, аналогичные описанным в Кирябинском районе.

На горе Арвяк и ее отрогах, а также по тракту Белорецк — Верхнеуральск в отложениях рассматриваемой подсвиты отмечены конгломераты. Они приурочены к различным горизонтам и являются внутриформационными образованиями. Залежи конгломератов достигают мощности нескольких метров и имеют неправильную линзовидную форму. Галька их состоит из хорошо окатанных обломков молочно-белого кварца, кварцита, изредка встречаются мелкие обломки слюдяно-кварцевых, графитовых и зеленых сланцев. Размер отдельных валунов достигает более полуметра, средний размер гальки 6—7 см. Как и в нижележащей подсвите, расположение гальки изменчиво. Она то образует сгруженные линзовидные залежи, тесно прилегая друг к другу, то «вкраплена» единичными обломками в цементирующую массу. Последняя представлена кварцитом гетеробластовой структуры, слагаемой кварцем, мусковитом, серицитом, изредка биотитом, рудными минералами и серицитизированными полевыми шпатами.

До широты р. Суваняк преобладающими породами верхней части разреза свиты являются кварциты. По р. Мате Д. Г. Ожигановым (1957) отмечен в отложениях укшук-арьякской подсвиты прослой зеленокаменных пород, состоящих из актинолита, эпидота, роговой обманки и хлорита.

Мощность укшук-арьякской подсвиты достигает 1000 м.

Таким образом, если исключить из рассмотрения отложения мазаринской подсвиты, то состав акбиикской свиты вдоль всего западного склона

хребта Урал-Тау отличается сравнительно простым и постоянным набором пород. Это кварциты, кварцито-песчаники, конгломераты и сланцы, переслаивающиеся между собой в различных количественных соотношениях. Лишь в меридиональном отрезке хребта Урал-Тау от широты г. Белорецка до р. Суваняк отмечается резкое преобладание в составе акбиикской свиты грубозернистых кварцитов и конгломератов. Эти отложения представляют собой гигантскую линзу, протяженностью более 100 км.

Мазаринская подсвита распространена лишь в северной части хребта и представлена своеобразными осадочно-вулканогенными породами иного фациального состава.

Степень метаморфизма пород акбиикской свиты неравномерна: в южных и северных районах хребта породы метаморфизованы несколько интенсивнее, чем в центральных. В целом характерны минеральные ассоциации: хлорит + кварц; серицит + хлорит + кварц; биотит + хлорит + кварц; хлорит + эпидот + альбит + кварц. Из акцессорных минералов встречаются турмалин, апатит, рутил, магнетит. Типичными для пород являются гранобластовая, лепидогранобластовая, микролепидобластовая, бластопорфировая структуры. Преобладают полосчатые, полосчато-сланцевые, плитчато-полосчатые, реже массивные текстуры. Реликты первичных структур эффузивных и терригенных пород сохраняются очень редко и отмечаются лишь в центральных частях хребта Урал-Тау.

### *Белекейская свита*

Отложения белекейской свиты во всех отмеченных случаях связаны с породами акбиикской свиты постепенным переходом. Территориально белекейская свита развита узкой полосой вдоль западного склона хребта Урал-Тау.

В южном погружении антиклинория Урал-Тау по р. Большой Каяле свита представлена глинисто-кремнистыми, кремнисто-глинистыми листоватыми филлитами, филлитизированными сланцами с прослоями диабазов и туфов и реже — метаморфизованных кислых эффузивов.

Филлиты тонкорассланцованы, окрашены в зеленый, серый, вишневый цвета. Они обладают blastopelitic, blastoalevrolitic структурой и полосчато-сланцевой, реже массивной текстурой. В составе их преобладают глинистое вещество, кварц, хлорит, серицит, альбит, редко встречается биотит, эпидот и актинолит. Из акцессорных минералов присутствует турмалин.

Филлитизированные глинисто-хлорито-кварцевые и серицито-хлорито-кварцевые сланцы отличаются светлой окраской и более грубым строением с микролепидобластовой и лепидогранобластовой структурой. В составе их, кроме кварца, альбита, хлорита и серицита, часто присутствуют глинистое вещество, кальцит и актинолит.

Диабазы обычно сильно хлоритизированы, зеленовато-серые, с массивным строением и реликтами пойкилоофитовой структуры.

Метаморфизованные эффузивы кислого состава представлены массивными светлоокрашенными породами, иногда с брекчиевидной текстурой.

По р. Каяле разрез белекейской свиты начинается в 500—600 м севернее пересечения дороги из дер. Ижберды в дер. Узембаево с р. Каялой, где выделяются три толщи (Шарфман и Горохов, 1963).

1. В основании залегают тонкорассланцованные филлиты, переслаивающиеся с филлитизированными глинисто-хлорито-кварцевыми и серицито-хлорито-кварцевыми сланцами. Очень редко встречаются прослои кварцитов, а в верхах толщи туфы диабазов. Мощность 400 м.

2. Стратиграфически выше наблюдаются тонколистоватые филлиты вишневой окраски. Мощность 150 м.

3. Заканчивается разрез толщей переслаивания филлитизированных сланцев с сильно метаморфизованными основными и реже кислыми эффузивами. Мощность 80 м.

Суммарная мощность белекейской свиты по р. Большой Каяле 600 м.

В западном направлении мощность белекейской свиты значительно сокращается за счет более позднего размыва в нижнепалеозойское время и в разрезе по р. Сухойташке достигает всего 250—300 м. Еще далее на северо-запад отложения белекейской свиты полностью исчезают из разреза суванянской серии, будучи размытыми одной из раннепалеозойских трансгрессий.

Вновь отложения белекейской свиты появляются несколько севернее верховьев р. Катралы и прослеживаются до широты хребта Южного Крака в виде полосы, шириною 1—8 км.

В этом районе белекейская свита на всем своем протяжении сложена монотонно переслаивающимися вишневыми, зеленовато-серыми, фиолетово-серыми, полосчатыми филлитами. Редко среди них встречаются прослои светло-серых кварцито-песчаников, мощность которых не превышает 0,2—0,5 м. В некоторых районах хребта Урал-Тау в верхней части разреза белекейской свиты встречаются кремнистые сланцы, а в отдельных пачках нижней части имеются маломощные (1—3 см) прослои очень мелкозернистых кварцито-песчаников.

Значительное огрубение состава белекейской свиты наблюдается в северных районах ее развития по мере приближения к массивам гор Крака. Роль кварцитов и кварцито-песчаников в этих районах заметно возрастает.

В 1959 г. нами было описано небольшое обнажение по р. Кане в 5 км к востоку от с. Кананикольское, дающее представление о характере переслаивания и составе пород белекейской свиты в этом районе (с запада на восток, сверху вниз).

1. Сланец филлитовый, вишнево-серого цвета, переслаивающийся с мелкозернистыми голубовато-серыми кварцитами, мощностью 1—4 см. Мощность 3 м.

2. Кварцито-песчаник мелкозернистый, зеленовато-серого цвета. Мощность 0,05 м.

3. Тонкое переслаивание вишнево-серых филлитов с тонкозернистыми кварцито-песчаниками голубовато-серого цвета. Мощность 1 м.

4. Кварцито-песчаник мелкозернистый. В состав породы входит кварц (90%), встречаются также полевой шпат, хлорит, турмалин, окатанные зерна циркона, рутил, рудный минерал. Мощность 0,05 м.

5. Тонкое переслаивание вишнево-серых филлитов с тонкозернистыми кварцито-песчаниками голубовато-серого цвета. Мощность 0,15 м.

6. Мелкозернистые кварцито-песчаники, зеленовато-серого цвета. Мощность 0,15 м.

7. Тонкое переслаивание филлитов и кварцито-песчаников, подобное переслаиванию пород слоя 5. Мощность 4 м.

Мощность белекейской свиты западного крыла антиклинория Урал-Тау колеблется, достигая максимально 600 м.

На широте хребта Южного Крака отложения белекейской свиты полностью размыты, и севернее упомянутого пункта породы палеозоя с глубоким размывом залегают на верхних горизонтах акбиинской свиты.

Породами белекейской свиты завершается разрез суванянской серии.

Максимальная суммарная мощность суванянской серии составляет 3000 м.

Для пород суванянской серии характерны более низкотемпературные стадии метаморфизма, чем для нижележащих образований. Стадия метаморфизма в условиях фации зеленых сланцев, проявившаяся в отложениях максютовской серии как вторая — регрессивная, для суванянской

явилась прогрессивной, выразившейся в образовании хлорита, альбита, мусковита, биотита и как исключение граната в кварцитах и сланцах курташской свиты. Породы верхней подсвиты курташской свиты помимо того несут на себе следы более низкотемпературной стадии метаморфизма. Эта стадия характеризуется развитием микрочешуйчатых хлорита и серицита и микрозернистого кварца, а также образованием сагенитовых решеток в хлорите пород дегтярской подсвиты курташской свиты.

Таким образом, для пород суванякской серии устанавливаются две стадии метаморфизма: первая — в условиях фации зеленых сланцев, которая явилась прогрессивной для отложений курташской свиты, и вторая — в условиях фации филлитовых сланцев, проявившаяся в акбийской и белекейской свитах как прогрессивная, а в курташской — как регрессивная.

## НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Палеозойские образования, обрамляющие древние метаморфические толщи хребта Урал-Тау, чрезвычайно разнообразны по составу, возрасту, генетическому типу. На западном склоне к ним относятся преимущественно осадочные, реже — вулканогенные породы ордовика, силура и девона. На восточном — метаморфические толщи большей частью граничат с разновозрастными интрузиями гипербазитов, контролирующими зону Главного Уральского разлома, а также с эффузивно-осадочными толщами силура, реже — ордовика и карбона.

Осадочно-вулканогенные породы палеозоя отделены от метаморфических толщ позднего докембрия угловым несогласием и глубоким перерывом, соответствующим целой эпохе, а может быть, и более длительному отрезку времени. Они принадлежат к совершенно иному формационному ряду и несут на себе следы значительно меньшей степени метаморфизма.

Поскольку детальное описание палеозойских отложений, примыкающих к хребту Урал-Тау, не входит в задачу настоящей работы, мы упомянем лишь те из них, которые интересны с точки зрения состава, степени метаморфизма в сравнении с более древними отложениями. Особое внимание мы уделим стратиграфическим соотношениям палеонтологически охарактеризованных толщ с отложениями верхних горизонтов суванякской серии. Наиболее полно эти вопросы можно решить на западном склоне хребта, где метаморфические породы перекрываются песчано-сланцевыми образованиями ордовика и силура. Описанием отложений этого возраста мы и ограничимся в данном разделе.

## Ордовик

Ордовикские образования являются наиболее древними, палеонтологически охарактеризованными породами палеозоя, перекрывающими немые метаморфические толщи хребта Урал-Тау. До недавнего времени образования этого возраста наиболее полно были описаны лишь Д. Г. Ожигановым (1955). Согласно представлению этого исследователя, разрез палеозойских толщ западного склона хребта Урал-Тау открывается так называемой уразинской свитой — свитой кварцевых и кварцитовидных песчаников. Возраст этой свиты определяется Д. Г. Ожигановым условно как ордовикский, на основании стратиграфического положения ниже бетринской сланцевой свиты силура, а также по сопоставлению ее с палеонтологически охарактеризованными кидрясовской, кураганской и покровской свитами Сакмарского поднятия. Д. Г. Ожиганов отмечал, что, может быть, отложения уразинской свиты окажутся в какой-то части и более древними, нежели ордовик.

Новейшие исследования, однако, показывают, что предлагаемые сопоставления, равно как и определение возраста уразинской свиты, не подтверждаются рядом конкретных геологических фактов. Так, в кидрясовской свите, по определению Е. В. Лермонтовой и А. Ф. Лесниковой (Войнова и др., 1941), содержатся формы, типичные для тремадокского яруса. В кураганской свите А. В. Ключихиным (1960) собраны граптолиты, из которых А. М. Обутом были определены формы, характерные для аренгского и ландейльского ярусов. Покровская же свита, относимая ранее В. Н. Павлиновым (1937) к ордовика, по данным Б. М. Келлера, содержит граптолиты силура. Таким образом, при принятом сопоставлении перечисленных свит с уразинской возраст ее следовало бы принять в широком диапазоне от ордовика до силура включительно.

Изучение ордовикских отложений, проведенное за последние годы автором, а также А. В. Ключихиным, А. И. Ивановым и другими, вдоль западного склона хребта Урал-Тау, значительно расширило наши представления о строении, составе рассматриваемых толщ и их соотношении с подстилающими метаморфическими образованиями.

Породы ордовика прослежены вдоль западной границы метаморфических толщ хребта Урал-Тау в виде прерывистой полосы, шириною до 1—2 км. На большей части площади распространения они обнажены крайне плохо. Отдельные скальные выходы или же фрагменты разреза можно видеть лишь в бортах некоторых рек широтного простирания (реки Суваняк, Сатла, Зилаир и др.). В районах же, где ордовикские свиты представлены сланцевой фацией, изучение их возможно лишь по искусственным выработкам. Тесная зависимость обнаженности толщ нижнего палеозоя от литологического состава их являлась длительное время причиной того, что в известных нам описаниях отложений ордовика перечислялись и характеризовались лишь прочные породы, образующие скальные выходы, такие, как песчаники, кварциты, бурые железняки и др. Мягкие же, неустойчивые к процессам выветривания сланцы при изучении исследователями не улавливались.

Сравнительно неплохой разрез ордовикских отложений был вскрыт в 1956—1957 гг. в 4 км к востоку от пос. Зилаир при строительстве тракта Зилаир — Баймак. Здесь с востока на запад (снизу вверх) обнажаются следующие породы.

1. Песчаник грубозернистый, участками гравийный. Порода светлого цвета, состоящая из зерен хорошо окатанного кварца, сцементированного серицито-кремнистым цементом типа выполнения пор. Участками роль цемента выполняют бурые гидроокислы железа. Преимущественно в этих разновидностях встречаются стебли морских лилий плохой сохранности, а также единичные кораллы, брахиоподы, мшанки из отряда *Cryptostomata*.

2. Далее на запад в интервале 40 м обнажается сланец глинистый малиново-красного, светло-коричневого цветов. С поверхности порода превращена в глину с мелкими зернами прозрачного кварца.

3. Сланец серицито-кварцевый серого цвета, грубозернистый. Мощность 4 м.

4. Песчаник кварцевый светло-серого цвета с красноватым оттенком, среднеплитчатый. Мощность 20 м.

5. Задерновано. В элювии — глины яркой окраски, аналогичные глинам слоя 2. Мощность около 9 м.

6. Кварцито-песчаник серого цвета, мелкозернистый. Порода с гранобластовой структурой, состоящая из зерен кварца (90%) и единичных зерен турмалина и рутила. Мощность 3 м.

7. Сланец, аналогичный сланцу слоя 3. Мощность 32 м.

8. Сланец, аналогичный сланцу слоя 2. Мощность 3 м.

9. Песчаник кварцевый, среднезернистый, светло-серого цвета, массивный. Мощность 5 м.

Истинная мощность всего разреза ордовика не превышает 120 м.

В южном направлении от широты пос. Зилаир мощность отложений ордовика заметно падает. В первую очередь резко сокращается роль песчаников и относительно увеличивается количество и мощность прослоев сланцев.

На широте дер. Анновки песчаники встречаются в виде незначительных линз и прослоев среди серых, вишневых, глинистых сланцев, аналогичных по составу слоям 2 и 3 вышеописанного разреза.

Далее на юг в обрывах широтного колена р. Зилаир (близ дер. Ибрагимово) ордовик представлен лишь песчаниками, которые слагают пласт мощностью в 60 м. Тонкоплитчатые песчаники ордовика падают моноклинально, либо образуют небольшие по амплитуде складки с общим наклоном зеркала складчатости на запад. Обнажающиеся в 5 м к востоку сланцы белекейской свиты, напротив, смяты в систему узких напряженных складок, повсеместно осложненных пloidчатостью. Непосредственный контакт между этими свитами закрыт элювиально-делювиальной щебенкой. Резкое различие, однако, в степени дислоцированности пород обеих свит и различие в степени метаморфизма дают основание утверждать наличие между ними не только стратиграфического, но и углового несогласия.

Далее на юг кварциты и кварцито-песчаники ордовика постепенно сокращаются в мощности, южнее широтного колена р. Сакмары они выпадают из разреза, и рифейские метаморфические толщи перекрыты отложениями силура.

В северном направлении от широты пос. Зилаир общий характер разреза ордовикских отложений постепенно меняется. Несколько большее значение приобретают грубозернистые песчаники с линзами бурых железняков в обнажениях рек Сатла и Майгашта. В ряде пунктов бурые железняки являлись в прошлом предметом разработки. В этом же направлении сокращается количество и мощность прослоев сланцев.

В верховьях р. Кувалат песчаники ордовика обнажаются по северному борту отдельными выходами на отрезке шириною до 50 м, а еще севернее на р. Кане они полностью отсутствуют.

Вновь песчаники появляются по р. Бетере, близ г. Арглыш, где мощность их не превышает 20 м.

Резко возрастает мощность рассматриваемых отложений севернее на горе Уразе. Здесь они представлены тремя пачками, каждая из которых достигает мощности 20—30 м. Песчаники разделены двух- и трехметровыми прослоями серых, зеленовато-серых и глинистых сланцев и алевролитов.

Интересен разрез ордовикских отложений по р. Суваняк. В 4 км выше дер. Байгузино на левом берегу упомянутой реки ордовик с резким угловым и азимутальным несогласием перекрывает отложения белекейской свиты. Азимут падения контакта  $280^\circ$ ,  $\angle 35^\circ$ .

Разрез ордовика начинается с небольшого по мощности пласта конгломератов (снизу).

1. Гравийный, мелкогалечный конгломерат с песчано-глинистым цементом. Порода состоит из мелких, плохо окатанных обломков, размером 1,5—2 см, в составе которых отмечены сланцы нижележащих свит, как-то: пloidчатые филлиты и серицито-кварцевые сланцы белекейской свиты, а также серицито-хлорито-кварцевые, мусковито-биотито-кварцевые сланцы, кварциты и другие породы более древних горизонтов разреза хребта Урал-Тау. Цемент песчаников серицито-хлорито-кварцевый с лепидогранобластовой структурой. Помимо породообразующих минералов в нем встречаются акцессории — монацит, рутил, турмалин, лейкоксен.



Как и в разрезе близ пос. Зилаир, в цементирующей серицито-кварцевой массе встречаются плохой сохранности остатки криноидей, гастропод, брахиопод и др.

В верхней части слоя размер гальки постепенно уменьшается и состав ее становится более устойчивым — существенно кварцевым. Мощность 0,4—0,5 м.

2. Песчаник кварцевый, светло-серого цвета, среднеплитчатый. Мощность 1,8 м.

3. Песчаник кварцитовидный, плитчатый, мелкозернистый, светло-серого, зеленоватого цвета. Порода содержит тонкие прослои серицито-кварцевых сланцев. Мощность 35 м.

4. Разрез завершает толща ритмичного чередования серых, зеленовато-серых, мелкозернистых, песчаных и глинистых сланцев темно-серой, серой окраски с зеленоватым оттенком. Чередование происходит прослоями мощностью от долей миллиметра, но чаще в пределах 10—25 см. Мощность 150 м.

К северу от описанного разреза песчаники ордовика известны в западном крыле Тирлянской синклинальной структуры, где они были выделены под названием тирлянской свиты.

Тирлянскую свиту слагают светло-серые кварцитовидные, кварцевые песчаники с мелкой кварцевой галькой или же с галькой метаморфических сланцев. Как и в вышеописанных случаях, в Тирлянском районе ордовикские отложения с угловым несогласием трансгрессивно перекрывают древние породы верхнего рифея.

Мы уже указывали на многочисленные находки окаменелостей в различных районах развития ордовикских отложений. В большинстве случаев все они оказываются плохой сохранности и определению не поддаются.

На р. Майгаште в 1957 г. нами был найден единственный экземпляр более или менее сохранившегося полипняка табулят. По мнению О. А. Андреевой, общий облик обнаруженной формы может отвечать возрасту не древнее верхнего ордовика.

Мшанка, обнаруженная нами в основании разреза ордовика по Зилаирскому тракту, была отнесена В. П. Нехорошевым к отряду *Criptostomata*. По его заключению, указанная форма не древнее среднего ордовика и не моложе силура.

В Тирлянском районе из сборов Н. И. Дингельштедта (1933) известны трилобиты ордовика *Pterigometopus* sp., *Homolichus* sp., *Chasmops* sp., *Asaphus* sp., а также *Pterigometopus veberi* Less., *Homotebus* sp., брахиоподы *Plaesiomys tenaicostata* Less., *P. semicircularis* Less., *Mylticostelila* (?) sp., гастроподы *Megalomphala* sp., *Lastenrilla* sp., *Eutomacnia* sp., *Holoporia* sp. Эта фауна в подавляющей своей части характерна для среднего и верхнего отделов ордовика.

Более древние осадочно-вулканогенные отложения ордовика известны в районе нижнего течения р. Большой Каялы, где они с резким несогласием перекрывают образования белекейской свиты. В основании описываемых отложений по р. Большой Каяле залегает небольшой горизонт до 20—30 м мощности кварцитовидных сланцев, выше которых следуют филлитизированные глинисто-кремнистые, серицито-хлорито-кварцевые сланцы с редкими прослоями кварцитов, аркозовых песчаников, а также туфов основного состава. Преобладающими породами разреза являются филлитизированные глинисто-кремнистые сланцы зеленовато-серой окраски, тонкорассланцованные с микролепидогранобластовой структурой. Они состоят из мелкозернистого кварца (50%), глинистого вещества и серицита. Из аксессуарных присутствует турмалин. Часто породы окрашены в черный цвет за счет примеси углистого вещества.

Серицито-хлорито-кварцевые сланцы отличаются зеленовато-серой окраской, микролепидогранобластовой структурой и полосчато-сланцевой

текстурой. Они состоят из кварца, хлорита, серицита и акцессорного минерала циркона.

Аркозовые песчаники обладают отчетливой бластопсаммитовой структурой, построенной на 80—90% из полуокатанных зерен кварца, альбита, кварцитовидных пород и акцессорных минералов сфена и циркона.

Прослой основных туфов почти полностью претерпели зеленокаменное перерождение с развитием вторичных минералов: хлорита, актинолита, карбонатов, эпидота. Мощность описываемых пород 700—750 м.

На водоразделе у дороги из с. Молоканского к р. Большой Каяле в прослое филлитизированного кремнисто-глинистого сланца В. С. Шарфманом был найден граптолит *Dictyonema* sp. indet, который, по заключению А. М. Обути, соответствует подобной форме из кидрясовской свиты тремадока западного склона Южного Урала.

В. С. Шарфман указывает также, что рассматриваемые отложения в районе Орь-Илекского водораздела перекрываются породами кураганской свиты, содержащими в своих нижних горизонтах также фауну тремадокского яруса. На основании перечисленных фактов тремадокский возраст толщи пород, перекрывающей филлитовые сланцы белекейской свиты, на юге Уралтауского антиклинория не вызывает сомнений.

## Силур

Силурийские отложения западного склона хребта Урал-Тау распространены несколько шире отложений ордовика. Они прослеживаются прерывистой полосой шириной 1,5—2 км от южного окончания хребта Урал-Тау на север до широты г. Белорецка и известны также в обоих крыльях Тирлянской синклинали. Наибольшим же распространением силурийские образования пользуются в Сакмарском поднятии хребта Шайтан-Тау и на хребте Крака.

Весьма полно и типично рассматриваемые образования представлены в естественных разрезах рек Кувалта, Каны, Курку-Тау, Бетере, Суваняк и др. В этих районах состав и строение силурийских толщ приблизительно одинаковы.

В разрезе р. Суваняк, в 3,5 км выше дер. Байгазино, над толщей переслаивания ордовика залегают черные углистые, углисто-глинистые и глинисто-кремнистые сланцы с редкими прослоями зеленовато-серых песчаников, представляющих типичные отложения силура. Контакт силурийских и ордовикских толщ закрыт элювиально-делювиальной щебенкой. Общее впечатление таково, что соотношение между толщами согласное. Однако к северу и к югу от этого пункта образования силура трансгрессивно перекрывают филлитовые сланцы белекейской свиты. Аналогичное выпадение ордовика из разреза нижнепалеозойских толщ известно в восточном крыле Тирлянской синклинали и в ряде других мест. Это дает право предполагать, что отложению пород силура предшествовал перерыв в осадконакоплении и, по-видимому, последовавшая затем трансгрессия значительно превышала площадь распространения образований ордовика.

Южнее по р. Бетере толщи силура соприкасаются с метаморфическими породами по линии тектонического контакта.

В углистых сланцах верхней части разреза силура этого района А. В. Буряченко и А. В. Ключихиным (Ключихин, 1960) были собраны: *Retiolites angustidens* (Elles et Wood), *Monagraptus* aff. *paudus* (Lapworth), *Oktavites spiralis* (Geiniz), *Monoclimacis* sp. indet. По заключению А. М. Обути, этот комплекс граптолитов позволяет относить углисто-глинистые сланцы к отложениям нижнего венлока (зона *Oktavites spiralis*). Самые нижние части описанного разреза, возможно, будут соответствовать ландовери.

Далее на юг, в разрезе рек Каны и Кувалат, наряду с вышеописанными породами появляются диабазы, диабазовые порфириды.

Южнее в центральных районах хребта Урал-Тау силурийские отложения, по-видимому, отсутствуют. Ордовикские, а порой и рифейские толщи перекрыты более молодыми песчано-сланцевыми породами девона (зилаирская свита). В основании последних обычно залегают кремнистые сланцы, фтаныты, переслаивающиеся с полимиктовыми, граувакковыми песчаниками. Эту базальную пачку зилаирской свиты часто принимают за отложения силура (Ожиганов, 1955<sub>2</sub>; Ключихин, 1960).

На южном замыкании антиклинория хребта Урал-Тау стратиграфия силурийских отложений не совсем ясна. По рекам Сухоташке, Катрале и в ряде других разрезов, посещенных автором, непосредственно выше метаморфических образований западного склона хребта Урал-Тау залегает осадочно-вулканогенная толща пород, сходная по литологическому составу с описанными выше силурийскими отложениями, а также с силуром Сакмарского поднятия. На этом основании силурийский возраст описываемых толщ был принят нами условно, а контур их на прилагаемой геологической карте показан в соответствии с контурами силура геологических карт Ю. Д. Смирнова, А. В. Ключихина, В. С. Шарфмана.

На восточном склоне, как мы отмечали, метаморфические толщи хребта Урал-Тау контактируют с гипербазитами Главного Уральского разлома. Лишь участками на метаморфизованные толщи максютовской серии трансгрессивно налегают вулканогенно-осадочные толщи силура. Преимущественную роль среди этих отложений играют диабазы, диабазовые порфириды, пироксен-плагиоклазовые порфириды, туфы перечисленных лавовых образований, а также яшмы, кремнисто-глинистые, глинистые, углисто-глинистые сланцы.

Близ дер. Ивановки в углисто-кремнистых сланцах В. С. Шарфман собрал в 1959 г. коллекцию граптолитов, по определению А. М. Обути относящихся к уинлок-лудлоускому ярусу силурийской системы. Мощность силура западного склона хребта не превышает 150 м.

К востоку от зоны разлома широко распространены вулканогенно-осадочные толщи как силура, так и более молодого возраста. Эти отложения строят западный борт Магнитогорского синклиория.

## ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ ХРЕБТА УРАЛ-ТАУ

Проблема возраста метаморфических толщ хребта Урал-Тау является одной из сложнейших в геологии Урала. Решение ее связано с рядом трудностей и в первую очередь с отсутствием каких-либо прямых указаний (палеонтологических остатков) на возраст отмеченных отложений, глубоким их метаморфизмом, сложностью тектоники и т. д. Все это и явилось причиной самых разнообразных представлений о возрасте метаморфических толщ хребта. Так, например, верхние свиты суванянской серии — акбиинскую и белекейскую (кайлинскую) — одни исследователи относят к ордовика (Смирнов и Кукушкин, 1960; Львов, 1958<sub>2</sub>), другие к кембрию или эокембрию (Воинова и др., 1941; Херасков и Милановский, 1953; Ожиганов, 1957), наконец, третьи — к рифею, верхнему протерозою (Шатский, 1945; Гарань, 1960; Олли и Романов, 1960; Горохов, 1962<sub>2</sub>). В сводной легенде Урала возраст акбиинской и белекейской свит рассматривается в широком диапазоне от протерозоя до кембрия с индексом Cm/Pt.

Столь же разнообразны взгляды геологов на возраст более глубоких горизонтов разреза метаморфических толщ хребта Урал-Тау.

Серьезные коррективы, внесенные за последние годы в стратиграфическую схему Урал-Тау, позволяют заново пересмотреть и возраст слагающих его отложений.

Многочисленные находки окаменелостей всех отделов ордовика в осадочных отложениях как на западном склоне хребта, так и в южной его части, глубокий перерыв и угловое несогласие в основании этих толщ практически определяют доордовикский возраст метаморфических образований<sup>1</sup>. Предордовикский перерыв, по мнению большинства геологов, Южного Урала на хребте Урал-Тау был весьма длительным. В зависимости от установления временного значения этого перерыва принципиально решается вопрос о том, относятся ли метаморфические толщи целиком к докембрию или же верхние горизонты их могут иметь кембрийский возраст. Для решения этого вопроса мы вынуждены обратиться к районам, где были бы известны породы как кембрия, так и докембрия и их соотношения.

Достоверные, палеонтологически охарактеризованные отложения нижнего кембрия на Южном Урале известны практически в двух пунктах: это тереклинские известняки Сакмарского поднятия, в среднем течении р. Кураган, и археоциатовые известняки р. Санарки (Мамаев, 1961). Последний пункт находится далеко на восточном склоне Урала, что же касается Сакмарского поднятия, то оно непосредственно примыкает к антиклинорию хребта Урал-Тау с запада.

В строении Сакмарского поднятия принимают участие вулканогенно-осадочные отложения всех отделов нижнего палеозоя, а в последние годы обнаружены и более древние глубоко метаморфизованные породы рифея (Петровский и Горохов, 1962), которые обнажаются в ядре вторичной Рысаевской антиклинали. Крылья этой структуры слагают отложения кембрия, ордовика и силура. К наиболее древним палеонтологически охарактеризованным отложениям кембрия в этом районе относятся не только известняки и кремнистые сланцы, как это представлялось ранее, но и мощные горизонты эффузивно-туфовых образований, распространенных в левобережье р. Кураган. Кембрийские отложения трансгрессивно с глубоким размытым и угловым несогласием перекрывают кристаллические сланцы и кварциты верхнего рифея, которые отличаются от палеозойских толщ высокой степенью метаморфизма и дислоцированностью. Как мы увидим в дальнейшем, по ряду признаков эти отложения сопоставляются нами с отложениями акбикской свиты хребта Урал-Тау, находящимися от рассматриваемых районов на расстоянии 25—40 км к востоку.

Кембрийские отложения тереклинской свиты трансгрессивно перекрываются породами ордовика. Последние на хребте Урал-Тау также несогласно перекрывают одновозрастные аналоги докембрия Сакмарского поднятия — белекейскую и акбикскую свиты. Очень характерная вулканогенно-осадочная толща кембрийских образований в разрезе метаморфических свит хребта отсутствует. Ее выпадение на столь коротком расстоянии возможно объяснить лишь естественным выклиниванием кембрийских отложений при приближении к антиклинальной зоне Урал-Тау. Иными словами, в нижнекембрийскую эпоху формирование отложений на западном склоне Южного Урала проходило в условиях морского бассейна лишь в наиболее глубоко прогнутых синклинальных структурах, каковыми в то время являлся Зилаирский синклинорий. Территория Урал-Тау и, очевидно, большая часть территории Башкирского антиклинория в это время находились выше уровня моря и представляли собой участки с

---

<sup>1</sup> Недавно в полосе выходов метаморфических пород суванякской серии близ дер. Анновки Д. Д. Криничким и В. М. Криничкой были обнаружены граптолиты силура. Отмеченные находки были собраны в коре выветривания, вскрытой шурфом. Геологическая обстановка этого района неясна. Учитывая сложную тектонику западного крыла Уралтауского антиклинория, можно предположить, что силурийские граптолиты были собраны в породах, слагающих ядра узких синклинальных структур среди метаморфических толщ.

установившимся континентальным режимом. Приведенные факты позволяют вполне определенно решить вопрос о докембрийском возрасте не только акбикской и белекейской свит, но и суванянской серии в целом.

Сопоставление метаморфических толщ хребта Урал-Тау с верхнедокембрийскими свитами Башкирского антиклинория, чему посвящена глава IV настоящей работы, позволяет считать, что суванянская серия отвечает по возрасту каратавской серии верхнего рифея, а максовотская является разновозрастным аналогом юрматинской серии среднего рифея. В то же время анализ разрезов обеих структур показывает, что на хребте Урал-Тау отсутствуют отложения, которые могли бы отвечать по возрасту отложениям ашинской свиты, самой молодой свиты докембрия Башкирского антиклинория. Однако в отношении возраста ашинской свиты у геологов Урала нет единодушного мнения. Одни из них считают, что ашинская свита относится к палеозою (Домрачев, 1952; Львов, 1957; Смирнов и Кукушкин, 1960 и др.), другие — к верхнему рифею — протерозою (Шатский, 1960; Олли, 1955; Иванов, 1956, и др.), наконец, третьи выделяют ашинскую свиту и сходные с ней по стратиграфическому положению отложения Русской платформы в качестве самостоятельного вендского комплекса, являющегося первым подразделением палеозойской группы (Келлер, Соколов, 1962).

Известные в настоящее время факты позволяют считать, что отложения ашинской свиты в основной своей части принадлежат к докембрию.

Как мы видели, кембрийские отложения тереклинской свиты Сакмарского поднятия залегают ниже отложений ордовика. В базальных отложениях тремадока близлежащих районов содержатся обломки эффузивов, сходных по составу с эффузивами кембрия. Ашинская свита также перекрыта породами ордовика (Келлер, 1960), в обломках которого встречаются как отложения подстилающих пород, так и более древних. Таким образом, ашинская свита Башкирского антиклинория и тереклинская свита Сакмарского поднятия занимают сходное стратиграфическое положение, залегая ниже пород ордовика с глубоким размывом и угловым несогласием. Однако ашинская свита представляет собой по составу отложений и их месту в тектоническом развитии Уральской геосинклинали формацию молассового типа (Шатский, 1960). Эти отложения характеризуют конечную, замыкающую стадию геосинклинального развития краевого рифейского прогиба Западного склона Урала. Терригенно-сланцевые толщи ашинской свиты, следовательно, имеют более тесную преемственную связь с нижележащими сериями рифея, чем с перекрывающими ее толщами палеозоя.

Вулканогенно-осадочные образования тереклинской свиты, напротив, представлены формацией спеллито-кератофирового типа, которая присуща скорее всего отложениям геосинклинального трога в начальную стадию его развития. Отсутствие к тому же какого-либо сходства литологического состава пород ашинской свиты с отложениями тереклинской свиты исключает сопоставление между ними. С этой точки зрения находят свое подтверждение выводы М. И. Гарая (1946) и Б. М. Келлера (1952) о том, что породы тереклинской свиты являются более молодыми, чем ашинской.

Учитывая вышеизложенное, ашинскую свиту в основной ее части следует рассматривать как докембрийскую. Абсолютный возраст, определенный по глаукониту из отложений ашинской свиты, равен 570 млн. лет (Полевая, Мурина, Казаков, 1960). Возраст синих глин нижнего кембрия Русской платформы, согласно данным той же группы исследователей, — 540 млн. лет. Учитывая большую мощность ашинской свиты (до 2000 м), возможно предположить, что верхние горизонты ее являются кембрийскими. Отсутствие аналогов ашинской свиты в разрезе хребта Урал-Тау доказывает, таким образом, что предордовикский перерыв в осадконакоплении в этих районах продолжался не только всю кембрийскую, но и

более раннюю эпоху, отвечающую времени формирования ашинской, возможно, частично миньярской свит.

Наконец, весьма интересны цифры абсолютного возраста, полученные калий-аргоновым методом из отложений акбиикской и белекейской свит.

Абсолютный возраст по серицито-хлорито-кварцевому сланцу, отобранному из акбиикской свиты близ дер. Преображенское, 540 млн. лет. Несколько меньшее значение возраста имеют филлитовые сланцы белекейской свиты близ дер. Воскресенское и по р. Каяле (490 млн. лет)<sup>1</sup>.

Обе приведенные цифры следует связывать с возрастом метаморфизма, проявившегося в кембрийскую эпоху с последними этапами Байкальской эпохи складчатости. Вполне очевидно, что процессы метаморфизма отложений акбиикской и белекейской свит были отделены по времени от процессов накопления и последующего формирования отложений акбиикской и белекейской свит. Иными словами, истинный возраст этих отложений древнее любого из приведенных значений возраста метаморфизма и может быть только докембрийским.

Данные абсолютного возраста, полученные из отложений более древних отложений Урал-Тау, весьма противоречивы. М. А. Гаррис (1960) и В. И. Ленных (1961) приводят несколько цифр абсолютного возраста из отложений максютовской серии, которые колеблются в пределах 350—420 млн. лет. Авторы связывают эти цифры с определенными этапами метаморфизма отложений максютовской серии в нижнепалеозойское время.

---

<sup>1</sup> Определение абсолютного возраста производилось аргоновым методом К. Г. Кнорре в Геохимическом институте АН СССР.

### Глава III

## КРАТКИЙ ОЧЕРК ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ХРЕБТА УРАЛ-ТАУ

Тектоническое районирование Южного Урала неоднократно предпринималось многими исследователями. В настоящей работе принято разделение Южного Урала на структурно-фациальные зоны в соответствии с новейшими тектоническими картами СССР, составленными под редакцией Н. С. Шатского (Тектоническая карта..., 1957) и А. А. Богданова (Тектоническая карта..., 1961). Согласно этим работам в рассматриваемом районе выделены следующие основные структуры (с запада на восток):

- 1) Предуральский краевой прогиб,
- 2) Зилаирский синклиниорий,
- 3) Уралтауский мегантиклинорий,
- 4) Магнитогорский синклиниорий,
- 5) Урало-Тобольский антиклинорий,
- 6) Аятский синклиниорий.

Понятие Уралтауский мегантиклинорий охватывает не только центральную, осевую антиклинальную структуру Урала, но также включает в себя и горное сооружение на западном его склоне, известное под названием Башкирского поднятия или Башкирского антиклинория, а также Эбетинскую антиклиналь Орь-Илекского междуречья, располагающуюся на одной оси с Уралтауским антиклинорием, к югу от широтного колена р. Урала. Как и на хребте Урал-Тау, в сложении Башкирского антиклинория и Эбетинской антиклинали принимают участие древние породы верхнего докембрия. В настоящей работе, употребляя термины «антиклинорий хребта Урал-Тау» или «Уралтауский антиклинорий», «Башкирский антиклинорий», «Эбетинская антиклиналь», мы подразумеваем под ними структурно-фациальные зоны единого Уралтауского мегантиклинория.

Антиклинорий Урал-Тау имеет на всем своем протяжении резко выраженное асимметричное строение: наиболее полно развито западное его крыло, где можно наблюдать все свиты от среднего рифея до нижнего палеозоя. Восточное же крыло срезано древним глубинным разломом.

На всем своем протяжении антиклинорий Урал-Тау испытывает значительные поднятия и опускания шарнира. Максимальное воздымание его соответствует наиболее крупным антиклинальным структурам или поднятиям первого порядка. На севере рассматриваемой территории структурой подобного типа, осложняющей осевую часть антиклинория Урал-Тау, является Бурангульская антиклиналь (по горе Бурангул).

Вторая, Уткальская антиклиналь (гора Уткаль) располагается в долготном отрезке хребта Урал-Тау приблизительно от границы предыдущего района на севере до широты дер. Темясово.

Наконец, самая крупная Присакмарская антиклиналь охватывает территорию бассейна верхнего и среднего течения р. Сакмары до верховьев р. Губерли. Южное окончание этой структуры совпадает с южным погружением антиклинория Урал-Тау.

Конфигурация выделенных антиклиналей имеет форму вытянутых в меридиональном направлении на несколько десятков километров сложных узких структур и определяется контурами выходов на дневную поверхность отложений среднего рифея. Поднятия разделены между собой глубокими синклинальными прогибами, выполненными отложениями верхнего рифея. Каждое поднятие в свою очередь осложнено более мелкой складчатостью с размахом крыльев, исчисляемым уже несколькими километрами. Эти структуры хорошо откартированы в Присакмарской антиклинали, где на дневной поверхности обнажаются самые нижние горизонты стратиграфического разреза хребта Урал-Тау.

По отношению к структуре Уралтауского антиклинория эти брахиантиклинали необходимо рассматривать как складки третьего порядка. Границы и форма брахиантиклиналей хорошо фиксируются контурами распространения отложений юмагузинской свиты, средней свиты максютовской серии.

Подчиняясь общему тектоническому плану, рассматриваемые брахиантиклинали также вытянуты в субмеридиональном направлении. Углы наклона крыльев этих структур сравнительно пологие и колеблются в пределах 15—45°.

Наиболее полными из описанных складок Присакмарской антиклинали являются (с севера на юг): Темясовская, в верхнем течении правых притоков р. Шереды; Иткуловская, близ дер. Иткуловское II; Кувашлинская, пересекаемая одноименной рекой; Галеевская — в среднем течении р. Сакмары, южнее дер. Малое Юлдыбаево, и, наконец, Губерлинская и Новосибирская — в южном погружении хребта Урал-Тау. Брахиантиклинальные структуры разделены синклинальными складками, в ядрах которых залегают самые молодые члены разреза максютовской серии.

Мелкая складчатость, осложняющая описываемые структуры, весьма характерна (фиг. 13, 14, 15). Преимущественно это узкие, сжатые складки различной морфологии и различной амплитуды размаха крыльев. Все они в той или иной степени запрокинуты к осевой части антиклинория Урал-Тау. Степень запрокинутости складчатости увеличивается с приближением к осевой части антиклинория. В своде структуры обычны дисгармоничные, наклонные, лежащие и даже ныряющие складки (см. фиг. 6, 7). Форма их весьма разнообразна. Широким развитием пользуются клиновидные складки с резким перегибом шарнира под острым углом и сближенными, почти параллельными крыльями. Мощность слоя в замковых частях этих складок превышает мощность слоев на крыльях в 6—10 раз. Складки подобного типа встречаются в кварцитовых толщах (см. фиг. 13).

Значительно чаще можно наблюдать складки, по общей форме напоминающие предыдущие, но с овальным перегибом шарнира. В них, как правило, отчетливо выражена разница в углах наклона запрокинутого и нормального крыльев (см. фиг. 5 и 6). Такие структуры преимущественным развитием пользуются в толщах переслаивания «мягких» сланцеватых пород и «крепких» кварцитов.

Реже можно наблюдать веерообразные складки с узкими пережатыми крыльями и широкими овальными шарнирами.

В мощных толщах зеленых сланцев (карамалинская свита) обычна дисгармоничная складчатость, представляющая в одном обнажении структуры клиновидной, овальной, веерообразной и прочих форм. Общий наклон осевой плоскости каждой отдельной складки направлен к шарниру Уралтауского антиклинория.





Фиг. 13. Клиновидная складчатость в кварцитах галеевской свиты



Фиг. 14. Асимметричная антиклинальная складка в отложениях акбинской свиты по р. Бутурус. Отчетливо видны трещины кливажа, круто падающие на запад

Тектоническое строение западного крыла антиклинория имеет ряд отличительных особенностей в сравнении с присводовой его частью и восточным крылом. Здесь редко встречаются лежащие и полностью отсутствуют ныряющие структуры. Однако широким развитием пользуются изоклинальные складки, запрокинутые на восток. Степень запрокинутости осевых плоскостей складок уменьшается при движении с востока на запад от более древних пород к более молодым. Формы складок клиновидные и оваловые.

В отложениях курташской свиты Присакмарского района крупные складки при ширине до 1 км протягиваются с севера на юг на 3—5 км. Шарниры складок обычно пологие; их наклон составляет 10—15°. Углы наклона шарниров мелких складок и плейчатости обычно совпадают с углами наклона шарниров крупных складок. Складки повсеместно запрокинуты на восток при наклоне нормального западного крыла под углами 40—70°, а запрокинутого восточного — 70—90°. Замки складок и соответственно их периклинальные и центроклинальные замыкания заостренные, благодаря чему в плане контуры складки приобретают стрельчатые очертания.

В районе тракта Верхнеуральск — Белорецк кварциты курташской свиты образуют почти нормальные пологосводчатые структуры с небольшим отклонением от симметрии в углах наклона противоположных крыльев.

В крайней западной части западного крыла антиклинория Урал-Тау в полосе пород акбиикской и белекейской свит распространены наклонные и запрокинутые на восток структуры (фиг. 16). Западные крылья этих складок падают под углами 40—60°, а восточные — либо круто наклонены на восток, либо вертикальны, либо даже подвернуты (см. фиг. 14). Очень характерно для этой части района широкое развитие плейчатости, создающее впечатление причудливой гофрированности, перематости пород (фиг. 17). Наклон слоев можно определить в этом случае либо по устойчивым пачкам кварцитов, либо при просмотре обнажения с расстояния нескольких десятков метров, когда мелкие элементы тектоники глазом не улавливаются.

Сложная картина тектонического строения западного крыла не дает возможности судить об истинном наклоне его только по элементам залегания. В условиях однообразно переслаивающихся пород (акбиикская свита) и отсутствия маркирующих горизонтов трудно также выявить элементы структуры западного крыла, превышающие по масштабу пределы наблюдаемого обнажения. В этом случае тектоническое строение отдельных участков проявляется лишь при сплошном замере элементов залегания и сплошной зарисовке всех видов складчатости и разрывов. В конечном итоге таким путем было установлено падение зеркала складчатости западного крыла на широте пос. Зилаир, равное 15—20°. Среднее же падение наклона слоев вторичной складчатости всегда превышает эту цифру в два, а то и в три раза (50—75°).

Иное тектоническое строение имеет восточное крыло хребта Урал-Тау. В отличие от западного крыла антиклинория оно значительно меньше осложнено вторичной складчатостью. В районах верхнего и среднего течения р. Сакмары, на отрезке от дер. Иткуловой до дер. Владимирская Искра, на юге, породы восточного крыла падают круто моноклинально. Исключение составляют лишь зоны сплюснутых пород в местах тектонических нарушений и мелкие складки волочения в хлорито-альбитовых сланцах среди прослоев кварцитов.

Восточное крыло антиклинория значительно круче западного. Разница в наклоне крыльев наблюдается почти на всем протяжении структуры. Так, в среднем течении р. Сакмары наклон западного крыла 15—20°, восточное же падает под углами, превышающими 40—50° и даже до-



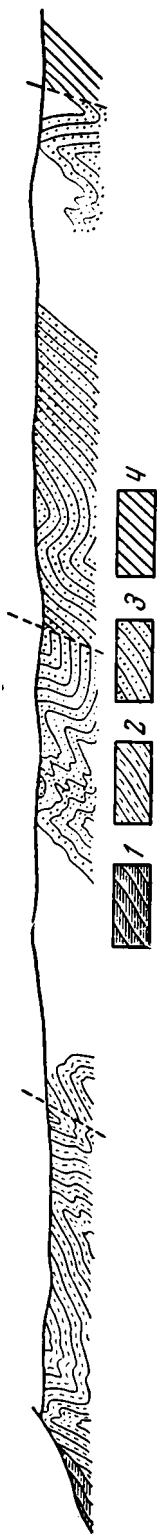
Фиг. 15. Мелкая складчатость в породах дегтярской подсыты (р. Дегтярка)

ходящими до  $75^\circ$ . Несколько меньшая разница наклона крыльев структуры отмечена на широте рудника Миндяк, пос. Тирлянского и по ряду других разрезов.

Наконец, восточное крыло в отличие от западного в значительно большей степени осложнено тектоническими разрывами. Это явление было изучено еще В. Н. Павлиновым (1937), который отметил, что хорошо прослеживаются небольшие срывы с надвиганием одного пласта сланцев на другой, к востоку от оси антиклинория, ближе к надвиговой линии Магнитогорской зоны. Отмеченные нарушения образуют порой целые зоны небольших по амплитуде и протяженности разрывов. Некоторые из них особенно хорошо прослеживаются по кварцевым жилам, заполнившим ослабленные полосы трещин — сместителей. Подобные зоны трещин были выявлены С. М. Чихачевым близ деревень Карояново, Михайловки и т. д. Важно при этом отметить, что образование разрывов произошло на ранних этапах геологического развития хребта Урал-Тау, в допалеозойскую эпоху. Об этом свидетельствует присутствие в кварцевых жилах некоторых метаморфических минералов (мусковит, гранат, актинолит), происхождение которых следует связывать с первыми этапами метаморфизма рассматриваемой территории.

Все перечисленные особенности восточного крыла антиклинория Урал-Тау необходимо рассматривать в тесной связи с морфологией и историей геологического формирования осложняющего его Главного Уральского разлома.

Главный Уральский разлом был исследован автором в различных пунктах хребта Урал-Тау и Эбетинской антиклинали на расстоянии около

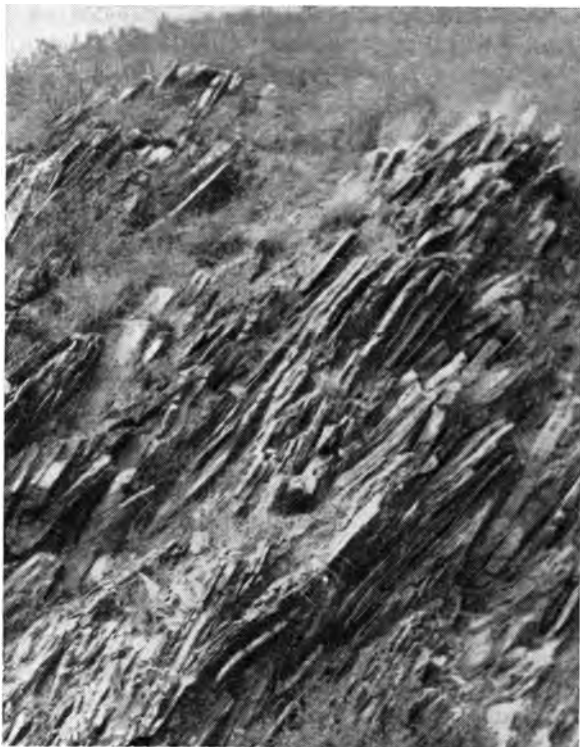


Фиг. 16. Схематический разрез акбикской и белокaysкой свит по р. Курку-Тау

1 — силур, кремнистые сланцы; 2 — белокaysкая свита, филлиты с редкими прослоями песчаников; 3 — акбикская свита, кварциты, кварцито-песчанники с редкими прослоями серцитито-кварцевых сланцев; 4 — куртаашская свита, кварциты

600 км (Горохов, Шарфман, 1963). В центральных районах Южного Урала разлом хорошо прослеживается по резкой фациальной смене пород и различной степени метаморфизма к востоку и к западу от него и, особенно, по линейно вытянутым интрузиям гипербазитов, распределение которых контролируется тектонической зоной. Линия нарушения соответствует субмеридиональному простиранию структур Южного Урала. На некоторых участках она отклоняется от своего основного направления, образуя коленообразные изгибы. Гипербазиты пересекают толщи хребта Урал-Тау резко несогласно под тем или иным углом. Подобную картину можно видеть почти на всем протяжении восточного склона хребта Урал-Тау. Особенно ярко несогласные взаимоотношения проявляются в районах верхнего и среднего течения р. Сакмары. Близ дер. Иткулово нарушение срезает восточное крыло одноименной брахиантиклинали, осложняющей осевой свод антиклинория Урал-Тау. Полоса гипербазитов дугообразно пересекает кварцито-сланцевые толщи среднего рифея. В восточном крыле Иткуловской брахиантиклинали «не хватает» для полного строения структуры не только некоторых свит среднего рифея, но и всей суванянской серии верхнего рифея и отложений нижнего палеозоя, слагающих западное крыло антиклинория Урал-Тау. Аналогичную картину можно наблюдать южнее пос. Малое Юлдыбаево, где наиболее древние слои метаморфических пород разреза хребта Урал-Тау, слагающие ядро Галеевской брахиантиклинали, граничат с меридионально вытянутой гипербазитовой интрузией, последовательно пересекающей с севера на юг все более древние горизонты метаморфической серии. На широте г. Белорецка антиклинорий Урал-Тау испытывает значительное погружение, и в осевой его части появляются нижние члены верхней серии рифея — кварциты куртаашской свиты. Последние слагают периклиналь и, простираясь в широтном направлении, упираются под прямым углом в разлом, залеченный гипербазитами. Аналогичные отношения разновозрастных толщ имеют место близ тракта Белорецк — Верхнеуральск на широте дер. Махмутово и у хут. Первомайского. Севернее, на широте дер. Кирябинки, разлом под острым углом пересекает ось антиклинория Урал-Тау. Верхнерифейские толщи на данном участке имеют моноклиальное западное падение. Контакт кристаллических сланцев с гипербазитами, как правило, круто падает на восток. Кристаллические породы слабо дислоцированы, рассланцованы и в некоторых случаях окварцованы. Гипербазиты в зоне контакта превращены в тальково-антигоритовые сланцы и местами в листвениты.

Довольно отчетливо разлом наблюдается в Ор-



Фиг. 17. Мелкая дисгармоничная складчатость в отложениях акбикской свиты по р. Курку-Тау

ском Урале, где метаморфические толщи, погружаясь к широтному колену р. Урала, прорваны гипербазитами Хабаровинского массива. К югу от него по левобережью Урала вследствие воздымания шарнира антиклинория эти толщи вновь выходят на поверхность, образуя крупную антиклинальную структуру, так называемую Эбетинскую антиклиналь Орь-Илекского антиклинория. Как у северной, так и у южной окраины Хабаровинских гипербазитов, различные горизонты нижнего палеозоя переходят с западного крыла антиклинория на восточный, упираясь в разлом под различными углами. С востока с этими толщами по разлому соприкасаются силурийские и девонские образования западного крыла Магнитогорского синклинория или же разновозрастные мезозойские и кайнозойские отложения. Так, к северу от пос. Акермановки нарушения фиксируются на местности геоморфологическим уступом высотой до 4 м. С запада к нему подходят преимущественно вулканогенные толщи ордовика и гипербазиты Хабаровинского массива, а с востока, у нижней бровки уступа, юрские отложения, мощность которых превышает несколько десятков метров. Несколько южнее с гипербазитами граничат силурийские эффузивные толщи. По левобережью р. Урала, где гипербазиты выклиниваются, они вплотную подходят к самым древним свитам метаморфического разреза Эбетинской антиклинали. В этом же районе региональный разлом ограничивает западное крыло наложенной мезозойской Таналык-Баймакской впадины, где непосредственно к метаморфическим породам подходят залегающие почти горизонтально на палеозойском фундаменте континентальные отложения альба и сеномана, а также морские отложения туронского, компанского и маастрихтского ярусов. Средняя мощность их 30—40 м. Западнее

разлома на этом участке они полностью отсутствуют. Аналогичная картина наблюдается южнее, где вдоль нарушения отмечаются мелкие выходы серпентинитов или с метаморфическими сланцами контактируют палеогеновые отложения, мощность которых около 40 м. У дер. Бородиновки на контакте метаморфических сланцев с палеогеновыми отложениями в зоне нарушения имеется хорошо выраженная милонитизированная зона с западным наклоном падения под углом около 60—65°. Зона разлома является границей, к западу от которой отсутствуют континентальные отложения верхнего триаса и юры, широко распространенные в Орской впадине, и в то же время здесь вблизи разлома отсутствуют отложения морского палеогена. Разлом контролирует также распределение в этом районе меловых отложений, подошва которых восточнее нарушения залегает гипсометрически на несколько десятков метров ниже, чем к западу от него.

Параллельно основному разлому по левобережью р. Урала в области Магнитогорского синклинория наблюдается несколько сближенных ступенчатых региональных сбросов, с последовательным погружением блоков в сторону Магнитогорского синклинория. Разрывы небольшой амплитуды были зафиксированы также и в западном крыле антиклинория хребта Урал-Тау и в осевой его части. Однако в этих районах они встречаются реже и амплитуда их меньше.

Наиболее крупное из упомянутых нарушений прослеживается в меридиональном направлении, приблизительно по линии контакта верхне- и среднерифейских толщ в районе правобережья р. Сакмары от широтного ее колена на юге до дер. Юлук на севере. С обеих сторон по линии этого нарушения приходят в соприкосновение различные по возрасту толщи и свиты. Плоскость смещения падает полого на запад. К ней приурочена древняя интрузия гипербазитов и габбро-амфиболитов. Одна из даек амфиболитизированного габбро прослеживается по линии нарушения на расстоянии до 20 км при мощности 150—200 м. В. И. Ленных (1961) считает, что тектоническое нарушение между верхней и нижней сериями рифея имеет на Урал-Тау повсеместный региональный характер.

## *Глава IV*

### **СОПОСТАВЛЕНИЕ РАЗРЕЗОВ ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА**

Отложения верхнего докембрия пользуются на Южном Урале широким распространением. Помимо описанных в работе метаморфических толщ хребта Урал-Тау на западном склоне ими сложено грандиозное горное сооружение Башкирского антиклинория, а на восточном они обнажаются в ассоциации с крупными массивами гранитоидов на Урало-Тобольском водоразделе. Сравнительно недавно древние отложения обнаружены в ядре Сакмарского поднятия, в районе развития известняков «тереклинской свиты» нижнего кембрия (Петровский и Горохо, 1962). Породы рифейского возраста обнажаются в южной части Южного Урала на Орь-Илекском водоразделе.

Степень изученности рассматриваемых образований крайне неравномерна. Районы Урало-Тобольского водораздела и Мугоджар по существу пока еще не имеют четко выработанной стратиграфии; отложения докембрия Сакмарской зоны известны лишь в нескольких выходах. Недостаточно разработана стратиграфия Орь-Илекского водораздела, хотя работы Н. П. Хераскова, Е. Е. Милановского (1953), В. С. Шарфмана, Х. С. Розман и других положили, по-видимому, правильное начало для ее решения. Значительно лучше разработаны в настоящее время стратиграфические разрезы Башкирского и Уралтауского антиклинориев.

Все упомянутые районы выходов древних образований разобщены синклинальными прогибами, заполненными осадочными породами палеозоя. В частности, древние отложения хребта Урал-Тау и Башкирского антиклинория разделены широкой полосой более молодых образований, слагающих Зилаирский синклинорий. Лишь в бассейне верхнего течения р. Белой, в Тирлянском и Белорецком районах породы обеих структур непосредственно соприкасаются. Эти районы с точки зрения корреляции древних отложений являются на Урале наиболее благоприятными, и их геологическое строение мы кратко рассмотрим в нижеследующем разделе (фиг. 18).

### **ВЗАИМООТНОШЕНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ ХРЕБТА УРАЛ-ТАУ С ДРЕВНИМИ СВИТАМИ БАШКИРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ**

#### **К истории вопроса**

Как мы видели в предыдущих главах, идея одновозрастности метаморфических толщ хребта Урал-Тау с отложениями Башкирского антиклинория впервые была выдвинута Мурчисоном и Кайзерлингом в 1847—1848 гг. и впоследствии утверждалась Ф. Н. Чернышевым (1889). Позднее, уже в советское время, при проведении на Южном Урале геологической

съемки «метаморфическую свиту М» стали рассматривать в качестве наиболее древних отложений региона. Это нашло свое отражение на геологической карте Урала, составленной коллективом геологов ЦНИГРИ в 1937 г. (Воинова и др., 1941).

Однако в 1939 г. К. А. Львов в объяснительной записке к геологической карте Урала вновь выдвигает идею корреляции отложений западного склона и хребта Урал-Тау.

В последующее за тем десятилетие в различных печатных работах мы встречаем высказывание ряда исследователей, исключающих возможность сопоставления отложений рассматриваемых структурно-фациальных зон.

Н. С. Шатский (1945) в стратиграфической колонке, приложенной к работе, в которой он впервые говорит о выделении разреза Башкирского антиклинория в качестве стратотипа рифейской группы, помещает метаморфические толщи хребта Урал-Тау в основании ее под названием «метаморфическая серия хребта Урал-Тау».

Д. Г. Ожиганов (1941, 1955<sup>1,2</sup>, 1957), длительное время изучавший геологическое строение Урал-Тау, по существу разделил ранние взгляды Н. С. Шатского о более древнем возрасте метаморфических толщ по отношению к отложениям Западного склона. В пользу этого вывода он приводит примеры нахождения в конгломератах ашинской и зильмердакской свит галек, по составу близких к породам метаморфических толщ хребта Урал-Тау. Той же причиной, а именно более древним возрастом отложений хребта Урал-Тау, Д. Г. Ожиганов объяснял сравнительно более высокую степень их метаморфизма по сравнению с образованиями Башкирского антиклинория.

В одной из своих работ Д. Г. Ожиганов отметил, что мощная метаморфическая толща этой зоны Урал-Тау в отношении литологического и фациального состава начальных пород, петрографических особенностей слагающих ее сланцев, характера регионального метаморфизма и вулканизма существенно отличается от доордовикских отложений западного склона. Все эти особенности, по мнению автора, определились обстановкой формирования отложений в особом регионе, имевшем «свой путь» геотектонического развития. Таким образом, история развития Южного Урала в допалеозойское время, по мнению Д. Г. Ожиганова, это — история развития по крайней мере двух разобщенных регионов, слияние которых, очевидно, произошло в более позднее время.

В 1947 г. Ф. Ф. Лунгерсгаузен публикует статью, в которой предлагает отложения Башкирского антиклинория выделить в особую липаллийскую систему, относящуюся по возрасту к палеозою и являющуюся первой системой этой группы. Прямых указаний о возрастном соотношении отложений «липаллийской системы» с отложениями хребта Урал-Тау нет, но по ряду косвенных данных можно заключить, что автор считает последние более древними.

Геологическое картирование Урала и издание геологических карт в послевоенные годы потребовало унификации многочисленных местных стратиграфических схем и выработки единой схемы для всего региона или отдельных крупных его частей. Это повлекло за собой постановку в ряде наиболее сложных и спорных с геологической точки зрения районов дополнительных исследований в виде редакционных маршрутов и экскурсий с привлечением к участию в них широкого круга геологов. В частности, для решения вопроса увязки древних «немых» свит Западного склона и метаморфических толщ хребта Урал-Тау подобные экскурсии были проведены в Тирлянском и Белорецком районах Башкирии, в Златоустовском районе Челябинской области и в ряде других районов.

В ходе полевых работ комиссий основная проблема соотношения древних толщ вызвала оживленную полемику между ее участниками, про-





н о з о й: 1 — четвертичные отложения (Q); П а л е о з о й: 2 — девон средний (D<sub>2</sub>), и

К а й н о з о й: 1 — четвертичные отложения (Q); П а л е о з о й: 2 — девон средний (D<sub>2</sub>), известняки; 3 — девон нижний (D<sub>1</sub>), известняки; 4 — силур (S), известняки, глинистые сланцы; 5 — ордовик (O), песчаники. Р и ф е й: 6 — миньарская свита (R<sub>1</sub>mn), доломиты, известняки; 7 — аршинская свита (R<sub>1</sub>ars), песчаники, серцитито-хлорито-кварцевые сланцы, эффузивы, туфы, туфобрекнии; 8 — аршинская свита, нижняя толща (R<sub>2</sub>ars<sub>n</sub>), гнейсовидные сланцы, измененные эффузивы, конгломераты, кварциты; 9 — зильмердакская свита (R<sub>2</sub>zl), песчаники, кварцито-песчаники, аркозовые песчаники, филлитовые сланцы; 10 — авзянская свита (R<sub>1</sub>avz), доломиты, известняки, графитовые серцитито-кварцевые сланцы, алевролиты; 11 — зигазино-номаровская свита (R<sub>2</sub>zk), графитистые филлитовые сланцы, алевролиты, измененные эффузивы; 12 — зигальгинская свита (R<sub>2</sub>zg), кварциты. И н т р у з и и: 13 — ультрабазиты (O); 14 — граниты, гранодиориты (γ). К о н т а к т ы и м а р к и р у ю щ и е г о р и з о н т ы: 15 — нормальные стратиграфические или интрузивные контакты; а — установленные, б — предполагаемые; 16 — тектонические контакты: а — установленные, б — контакты под чехлом рыхлых отложений; 17 — горизонты кварцитов, основных эффузивов и туфов; 18 — линзы известняков, доломитов; 19 — э л е м е н т ы з а л е г а н и я: а — нормальные, б — запрокинутые

долженную впоследствии в геологической печати. Д. Г. Ожиганов придерживался вышеизложенной позиции о несопоставимости метаморфических толщ хребта Урал-Тау с древними свитами Западного склона. А. И. Иванов, М. И. Гарань, Г. А. Ленных, П. М. Есипов и другие, напротив, приводили доказательства в пользу разновозрастности отложений обеих структурно-фациальных зон. Разрез хребта Урал-Тау, согласно вариантам сопоставления, предлагаемым ими, отвечал лишь верхней части разреза древних свит Башкирского антиклинория.

Наиболее полно эта точка зрения освещена в геологической литературе М. И. Гаранем (1956, 1959). Он считает, что свиты акбийская, мазаринская и укшук-арвякская могут быть сопоставлены с ашинской свитой Башкирского антиклинория. М. И. Гарань отмечал, что на хребте Урал-Тау ашинская свита с резким несогласием перекрывает более древние отложения курташской и даже утальской свит. В то же время, в западных районах (Белорецко-Златоустовский район) ашинская свита ложится на различные горизонты каратавской серии, а именно на миньярскую, инзерскую, катавскую и зильмердакскую свиты. Исходя из этого факта, М. И. Гарань делает вывод, что предашинский перерыв в зоне Урал-Тау был более длительным, чем на Западном склоне. В результате этого перерыва на хребте Урал-Тау оказались полностью уничтоженными верхние горизонты каратавской серии и сохранились лишь нижние члены ее разреза — курташская свита, сопоставимая по своему стратиграфическому положению и составу с зильмердакской свитой. В отношении же корреляции более низких горизонтов разреза хребта Урал-Тау М. И. Гарань отмечает, что «из сопоставления разрезов хребта Уй-Ташского (Западный склон. — *С. Г.*) и района с. Кирябинское (хребет Урал-Тау. — *С. Г.*) следует, что утальская сланцевая свита Д. Г. Ожиганова в районе с. Кирябинского отвечает зигазино-комаровской и авзянской свитам...», и далее «...ишмибетовская свита Д. Г. Ожиганова по составу слагающих ее пород верхней своей частью отвечает еще авзянской и зигазино-комаровской свитам..., ...яманская свита может быть сопоставлена с вулканогенно-осадочной машакской свитой» (Гарань, 1959, стр. 22—23).

Таким образом, М. И. Гарань, коррелируя отложения древних свит, находит на хребте Урал-Тау аналоги почти всех свит Башкирского антиклинория вплоть до машакской.

Однако ряд важнейших вопросов М. И. Гаранем не был доработан. Сказался общий недостаток геологической изученности переходных зон между Башкирским антиклинорием и антиклинорием хребта Урал-Тау, а также отсутствие надежного сводного разреза для последней структуры.

Несколько ранее, в 1946 г., А. И. Иванов в работе, посвященной геологическому строению Тирлянского района, также дает первое сопоставление отложений Башкирского и Уралтауского антиклинориев. Эти сопоставления исследователь приводит для ограниченной территории Тирлянского района, лично закартированного им при геологической съемке. Свои взгляды А. И. Иванов излагает в ряде работ, а несколько позднее — в тезисах упомянутого выше совещания в г. Свердловске, где он пишет, что зона Урал-Тау в значительной части сложена сильно метаморфизованными отложениями, заметно отличающимися в этом отношении от отложений древних свит западного склона. Это хорошо видно в Тирлянской синклиналильной структуре, в обоих крыльях которой выходит песчано-сланцевая (ашинская) свита, содержащая прослой и линзы конгломератов, в составе галек которых встречаются породы нижележащих свит. В западном крыле ашинская свита залегает трансгрессивно на более древних отложениях, миньярской, инзерской, катавской и других свитах и чаще всего на сланцах и кварцитах зильмердакской свиты. Последняя слагает не только западное крыло синклинали, но распространена и на восточном ее крыле, являющемся в то же время западным кры-

лом Урал-Тау, в пределах которого кварциты зильмердакской свиты отличаются от кварцитов западного крыла Тирлянской синклинали лишь меньшим содержанием или отсутствием полевых шпатов.

Принципиально иначе, чем А. И. Ивановым и М. И. Гаранем, был решен вопрос сопоставления древних свит Южного Урала К. А. Львовым. В тезисах докладов совещания по унификации стратиграфических схем Урала в г. Свердловске в 1956 г. исследователь отмечает, что на восточном склоне наиболее глубокий разрез древних толщ устанавливается также на Южном Урале и в Мугоджарах. Однако, несмотря на нередко глубокий метаморфизм этих толщ восточного склона, их разрез книзу едва ли выходит за пределы нижнего палеозоя. Напомним, что к палеозою К. А. Львов относит всю каратавскую серию и ашинскую свиту включительно.

В основу своей схемы корреляции, изложенной подробно позднее в 1957 г., для зоны Урал-Тау К. А. Львов принял схему стратиграфии, составленную группой геологов для южной части хребта Урал-Тау (Павлинов, 1937; Воинова и др., 1941). В 1958 г. К. А. Львов (1958<sub>3</sub>) принимает для хребта Урал-Тау схему стратиграфии, разработанную М. И. Гаранем для Златоустовского района. Свиты зоны Урал-Тау этого района в последовательности снизу вверх: 1) кувашскую, 2) таганайскую, 3) уреньгинскую и 4) уйташскую. К. А. Львов соответственно в той же последовательности сопоставляет со свитами Башкирского антиклинория: 1) машакской, 2) зигальгинской, 3) зигазино-комаровской и авзянской совместно и 4) зильмердакской.

Таким образом, К. А. Львов, расходясь с большинством исследователей Урала в оценке возраста свит рассматриваемых структур, по существу правильно подошел к вопросу их конкретного сопоставления.

В последние годы А. И. Олли и В. А. Романов (1960) предложили новую, принципиально отличную схему сопоставления древних отложений Башкирского антиклинория и хребта Урал-Тау. В общих чертах, по мнению этих исследователей, нижняя максютовская серия Урал-Тау соответствует бурзянской серии Западного склона; верхняя, суванякская — частично юрматинской, частично каратавской. Аналогии ашинской серии в большинстве районов хребта Урал-Тау отсутствуют. Доказательства, приведенные А. И. Олли и В. А. Романовым в качестве обоснования этой схемы, далеко не бесспорны, некоторые из них можно дословно процитировать в обоснование совершенно противоположных представлений.

Таким образом, далеко не полный перечень работ исследователей Южного Урала, занимавшихся последние два десятилетия проблемой возраста и сопоставления древних свит, свидетельствует о все более и более упрочающейся идее одновозрастности свит Башкирского антиклинория и метаморфических толщ антиклинория хребта Урал-Тау. Как ни противоречивы предложенные исследователями схемы сопоставления, в целом они утверждают одновременность исторического развития обеих структурно-фациальных зон и позволяют с совершенно иных позиций подходить к палеогеографическим реконструкциям Южного Урала в допалеозойскую эпоху.

Как мы видели, основные противоречия в перечисленных схемах сопоставления проистекают из двух основных причин: во-первых, из различных представлений о возрасте серий самого эталона рифейской группы и, во-вторых, что является, пожалуй, самым главным, в ориентации исследователей при проведении корреляции на устаревшие и слабо аргументированные схемы стратиграфии метаморфических толщ хребта Урал-Тау, содержащие порой серьезные ошибочные положения. Опирируя даже такими крупными стратиграфическими единицами этих схем, как серия или комплекс, исследователи неизбежно приходили к ошибочным представлениям. С этой точки зрения новые данные по стратиграфии хребта Урал-Тау позволяют несколько иначе подойти к означенной проблеме.

Успешное ее решение предопределяется также и тем, что на территории переходной зоны между хребтом Урал-Тау и Башкирским антиклинорием (Тирлянский и Белорецкий районы) за последние годы Б. М. Келлером, И. Н. Крыловым и автором этих строк были проведены геологические исследования, позволившие внести серьезные коррективы в геологические представления работавших здесь ранее исследователей.

Прежде чем перейти к конкретному обоснованию наших взглядов по этому вопросу, кратко остановимся на основных чертах геологического строения переходной зоны Тирлянского района Башкирской АССР.

### Стратиграфия Тирлянского района

Территория Тирлянского района располагается в верхнем течении р. Белой, к северу от пос. Тирлянского. В крайней восточной ее части располагается антиклинорий хребта Урал-Тау, к западу от которого распространены древние свиты Башкирского антиклинория. Естественной границей между этими структурами является долина р. Белой (фиг. 19).

В пределах рассматриваемой территории антиклинорий Урал-Тау имеет резко асимметричное строение — западное крыло его пологое, восточное же нарушено древним разломом, вдоль которого метаморфические толщи приходят в соприкосновение с породами палеозоя Магнитогорской зоны.

Башкирский антиклинорий имеет более сложное строение — он состоит из ряда крупных структур, по масштабам равных антиклинорию Урал-Тау. Одна из таких антиклинальных структур совпадает с наиболее возвышенной частью Тирлянского района — горой Иремель и ее отрогами, а также с хребтом Аваляк. Ось этой структуры, названной А. И. Ивановым Иремельским антиклинорием, имеет общее субмеридиональное направление, совпадающее с направлением структур Южного Урала. Смыкание в верхнем течении р. Белой восточного крыла Иремельского антиклинория с западным крылом антиклинория Урал-Тау в принципе определило синклинальное строение переходной между ними зоны, названной А. И. Ивановым Верхнебельской синклинальной зоной, а М. И. Гаранем — Белорецко-Златоустовским синклинорием (1959). В наиболее погруженной части этой структуры, близ пос. Тирлянского, от размыва сохранились отложения нижнего и среднего палеозоя, резко трансгрессивно перекрывающие образования рифейского возраста. В геологической литературе эта частная структура Белорецко-Златоустовского синклинория получила название Тирлянской мульды или Тирлянской синклинали. При этом западный борт синклинали является одновременно восточным бортом Башкирского антиклинория, в то время как восточное крыло сопряжено с западным крылом антиклинория Урал-Тау.

Геологическое строение Тирлянской синклинали и сопредельной с ней площади в различное время изучали Ф. Н. Чернышев (1889), Н. Н. Дингельштедт (1933), А. И. Иванов (1956), А. И. Олли и В. А. Романов (1959<sub>1</sub>), Ю. Д. Смирнов и А. И. Кукушкин (1960), в 1959—1960 гг. Б. М. Келлер и др. Детальную схему стратиграфии этого района впервые предложил А. И. Иванов. Вся мощная толща рифейских образований была расчленена им на ряд свит и толщ, объединенных в четыре серии. Эти серии, по мнению А. И. Иванова, полностью отвечают по объему, стратиграфическому положению и возрасту юрматинской, каратавской и ашинской сериям стратиграфического разреза Башкирского антиклинория.

В юрматинской серии И. А. Иванов выделил три взаимносменяющие друг друга в восходящей последовательности свиты: зигагинскую, зигазино-комаровскую и авязнскую. Отложения серии слагают периклинальное замыкание Премельского антиклинория и сводовую часть Верхнебельского синклинория.



Фиг. 19. Долина р. Белой. На заднем плане виден хребет Урал-Тау (Тирлянский район)

Отложения каратавской серии были расчленены А. И. Ивановым на четыре свиты (снизу): зильмердакскую, катавскую, инзерскую и миньярскую.

Наконец, самая верхняя серия состоит только из одной аршинской свиты, расчлененной на две толщи. Аршинская свита, по мнению А. И. Иванова, трансгрессивно ложится на различные горизонты каратавской серии. Отложения аршинской свиты А. И. Иванов сопоставил с широко известной на Урале, созвучной по названию ашинской свитой.

Работами автора в 1960—1961 гг. (Горохов, 1961; 1962<sub>1,2</sub>) в стратиграфию и тектонику восточного крыла Башкирского антиклинория были внесены значительные изменения. Они касаются в основном двух верхних серий — каратавской и аршинской. Поскольку разрез древних свит Тирлянского района полностью сопоставим с разрезом хребта Урал-Тау, приведем краткое описание и наиболее древних его отложений юрматинской серии.

### Юрматинская серия

Стратиграфический разрез Тирлянского района начинается породами зигальгинской свиты. В ее сложении принимают участие преимущественно кварциты. Ими сложены наиболее крупные возвышенности района: гора Ирмель, гора Биш-Баш и хребет Аваляк.

Кварциты зигальгинской свиты средне-, толстоплитчатые, реже глыбовые, с неровными бугристыми поверхностями напластования. В ряде горизонтов встречаются знаки волноприбойной ряби. Преобладающий цвет пород светло-серый с зеленоватым, розовым оттенком. Довольно часты серые разности неравномерно пятнистых кварцитов с желтыми, бурыми, розовыми пятнами. Некоторые прослои пород содержат мусковит. В верхней части разреза свиты встречаются прослои темно-серых, почти черных графитизированных разностей кварцитов.

Структура пород гранобластовая, порой с реликтами псаммитовой. Кроме кварца (до 95%), встречаются мусковит, серицит, хлорит; акцессорные минералы — циркон, рутил, турмалин, апатит и рудные.

В южных отрогах горы Иремель среди кварцитов была встречена пачка углистых филлитовых сланцев. Эти породы тонко- и микрополосчатые. Слои окрашены в темно- или светло-серые тона.

Относительно более древний возраст кварцитов зигальгинской свиты по сравнению с окружающими отложениями определяется положением их в ядре крупной Иремельской антиклинали. Общая структура территории в районе собственно горы Иремель и хребта Аваляк чрезвычайно сложная. Восточные и юго-восточные отроги горы слагают моноклинально падающие кварциты зигальгинской свиты, наклон слоев которых весьма устойчив и составляет 40—60°, совпадая с направлением падения более пологих склонов. Северо-восточные склоны горы Иремель, наоборот, представляют собой круто падающие обрывы, в нижней части которых обнажаются черные сланцы зигазино-комаровской свиты. Ни в одном случае к северо-западу от обрывов не отмечались выходы зигальгинских кварцитов, которые могли бы соответствовать противоположному крылу антиклинали с наклоном слоев на запад, северо-запад. Все это свидетельствует о том, что гора Иремель представляет собой сложно построенную моноклираль, наиболее древние породы которой (зигальгинская свита) выведены на дневную поверхность по двум параллельно расположенным ступенчатым взбросам с амплитудой до 1000 м. Этот вывод имеет принципиальное значение, поскольку еще недавно структура горы Иремель представлялась в виде пологой синклинали (Дингельштедт, 1933). Аналогичные односторонние моноклинали наблюдаются также на горе Синяк и на горе Дагар-Давды. Отчетливую антиклинальную структуру образуют породы зигальгинской свиты на горе Сундук.

Зигазино-комаровская свита залегает согласно на вышеописанных кварцитах. Свита представлена филлитовыми, преимущественно темного цвета сланцами и зеленокаменными породами. Рассматриваемые отложения развиты в северной части района, в отрогах горы Иремель и хребта Аваляк. Они также слагают большую территорию южнее этих гор, распространяясь приблизительно до широты Септинского болота. В западном направлении отложения свиты прослежены до хребта Бакты, где они трансгрессивно перекрыты песчаниками ордовика, а на востоке ограничены в своем распространении правобережьем р. Белой.

Стратиграфическое положение свиты выше зигальгинских кварцитов доказывается в ряде структур на горе Большой Аваляк и на хребте Аваляк. Вершины этих возвышенностей совпадают с ядрами антиклинальных складок и сложены кварцитами зигальгинской свиты, а склоны, соответствующие крыльям тех же антиклиналей, сланцами более молодой зигазино-комаровской свиты.

А. И. Иванов делит зигазино-комаровскую свиту на три толщи: серёгинскую, амбарскую и туканскую. Полных естественных разрезов, где можно было бы видеть последовательную смену этих толщ, в районе нет. В связи с плохой обнаженностью, толщи не выделены на геологической карте. Описание их было произведено по разобщенным разрезам, обнажениям, горным выработкам.

Серёгинская толща распространена в отрогах горы Иремель и хребта Аваляк. В сложении ее основную роль играют черные, темно-серые филлитовые сланцы, почти всегда содержащие углистое (графитистое) вещество. Породы преимущественно полосчатые, микрослоистые. Микрослоистость обусловлена наличием в сланцах тонких, толщиной в несколько миллиметров, прослоев алевролитов, чередующихся с более темными прослоями пелитового материала с графитом. Кроме того, в сланцах всегда присутствует хлорит, чешуйки серицита, придающие им серебристый блеск по



Фиг. 20. Обнажение плитчатых доломитов авзянской свиты близ дер. Старое Махмутово

плоскостям рассланцевания, и зерна кварца. В количественном соотношении минеральные составные части варьируют в больших диапазонах и наблюдаются все переходы от мягких существенно слюдястых сланцев к плотным алевролитам. В породах толщи ярко выражены сланцеватость и местами микроплочатость. Мощность толщи до 750 м.

Амбарская толща. Слагающие ее образования отмечаются в разрозненных обнажениях среднего течения р. Большой Авяяр, на площади к западу от дер. Курагужино, а также на территории между горой Иремель и хребтом Бакты. Толщу слагают филлитовые сланцы, аналогичные серёгинской толще, алевролиты, а также зеленокаменные породы. Зеленокаменные породы обладают массивным сложением, зеленой, зеленовато-серой окраской и иногда слабо выраженной полосчатостью. В минералогическом составе основную роль играют альбит, актинолит, мусковит, серицит, хлорит. Локальное распространение рассматриваемых образований, резкое изменение их мощности по простиранию, наконец, парагенетические ассоциации породообразующих минералов свидетельствуют о том, что первичными неметаморфизованными породами их являлись эффузивы дацитового, дацито-базальтового ряда и туфы.

Филлитовые сланцы, в отличие от сланцев серёгинской толщи, обладают более светлой окраской, меньшей степенью рассланцевания, что придает им, особенно алевролитам, массивный кварцитовидный облик. Мощность толщи 400 м.

Туканская толща занимает в зигазино-комаровской свите крайнее верхнее положение. Это доказывается на основе последовательной смены

пород свиты снизу вверх при движении в юго-западном и юго-восточном направлениях от периклинального замыкания горы Большой Аваляк и горы Баураш-Баш и др.

Отложения толщи особенно широко развиты в правобережье р. Белой от дер. Курагужино на севере до широты Верхнебельского лесничества на юге, а также в отрогах хребта Бакты. Во всех отмеченных пунктах толща сложена преимущественно филлитовыми сланцами и тонкозернистыми кварцито-песчаниками. Преобладающая окраска пород черная, темно-серая. Минералогический состав сланцев сходен с таковым сланцев нижележащих толщ. Участками в толще наблюдаются линзы бурого железняка. Мощность толщи 400—500 м.

Авзянская свита занимает более высокое стратиграфическое положение по отношению к зигазино-комаровской свите. Выходы пород авзянской свиты наблюдаются на обширной территории правого и левого берегов р. Белой, от дер. Суюндуково на юге до восточной рамки прилагаемой геологической карты (см. фиг. 18). Они слагают крылья Септинской синклинали в междуречье рек Большой Авняр и Белой и встречаются также небольшими изолированными участками в притоках рек Большой и Малый Авняр.

Наиболее полные разрезы свиты наблюдаются к востоку от дер. Николаевки, где отложения ее участвуют в строении западного крыла Септинской синклинали. Вся толща пород авзянской свиты расчленена здесь нами на четыре толщи (первая, вторая и т. д.). Структурное положение свиты в этом районе сомнений не вызывает, и естественная последовательная смена литологически различных пород, объединенных в толщи, строго определена.

Слагающие первую толщу породы обнажены в верхнем течении р. Белой в районе дер. Николаевки и в левобережье р. Малый Авняр. Толща представлена темно-серыми, почти черными доломитами, тонкоплитчатыми, полосчатыми, преимущественно крупнокристаллическими. Мощность до 50 м.

Породы второй толщи распространены в тех же районах, где и первой. Полоса отложений этой толщи прослеживается в меридиональном направлении параллельно среднему течению р. Большой Авняр, близ устья этой реки поворачивает в широтном направлении, четко очерчивая центриклинальное замыкание Септинской синклинали. Разрозненные обнажения этой толщи встречаются на левобережье р. Большой Авняр. Толща представлена зеленовато-серыми мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и филлитовыми сланцами. Перечисленные породы очень сходны между собой по составу и различаются структурными и текстурными особенностями, а также и вариацией процентного содержания основных породообразующих минералов — серицита, хлорита, кварца, реже полевого шпата. Песчаники и алевролиты почти всегда слоистые, что обусловлено чередованием полос различной крупности слагающих их минералов. Мощность толщи до 200 м.

Третья толща, доломитовая, имеет сравнительно широкое распространение в районе. Ее отложения протягиваются узкой полосой вдоль левого, а участками и правого берегов р. Белой, хорошо очерчивая контуры Септинской синклинали. Разрозненные выходы доломитов третьей толщи известны также в левых притоках р. Большой Авняр и близ устья р. Малый Авняр. Породы обладают очень характерной белой, светло-серой, желтоватой окраской. К западу от дер. Старое Махмутово были встречены крупнокристаллические разности розового цвета. Доломиты, как правило, толстослоистые, реже неслоистые, тонкозернистые, плотного сложения (фиг. 20). К западу от дер. Старое Махмутово, а также в 3 км к северу от нее и по р. Кужа-Байда, в верхней части толщи в большом количестве встречаются строматолитовые доломиты.



Литологический состав толщи чрезвычайно устойчив и не позволяет смешать ее с какими-либо карбонатными горизонтами иного стратиграфического положения. Мощность толщи 100—150 м.

Наконец, породы последней, четвертой толщи в своем распространении следуют контурам нижележащих доломитов. Толща сложена филлитовыми, иногда углистыми сланцами черной окраски. Углистые сланцы особенно характерны для ее разрезов к северу от дер. Старое Махмутово и в выходах западнее дер. Николаевки. В левобережье р. Белой и по р. Кужа-Байда большую роль в составе толщи играют мягкие филлитовые сланцы зеленой окраски. Близ дер. Суюндуково в верхней части толщи наблюдаются тонкие прослои (до 20 см) светло-серых кварцевых песчаников. Мощность толщи до 120 м.

Суммарная мощность отложений авзянской свиты около 500 м, из них приблизительно две трети приходится на терригенно-сланцевые породы и лишь треть всей мощности — на доломиты и известняки.

Несколько иное деление авзянской свиты было предложено А. И. Ивановым. В пределах описываемой территории, а также площади, примыкающей с запада (район Малого Инзера), он выделил пять толщ (снизу): катаскинскую (доломитовую), малоинзерскую (сланцевую), ушаковскую (доломитовую), зеленую (сланцевую) и реветскую (доломитовую). По описанию А. И. Иванова, нижняя катаскинская толща весьма маломощна и в восточной части района выпадает из состава авзянской свиты. Следующая за ней малоинзерская толща, как отмечает исследователь, весьма близка по литологическому составу к отложениям зигазино-комаровской свиты и в Тирлянском районе практически не может быть отделена от последней. Исходя из этого замечания, мы считаем на рассматриваемой территории целесообразным проводить нижнюю границу авзянской свиты по подошве ее первого снизу карбонатного горизонта. Судя по описанию, таковой является ушаковская толща стратиграфической схемы А. И. Иванова. В таком случае вышележащая вторая толща отвечает — зеленой, а третья карбонатная — реветской. Эта толща, по описанию А. И. Иванова, завершает разрез авзянской свиты. В Тирлянском же районе реветские доломиты перекрыты еще одной четвертой сланцевой толщей, отсутствующей в разрезах авзянской свиты более западных районов.

Авзянская свита завершает сложный цикл осадконакопления юрматинской серии. Несмотря на общую тенденцию огрубения осадков авзянской свиты в направлении с запада на восток и замещение ряда карбонатных ее горизонтов песчано-сланцевыми породами, свита сохраняет основные присущие ей черты строения и литологического состава.

Появление в верхних горизонтах авзянской свиты филлитовых сланцев и выпадение нижней карбонатной толщи необходимо рассматривать как общую смену фациального состава древних свит Башкирского миогеосинклинального прогиба в восточном направлении, в сторону хребта Урал-Тау.

### Каратавская серия

**Зильмердакская свита.** Терригенными отложениями этой свиты открывается новый цикл седиментации мощной каратавской серии верхнего рифея.

По литологическому составу слагающих пород свиту в районе можно расчленить на две толщи: нижнюю кварцито-сланцевую и верхнюю кварцитовую. Толщи разобщены между собой и в одном разрезе на рассматриваемой территории нигде не встречаются. Нижняя толща распространена к северу и к востоку от р. Большой Авняр в районах развития пород авзянской свиты. Верхняя толща, наоборот, обнажена лишь к югу от р. Большой Авняр в ядрах антиклиналей, среди более молодых пород каратав-

ской серии. Река Большой Авняр является, таким образом, естественным рубежом, отделяющим нижнюю толщу зильмердакской свиты от верхней; с долиной этой реки совпадает крупный тектонический разлом, имевший, по-видимому, длительную историю развития. Территория, примыкающая к разлому с северо-востока, приподнята не менее чем на 1000 м. Верхние горизонты зильмердакской свиты, да и всего каратавского комплекса здесь размыты.

Нижняя толща зильмердакской свиты слагает большие площади к югу от Септинского болота, где породы участвуют в строении ядра одноименной синклинали. Они обнажаются также в ряде высот левого берега р. Белой от дер. Суюндуково до восточной рамки прилагаемой геологической карты (см. фиг. 18) и на холмах к западу от дер. Николаевки. Во всех отмеченных пунктах отложения толщи участвуют в сложении ядер синклиналей, крылья которых слагают породы авзянской свиты.

Контакт нижней толщи с более древними отложениями авзянской свиты в пределах исследованной территории нигде обнаружен не был. По наблюдениям А. И. Иванова, исследовавшего зильмердакскую свиту на большой площади, слагающие ее кварциты ложатся трансгрессивно на нижележащие породы авзянской свиты, перекрывая местами различные ее толщи.

В сложении нижней толщи участвуют кварцито-песчаники и кварциты, аркозовые кварциты с редкими маломощными прослоями филлитовых сланцев.

Кварцито-песчаники в преобладающей части обнажений грубослоистые и даже глыбовые, лишь в низах толщи близ дер. Старое Махмутово и к югу от Септинского болота встречаются тонкоплитчатые разности. По внешнему виду породы обладают массивным сложением, серой, желтовато-серой, реже белой окраской. Отдельные горизонты нижней толщи, особенно на левобережье р. Белой, интенсивно рассланцованы, и по трещинам кливажа развиты чешуйки серицита и хлорита.

Почти для всех горизонтов нижней толщи характерно присутствие полевых шпатов, количество которых доходит порой до 40—50 % объема породы. Полевые шпаты имеют изометричную форму, выделяясь светло-желтыми обломками размером 1—2 мм на общем сером фоне породы.

Под микроскопом породы обнаруживают псаммитовую структуру, переходящую местами в гранобластовую. Зерна кварца составляют основу породы. Они хорошо окатаны и порой плотно прилегают друг к другу.

Микроклин присутствует в виде зерен различной величины с отчетливо полисинтетическими решетчатыми двойниками. Кроме того, в породе постоянно присутствуют мусковит, серицит, хлорит, а из аксессуарных — турмалин, циркон, коленчатые двойники рутила, реже апатит, лейкоксен, ильменит.

К востоку от дер. Старое Махмутово по ручью Городской Ключ в низах толщи отмечена галька кварца, кварцита и, очевидно, выщелоченного карбоната. Размер гальки 2—3 см. Вмещающие кварциты имеют гравийный облик.

Филлитовые сланцы среди кварцитов отмечались нами лишь в искусственных выработках. Ни мощность этих пород, ни поведение их в разрезе ввиду плохой обнаженности проследить невозможно. По-видимому, они присутствуют в толще прослоями мощностью, не превышающей нескольких метров, и по простирацию быстро переходят в кварциты.

По внешнему облику филлитовые сланцы представляют собой породы зеленовато-серой окраски хорошо рассланцованные, участками отчетливо слоистые.

Микроскопическое изучение филлитов показывает, что они состоят из кварца, серицита и хлорита. В обломках встречаются слюды и полевой



Фиг. 21. Скальные выходы кварцитов зильмердакской свиты на хребте Большой Баштур

шпат. Структура пород лепидобластовая, микролепидобластовая. Мощность толщи до 600 м.

Породы верхней толщи обнажаются на западном крыле Тирлянкой синклинали к югу от дер. Николаевки на хребте Большой Баштур; в 2 км к западу от дер. Суюндуково на холме в правобережье р. Белой и на возвышенности между ручьями Черный Ключ и Крутой Овражек. В сложенности толщи принимают участие тонко-, среднеплитчатые, реже глыбовые кварциты и кварцито-песчаники светло-серой, белой и желтоватой окраски со следами косога наслоения и знаками волноприбойной ряби.

По литологическому составу эти породы несколько отличны от сходных пород нижней толщи резким уменьшением содержания полевых шпатов, более осветленной окраской, отчетливо выраженной слоистостью. Под микроскопом они обнаруживают псаммитовую, бластоппсаммитовую структуру с раскристаллизованным цементом серицито-хлорито-кварцевого состава. Основную массу песчаников составляют хорошо окатанные зерна кварца (30—60%), в единичных же обломках встречаются микроклин, чешуйки мусковита, биотита и почти всегда кристаллы пирита с поперечным сечением четырехугольной или шестиугольной формы.

В сильно метаморфизованных разностях этих пород, которые наблюдаются в наиболее восточных выходах верхней толщи (дер. Суюндуково), они превращены в типичные кварциты. Структура этих пород гетеробластовая, зубчатая с размером зерен кварца 0,1—0,5 мм (до 90%). Между зернами кварца располагаются чешуйки мусковита, биотита, почти всегда переходящего в хлорит. Из вторичных минералов встречается также альбит. Акцессорные — турмалин, циркон, сфен.

Отчетливо выраженную антиклиналь, запрокинутую на север, описанные породы образуют лишь на возвышенности к западу от дер. Суюндуково. На хребте Большой Баштур отложения верхней толщи зильмердакской свиты слагают гряды кварцитов (фиг. 21), моноклинально падающих на юг (азимут падения 200—220°,  $\angle$  40—60°, при опрокинутом залегании 350—360°,  $\angle$  70—90°). На возвышенности в правобережье верхнего

течения р. Крутой Овражек падение пород на север (азимут падения 10—20°,  $\angle$  40—70°). Антиклинальное строение рассматриваемых участков и приуроченность пород зильмердакской свиты к ядрам этих антиклиналей выясняется лишь при общем анализе тектоники рассматриваемой территории.

Зильмердакские кварциты и кварцито-песчаники перекрываются терригенно-сланцевыми породами аршинской свиты. Ее отложения слагают обширные площади на правобережье р. Белой к северу от пос. Тирлянского. Сводный разрез свиты в верхнем течении р. Черный Ключ представлен в следующем виде (снизу).

1. Грубозернистые кварцевые, реже аркозовые песчаники серого, зеленовато-серого цвета с подчиненными прослоями алевролитов, хлоритосерицито-кварцевых сланцев той же окраски и мелкогалечных конгломератов в нижней части. Мощность 80—120 м.

2. Массивные зеленокаменные породы (диабазы, диабазовые порфириды, их туфы и туфобрекчи) с характерной фиолетовой, лиловой, темно-синей окраской, порой миндалекаменной текстурой. Мощность 0—100 м.

3. Толща переслаивания разномасштабных полимиктовых песчаников, алевролитов и серицито-хлорито-кварцевых сланцев. В нижней части толщи присутствуют прослои и линзы доломитов и известняков мощностью до 10—15 м, в верхней — преобладают тонконаслоенные алевролиты и сланцы, но встречаются горизонты конгломератов. Это конгломераты, обнажающиеся близ устья р. Тирлян, по р. Арше, на горе Малый Шатак и в других пунктах.

Близ горы Малый Шатак, в верховьях ручья Черный Ключ конгломераты слагают 20-метровый обрыв. Галька конгломератов представлена светло-серыми доломитами и известняками, окремнелыми доломитами, кварцитами, кварцито-песчаниками, реже серицито-кварцевыми сланцами. Галька располагается в обнажении послойно, составляя 30—50 %. Степень окатанности ее хорошая. Приблизительно тот же состав имеют обломочные породы в обнажении по ручью Городскому. Однако преобладающими обломками здесь являются доломиты, оолитовые кремнистые доломиты, в меньшей степени кварциты, кварц и в одном случае был встречен обломок гранита. Степень окатанности обломков средняя.

Конгломераты в устье р. Тирлян отличаются от вышеописанных плохой окатанностью и резким сокращением в их составе роли карбонатных обломков. Галька в основном представлена светло-серыми, белыми кварцитами, реже серицито-кварцевыми сланцами, и как исключение были встречены обломки известняков. По составу обломки в одних случаях напоминают кварциты курташской свиты, в других — метаморфизованные разности пород зильмердакской и, наконец, большая часть обломков сходна с кварцито-песчаниками вмещающих образований аршинской свиты. Близки составу отложений аршинской свиты также обломки серицито-кварцевых сланцев и зеленокаменных пород. Состав галечного материала, характер его залегания, сортировка, окатанность и т. д. свидетельствуют о происхождении конгломератов за счет внутриформационных перерывов, по-видимому, неоднократно имевших место при формировании аршинской свиты.

Венчают свиту белые кварциты и кварцито-песчаники. Мощность толщи не менее 600 м.

Породы аршинской свиты исключительно интенсивно перемяты, повсеместно разбиты трещинами кливажа. Структуры часто запрокинуты на запад-юго-запад, реже в противоположном направлении. Благодаря наличию в свите хорошо прослеживаемых горизонтов кварцито-песчаников, а также зеленокаменных пород и доломитов, некоторые складки удается оконтурить по этим маркирующим горизонтам на местности. Так, достаточно хорошо контролируется зеленокаменными породами и прослоями

доломитов синклиналь в верховьях р. Черный Ключ. Южный борт этой структуры срезан небольшим сбросом северо-восточного направления. Вдоль линии нарушения в северном приподнятом блоке обнажаются кварцито-песчаники зильмердакской свиты. С юга под углом к тектоническому контакту подходят различные горизонты аршинской свиты. Последовательность напластования пород свиты к северу от этого участка и к югу от хребта Большой Баштур полностью совпадает и являет собой зеркальное отражение крыльев синклинальной структуры.

Синклинальное замыкание очерчивается горизонтом кварцито-песчаников, литологически сходных с подобными же породами зильмердакской свиты в 3 км к югу от верховьев р. Крутой Овражек. Кварцито-песчаники венчают здесь разрез аршинской свиты и согласно подстилаются зеленокаменными породами. Этот горизонт кварцито-песчаников в подобном же стратиграфическом соотношении прослежен в среднем течении р. Арша по контакту пород аршинской и миньярской свит.

Метаморфизм пород аршинской свиты западного крыла Тирлянкой синклинали заметно увеличивается в восточном направлении. Отдельные прослои песчаников переходят в кварцито-песчаники и даже кварциты. Эффузивы и их туфы утрачивают в ряде случаев реликты первичных структур, переходя в массивные зеленокаменные породы. В туфогенных сланцах близ дер. Суюндуково правобережья р. Белой из новообразованных минералов отмечен эпидот, отсутствующий в подобных породах более западных районов.

Согласно и, возможно, с небольшим перерывом отложения аршинской свиты перекрыты доломитами и доломитизированными известняками миньярской свиты. Породы преимущественно неяснослоистые, серой окраски. Отдельные их прослои переполнены строматолитами. Среди многочисленных находок строматолитов в отложениях свиты И. Н. Крыловым из сборов 1959 г. в районе дер. Николаевки и в верховьях р. Тирлян была определена форма *Minjaria uralica* Krilov., типичная для верхнерифейских отложений каратавской серии Южного Урала. Эта форма, как указывает И. Н. Крылов (1959), встречается в отложениях, сопоставимых с каратавской серией на полуострове Канин, Полудовом Кряже, Тимане.

Породы миньярской свиты во всех отмеченных выходах венчают разрез каратавской серии, выполняя ядра наиболее крупных синклиналей района. Подобная приуроченность к отрицательным элементам тектонических структур в сочетании с неустойчивостью отложений миньярской свиты к процессам выветривания обусловили положение ее в пониженных участках рельефа. Так, к юго-востоку от дер. Николаевки породы миньярской свиты слагают узкую синклиналь, шарнир которой совпадает с направлением долины нижнего течения р. Большой Авяяр. Эти же отложения наблюдаются в ядре синклинали вдоль среднего течения ручья Черный Ключ. Особенно широкое поле карбонатных пород миньярской свиты оконтурено в долине верхнего течения р. Арши. Как и в предыдущих случаях, рассматриваемые отложения слагают ядро синклинальной складки. Восточное крыло этой структуры смято в серию мелких вторичных складок меридионального простирания, преимущественно запрокинутых на запад. Антиклинальные структуры обычно морфологически ярко выражены невысокими хребтиками, сложенными песчано-сланцевыми отложениями аршинской свиты. Хребтики — антиклинали, погружаясь на север с различной степенью крутизны (наклон осей 20—60°), своеобразными «языками» далеко вдаются в поле карбонатных пород. В связи с этой особенностью, восточный контур распространения пород миньярской свиты описываемой синклинали характеризуется в плане извилистостью и сложностью очертаний. Западный борт имеет более спокойное строение, но,

сохранили реликты первичных псаммитовых, псеффито-псаммитовых структур с раскристаллизованным цементом. Глинистые отложения превращены в филлитовые сланцы с ограниченным числом новообразованных минералов (серицит, хлорит, кварц).

Иначе обстоит дело с отложениями курташской свиты. Слагающие ее породы метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев. В них полностью отсутствуют реликты первичных структур пород, много минералов высокотемпературных ступеней метаморфизма. Для кварцитов очень характерными структурами являются гомеобластовая, гранобластовая. В этих условиях ряд минералов низкотемпературной фации замещается более высокотемпературными. По-видимому, такое явление имело место с полевыми шпатами зильмердакской свиты на хребте Урал-Тау, которые были замещены агрегатом мусковита, кварца, хлорита.

На хребте Урал-Тау курташская свита не сохранила реликтов полевых шпатов, по которым можно было бы судить о правильности высказанного предположения. Однако в переходной зоне восточного крыла Тирлянской синклинали мы видим, что отдельные горизонты сильно метаморфизованных песчаников зильмердакской свиты, полностью перешедших в кварцит, как правило, не содержат обломков полевых шпатов, но всегда в них присутствует новообразованный мусковит и серицит. Структура таких кварцитов гетеробластовая.

Наоборот, в слабо метаморфизованных песчаниках тех же районов мы находим обломки полевых шпатов, частично или полностью серицитизированных.

Чем дальше на запад от хребта Урал-Тау движется исследователь, тем степень метаморфизма пород зильмердакской свиты меньше и тем слабее изменены полевые шпаты (Олли, 1948).

Сейчас трудно сказать, какой из двух упомянутых причин «обязаны» породы курташской свиты отсутствию в них полевых шпатов. Скорее всего в процессе формирования зильмердакской — курташской свит имело место как значительное фациальное замещение слагающих их пород, так и переход полевых шпатов в результате метаморфизма в мусковит, хлорит, серицит, биотит. Во всяком случае, трудно себе представить, что в «курташское время» на территории хребта Урал-Тау существовал обширный морской бассейн, в котором накапливались бы мощные толщи терригенных пород, состоящие только из чистого кварца.

Переходим к вопросу сопоставления более глубоких горизонтов восточного крыла Башкирского антиклинария и хребта Урал-Тау.

Как мы уже отмечали, в Присакмарском районе хребта Урал-Тау непосредственно ниже кварцитов курташской свиты располагается мощная серия кварцито-сланцевых пород, выделенных здесь в карамалинскую, юмагузинскую, кайраклинскую и галеевскую свиты. Серия сложена преимущественно осадочными породами, превращенными в кристаллические сланцы и кварциты. Для большинства ее горизонтов и свит характерно наличие графита, придающего породе черный цвет. В кайраклинской и карамалинской свитах присутствуют мощные, до 500 м, горизонты измененных эффузивов и их туфов. В верхних горизонтах серии мы встречаем прослои и линзы мраморизованных карбонатных пород. Перечисленные свиты максютовской серии без признаков несогласия последовательно сменяют друг друга, образуя единый цикл седиментации от кварцитов галеевской свиты до карбонатов и сланцев карамалинской.

Аналогичную картину мы наблюдаем в строении юрматинской серии Тирлянского района. Этот район отстоит от Присакмарского на 150—200 км, однако черты сходства сравниваемых серий столь разительны, что не позволяют сомневаться в полной сопоставимости и синхронности по времени образования этих комплексов пород.

Сходство этих серий можно свести к следующим основным пунктам.

1. В обоих случаях рассматриваемые серии пород расположены ниже пачек кварцитов или же кварцито-песчаников — устойчивых маркирующих горизонтов для «своей» структурно-фациальной зоны: в первом случае это зильмердакская свита Башкирского антиклинория, во втором — курташская свита хребта Урал-Тау.

2. Если условно снять с отложений рассматриваемых серий явления метаморфизма, то в обоих случаях мы наблюдаем породы, первичный литологический состав которых весьма близок между собой.

В основании серий залегают серые, желтовато-серые, темно-серые песчаники средне-, толстоплитчатые, равномерно-наслоенные с прослоями глинистых пород. Вверх по разрезу они сменяются песчано-сланцевыми образованиями с преимущественным развитием последних. Породы этих толщ тонко-, среднеплитчатые, полосчатые и почти всегда содержат углистое вещество, окрашивающее их в темный цвет. Кстати отметим, что углистое вещество в более молодых сериях (каратавской, суванянской, ашинской) встречается лишь как исключение.

Присутствие в верхних частях максютовской серии прослоев и линз мраморизованных известняков ясно указывает на то, что мы имеем в ее составе аналоги не только зигазино-комаровской, но и авзянской свит.

3. В обоих случаях сравниваемые серии содержат прослои основных эффузивов.

4. Обе серии приблизительно равны по мощности слагающих их отложений (юрматинская — 2500—3000, максютовская — 2000—2500 м).

5. Обе сопоставляемые серии Тирлянского и Присакмарского районов обладают отчетливо выраженным циклическим строением разрезов. Нижние части их представлены мощными горизонтами кварцитов (зигальгинская и галеевская свиты); средние — преимущественно сланцами (зигазино-комаровская и, с другой стороны, кайраклинская, юмагузинская, карамалинская), а верхние содержат прослои или линзы карбонатных пород (авзянская и карамалинская свиты).

6. Наконец, что важно с практической точки зрения, к верхним горизонтам как той, так и другой серии приурочены месторождения и рудопроявления медноколчеданного и железорудного типа (Иванов, 1937; Горохов, 1960).

Резюмируя все вышеизложенное, мы считаем, что галеевская свита соответствует зигальгинской, а кайраклинская, юмагузинская и карамалинская — зигазино-комаровской и авзянской свитам. При этом можно условно параллелизовать каждую из верхних свит максютовской серии Урал-Тау с толщами зигазино-комаровской свит: серёгинскую с кайраклинской, а амбарскую, туканскую толщи совместно и авзянскую свиту с карамалинской.

Выше мы говорили, что в северных районах хребта Урал-Тау максютовская серия представлена лишь верхними горизонтами карамалинской свиты (уткальской, по Д. Г. Ожиганову). Параллелизация этих отложений с отложениями древних свит Западного склона произведена М. И. Гараном (1959). В Златоустовском районе им были выделены четыре свиты (сверху): уйташская, сложенная слюдяно-кварцевыми сланцами, кварцитами, аркозовыми кварцитами с галькой конгломератов; уреньгинская, состоящая из доломитовых мраморов, магнезитов, углистых, графитистых филлитов, оттрелитовых, слюдяно-гранатовых, слюдяно-ставролитовых, силлиманитовых и альбитизированных сланцев; таганайская, преимущественно кварцитовая с прослоями графитистых филлитов и слюдяно-гранатовых сланцев и, наконец, кувашская, представленная эффузивами, сланцами и конгломератами.

М. И. Гарань считает, что уйташская свита отвечает зильмердакской свите Башкирского антиклинория и, следовательно, курташской

свите Урал-Тау. Уреньгинская свита отвечает стратиграфическому интервалу, занимаемому авзянской и зигазино-комаровской свитами, а на хребте Урал-Тау — карамалинской свитой. Отложения таганайской свиты сопоставлялись М. И. Гаранем с зигальгинской свитой Башкирского антиклинория, а на хребте Урал-Тау с кварцитами и сланцами ишимбетовской свиты стратиграфической схемы Д. Г. Ожиганова. Согласно новой схеме стратиграфии хребта Урал-Тау можно считать, что таганайская свита кварцитов соответствует галеевской свите хребта Урал-Тау.

Обосновывая сопоставление древних свит Златоустовского и Кирябинского районов, М. И. Гарань писал следующее: «На хребте Уйташском зильмердакские кварциты перекрывают сланцевую толщу, относящуюся к авзянской и зигазино-комаровской свитам. В районе с. Кирябинского кварциты также перекрывают толщу черных углисто-кремнистых и углисто-глинистых филлитовидных, частью альбитизированных сланцев (карамалинской свита. — С. Г.). Эта толща по своему литологическому составу и стратиграфическому положению полностью соответствует сланцевой толще, подлежащей зильмердакским кварцитам хребта Уйташского и, следовательно, также отвечает зигазино-комаровской и авзянской свитам. Таким образом, в районе хребта Уйташ и с. Кирябинского мы имеем один и тот же разрез. Это обстоятельство имеет решающее значение в смысле увязки златоустовского разреза зоны Урал-Тау с разрезом, предложенным Д. Г. Ожигановым для той же зоны Башкирского Урала» (Гарань, 1959, стр. 22). Это высказывание лишний раз свидетельствует о том, что сопоставляемые отложения хребта Урал-Тау и Башкирского поднятия как в сближенных, так и в удаленных районах сохраняют в принципе все те основные черты строения, литологического состава, мощности, металлогении и т. п., которые характеризуют их как разновозрастные отложения единой позднедокембрийской геосинклинали Урала.

Прежде чем завершить этот раздел, кратко остановимся еще на одном представлении о корреляции разрезов Башкирского антиклинория и хребта Урал-Тау. Мы имеем в виду упомянутую нами работу А. И. Олли и В. А. Романова «О сопоставлении допалеозойских отложений западного склона Южного Урала и хребта Урал-Тау» (1960). В этой статье авторы, используя новые материалы по стратиграфии хребта Урал-Тау, предлагают оригинальную схему сопоставления позднедокембрийских отложений, согласно которой разрез хребта Урал-Тау может отвечать всем трем сериям рифея Башкирского антиклинория. В качестве сравнительного эталона максютовской серии Урал-Тау А. И. Олли и В. А. Романов принимают разрез Присакмарского района. Переходным типом разреза этой серии в Башкирском антиклинории авторы считают район к западу от г. Белорецка. Стратиграфия этого района была разработана А. И. Ивановым. Общность рассматриваемых разрезов сравниваемых районов, как пишут авторы, заключается в следующем: «1. Если исключить галеевскую свиту хребта Урал-Тау, то в обоих районах наблюдается однотипное трехчленное строение разреза, причем нижняя свита и здесь и там представлена заметно графитизированными сланцами с подчиненными горизонтами измененных основных эффузивов и с линзами, либо прослоями карбонатных пород, в том числе магнезитов.

Средняя свита в обоих районах сложена кварцитами и слюдяно-кварцевыми сланцами, а в верхних свитах существенное значение приобретают измененные основные эффузивы, наряду с которыми широко распространены и углистые сланцы.

2. В обоих районах названный комплекс однотипно с отчетливым несогласием и перерывом перекрывается мощной толщей кварцитов, имеющих маркирующее значение как в полосе Урал-Тау, так и в зоне, переходной к Башкирскому антиклинорию. В первом случае это кварциты курташской свиты, а во втором — зигальгинской.



3. В обоих районах названный комплекс является наиболее древним, обнажающимся только в сводовых частях наиболее крупных антиклинальных структур» (Олли, Романов; 1960; стр. 85).

Последний, третий, пункт едва ли может быть приведен в качестве доказательства сопоставления, что же касается первых двух, то, как мы видели, они в равной мере могут быть приведены в качестве доказательства сопоставимости максютовской серии хребта Урал-Тау с юрматинской серией Тирлянского района (см. стр. 103).

Но временно допустим, что эти исследователи правы в своих построениях и что максютовская серия на самом деле соответствует бурзянской. Каким же образом проводят они корреляцию более молодых отложений?

А. И. Олли и В. А. Романов считали, что параллелизация зильмердакской и курташской свит невозможна, поскольку последняя не содержит полевых шпатов, а для первых они являются характерным признаком. По мнению этих исследователей, нельзя объяснить отсутствие полевых шпатов в породах курташской свиты на хребте Урал-Тау фациальным изменением, так как расстояние для подобного замещения слишком мало — 10—25 км. В качестве аналога зильмердакской свиты авторами были приняты кварциты акбиикской свиты, содержащие иногда заметное количество полевых шпатов. «Поскольку более высокое стратиграфическое положение ее (акбиикской свиты.— С. Г.) по сравнению с курташской свитой ни у кого не вызывает сомнения, то естественно, курташская свита должна быть древнее зильмердакской» (Олли, Романов, 1960; стр. 86).

Описывая отложения акбиикской свиты, мы отмечали, что в основном эту свиту слагают сланцевые образования; кварциты, как правило, подчинены сланцам. Наиболее мощные горизонты их мы наблюдаем лишь на отрезке от хребта Крака до г. Белорецка. Что касается полевых шпатов в прослоях кварцитов акбиикской свиты, то роль их крайне незначительна, во всяком случае, их редко можно назвать аркозовыми, в то время как зильмердакские песчаники почти всегда аркозовые и они, как отмечают А. И. Олли и В. А. Романов, хорошо прослеживаются с запада на восток от передовых хребтов западного склона Южного Урала и хребта Кара-Тау до Тирлянского и Белорецкого районов, не изменяя заметно своего фациального состава.

В Тирлянском же районе отложения курташской и зильмердакской свит залегают стратиграфически ниже отложений акбиикской свиты и ее аналога аршинской свиты. Вышеприведенные соображения не позволяя нам согласиться с параллелизацией зильмердакской свиты с отложениями акбиикской свиты в целом или с отдельными ее горизонтами (укшук-арвякской свитой, по Д. Г. Ожиганову), как делают это А. И. Олли и В. А. Романов. Сопоставление этих свит не оправдано ни сходством их литологического состава, ни структурным их положением в переходной зоне Тирлянского и Белорецкого районов.

Мы не останавливаемся подробно на аргументации, которую приводят А. И. Олли и В. А. Романов в обоснование сопоставления более молодых свит Башкирского антиклинория и хребта Урал-Тау. Опираясь в основном на схему стратиграфии Д. Г. Ожиганова, авторы параллелизуют дегтярскую свиту с мазаринской и зигазино-комаровской, укшук-арвякскую с авзянской. Каратавская серия, исключая зильмердакскую свиту, по мнению исследователей, отвечает белекейской свите. А. И. Олли и В. А. Романов отмечают, что состав мазаринской свиты в целом имеет много сходного с дегтярской свитой южных районов, где только роль эффузивов заметно меньше. Такое заключение нельзя считать правильным. В составе мазаринской подсвиты основную роль играют песчаники грауваккового типа, превращенные в бластопофировые сланцы, а также редкие прослои эффузивов, кварцитов, линзы конгломератов.

В дегтярской же свите, переведенной нами в настоящей работе в ранг подсвиты, участвуют кварциты в тонком переслаивании с порфиробластовыми сланцами. Первичными неметаморфизованными породами этой подсвиты являлись тонкопереслаивающиеся кварцевые песчаники и песчано-глинистые образования. Никаких прослоев эффузивов, на которые ссылаются исследователи, в дегтярской подсвите нет. С другой стороны, как мы видели, мазаринская подсвита залегает трансгрессивно на отложениях курташской свиты, являясь фациальным аналогом нижних горизонтов акбиикской свиты. Эта же свита трансгрессивно ложится и на дегтярскую подсвиту. Последняя тесным образом связана с курташской свитой и является ее фацией. Таким образом, синхронизировать мазаринскую и дегтярскую подсвиты невозможно, поскольку они занимают различное стратиграфическое положение и отделены одна от другой региональным несогласием.

Параллелизация отложений дегтярской или мазаринской подсвит с породами зигазино-комаровской свиты также ни в коей мере не оправдана ввиду резкого различия литологического состава этих свит. Для зигазино-комаровской свиты Тирлянского района характерны филлитовые графитистые сланцы черной окраски почти во всех ее горизонтах. В мазаринской же подсвите, залегающей в верховьях р. Белой не далее чем в 10 км от зигазино-комаровской свиты, не было встречено ни одного прослоя графитистых сланцев (это же замечание относится и к дегтярской подсвите). В то же время в конгломератах мазаринской подсвиты встречаются обломки графитизированных сланцев и кварцитов, сходные по петрографическому составу с отложениями верхних горизонтов максютовской серии.

Столь же спорно сопоставление укшук-арвякской подсвиты с авзянской. Обе эти свиты находятся в верховьях р. Белой на расстоянии нескольких километров друг от друга. Первая из них состоит из кварцитов, сланцев и конгломератов, а вторая — только из сланцев и карбонатных пород. Трудно объяснить на столь небольшом расстоянии переход кварцито-конгломератовых толщ в сланцево-карбонатные.

Значительно логичнее звучат доводы А. И. Иванова и М. И. Гараня, считающих, что породы авзянской свиты сопоставимы по ряду признаков с отложениями верхних горизонтов кармалинской свиты.

Различные точки зрения о возрасте древних свит Урал-Тау и Башкирского антиклинория, их сопоставление и т. д. лишний раз свидетельствуют о сложности проблем, стоящих перед исследователями, изучающими отложения верхнего докембрия Урала. Необходимо признать, что и предлагаемая нами схема сопоставления требует по ряду спорных вопросов дополнительных доказательств (таблица). Предлагаемая схема сопоставления может рассматриваться как предварительная. Отдельные ее положения должны быть уточнены в ходе дальнейшего изучения древних толщ Урала.

Завершая раздел, кратко остановимся на тектонической природе контакта древних свит Башкирского антиклинория и метаморфических толщ Урал-Тау.

А. И. Олли указал в свое время (1948), что в проблеме взаимоотношения древних свит с метаморфическими толщами хребта Урал-Тау необходимо рассматривать два самостоятельных вопроса: возрастное соотношение их и характер контакта между ними.

Исследователи Южного Урала в подавляющем большинстве случаев решали лишь первую часть проблемы — проблему возрастного соотношения древних свит Уралтауского и Башкирского антиклинориев, в то время как характер контакта между ними в большинстве случаев обходился молчанием.

Наиболее полно этот вопрос был затронут А. И. Олли (1948), который считал, что соприкосновение древних свит рассматриваемых структур происходит нормально, без каких бы то ни было дизъюнктивных наруше-

ний. Он отметил, что исследователи в зоне соприкосновения древних толщ видят лишь поверхности стратиграфического несогласия, но не тектоническое нарушение. В соответствии с этим взглядом на тектонической карте Южного Урала, составленной Олли совместно с Романовым, переходная Тирлянская синклиналь изображена в виде нормальной пликативной структуры с симметрично построенными крыльями. Аналогичного взгляда придерживаются А. Н. Заварицкий, М. И. Гарань и др.

Другая, более многочисленная группа исследователей, наоборот, полагает, что взаимоотношение между древними свитами западной и центральной зон — тектоническое (Либрович, 1932; Ожиганов, 1955<sub>1</sub>; Г. Ленных, А. Иванов).

Наши наблюдения позволяют придерживаться второй точки зрения и утверждать, что в верхнем течении р. Белой по границе структурно-фациальных зон имеет место разлом допалеозойского возраста.

Породы палеозоя ядра Тирлянской синклинали образуют нормальную структуру с полновыраженными крыльями и плавными центрoклинальными замыканиями. Они залегают на отложениях рифея резко трансгрессивно и представляют по отношению к последним более молодой структурно-тектонический этаж. Если мысленно снять отложения палеозоя ядра Тирлянской синклинали с геологической карты, то бросается в глаза резкое несоответствие простирания пород рифея в западном и восточном крыльях структуры. Это несоответствие особенно ярко проявляется в отложениях каратавской серии.

На хребте Урал-Тау (восточное крыло Тирлянской синклинали) породы каратавской серии смяты в систему вторичных складок северо-восточного простирания, запрокинутых к осевой части антиклинория. В западном же крыле Тирлянской синклинали породы каратавской серии смяты в складки субширотного, северо-западного простирания, перпендикулярного по отношению к структурам одновозрастных отложений восточного крыла этой синклинали.

В районе наибольшего сближения западного и восточного крыла Тирлянской синклинали близ дер. Суюндуково отложения каратавской серии разделены между собой лишь долиной р. Белой. На правом берегу этой реки в ядре вторичной брахиантиклинальной складки, запрокинутой на северо-восток, обнажаются кварцито-песчаники зильмердакской свиты. Крылья этой структуры слагают песчано-сланцевые образования аршинской свиты. Ось складки воздымается на юго-восток в сторону хребта Урал-Тау. Максимальная амплитуда размаха крыльев до 3 км. На противоположном, левом, берегу р. Белой, территориально относящемся уже к хребту Урал-Тау, обнажаются породы верхней толщи аршинской свиты, имеющие обычное для этих районов северо-восточное простирание слоев с пологим падением на северо-запад, т. е. навстречу «торцовой» части вышеописанной антиклинали. Подобное явление резкой смены простирания структур и выпадения отложений части зильмердакской и аршинской свит нельзя объяснить обычным пликативным поворотом. Несомненно, в этом районе мы имеем пример дизъюнктивного нарушения в отложениях допалеозоя.

Интересные взаимоотношения можно наблюдать в 7 км севернее от только что рассмотренного пункта в разрезе правого борта ручья Улубай (левый приток р. Белой). В 3 км выше устья этой реки, близ животноводческой фермы, отложения метаморфических толщ хребта Урал-Тау отделены от свит Башкирского антиклинория неширокой (до 500 м) долиной меридионального простирания. В западном борту этой долины обнажаются песчаники нижней толщи зильмердакской свиты, которые падают на юго-восток, к осевой части долины (азимут падения 110°,  $\angle 50^\circ$ ). В восточном борту долины обнажаются породы акбикинской свиты хребта Урал-Тау. Они смяты в серии мелких складок с общим встречным падением по

**Схема сопоставления рифейских отложений Башки-**

| Группа   | Система, серия | Башкирский антиклинорий                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       |
|----------|----------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
|          |                | западный склон Башкирского антиклинория                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                | западное крыло Тирлянской синклинали                                                                                                                                                                                                                                                                                                                  |
| Палеозой | ордовик        | Песчаники                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                              | Песчаники                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             |
|          | кембрий        | Отложения                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                              |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       |
|          |                | <b>Ашпирская свита</b> — песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, конгломераты; 1500—1700 м<br>Перерыв                                                                                                                                                                                                                                                                 |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       |
| Рифей    | Каратавская    | <b>Миньярская свита</b> — доломиты, известняки; 500—900 м<br><br><b>Инзерская свита</b> — алевролиты, глинистые сланцы, песчаники; 100—1000 м<br><b>Катавская свита</b> — известняки, мергели; 100—650 м<br><br><b>Зильмердакская свита</b> — песчаники, аркозовые песчаники, глинистые сланцы, конгломераты; 750—2200 м<br><br>Перерыв                                | <b>Миньярская свита</b> — доломиты, известняки; 300 м<br><br><b>Аршинская свита</b> — песчаники, алевролиты, серицито-хлорито-кварцевые сланцы, эффузивы и туфы, конгломераты, линзы доломитов, известняков; до 1000 м<br><br><b>Зильмердакская свита</b> — песчаники, аркозовые песчаники, глинистые сланцы, конгломераты; 800—1000 м<br><br>Перерыв |
|          | Юрматинская    | <b>Авзянская свита</b> — глинистые сланцы, доломиты, известняки, песчаники, магнезиты; 1000 м<br><br><b>Зигазино-Комаровская свита</b> — глинистые филлитовидные сланцы с прослоями доломитов, песчаников; 650—1500 м<br><br><b>Зигальгинская свита</b> — кварциты, кварцитовидные песчаники с прослоями филлитов, в основании конгломераты; 250—1500 м<br><br>Перерыв | <b>Авзянская свита</b> — глинистые, углистые сланцы, алевролиты, песчаники, известняки, доломиты; 500 м<br><br><b>Зигазино-Комаровская свита</b> — углистые филлиты, алевролиты, редко песчаники, эффузивы, туфы; 1500 м<br><br><b>Зигальгинская свита</b> — кварциты с редкими прослоями филлитов; 1000 м                                            |

## рского и Уралтауского антиклинориев

| Уралтауский антиклинорий              |                                              |                                  |
|---------------------------------------|----------------------------------------------|----------------------------------|
| восточное крыло Тирлянской синклинали | районы верхнего, среднего течения р. Сакмары | южное погружение хребта Урал-Тау |
|                                       | Песчаники, конгломераты, глинистые сланцы    | Песчаники, глинистые сланцы      |

отсутствуют

|                                                                                                                                                                                                                                                                                      |                    |                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       |                                                                                                                                                                                                                                                    |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <p><b>Аршинская свита</b> — песчаники, кварцито-песчаники, серицито-хлорито-кварцевые, эпидото-полевошпато-кварцевые сланцы, эффузивы и туфы, конгломераты; 1800—2100 м</p> <p>Перерыв</p> <p><b>Курташская свита</b> — кварциты, слюдяно-кварцевые сланцы; 700 м</p> <p>Перерыв</p> | Суванякская серия  | <p><b>Белекейская свита</b> — пестроцветные филлитовые сланцы с редкими прослоями кварцито-песчаников; до 300 м.</p> <p><b>Акбикская свита</b> — кварциты, кварцито-песчаники серицито-хлорито-кварцевые сланцы; 650—800 м</p> <p>Перерыв</p> <p><b>Курташская свита</b> — кварциты, слюдяно-кварцевые сланцы. Верхняя часть — дегтярская под-свита — кварциты, слюдяно-кварцевые, слюдяно-альбито-кварцевые сланцы; 250 м</p> <p>Перерыв</p>                                                         | <p><b>Белекейская свита</b> — пестроцветные филлитовые сланцы, метаморфизованные эффузивы; 600 м.</p> <p><b>Акбикская свита</b> — кварциты, серицито-хлорито-кварцевые мусковито-альбито-кварцевые сланцы, конгломераты; 1600 м</p> <p>Перерыв</p> |
| <p><b>Карамалинская свита</b> — кварциты мусковито-хлорито-альбитовые, графитовые, редко зеленые сланцы; 700—900 м</p>                                                                                                                                                               | Максютовская серия | <p><b>Карамалинская свита</b> — слюдяно-кварцевые, слюдяно-альбито-кварцевые, графитовые сланцы, кварциты, метаморфизованные основные эффузивы; 650 м</p> <p><b>Юмагузинская свита</b> — кварциты, слюдяно-кварцевые сланцы с гранатом, глаукофаном; 400 м</p> <p><b>Кайраклинская свита</b> — графитовые, слюдяно-кварцевые сланцы, кварциты, метаморфизованные основные эффузивы; 350—650 м</p> <p><b>Галеевская свита</b> — кварциты, слюдяные кварциты, редко слюдяно-кварцевые сланцы; 150 м</p> | <p><b>Карамалинская свита</b> — слюдяно-кварцевые, слюдяно-альбито-кварцевые, графитовые сланцы, кварциты, метаморфизованные эффузивы, 900 м</p>                                                                                                   |

отношению к песчаникам зильмердакской свиты. В днище долины залегают светло-серые силурийские известняки с многочисленными остатками *Pelmatozoa*. Известняки образуют миниатюрную синклинали шириною до 150 м. Породы западного крыла синклинали падают вертикально, а восточного полого с наклоном на северо-запад (азимут падения 300°,  $\angle 30^\circ$ ).

Аналогичную картину близкого залегания разновозрастных толщ по границе обеих структурно-фациальных зон можно наблюдать и севернее рассматриваемого района. При этом, в бассейне верхнего течения р. Белой линия тектонического нарушения — разлома определяется западной границей распространения отложений верхнеаршинской свиты хребта Урал-Тау.

На севере в Кириябинском районе на линию разлома попадают мелкие интрузии гипербазитов. Подобный же массив ультраосновных пород был отмечен еще Н. Н. Дингельштедом среди известняков нижнего девона ядра Тирлянской синклинали. К югу от Тирлянской синклинали линия разлома совпадает с долиной р. Мата, которая имеет исключительное для этого района прямолинейное северо-восточное направление. По обоим бортам долины реки обнажаются разновозрастные толщи рифея. Близ г. Белорецка разлом фиксируется всеми исследователями. В этом районе отложения силура и девона подходят под прямым углом к метаморфическим толщам хребта Урал-Тау. Нарушение в этом районе описано Р. Э. Квятковским (1933), отметившим, в частности, что простирание метаморфических пород (хребет Урал-Тау) образует почти прямой угол с простиранием глинистых сланцев верхнего силура.

Далее на юг разлом прослеживается в районе гипербазитовых интрузий хребта Крака. По всей вероятности, вышеупомянутые массивы ультраосновных пород близ дер. Кириябинки, ядра Тирлянской синклинали и хребта Урал-Тау следует рассматривать как интрузии единого магматического очага, внедрившиеся по трещинам ослабленной зоны описываемого нарушения. Как было показано автором (Горохов, Рудник, Шарфман, 1962), формирование этих интрузий происходило в несколько этапов. В частности, для массивов хребта Крака основной эпохой внедрения гипербазитовой магмы является нижнекаменноугольная эпоха. Совокупность всех имеющихся данных показывает, что дизъюнктивное нарушение по границе Центральной и Западной зон являлось региональным, и оно имело длительную историю развития.

## ДОКЕМБРИЙ ОРЬ-ИЛЕКСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

Древние породы Орь-Илекского междуречья слагают ядро Эбетинской антиклинали, находящейся на одной оси с антиклинорием хребта Урал-Тау к югу от широтного колена р. Урала. Обе эти структуры разделены лишь интрузией гипербазитов Хабаровинского массива и принадлежат к единой Уралтауской структурно-фациальной зоне (фиг. 22).

Геологическое строение Орь-Илекского междуречья изучали в предыдущие годы многие исследователи. Однако основные черты стратиграфии этой территории выяснились в результате геолого-съемочных работ лишь в последние два десятилетия.

Наиболее известная схема стратиграфии Орь-Илекского междуречья принадлежит группе геологов ВИМСа, работавших под руководством Н. П. Хераскова в предвоенные годы. Результаты этих исследований были опубликованы лишь спустя 12 лет Н. П. Херасковым совместно с Е. Е. Милановским. Авторы дают подробный стратиграфический разрез отложений Орь-Илекского междуречья и предлагают схемы корреляции пород различных структурно-фациальных зон. К наиболее древним образованиям кембрийского, верхнепротерозойского возраста ими был отнесен

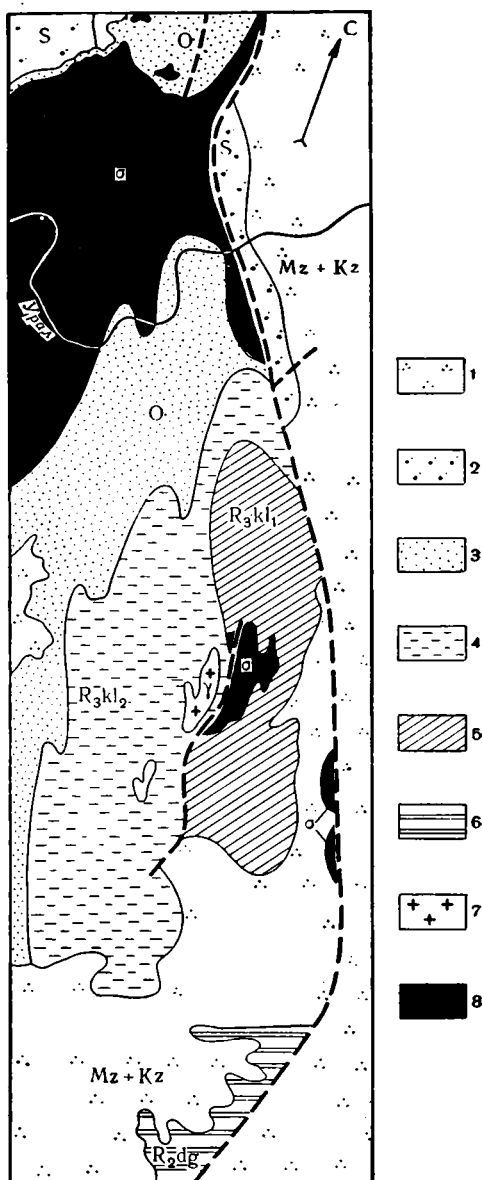
комплекс пород, залегающих стратиграфически ниже ордовикских отложений булатской свиты.

В 1949—1950 гг. Х. С. Розман, Р. А. Сегедин и Н. И. Леоненко при картировании Орь-Илекского водораздела, приняв некоторые положения геологов ВИМСа, выдвинули новую схему стратиграфии с меньшим количеством стратиграфических единиц. Метаморфические толщи, обнажающиеся в ядре Эбетинской антиклинали, эти исследователи в основном отнесли к кембрию. Позднее В. С. Шарфман составляет Государственную геологическую карту района Орь-Илекского междуречья. В отложениях чаушской свиты, ранее относимой к кембрию, им были собраны окаменелости тремадока. Весь доордовикский комплекс метаморфических отложений В. С. Шарфман описал в составе единой каялинской свиты, разделенной на две подсвиты.

Нашими работами последних лет было проведено дальнейшее уточнение схемы стратиграфии древних толщ Орь-Илекского междуречья. Из состава отложений нижнекаялинской подсвиты был выделен комплекс графитистых пород, залегающих в основании разреза метаморфических толщ. Эти отложения получили название дангазанской свиты.

Метаморфические толщи пород, слагающих ядро Эбетинской антиклинали, рассматриваются нами в составе двух свит: нижней — дангазанской и верхней — каялинской. Последняя расчленена на две подсвиты.

Породы дангазанской свиты слагают осевую часть Эбетинской антиклинали, тяготеющей к западному борту Орского грабена. Наиболее полный и хорошо обнаженный разрез отложений свиты можно наблюдать лишь по Дангазан-Балке



Фиг. 22. Геологическая схема Эбетинской антиклинали (Орь-Илекского междуречья)

Мезо-кайнозой: 1 — пески, галечники, глины (Mz + Kz). Палеозой: 2 — силур (S) — кремнистые, глинистые сланцы, песчаники; 3 — ордовик (O) — песчаники, глинистые сланцы, алевриты, реже диабазы и их туфы. Рифей: 4 — каялинская свита, верхнекаялинская подсвита ( $R_3kl_1$ ) — средние, основные эффузивы, их туфы, альбитофиты, реже серицито-хлорито-кварцевые филлитовые сланцы; 5 — каялинская свита, нижнекаялинская подсвита ( $R_3kl_2$ ) — серицито-хлорито-кварцевые, хлорито-кварцевые, эпидото-хлорито-кварцевые сланцы, кварциты, реже графитистые кварциты, основные эффузивы; 6 — дангазанская свита ( $R_2dg$ ) — кварциты, графитистые кварциты, серицито-хлорито-кварцевые, иногда графитистые сланцы; 7 — граниты (•); 8 — гипербазиты (δ)

к западу от дер. Бородиновки. К северу и к югу от Дангазан-Балки в параллельных ручьях встречаются лишь отдельные разобщенные обнажения и небольшие фрагменты разреза, не дающие полного представления о составе отложений, строящих свиту. Водораздельные же пространства этого района перекрыты мощным чехлом мезо-кайнозойских осадков и корою выветривания. В составе дангазанской свиты основную роль играют породы осадочного происхождения, превращенные в результате метаморфизма в кварциты и различные по минералогическому составу сланцы. Они слагают антиклинальную складку, крылья которой являют зеркальное отражение последовательно сменяющих литологически сходных комплексов пород, выделяемых нами в четыре толщи (снизу).

1. Толща кварцитов обнажается в осевой части антиклинальной структуры. В строении ее основную роль играют массивные кварциты с толсто-плитчатым характером рассланцевания. Участками породы обладают столбчатой отдельностью (фиг. 23). Кроме кварца, образующего основу породы, кварциты содержат небольшое количество серицита и хлорита. Постоянно присутствуют пылевидные примеси графита, придающие породе темно-серую и даже черную окраску. В верхней части толщи кварциты переслаиваются с небольшими по мощности пластами ожелезненных хлорито-серицито-кварцевых сланцев с примазками малахита, отличающихся от кварцитов лепидогранобластовой структурой, бурой окраской и повышенным содержанием серицита и хлорита. Мощность кварцитово-й толщи 200 м.

2. Толща переслаивания плоччатых зеленовато-серых, светло-серых хлорито-кварцевых, хлорито-серицито-кварцевых сланцев с редкими прослоями серых, темно-серых графитистых кварцитов. Породы нижних горизонтов толщи отличаются тонкозернистым сложением и тонкоплитчатым характером рассланцевания. В верхних частях толщи заметно преобладают грубозернистые разности перечисленных пород; в большом количестве отмечается появление зерен карбонатов. Последние в ассоциации с кварцем образуют в породах прослой, линзы, либо очень характерные сферолитовые стяжения. Мощность толщи 150 м.

3. Толща светло-серых, почти белых, серицито-кварцевых тонкорассланцованных сланцев с прослоями светлых сахаровидных кварцитов с полевым шпатом. Породы отличаются от выше- и нижележащих осветленной окраской, значительным содержанием серицита и мусковита (до 30%). Мощность толщи в западном крыле 70 м, а на восточном возрастает до 100—120 м.

4. Венчает разрез дангазанской свиты толща тонкопереслаивающихся серицито-хлорито-кварцевых, филлитовых сланцев с полевошпато-кварцевыми породами и кварцитами. Для пород толщи характерна примесь карбонатного материала, а также наличие рассеянного углисто-глинистого вещества во всех разновидностях, в связи с чем окраска сланцев и кварцитов варьирует от темно- до светло-серой с различными оттенками преимущественно зеленых тонов. Мощность толщи 200 м. Суммарная мощность свиты в этом разрезе 600—650 м.

Каялинская свита. По составу отложений каялинскую свиту можно расчленить на две подсвиты — нижнюю, с преимущественным развитием метаморфизованных пород осадочного происхождения, и верхнюю существенно вулканогенную.

Контуры распространения отложений нижекаялинской подсвиты охватывают территорию восточного борта Эбетинской антиклинали и северного периклинального ее замыкания. Ранее эти отложения Х. С. Розман и др. описывали под названием эбетинской свиты.

В составе нижекаялинской подсвиты основную роль играют различные сланцы, кварциты и реже основные эффузивы, претерпевшие





Фиг. 23. Обнажение графитистых кварцитов дангазанской свиты по Дангазан-Балке

почти полное зеленокаменное перерождение. Среди сланцев преобладающими являются серицито-хлорито-кварцевые, хлорито-кварцевые, мусковито-кварцевые, мусковито-хлорито-кварцевые. Эти породы часто содержат в своем составе такие минералы, как эпидот, графит, биотит, реже альбит, актинолит. Процентное содержание этих минералов варьирует в больших диапазонах, в связи с чем можно наблюдать пеструю гамму переходных разностей от мягких филлитовых сланцев с преимущественным развитием того или иного минерала, до мономинеральных кварцитов. Перечисленные породы обладают преимущественно серой, темно-серой окраской с зеленоватым, желтоватым оттенком, лепидобластовой, лепидогранобластовой, реже порфиробластовой структурой. Из акцессорных минералов присутствуют апатит и циркон. Встречающиеся в подсвите кварциты, как правило, имеют более светлую окраску. Они обладают массивным плитчатым сложением, гранобластовой структурой. Основную массу этих пород составляют кварц и в незначительном количестве хлорит, серицит, реже мусковит и биотит.

Основные эффузивы, встречающиеся в верхних горизонтах подсвиты, превращены в эпидото-кварцевые породы с лепидогранобластовой и гранобластовой структурой.

Нижнекаялинскую свиту в целом можно разделить на две толщи. Характерен и показателен состав подсвиты в разрезе по р. Койсарасю, правому притоку р. Эбеты. В верховьях этой реки отложения нижней толщи нижнекаялинской подсвиты составляют периклинальное замыкание Эбетинской антиклинали, отчетливо фиксируемой элементами залегания и дешифрированием аэрофотоснимков.

1. Разрез нижней толщи начинается в верховьях р. Койсарася пачкой переслаивания светлых рассланцованных кварцитов и хлорито-кварцевых сланцев. Чередование пород происходит прослоями мощностью от нескольких дециметров до 5—10 м. В верхней части описываемого интервала сланцы преобладают над кварцитами, переслаивание происходит слоями меньшей мощности. Среди сланцев встречаются темноцветные графит-

тистые разности, а также серицито-хлорито-кварцевые сланцы с альбитом. Мощность 300—400 м.

2. Частое чередование зеленых, зеленовато-серых эпидото-хлорито-кварцевых, эпидото-серицито-хлорито-кварцевых сланцев. Мощность слоев от 0,7—1 до 10 м. Эпидот составляет до 30% объема породы, в верхних горизонтах описываемого интервала количество его заметно падает. Мощность 150 м.

3. Однообразное переслаивание серых зеленовато-серых хлорито-серицито-кварцевых сланцев с прослоями серых кварцитов с крупночешуйчатым биотитом. Мощность кварцитов прослоев 0,2—2 м. Мощность 100 м.

4. Разрез нижней толщи завершает пачка светло-серых, серых, иногда графитизированных черных серицито-кварцевых сланцев и кварцитов. Породы обладают чрезвычайно характерной «щепковидной, поленчатой» отдельностью. Мощность 200—250 м.

Верхняя толща нижнекаялинской свиты начинается в 0,4 км от устья р. Койсарасая. В основании толщи залегают массивные миндалекаменные основные эффузивы, превращенные в результате метаморфизма в эпидото-хлорито-кварцевые породы зеленовато-серого цвета. Вверх по разрезу они сменяются пачкой кварцитов с прослоями хлорито-кварцевых сланцев мощностью до 200 м. Разрез завершается двухсотметровой пачкой переслаивания серицито-хлорито-кварцевых, эпидото-хлорито-кварцевых сланцев и тонкоплитчатых филлитов с биотитом. Мощность верхней толщи 600—700 м.

Состав отложений нижнекаялинской подсвиты весьма устойчив и разрез ее сохраняет основные черты своего строения и в более южных районах.

Отложения верхнекаялинской подсвиты связаны с нижележащими постепенным переходом. Они слагают западное крыло Эбетинской антиклинали, где широкой полосой, до 6—8 км, прослеживаются из района среднего течения р. Эбеты на юг в бассейн р. Чаушки. Ранее этот комплекс пород именовался Х. С. Розман и др. лушниковской свитой. В составе верхнекаялинской подсвиты основную роль играют вулканогенные породы.

Наиболее полно верхнекаялинская подсвита обнажается по р. Чаушке в районе дер. Лушниковки, где она представлена почти исключительно измененными эффузивами андезито-базальтового и андезито-дацитового состава, их туфами и вулканическими брекчиями. Породы настолько метаморфизованы, что их первичный состав и структура устанавливаются далеко не всегда. Типичной для них является ассоциация вторичных минералов из эпидота и хлорита, альбита, хлорита и кварца с гранобластовым, лепидогранобластовым сочетанием основных породообразующих минералов. Последовательность напластования маскируется кливажем и наличием изоклинальной складчатости. Повторяемость отдельных пачек в обнажениях к востоку и западу от дер. Лушниковки с некоторой условностью позволяет выделить четыре толщи (снизу вверх).

1. Эпидото-хлорито-кварцевые породы с лепидогранобластовой структурой. Типичная для всей толщи минеральная ассоциация состоит из альбита, эпидота, хлорита и кварца. Микроскопически это массивные, миндалекаменные зеленовато-серые породы местами с заметной шаровой и подушечной отдельностью спилитового типа. Миндалины вытягиваются по сланцеватости на 5—10 см и придают эффузивам псевдополосчатую текстуру. Эпидот и хлорит составляют в породах до 40—50%. Ими замещается плагиоклаз вкрапленников и микролитов. Изредка сохранившиеся реликты плагиоклаза свидетельствуют о первоначально-порфировом облике некоторых разновидностей. Породы с порфировой структурой, содержащие большое количество кварца с лепидогранобластовой основной массой, являются метаморфизованными дацитовыми порфиритами. Вкрапленники представлены отдельными зернами и гломеропорфировыми сро-

стками альбита. Основная масса этих пород на 50 % сложена кварцем, остальная часть приходится на эпидот, хлорит и бурые окислы железа. Изредка в описываемой толще встречаются 10—20-метровые прослои зеленовато-серых альбитофиров и туффитов. Вкрапленники альбита в альбитофирах серицитизированы и хлоритизированы. В основной массе преобладает кварц (50 %), остальная часть приходится на эпидот, хлорит и серицит. В прослоях между лавами в единичных случаях встречаются аггломератовые туфы с blastopсаммитовой, микрограно- и микролепидогранобластовой структурой. Обломки, различные по форме и составу, представлены кварцем, альбитом и эффузивами преимущественно с пилотакситовой структурой. Цемент обычно состоит из хлорита, эпидота и кварца. В разрезе в 1,5 км восточнее дер. Лушниковки, где данная толща обнажается, по всей вероятности, в опрокинутой на восток антиклинальной складке, доминирующими являются эпидото-хлорито-кварцевые породы, отличающиеся значительной рассланцованностью и большим содержанием кварца (70 %). Иногда в них наблюдаются прослои порфиров с реликтами порфировых выделений плагиоклаза и пироксена. В довольно однородной толще измененных эффузивов имеются единичные прослои кристаллобластических туфов базальтового состава и метаморфизованных аркозовых песчаников, состоящих из зерен кварца (50 %) и альбита, сцементированных кремнистым цементом. Мощность толщи 600 м.

2. Стратиграфически выше к западу и частично к востоку от дер. Лушниковки залегает толща более кислого состава, мощностью 150—200 м. В последней выделяются сильно измененные дацитовые порфириты, альбитофиры и их туфы. Альбитофиры и дацитовые порфириты — светлые, зеленовато-серые породы с серицитизированными и эпидотизированными вкрапленниками плагиоклаза. Микролепидогранобластовая основная масса состоит в основном из кварца, хлорита, эпидота и вытянутых в одном направлении чешуек серицита. Типичная минеральная ассоциация для этих пород — хлорит, серицит, кварц и эпидот. Туфы близки по составу альбитофирам. В разрезе к востоку от дер. Лушниковки в толще кислых эффузивов наблюдаются отдельные прослои или линзы аркозовых песчаников и туфопесчаников с обломками кварца и плагиоклаза.

3. Разрез венчается менее измененными андезито-базальтовыми порфиритами, диабазами и спилитами, наиболее полно представленными в 1,5 км к востоку от дер. Лушниковки, где они слагают, по-видимому, ядро изоклинальной синклинальной складки. Эта толща довольно разнообразна и в основном характеризуется наличием сильно измененных порфиритов, превращенных в эпидото-хлорито-кварцевые породы с отдельными прослоями относительно сохранившихся шаровых лав. Диабазы имеют темную зеленовато-серую окраску. Участками наблюдается в них первичная, офитовая, интерсертальная и витрофировая структура. Часто сохраняются лейсты альбита, промежутки между которыми выполняются эпидотом, хлоритом и окислами железа. Изредка наблюдаются реликты пироксена. Породы миндалекаменные, выполнены хлоритом, кварцем и кальцитом. Наибольшим распространением в этой толще пользуются эпидото-хлорито-кварцевые апопорфировые породы, иногда с альбитом и амфиболом, обладающие лепидогранобластовой и микролепидогранобластовой структурой. Кислые эффузивы и их туфы встречаются очень редко и по своему составу мало чем отличаются от ранее описанных аналогичных пород. В верхах этой толщи появляются отдельные прослои аркозовых и туфогенных песчаников. Мощность толщи 500—650 м.

Аналогичные разрезы верхнекаялинской подсвиты имеются в более северных районах: по р. Эбете в 6,5 км севернее пос. Богумбай и в периклинальном замыкании Эбетинской антиклинали. Средняя мощность верхнекаялинской подсвиты 800—1000 м.

Метаморфизованные породы верхнекаялинской подсвиты трансгрессивно с угловым несогласием перекрыты осадочно-вулканогенными толщами ордовика. Отложения ордовика узкой полосой прослеживаются вдоль западного крыла Эбетинской антиклинали. Ранее они относились Н. П. Херасковым и Е. Е. Милановским к катралинской и чаушской свитам верхнего кембрия, а Х. С. Розман и другими — полностью к чаушской.

Рассматриваемые отложения представлены слабо метаморфизованными песчаниками аркозового, полимиктового и туфогенного состава, тонко- и грубозернистого строения, и прослоями кварцитов, кварцитовидных филлитизированных сланцев, алевроитов и туффитов, реже диабазов и их туфов. Преобладающими являются тонко- и среднезернистые аркозовые тонкоплитчатые песчаники зеленовато и желтовато-серого цвета.

В песчаниках и сланцах ордовика близ коленообразного перегибар р. Купы, правого притока р. Чаушки, В. С. Шарфманом (1959) были найдены *Orthidae Tritochia* sp., которые, по заключению О. Н. Андреевой, относятся к тремадокскому ярусу. В этих же слоях ранее В. Н. Карпенко впервые нашла фауну *Eoothis* Walcott, близкую к форме тремадокского яруса. Б. М. Келлером и Х. С. Розман здесь же был найден граптолит *Dictionema inexpectatum* Obut., характерный по схеме А. М. Обути для нижней половины тремадокского яруса. Возраст отложений верхнекаялинской свиты определяется по ряду косвенных данных и в первую очередь по цифрам абсолютного возраста.

Абсолютный возраст кварцево-серицитовых сланцев, отобранных в 2,5 км выше устья р. Койсарасая из отложений нижнекаялинской свиты, равен 710 млн. лет. Значение возраста хлорито-серицитовых сланцев верхнекаялинской подсвиты, отобранных по р. Эбете близ пос. Лушниковского, 750 млн. лет. Учитывая то обстоятельство, что определение абсолютного возраста проводилось по метаморфизованным породам, следует считать, что цифры отражают возраст метаморфизма, который проявился позднее формирования самих отложений. Иными словами, собственно возраст свит должен быть отражен более «древней» цифрой, любого из приведенного выше значения.

Абсолютный возраст плагиогранитов, прорывающих обнажения верхнекаялинской подсвиты в районе правого борта р. Эбеты близ одноименного поселка, равен 650 млн. лет.

Таким образом, возраст метаморфизованных отложений, обнажающихся в ядре Эбетинской антиклинали, определяется как докембрийский.

Эбетинская антиклиналь, как мы уже отмечали, находится на одной оси с антиклинорием хребта Урал-Тау. В южном погружении хребта Урал-Тау породы нижнего палеозоя и докембрия образуют плавное периклинальное замыкание с пологим наклоном слоев на юг. Встречное падение слоев отмечается в породах нижнего ордовика и метаморфических толщ северного периклинального замыкания Эбетинской антиклинали. Обе структуры разделены лишь крупной интрузией гипербазитов.

Сравнивая доордовикские толщи южного погружения Урaltaуского антиклинория и северной части Эбетинской антиклинали, можно обнаружить много общих черт их структурно-стратиграфического положения и сходства литологического состава: а) в обоих случаях глубоко метаморфизованные породы слагают ядра крупных антиклинальных структур и залегают ниже отложений нижнего ордовика, будучи отделены от последнего глубоким перерывом и угловым несогласием; б) в обоих случаях строение разреза метаморфических толщ идентично: он начинается в общих чертах с филлитовых отложений в верхней части, переходя ниже в мощные толщи переслаивания различных сланцев и кварцитов, которые в свою очередь подстилаются характерным комплексом «черных» графитизированных пород, редко наблюдаемых в верхних горизонтах. Это породы кара-

малинской свиты юга хребта Урал-Тау и дангазанской свиты Эбетинской антиклинали; в) литологический состав пород каялинской свиты и дангазанской свиты Эбетинской антиклинали, характер их переслаивания, степень метаморфизма, суммарная мощность и т. д. столь сходны с отложениями карамалинской, акбийской и белекейской свит Уралтауского антиклинория, что не позволяет сомневаться в их возрастной синхронности. Различие заключается лишь в большей роли в составе каялинской свиты Эбетинской антиклинали эффузивных образований при одновременном снижении в этих районах значения филлитовых сланцев. Проведенное сравнение древних отложений Уралтауской структурно-фациальной зоны позволяет считать, что отложения каялинской свиты одновозрастны отложениям верхней части суванякской серии хребта Урал-Тау и относятся к верхнему рифею. Дангазанская свита, очевидно, синхронна по времени образования карамалинской свите среднего рифея (фиг. 24).

В разрезе древних толщ Эбетинской антиклинали отсутствуют аналоги курташских кварцитов, широко распространенных на хребте Урал-Тау. Вполне вероятно, что в момент формирования отложений курташской свиты территория Орь-Илекского междуречья представляла собой участок приподнятой суши.

### ДОКЕМБРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ САКМАРСКОГО ПОДНЯТИЯ

В Сакмарской структурно-фациальной зоне отложения верхнего докембрия были обнаружены сравнительно недавно.

В 1930 г. Л. С. Либрович впервые обратил внимание в долине р. Кураган на щебенку метаморфизованных кристаллических сланцев, не похожих по своему облику на породы палеозоя.

В 1930—1932 гг. приблизительно в тех же районах геологической группой ЦНИГРИ (Воинова и др., 1941) были обнаружены известняки, так называемой «терклинской свиты», содержащие археоциты нижнего кембрия. Подробно эти образования были описаны Е. В. Лермонтовой и И. К. Разумовским (1933).

В 50-х годах А. В. Ключихин и А. В. Буряченко оконтурили в долине р. Кураган несколько выходов кристаллических пород среди слабо метаморфизованных отложений ордовика и силура. Однако на геологических картах, составленных этими исследователями, метаморфические породы были отнесены к различным системам нижнего палеозоя.

Лишь в последние годы А. В. Хабаковым, Б. М. Келлером, А. Д. Петровским и автором этой работы было высказано мнение, что метаморфизованные кристаллические сланцы, обнажающиеся в ряде пунктов долины р. Кураган, залегают ниже отложений, содержащих слои с фауной нижнего кембрия, и относятся по возрасту к верхнему докембрию — рифею (Петровский и Горохов, 1962).

В настоящее время в долине р. Кураган выявлено 13 выходов метаморфических пород позднего докембрия. Они представляют собой небольшие массивы размером в несколько сотен квадратных метров, реже 1,5—2,5 км<sup>2</sup>, образующие прерывистую полосу субмеридионального простирания, протяженностью в 13 км. В структурном отношении они приурочены к ядру Рысаевской антиклинали, осложняющей восточный борт Сакмарского поднятия.

Наиболее крупным является самый южный массив метаморфических пород, расположенный к северо-западу от г. Медногорска на левом берегу р. Кураган в 1 км к востоку от дер. Псянчино.

Обнажающиеся здесь породы кембрия, ордовика и силура образуют брахиантиклинальную складку, ядро которой сложено древними метаморфизованными кристаллическими сланцами. Выходы последних разделены

2. Выходы кристаллических пород по своему структурному и стратиграфическому положению являются явно более древними по сравнению с окружающими их породами кембрия, ордовика и силура. Они отделены от последних глубоким перерывом и угловым несогласием и несут на себе следы интенсивного метаморфизма и дислоцированности.

3. Древние докембрийские образования Сакмарского поднятия вполне сопоставимы с метаморфическими толщами хребта Урал-Тау и отличаются от них лишь большей степенью метаморфизма.

### ДОКЕМБРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА УРАЛА (ВОСТОЧНАЯ ЗОНА)

К докембрийским отложениям на Восточном склоне Южного и Среднего Урала относятся интенсивно метаморфизованные осадочно-вулканогенные толщи, залегающие под отложениями ордовика — силура. Они приурочены к внутренним частям крупных антиклинорий: Мугоджаро-Тобольскому, Ильмено-Сысертскому, Салуинскому, Мурзинско-Адуйскому и Камышловскому.

Стратиграфия этих структур изучена пока недостаточно хорошо. Крупные гранитоидные батолиты, повсеместно распространенные в этих районах, сильно метаморфизовали окружающие толщи. Вполне вероятно, что контактовые и контактово-метасоматические образования, рассматриваемые в некоторых районах в составе докембрия, окажутся со временем палеозойскими.

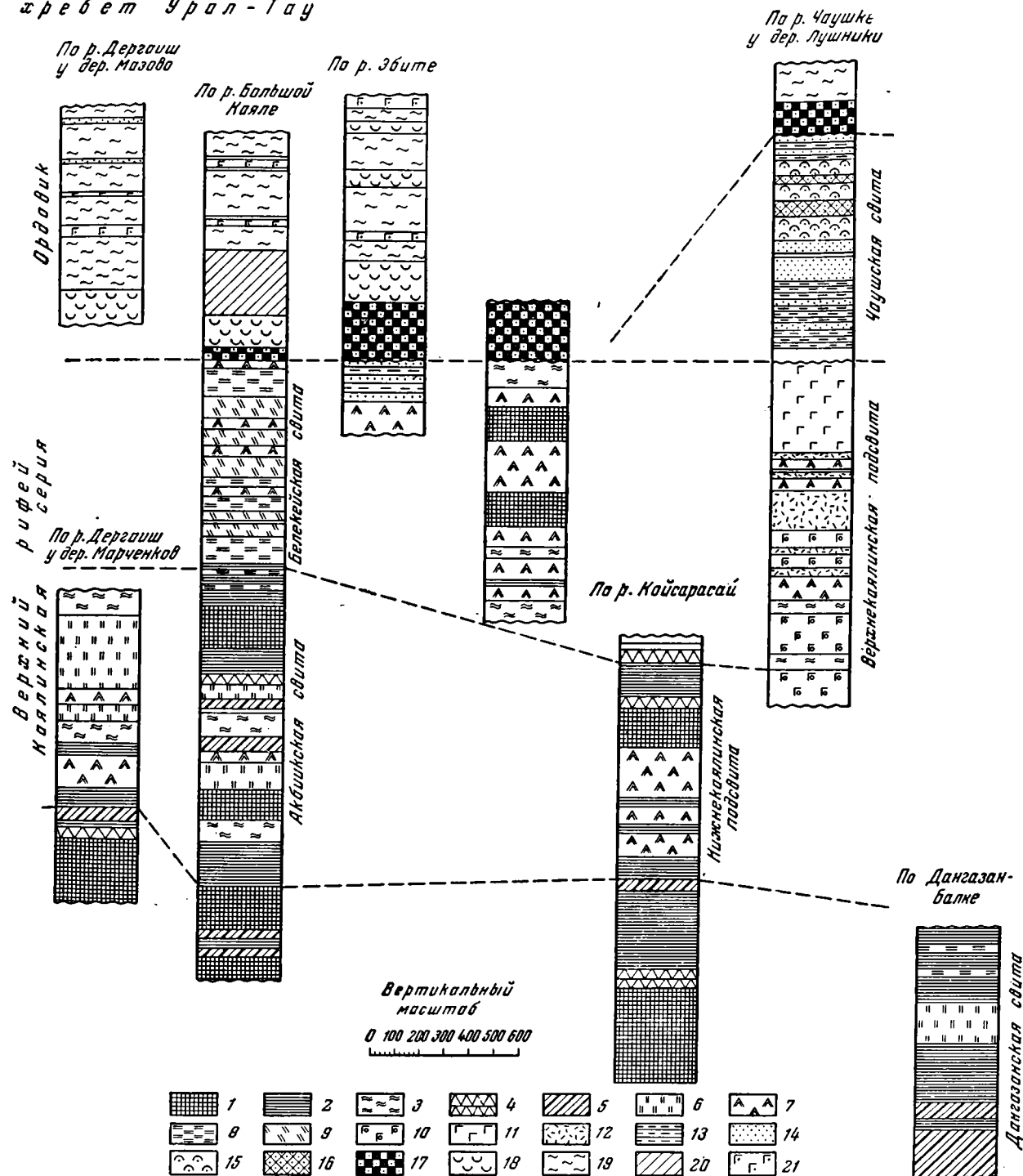
Сопоставление докембрийских толщ Восточного склона Урала со стратотипом рифейской группы Башкирского антиклинория представляет ряд трудностей. Древние отложения Восточной зоны не имеют непосредственной связи с отложениями рифея Западной или Центральной зон, они разобщены громадным прогибом Магнитогорского синклинория, сложенного вулканогенно-осадочными толщами палеозоя. Разрезы древних отложений Восточного склона значительно отличаются литологическим составом слагающих пород, более высокой степенью метаморфизма и значительным развитием эффузивных образований. Кроме того, цикличность строения крупных стратиграфических подразделений, столь характерная для разрезов Башкирского антиклинория, в выделенных комплексах отложений Восточного склона не отмечается. В этих районах не известны также устойчивые толщи кварцитов, которые могли бы служить надежными маркирующими горизонтами.

Почти все особенности изменения строения разрезов и фациального состава слагающих их пород докембрия Восточного склона намечаются уже в отложениях хребта Урал-Тау, где, как мы видели, происходит частичное замещение толщ: общее огрубение отложений, почти полное выпадение карбонатных свит, появление вулканогенных образований, повышение степени метаморфизма.

Несмотря, однако, на отмеченные особенности строения разрезов Восточной зоны, породы ее вполне сопоставимы с отложениями хребта Урал-Тау, а следовательно, и Башкирского антиклинория (фиг. 25).

В качестве примера можно привести сопоставление отложений хребта Урал-Тау и Мугоджаро-Тобольского антиклинория.

Древние отложения Мугоджар длительное время изучали Г. И. Водорезов (1952), а впоследствии Р. А. Сегедин (1961), Л. И. Киселев, И. Е. Костик и др. Ими был разработан сводный стратиграфический разрез толщ докембрия, состоящий из трех крупных комплексов (серий). Самый древний комплекс — гнейсовый. В его сложении участвуют породы осадочно-вулканогенного и интрузивного происхождения, превращенные в результате неоднократно наложенных процессов метаморфизма в гнейсы.

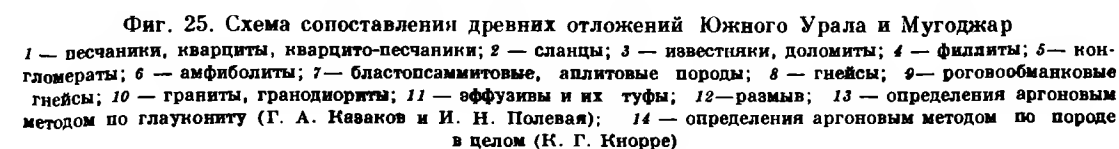


Фиг. 24. Схема сопоставления разрезов отложений докембрия Орь-Илекского междуречья и южной части хребта Урал-Тау

1 — кварциты тонкоплитчатые с прослоями серицито-кварцевых сланцев; 2 — серицито-кварцевые и серицито-хлорито-кварцевые сланцы с прослоями кварцитов; 3 — плитчатые зеленые хлорито-кварцевые сланцы; 4 — кварциты и сланцы с биотитом; 5 — графитистые кварциты и сланцы; 6 — сланцы и кварциты с альбитом; 7 — эпидото-хлорито-кварцевые породы по эффузивам основного состава; 8 — светло-серые тонкоплитчатые филлиты; 9 — филлиты листоватые вишневые; 10 — метаморфизованные миндалекаменные диабазовые порфиры и спилиты; 11 — метаморфизованные массивные диабазы, диабазовые порфиры и спилиты; 12 — метаморфизованные лавы и туфы кислого состава; 13 — алевролиты и кварцитовидные сланцы; 14 — песчаники и алевролиты с прослоями туфо-песчаников; 15 — песчаники и глинисто-кремнистые сланцы филлитизированные; 16 — белые и розово-вишневые кварциты и кварцитовидные песчаники; 17 — кварциты серые и темно-серые; 18 — филлитизированные плитчатые глинисто-кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы; 19 — глинисто-кремнистые сланцы тонкоплитчатые; 20 — глинисто-кремнистые и кремнистые сланцы массивные; 21 — хлоритизированные туфы основного и смешанного состава



*Восточная зона  
Урало-Тобольский  
антиклинорий*





Средний комплекс — кварцито-сланцевый. Основную роль в его сложении играют слюдяные и графитистые кварциты, различные сланцы, амфиболиты. Верхний комплекс представлен двумя свитами: балаталдыкской, сложенной красными, серыми, зелеными филлитами и реже полимиктовыми туфогенными песчаниками; и более древней — мильсайской, в составе которой широко распространены кварциты, слюдяные сланцы, кварцито-песчаники, реже метаморфизованные эффузивы.

Нашими работами было установлено, что верхний филлитовый комплекс Мугоджар по особенностям состава слагающих его пород, степени их метаморфизма, положению в общей тектонической структуре Южного Урала весьма напоминает верхнюю суванякскую серию хребта Урал-Тау или же каялинскую свиту Орь-Илекского водораздела.

Балаталдыкская свита чрезвычайно близка по составу отложений белекейской свите хребта Урал-Тау. В отличие от последней отложения балаталдыкской свиты более интенсивно метаморфизованы и сокращены в мощности. Общее сходство литологии и стратиграфического положения сравниваемых свит в верхней части разрезов древних толщ позволяет считать балаталдыкскую и белекейскую свиты разновозрастными и относить их к верхнему рифею. Нижняя, мильсайская свита филлитового комплекса Мугоджар условно сопоставляется нами с отложениями акбиинской свиты. Стратиграфическое положение этой свиты пока неясно.

Отложения мильсайской и балаталдыкской свит распространены в Мугоджарах крайне ограниченно. Они сохранились лишь в ядрах наиболее глубоких грабен-синклиналей западного крыла Мугоджаро-Тобольского антиклинория. На большей же части территории этой структурно-фациальной зоны рассматриваемые отложения, по-видимому, отсутствуют.

Средний, кварцито-сланцевый, комплекс Мугоджар характеризуется развитием фации черных графитистых пород. Степень их метаморфизма отвечает альмандино-амфиболитовой фации прогрессивного метаморфизма. Приблизительно такую же степень метаморфизма претерпели породы максютовской серии хребта Урал-Тау. Именно для этой серии, а также для юрматинской серии Башкирского антиклинория, характерны фации черных графитистых, углистых пород, почти не встречаемых в более молодых отложениях рифея Урала. Сходство образований юрматинской серии и кварцито-сланцевого комплекса Мугоджар подтверждается также и тем, что в нижних частях их разрезов присутствуют кварциты с кианитом. В обоих сравниваемых комплексах широко распространены акцессорные минералы, до 95 % которых составляют окатанные цирконы.

Отмеченные факты позволяют считать, что кварцито-сланцевый комплекс Мугоджар является разновозрастным аналогом максютовской серии хребта Урал-Тау, относимой нами к среднему рифею.

Нижний, гнейсовый, комплекс представлен толщей слюдяных, гранатовых, кианитовых, амфиболитовых гнейсов, гранито-гнейсов, а также слюдяных сланцев и редко кварцитов. Общая мощность комплекса около 8 000—10 000 м. Эти отложения представляют собой породы осадочного, интрузивного и эффузивного происхождения, претерпевшие многостадийный региональный контактовый, контактово-метасоматический полиметаморфизм. Перекристаллизация отложений столь велика, что во всех случаях отсутствуют реликты и структуры первичных пород. Полученные калий-аргоновым методом по слюдам из гнейсов цифры абсолютного возраста колеблются в пределах 300—370 млн. лет (определения К. Г. Кнорре из проб, отобранных нами). Мусковит же из пегматитовых жил, секущих гнейсовый комплекс, имеет более «древний» возраст, равный 570 млн. лет. Пока мы знаем, насколько гнейсовый комплекс древнее секущих его пегматитовых жил и гранитов. Во всяком случае он намного древнее отложений нижних горизонтов ашинской свиты

(570 млн. лет), а также «синих глин» нижнего кембрия Русской платформы, для которых известны цифры 536—540 млн. лет (Полевая, Казаков, 1960). С этой точки зрения, поднимаемый некоторыми исследователями спор о том, куда относить гнейсовый комплекс Мугоджар, к докембрию или же к палеозою, решается однозначно: к докембрию.

Стратиграфическое положение гнейсового комплекса ниже кварцито-сланцевого комплекса среднего рифея позволяет считать его одновозрастным аналогом всей бурзянской серии нижнего рифея, а возможно, и более древним образованием тараташской серии.

Трехчленное деление древних отложений на комплексы сходного литологического состава выдержано, по-видимому, по всему Восточному склону Урала (Мамаев, 1956, 1958; Пронин, 1956; Кузнецов и Зиновкин, 1953). Это дает основание предполагать, что отложения Восточной зоны одновозрастны и, подобно древним свитам Мугоджарских гор, сопоставимы с отложениями рифея Башкирского антиклинория и хребта Урал-Тау.

## Глава V

### РИФЕЙСКИЕ СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫЕ ЗОНЫ ЮЖНОГО УРАЛА

Формирование рифейских толщ происходило на западном и восточном склонах Урала в различных палеогеографических условиях. В целом, древние породы восточной части территории Урала несут на себе черты большей «геосинклинальности», чем западные. Это проявляется в более активной магматической деятельности, контрастности колебательных движений, увеличении при движении на восток степени метаморфизма и т. д. Большинство перечисленных явлений уже давно было отмечено геологами Урала. Так, Д. Г. Ожиганов (1961) на основе анализа состава древних свит Башкирского антиклинория, их мощностей и т. д. сделал вывод, что формирование этих отложений проходило в условиях «полу-платформы», в отличие от геосинклинального режима, царившего, по его мнению, на территории современного хребта Урал-Тау. Резко подчиненное положение магматических пород в разрезе рифейских толщ Башкирского антиклинория позволило А. И. Олли и В. А. Романову (1960) говорить о накоплении их в прогибе «предгеосинклинального типа». Разрез метаморфического комплекса хребта Урал-Тау рассматривается этими исследователями в качестве переходного к типично геосинклинальному типу разреза.

Разделение Уральского складчатого сооружения на две зоны: восточную — эвгеосинклинальную и западную — миогеосинклинальную было предложено Н. П. Херасковым при составлении Тектонической карты СССР (Тектоническая карта..., 1961). Большая, восточная часть Урала в течение рифея и палеозоя формируется при эвгеосинклинальном режиме развития, характеризующемся более ранним заложением геосинклинального трога, большей интенсивностью магматической деятельности и региональным метаморфизмом. Западная, миогеосинклинальная часть Урала характеризуется формированием субплатформенных амагматических формаций, приближающихся к формациям Русской платформы, но отличающихся от них более сложной складчатостью. Границей эвгеосинклинали и миогеосинклинали Урала Н. П. Херасков считает Уралтауский антиклинорий.

Районирование геосинклинали на внутреннюю и внешнюю зоны, соответствующие эвгеосинклиналям и миогеосинклиналям, впервые было предложено Г. Штилле (Stille, 1940). На основе изучения геологического строения Северной Америки он пришел к выводу, что центральная часть североамериканского континента представляет собой древний доальгонский кратон платформенного типа. Геосинклинали, заложившиеся по краям кратона, или, как их называет Г. Штилле, ортгеосинклинали, представляли собой краевые части древних континентов.

Анализ проявления складчатости в ортогеосинклиналях во времени и пространстве позволили Г. Штилле выделить в них внутреннюю и внешнюю зоны. Разделение, писал он, основано прежде всего на том, что (во-первых) внутренние зоны охвачены более древней складчатостью, в то время как внешние вовлекаются в складчатость позднее; а также (во-вторых) на том, что внутренние зоны повсюду интенсивнее смяты в складки и в связи с этим горные породы в них также преобразованы гораздо интенсивнее, чем во внешних зонах.

В разделе работы, касающемся сопоставления древних толщ, мы отмечали основные сходства и отличия древних отложений Западной, Центральной и Восточной зон Урала. Все это позволило наметить на Урале две основные области, развитие которых в рифейское время проходило в различных условиях геосинклинального режима. Это — Западная зона Башкирского антиклинория и Восточная зона Урало-Тобольского антиклинория. Промежуточная между ними Центральная зона, отвечающая хребту Урал-Тау, сближается по одним признакам с Восточноуральской зоной, по другим с Западноуральской.

В этом отношении положение Уралтауского антиклинория в качестве разграничивающей структуры Западного и Восточного склонов Урала очень сходно с положением антиклинория Южного Вермонта Аппалачей, который, по данным Кинга (1961), отделяет Нью-Хемпширскую эвгеосинклиналь и Восточно-Ньюйоркскую миогеосинклиналь. Это сходство намечается не только географическим положением упомянутых антиклинориев между двумя частями геосинклиналей, но также и тем, что геологическая история формирования эвгеосинклиналей и миогеосинклиналей Урала и Аппалачей проходило приблизительно по единому плану. Общие закономерности этого развития вполне очевидны.

Как и в Аппалачах, внешняя зона Уральской геосинклинали располагается в виде сравнительно узкого прогиба вдоль внешнего края платформы. В Америке это была Североамериканская платформа, в нашем случае — восточный край Русской платформы.

По аналогии с Аппалачами краевой миогеосинклинальный прогиб Урала заполнен породами преимущественно осадочного происхождения. Исключение составляют лишь эффузивно-конгломератовые отложения машакской свиты, локально развитые в отдельных районах Башкирского антиклинория.

В обоих рассмотренных случаях источником питания внешней зоны миогеосинклинального прогиба в первую половину их геологической истории служили поднятия на краю континента: это «Палеоурал» Русской платформы и область восточного края Североамериканской платформы. Во вторую, завершающую, эпоху осадконакопления, источником питания внешнего прогиба Аппалачей и Урала служили как области платформы, так и поднимающиеся хребты и острова внутри геосинклиналей. При этом в Америке масса сносимого в миогеосинклинальный прогиб обломочного материала из области эвгеосинклинали неизменно превосходила объем материала, поступающего с платформы. На Урале же, в каратавскую и ашинскую эпохи, по-видимому, преобладали осадки, принесенные с платформы.

Во внешней зоне Аппалачей в первую половину истории ее развития (докембрий, кембрий, ордовик) происходит накопление исключительно морских отложений, а во вторую — преимущественно континентальных. На Урале континентальные образования отлагались в меньшей степени и они приурочены к завершающим циклам осадконакопления во внешней зоне прогиба (ашинская свита).

Разрезы миогеосинклинальных частей геосинклинали Аппалачей и Урала характеризуются большей полнотой и незначительностью перерывов. Однако на Урале основные фазы складчатости в рифейское время

проявились в отложениях внешней зоны прогиба значительно отчетливее, чем таковская и акадская складчатости варисского тектогенеза в Аппалачах.

Наши представления о геологическом строении внутренних зон геосинклиналей как Аппалачей, так и Урала далеко не полны, тем не менее общие черты развития их выступают довольно отчетливо.

Во-первых, в отложениях рифея внутренней зоны Урала, равно как и во внутренней зоне Аппалачей, резко падает роль карбонатных пород, замещающихся терригенно-обломочными фациями, которые представлены преимущественно песчаниками (кварцитами), граувакковыми песчаниками, кремнистыми и глинистыми сланцами.

Во-вторых, в обоих случаях в ассоциации с осадочными толщами внутренней зоны находятся мощные лавовые потоки и их туфы, почти полностью отсутствующие во внешней зоне.

В-третьих, как в Аппалачах, так и на Урале отложения внутренней зоны, по сравнению с разновозрастными образованиями внешней, интенсивно изменены процессами регионального метаморфизма до состояния полной потери первичных признаков материнских пород.

В-четвертых, по аналогии с Аппалачами, на Урале породы Восточно-Уральской структурно-фациальной зоны ассоциируют с многочисленными и разновозрастными интрузиями преимущественно гранитоидного типа.

Наконец, тип складчатости внутренних зон в значительной степени отличается от складчатости в миogeосинклиналях. В первом случае это узкие, сжатые, дисгармоничные структуры, с резкими перегибами шарниров, ундуляциями осей, разрывами. Складчатость внешней зоны отличается простотой строения, прерывистостью структурных форм и т. д.

Таковы основные, как бы внешние признаки миogeосинклинальных зон Аппалачей и Урала. Нетрудно заметить, что на Урале, так же как и в Аппалачах, в основе районирования геосинклиналей лежит принцип различия тектонического режима зон и становления их в качестве самостоятельных структурных элементов.

Резкие тектонические колебания в пределах внутренней зоны Уральской геосинклинали, сопровождаемые активными разломами земной коры, контрастными восходящими и нисходящими движениями, интенсивной магматической деятельностью всех видов, обусловили специфику состава фаций накопившихся в рифейскую эру толщ пород и их вторичные изменения

Более раннее тектоническое становление Восточной зоны доказывается всем ходом исторического развития Урала. Уже в конце авзянской эпохи тектогенеза Урало-Тобольский антиклинорий приобретает черты устойчивой «тектонической суши» внутри геосинклинали, поставляющей обломочный материал во внешний ее прогиб. Постепенно перемещающаяся на запад складчатость в миньярскую фазу тектогенеза охватывает среднюю зону хребта Урал-Тау, превращая ее в консолидированный участок суши. Лишь в последние этапы Байкальской эпохи складчатости происходит замыкание и внешней части Уральской геосинклинали.

Полоса метаморфических образований хребта Урал-Тау занимает среднее положение между внутренней и внешней зонами Уральской геосинклинали. Слагающие эту территорию толщи несут на себе черты как эвгеосинклиналей, так и миogeосинклиналей. При переходе из внешней зоны геосинклинали во внутреннюю, а именно на хребет Урал-Тау, намечается общее огрубение осадков, выпадение карбонатных горизонтов, появление вулканогенных толщ и т. д. В направлении с запада на восток растет степень метаморфизма пород, с максимальным его проявлением в отложениях Урало-Тобольского антиклинория. В этом же направлении увеличивается магматическая деятельность интрузивного типа. В южной части хребта Урал-Тау широко распространены интрузии основного и

особенно ультраосновного состава, а в северной известны небольшие массивы гранитоидов. Однако максимальное проявление магматической деятельности всех видов мы наблюдаем лишь на Восточном склоне Урала в эвгеосинклинальной зоне.

Анализ фаций и мощностей свидетельствует о том, что при общем погружении внешней зоны геосинклинали территория хребта Урал-Тау вовлекалась в это опускание всегда несколько позднее. Наоборот, при регрессии моря и подъеме горной страны эти районы осушались одними из первых. По-видимому, как в юрматинскую, так и в каратавскую эпоху хребет Урал-Тау представлял собой приподнятый участок морского геосинклинального бассейна — хребет-кордильеру, отдельные районы которой представляли собой островную сушу. Рост и становление этого барьера вполне определенно намечаются в послеминьярскую эпоху складчатости, когда область распространения метаморфических толщ становится источником питания внешней части геосинклинали. Окончательное становление хребта произошло несколько раньше консолидации внешней зоны и значительно позднее по отношению к внутренней.

Таким образом, территорию хребта Урал-Тау как по составу слагающих ее пород, так и по возрасту основных максимумов проявления складчатости, нельзя причленить ни к типично эвгеосинклинальным областям, ни к миогеосинклинальным. Такие переходные зоны Г. Штилле (Stille, 1940, 1949) выделяет под названием «мединиды» (зоны *medinen*) — «срединные связующие зоны», относительно складчатости, магматизма и их географического положения между эвгеосинклиналями и миогеосинклиналями.

Подобные срединные мединиды Г. Штилле выделил в Венесуэле. Переходной зоной является тектоническая суша Южного Вермонта, выделенная М. Кэйем (1955) в Аппалачах.

На Енисейском кряже В. В. Хоментовский (1959) и М. А. Семихатов (1959) разделяют миогеосинклинальную часть геосинклинали на две области — внешнюю и внутреннюю. Внутренняя часть миогеосинклинали расположена дальше к западу от края Сибирской платформы и характеризуется чертами, присущими переходной зоне мединид. С западной окраины эта зона ограничена отчетливой узкой кордильерой, к востоку от которой распространены толщи, по мнению вышеотмеченных авторов, типичные для эвгеосинклинального прогиба.

Является ли антиклинальное поднятие в зоне перехода от внешней области геосинклинали к внутренней обязательным и закономерным, сейчас сказать трудно. М. Кэй считает, что возможны различные варианты переходов одной части геосинклинали в другую. Наиболее естественным, по его мнению, является плавный переход с последовательным и постепенным выклиниванием эффузивных толщ и замещением их осадочными. В отмеченных нами случаях зона мединид представляет собой антиклиналь, рост которой отмечался иногда в течение длительного времени. В центральных и южных Аппалачах породы внутренней зоны надвинуты по системе разломов на внешнюю и определить зону перехода не представляется возможным.

Природа дифференцированного, неравномерного развития геосинклинали, как с точки зрения мощности и состава накапливаемых пород, так и с точки зрения разновозрастности складчатости и сопутствующего ей магматизма, лежит в различии подвижности фундамента этих прогибов. Это наглядно демонстрируется на основе геофизических данных по территории восточной окраины Русской платформы, опубликованных недавно И. С. Огариновым и Ф. И. Хатьяновым (1962). Эти исследователи, опираясь на результаты магнитных съемок, установили, что главные черты строения аномального магнитного поля в пределах восточной окраины Русской платформы, Предуральского краевого прогиба и западного склона

Уральской горной области являются, по существу, идентичными и резко отличаются от аномалий восточного склона. Они считают, что восточная окраина Русской платформы, область Предуральского краевого прогиба, а также палеозойская складчатая область Западного склона Урала и хребта Урал-Тау имеют своим жестким складчатым основанием архей-древнепротерозойские породы фундамента.

К востоку от линии Главного Уральского разлома в области резких подвижек фундамент платформы был полностью переработан. Линейно вытянутые в меридиональном направлении магнитные аномалии здесь обусловлены залегающими на небольшой глубине различными по магнитности породами осадочно-вулканогенного происхождения. Крупные же гравитационные максимумы, аномалии которых также вытянуты в меридиональном направлении, наоборот, отражают уходящие на большую глубину интрузии основных, ультраосновных и гранитоидных пород.

Авторы приходят к выводу, что вдоль границы Русской платформы существовал очень древний разлом, совпадающий с зоной Главного Уральского разлома. Отклонение глубинного разлома к западу от линии трассировки его по наземным геологическим данным свидетельствует о том, что резкое изменение глубинного строения земной коры происходит на ряде участков уже в пределах хребта Урал-Тау и даже к западу от последнего.

Эти факты проливают свет на характер происхождения внутренних и внешних зон геосинклиналей и их сочленения между собой.

Проблема районирования геосинклиналей является одной из наиболее сложных и спорных. В настоящем разделе дается по существу лишь примерная схема такого районирования. По мере накопления новых фактов, наши представления об истории развития Уральской геосинклинали и палеогеографической обстановки ранних этапов ее геологического формирования должны быть существенно дополнены.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный в предыдущих главах материал позволяет сделать следующие выводы.

1. На основе структурно-литологического метода сложный комплекс метаморфических образований хребта Урал-Тау расчленен на две серии: нижнюю, максютовскую, относящуюся по возрасту к среднему рифею, и более молодую, суванякскую, верхнерифейского возраста. Отложения серий разделены региональным угловым несогласием и отличаются друг от друга особенностями петрографического состава, степенью метаморфизма, характером складчатости и т. д.

Каждая серия расчленена на ряд свит, которые в свою очередь подразделяются на более мелкие стратиграфические единицы. В основу расчленения положен признак литологического развития пород.

Положение выделенных комплексов пород в разрезе хребта Урал-Тау было определено в полных антиклинальных или же синклинальных структурах с прослеживанием свит и горизонтов в центриклинальные и периклинальные замыкания.

2. Петрографическое изучение метаморфических пород хребта Урал-Тау показывает, что по условиям их первичного происхождения можно выделить четыре основные группы:

а) осадочные песчаные, песчано-глинистые, алевролитовые, глинистые образования, превращенные в результате метаморфизма в кварциты и различные сланцы;

б) доломиты и известняки, присутствующие в разрезе в виде полностью перекристаллизованных мраморов;

в) эффузивно-туфовые образования среднего и основного состава, встречающиеся в виде линз и прослоев невыдержанной мощности, превращенные в зеленые сланцы, зеленокаменные породы, амфиболиты;

г) интрузивные породы, измененные до стадии эклогитов, амфиболитов, тальковых, тальково-антигоритовых сланцев.

Установленные минеральные ассоциации отложений хребта Урал-Тау позволяют выделить ряд метаморфических фаций, отражающих различные температурные стадии регионального метаморфизма.

Отложения максютовской серии претерпели по меньшей мере три стадии регионального метаморфизма: одну прогрессивную в условиях эклогитовой фации и две регрессивных. Менее измененные породы суванякской серии метаморфизованы дважды. Первая стадия прогрессивного метаморфизма в условиях зеленокаменной фации, по-видимому, в отложениях нижележащей максютовской серии проявилась регрессивно. Вторая стадия, филлитизации, затронула породы верхних частей суванякской серии.

Этапы метаморфизма совпадали по времени с основными эпохами складчатости отложений хребта Урал-Тау.



3. Геологическая карта хребта Урал-Тау, составленная на основе единой схемы стратиграфии, позволяет с новых позиций подходить к вопросу металлогенических прогнозов на этой территории.

Закономерная приуроченность медноколчеданных месторождений и ряда рудопоявлений (Гумеровская группа) к верхним подсвитам карамалинской свиты определяет направление дальнейших поисков минеральных ресурсов этого типа.

Преимущественная приуроченность рутилоносных эклогитов к отложениям максютовской серии и особенно к юмагузинской и кайраклинской свитам позволяет ограничить площадь их поисков территорией распространения стратифицирующихся пород этого возраста.

4. Общий обзор и анализ стратиграфии древних отложений, их корреляция по структурно-фациальным зонам позволяют считать, что на Урале к верхнему докембрию, рифею, относятся мощные толщи в той или иной степени метаморфизованных пород, обнажающихся во внутренних частях наиболее крупных антиклинальных поднятий.

В большинстве случаев эти образования с глубоким размывом и несогласием перекрыты осадочными, реже осадочно-вулканогенными свитами среднего, верхнего, а иногда нижнего ордовика и даже кембрия.

5. Наиболее типичным признаком верхнедокембрийских отложений Южного, Среднего и Северного Урала является закономерное, циклическое строение их разрезов. Эта особенность большинством исследователей принята в основу расчленения образований позднего докембрия на серии. Каждая серия является крупным стратиграфическим подразделением, представляющим комплекс пород законченного цикла осадконакопления. Серия начинается обычно грубозернистыми образованиями песчаников, либо конгломератов (зильмердакская, зигальгинская, курташская, ослянская и другие свиты), которые переходят в средней ее части в песчано-алевро-сланцевые образования, и завершается карбонатными породами, либо глинистыми сланцами.

Мощность серий различна и зависит с одной стороны от степени завершенности цикла осадконакопления, а с другой — от глубины размыва, предшествующего формированию пород следующей серии.

От подстилающих и перекрывающих отложений каждая серия отделена региональным перерывом. Несмотря на общий циклический характер строения серий рифея, любая из них отличается от остальных только ей присущими чертами литологии слагающих пород, характером их метаморфизма, дислоцированности, мощностью и т. д.

Вторичные, наложенные процессы метаморфизма, а также активный вулканизм, внедрение интрузий маскируют первичный циклический характер строения серий позднедокембрийских отложений, но не нарушают его.

6. Проведенный на основе историко-геологического метода анализ разрезов толщ докембрия Южного Урала показывает, что они сопоставимы с разрезом стратотипа рифейской группы Башкирского антиклинория. Сходство разрезов проявляется: 1) в закономерной циклической смене толщ песчаников, алевролитов, сланцев и карбонатных отложений, слагающих наиболее крупные стратиграфические комплексы — серии; 2) в литологическом составе первичных неметаморфизованных пород; 3) в структурном и стратиграфическом положении древних свит в общей структуре Урала и, наконец, 4) в присутствии руководящих форм строматолитов.

Полнота разрезов отложений верхнего докембрия рассмотренных структурно-фациальных зон различна и находится в тесной зависимости от палеогеографических условий их формирования.

Верхний докембрий Центральной и Восточной зон, как правило, представлен лишь наиболее молодыми сериями рифея: юматинской, каратавской и иногда ашинской.

Ашинская свита сохранилась в Центральной зоне лишь на Среднем и Северном Урале, в то время, как на хребте Урал-Тау и в Восточной зоне отложения ее в большинстве случаев отсутствуют. В полосе развития древних толщ Восточной зоны аналоги каратавской серии известны лишь на ограниченной площади. Предордовикский перерыв был здесь значительно более глубоким, чем в западных районах. Вполне вероятно, что породы ашинской и каратавской серий в ряде мест Восточной зоны вообще не отлагались. Рассматриваемая территория очевидно представляла собой участок «тектонической суши» (Кэй, 1955), поставляющей в ашинское время обломочный материал в прогибы Западного склона. Об этом косвенно свидетельствуют находки обломков гранитоидов в отложениях акбиикской, аршинской свит Центральной и Западной зон.

При общем сходстве и сопоставимости отложений верхнего докембрия Урала отмеченных структурно-фациальных зон каждая из них характеризуется определенными особенностями состава слагающих пород, порядка их напластования и т. д. Если суммировать эти особенности отличия, исходя из сравнения с эталоном разреза рифея Башкирского антиклинория, то они приобретают характер закономерности и заключаются в следующем:

а) разрез отложений верхнего докембрия Западной зоны представлен в основной своей части породами осадочного происхождения. В Центральной и Восточной зонах значительную роль в разрезе приобретают эффузивы и их туфы преимущественно габбро-базальтового состава;

б) при переходе из области развития отложений докембрия Западной зоны в Центральную и далее на восток отмечается общее огрубение осадочных пород. Карбонатные свиты переходят в сланцевые, песчано-сланцевые; сланцевые породы замещаются песчаниками и даже конгломератами и т. д.;

в) резко сокращена мощность отложений серий Центральной зоны распространения рифейских отложений в сравнении с мощностью сопоставимых серий Башкирского антиклинория. Разрезы серий редуцированы в основном за счет выпадения верхних ее членов—карбонатных отложений;

г) отложения Центральной и Восточной зон значительно интенсивнее метаморфизованы по сравнению с одновозрастными образованиями Западного склона. Степень метаморфизма пород нарастает постепенно, достигая своего максимума в Восточной зоне;

д) в этом же направлении растет роль и значение интрузивных образований.

В Западной зоне интрузии как кислого, так и основного состава играют незначительную роль и представлены небольшими массивами (Беряушский массив, Тирлянский массив и др.).

В Центральной зоне резко повышается роль основных и особенно ультраосновных пород. Подобные же породы известны на Восточном склоне в ассоциации с громадными массивами гранитных батолитов.

7. Различие фациального состава отложений Западной, Центральной и Восточной зон находится в прямой зависимости от тектонического режима в докембрийскую эпоху в каждой из них.

Формирование рифейских толщ Западной зоны проходило в условиях относительно спокойного прогибания ложа древнего бассейна, располагающегося на восточном крае фундамента Русской платформы. Эпохи тектогенеза этих районов сопровождались образованием простых по форме складок, общим почти одновременным поднятием громадных территорий, зафиксировавшимся в региональных перерывах, ограниченных внедрением интрузий. Породы Западной зоны почти не затронуты процессами метаморфизма.

В иных условиях протекало накопление отложений докембрия в Восточной зоне. Резкие дифференцированные движения положительного и отрицательного знака, локальные перерывы в осадконакоплении, возникновение архипелагов островов, глубокий многоэтапный метаморфизм пород, внедрение громадных масс интрузивных и эффузивных образований характеризуют палеогеографическую обстановку, в которой протекало формирование древних толщ Восточной зоны.

Среднее положение территории развития рифейских отложений Центральной зоны между Восточной и Западной обусловило и палеогеографические особенности формирования слагающих ее толщ. По одним признакам геологическая история рифея Центральной зоны протекала в обстановке, близкой к геологической истории Западной зоны, по другим — к Восточной.

Тектоническое становление рифейского комплекса Восточной зоны произошло, по-видимому, в более раннюю эпоху, чем Западной зоны. Об этом свидетельствует отсутствие в древних толщах Восточной зоны разновозрастных аналогов ашинской и большей части каратавской серий. Косвенным доводом является также присутствие обломочного материала, близкого по петрографическому составу отложениям Восточного склона, в разрезе суванякской серии хребта Урал-Тау.

С этой точки зрения территорию развития древних толщ Восточного склона можно рассматривать, согласно Г. Штилле, в качестве внутренней эвгеосинклинальной зоны Урала, а область Западного склона — внешней миогеосинклинальной зоны.

Среднее положение хребта Урал-Тау между двумя зонами геосинклинали определяет ее в качестве особой переходной зоны, названной Г. Штилле мединидами.

## Л И Т Е Р А Т У Р А

- Архипенкова А. Я. Петрография экололитов дер. Шубино (Ю. Урал.)— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1962, 37, вып. 4.
- Водорезов Г. И. Докембрий Мугоджар.— Изв. АН КазССР, серия геол., 1952, № 119, вып. 15.
- Водорезов Г. И., Розман Х. С. О девонских отложениях Кимперсайского района в связи с вопросом о возрасте ультрабазитов Южного Урала.— Матер. по геол. и полезн. ископ. Южного Урала, 1956, вып. 1.
- Войнова Е. В., Кириченко Г. И., Константинова А. И. и др. Геологическое строение Орско-Халиловского района. М., Госгеолиздат, 1941.
- Гарань М. И. Докембрийские отложения западного склона Южного Урала и связь с ними полезных ископаемых.— В кн.: Труды 17 сессии Международного геологического конгресса, т. 2, М., ОНТИ, 1939.
- Гарань М. И. О возрасте и условиях образования древних свит западного склона Южного Урала. М.— Л., Госгеолиздат, 1946.
- Гарань М. И. Геологическое строение центральной метаморфической зоны южной части Среднего Урала (Билимбай — Златоуст).— Труды Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, 1950, вып. 17.
- Гарань М. И. Протерозой и нижний палеозой Южного Урала.— В кн.: Совещание по унификации стратиграфических схем Урала... Тезисы докладов. Л., 1956.
- Гарань М. И. Протерозой и нижний палеозой Южного Урала.— Труды Горно-геол. ин-та Уральск. фил. АН СССР, 1959, вып. 32.
- Гарань М. И. Докембрий и кембрий Урала.— В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 8. Стратиграфия докембрия. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Гаррис М. А. Геохронология интрузивных, эффузивных и метаморфических пород Южного Урала и Мугоджар по данным калий-аргонового метода.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1960, 35, вып. 4.
- Геологическое строение СССР. Т. 1—3. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на 1960 г.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 10.
- Горохов С. С. Перспективы медноколчеданных месторождений хребта Урал-Тау в связи с разработкой новой схемы стратиграфии.— Бюлл. науч.-техн. информ. М-ва геол. и охраны недр СССР, 1960, № 4 (28).
- Горохов С. С. Стратиграфическое положение аршинской свиты в Тирлянском районе Башкирской АССР.— Докл. АН СССР, 1961, 139, № 4.
- Горохов С. С. Каратавская серия рифей восточного склона Башкирского антиклинория и ее аналоги на хребте Урал-Тау.— Вестник МГУ, 1962, № 4.
- Горохов С. С. Стратиграфия позднедокембрийских отложений хребта Урал-Тау района среднего течения р. Сакмары на Южном Урале.— Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка, 1962, № 10.
- Горохов С. С., Шарфман В. С. Главный Уральский разлом на Южном Урале. Докл. АН СССР, 1963, 149, № 2.
- Горохов С. С., Рудник Г. Б., Шарфман В. С. К вопросу о возрасте гипербазитовых интрузий на Южном Урале.— Докл. АН СССР, 1962, 142, № 3.
- Горяинова О. П., Фалькова Э. А. Древние свиты западного склона Южного Урала.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1937, 15, вып. 3.
- Горяинова О. П., Фалькова Э. А. Геология Инзерского и Зигазино-Комаровского районов БашАССР.— Труды Геол. упр. БашАССР, 1940, вып. 9.
- Горяинова О. П., Дорофеев Н. В., Наливкин Д. В. и др. Стратиграфия древних толщ западного склона Южного Урала.— Изв. Всесоюз. геол.-развед. объедин., 1931, вып. 70.
- Дингельштедт Н. Н. Геологические исследования в Тирлянском районе Южного Урала.— Труды Всесоюз. геол.-развед. объедин., 1933, вып. 277.

- Дингельштедт Н. Н. К стратиграфии и тектонике Южного Урала. — Проблемы сов. геол., 1935, № 8.
- Домрачев С. М. Девон хребта Каратау и прилегающих районов Южного Урала. — В сб.: Девон западного Приуралья. Труды Центр. научн.-исслед. горно-развед. ин-та, 1952, вып. 61.
- Есипов П. М. Об ашинской свите в бассейне р. Вишеры. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1953, 28, вып. 1.
- Зегебарт Д. К. О геологическом исследовании правобережья р. Сакмары. М. — Л., ОНТИ, 1936.
- Зленко Н. Д., Нужнов С. В., Шпак С. Н. и др. Стратиграфия и вулканизм позднего докембрия юго-востока Сибирской платформы. — В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологич. конгресса. Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Иванов А. И. К стратиграфии и древнему орогенезу Западного склона Южного Урала. — Труды Геол. упр. Баш. АССР, 1937, вып. 7.
- Иванов А. И. Древние «немые» свиты Южного Урала. — В кн.: Совещание по унификации стратиграфических схем Урала. Тезисы докладов. Л., 1956.
- Квятковский Р. Э. Геологическое описание Белорецкого района Южного Урала. — Труды Всесоюз. геол.-развед. объедин., 1933, вып. 297.
- Келлер Б. М. Рифейские отложения краевых прогибов Русской платформы. — Труды ИГН АН СССР, 1952, вып. 109, серия геол. (№ 37).
- Келлер Б. М. Новые данные по стратиграфии верхнего протерозоя (рифей, синия). — Вестник МГУ, 1960, № 6.
- Келлер Б. М., Казаков Г. А., Крылов И. Н. и др. Новые данные по стратиграфии рифейской группы (верхний протерозой). Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 12.
- Келлер Б. М., Розман Х. С. Отложения нижнего ордовика Актюбинской области Казахстана и смежных районов западного склона Южного Урала. — Труды Геол. ин-та АН СССР, 1961, вып. 18.
- Келлер Б. М., Соколов В. С. Вендский комплекс — первое подразделение палеозойской группы. — В кн.: Совещание по стратиграфии позднего докембрия Сибири и Дальнего Востока. Тезисы докладов. Новосибирск, 1962.
- Келлер Б. М., Хоментовский В. В. О расчленении рифейской группы. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1958, 33, вып. 4.
- Келлер Б. М., Хоментовский В. В. Рифейская группа и ее подразделение. — В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 8. Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Кинг Ф. Б. Геологическое развитие Северной Америки. М., ИЛ, 1961.
- Клочихин А. В. Ордовик, силур и нижний девон восточного крыла Зилаирского синклиория на Южном Урале. — В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала, вып. 7. Уфа, Изд-во Баш. фил. АН СССР, 1960.
- Коптев-Дворников В. С. и др. Геологический разрез Урала от Златоуста до Челябинска. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1940.
- Королюк И. К. Расчленение кембрия и докембрия Восточной Сибири по строматолитам. — В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 8. Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Красениникова О. В. Рифейские отложения УССР и условия их образования. — В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 8. Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Криницкий Д. Д., Криницкая В. М. Новые данные по стратиграфии метаморфических образований зоны Урал-Тау. — Информ. бюлл. Южно-Уральск. геол. упр., 1958, № 4.
- Крылов И. Н. О строматолитах Уральского рифей. — Докл. АН СССР, 1959, 126, № 6.
- Крылов И. Н. О значении строматолитов *Collenia buriatica* Maslov для стратиграфии позднедокембрийских отложений окраин Русской платформы. — В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 8. Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Крылов И. Н. Столбчатые ветвящиеся строматолиты рифейских отложений Южного Урала и их значение для стратиграфии верхнего докембрия. — Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1962.
- Кузнецов Е. А., Зиновкин А. Д. Геологическое и петрографическое исследование Сысертского гранитного массива. Труды ИГН АН СССР, 1953, вып. 17, петрогр. серия (№ 43).
- Кухаренко А. А., Смирнов Ю. Д. и др. Геология и полезные ископаемые Урала. — Матер. Всесоюз. н.-и. геол. ин-та, 1960, вып. 39.

- Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. М., ИЛ, 1955.
- Ленных В. И. Структуры будинаж в хребте Урал-Тау. — Информ. бюлл. Южно-Уральск. геол. упр., 1958, № 2.
- Ленных В. И. Путеводитель экскурсии по южной части хребта Урал-Тау на Южном Урале. Уфа, Изд-во Баш. фил. АН СССР, 1961.
- Лермонтова Е. В., Разумовский Н. К. О древнейших отложениях Урала. — Зап. Росс. мин. об-ва, 1933, 62, вып. 1.
- Либрович Л. С. К геологии южной части Башкирского Урала. Отчет о маршрутных геологических исследованиях на Южном Урале в 1929 г. — Труды Всесоюз. геол.-развед. объедин., 1932, вып. 144.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. О фациальной природе и условиях отложения древних свит Башкирского Урала (о липалийской системе на Южном Урале). Сов. геол., 1947, сб. 18.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. Следы оледенений в позднем докембрии Южной Сибири и Урала и их стратиграфическое значение. — В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 8. Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Львов К. А. О древних отложениях Урала, их возрасте и стратиграфии. — Сов. геол., 1957, сб. 55.
- Львов К. А. Докембрий Урала. — В кн.: Геологическое строение СССР, т. I, М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Львов К. А. Кембрий Урала. — В кн.: Геологическое строение СССР, т. I, М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Львов К. А. Протерозой и нижний палеозой Урала (О возможностях разработки унифицированной стратиграфической схемы и корреляции разрезов древних отложений Урала). — Бюлл. Всесоюз. н.-и. геол. ин-та, 1958, № 1.
- Львов К. А., Оли А. И. Об отношении среднего девона к ашинской свите и о возрасте немых свит западного склона Урала. — Зап. Всесоюз. мин. об-ва, 1935, 64, № 2.
- Мамаев Н. Ф. Древние толщи восточного склона Среднего и Южного Урала. — В кн.: Совещание по унификации стратиграфических схем Урала. Тезисы докладов. Л., 1956.
- Мамаев Н. Ф. Докембрий и нижний палеозой восточного склона Южного Урала. — Матер. по геол. и полезн. ископ. Урала, 1958, вып. 6.
- Мамаев Н. Ф. Морской нижний кембрий на восточном склоне Южного Урала. — Сов. геол., 1961, № 5.
- Махнач А. С. Древнепалеозойские отложения Белоруссии. Минск, Изд-во АН БССР, 1958.
- Меглицкий Н. Н., Антипов А. И. Геогностическое описание южной части Уральского хребта, исследованной в течение 1854—1855 годов. СПб., 1858.
- Методическое руководство по геологической съемке и поискам. Под ред. С. А. Музылева. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Мурчисон Р. И., Вернейль Ф. Е., Кайзерлинг А. А. Геологическое описание Европейской части России и хребта Уральского. Ч. 1—2. СПб., 1849.
- Наковник Н. И. Определение количественного изменения вещества при гидротермальном метаморфизме. — Зап. Всесоюз. мин. об-ва, 1958, 87, вып. 4.
- Наливкин Д. В. Об условиях образования древних немых толщ западного склона Урала. — Труды Всесоюз. геол.-развед. объедин., 1931, вып. 70.
- Наливкин Д. В. Ашинские и бавлинские свиты. — В кн.: Вопросы геологии и нефтеносности девонских отложений Западной Башкирии и смежных областей. Уфа, Изд-во Баш. фил. АН СССР, 1958.
- Наумова С. Н. Спорно-пыльцевые комплексы рифейских и нижнекембрийских отложений СССР. — В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 8. Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Нужнов С. В., Ярмолюк В. А. Поздний докембрий юго-восточной окраины Сибирской платформы. — Сов. геол., 1959, № 7.
- Овчинников Л. Н., Гаррис М. А. Абсолютный возраст геологических образований Урала и Приуралья. — В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 3. Определение абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Огаринов И. С., Хатянов Ф. И. К вопросу о восточной границе складчатого основания Русской платформы и ее тектонической связи с Уральской герцинской складчатой областью. Докл. АН СССР, 1962, 143, № 3.
- Ожиганов Д. Г. Геология хребта Урал-Тау и района перидотитового массива Южного Края. М., Госгеоллиздат, 1941.
- Ожиганов Д. Г. Геологическое строение метаморфического пояса хребта Урал-Тау Южного Урала. — Уч. зап. Баш. пед. ин-та, 1955, вып. 4.
- Ожиганов Д. Г. Стратиграфия и фациальные особенности силурийских отложений западного склона Южного Урала. — Уч. зап. Баш. пед. ин-та, 1955, вып. 4.

- О ж и г а н о в Д. Г. Вопросы стратиграфии докембрия Южного Урала. Уфа, Изд-во Баш. фил. Геогр. об-ва Союза ССР, 1957.
- О ж и г а н о в Д. Г. Схема тектонического районирования территории Башкирской АССР и Оренбургской области.— В кн.: Материалы шестого Всеуральского совещания по вопросам географии и охраны природы. Уфа, 1961.
- О л л и А. И. Об условиях образования верхних свит древнего палеозоя на Южном Урале.— Труды Баш. геол. треста, 1937, вып. 6.
- О л л и А. И. Древние отложения западного склона Урала. Изд-во Саратов. ун-та, 1948.
- О л л и А. И. Еще раз о возрасте ашинской свиты на Урале и взаимоотношение ее с доказанным палеозоем.— Сов. геол., 1955, сб. 45.
- О л л и А. И. О возрасте верхнебавлинских отложений востока Русской платформы.— В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала, вып. 7. Уфа, Изд-во Баш. фил. АН СССР, 1960.
- О л л и А. И., Р о м а н о в В. А. Об одном случае стратиграфического несогласия в древних свитах хребта Урал-Тау.— В кн.: Вопросы геоморфологии и геологии Башкирии, сб. 2. Уфа, Изд-во Баш. фил. АН СССР, 1959.
- О л л и А. И., Р о м а н о в В. А. Тектоническая карта Башкирии. Объяснительная записка. Уфа, Изд-во Баш. фил. АН СССР, 1959.
- О л л и А. И., Р о м а н о в В. А. О сопоставлении допалеозойских отложений западного склона Южного Урала в хребте Урал-Тау.— В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала, вып. 7. Уфа. Изд-во Баш. фил. АН СССР, 1960.
- О л л и А. И., Р о м а н о в В. А. Доордовическая история тектонического развития Южного Урала.— В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала, вып. 7. Уфа, Изд-во Баш. фил. АН СССР, 1962.
- О р л о в М. Т. К геологии алмазных россыпей Урала.— Матер. Всесоюз. н.-и. геол. ин-та, 1960, вып. 39.
- П а в л и н о в В. Н. Тектоника Сакмаро-Икского района на западном склоне Южного Урала.— Труды МГРИ, 1936, 2.
- П а в л и н о в В. Н. Стратиграфия и тектоника южной части Южного Урала.— Труды МГРИ, 1937, 9.
- П е т р о в с к и й А. Д., Г о р о х о в С. С. Кембрийские и позднедокембрийские отложения Сакмарского поднятия на Южном Урале.— Докл. АН СССР, 1962, 145, № 6.
- П е й в е А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 5.
- П о л е в а я Н. И., К а з а к о в Г. А. Новые данные по геохронологии позднего докембрия.— Докл. АН СССР, 1960, 135, № 1.
- П о л е в а я Н. И., М у р и н а Г. А., К а з а к о в Г. А. Определение абсолютного возраста осадочных пород по глауконитам.— Сов. геол., 1960, № 7.
- П о л е в а я Н. И., М у р и н а Г. А., С п р и н ц с о н В. Д. и др. Определение абсолютного возраста осадочных и вулканогенных формаций.— В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 3. Определение абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- П р о н и н А. А. Древние свиты восточного склона Среднего Урала.— В кн.: Совещание по унификации стратиграфических схем Урала. Тезисы докладов. Л., 1956.
- Р а а б е н М. Е. К вопросу о стратиграфическом положении машакской свиты Южного Урала.— Докл. АН СССР, 1957, 117, № 6.
- Р о м а н о в В. А. К вопросу о геологическом строении северо-западного борта Тирлянской синклинали.— В кн.: Вопросы геоморфологии и геологии Башкирии, сб. 2. Уфа, Изд-во Баш. фил. АН СССР, 1959.
- С е г е д и н Р. А. К вопросу о стратиграфии древних толщ Мугоджар.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Западного Казахстана, т. I. Актюбинск, 1961.
- С е м и х а т о в М. А. Стратиграфия и геологическая история нижнего кембрия северной части Енисейского кряжа.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 7.
- С м и р н о в Ю. Д., К р ы ж а н о в с к и й В. К. О стратиграфическом положении, объеме и вещественном составе пород катралинской свиты Южного Урала.— Матер. Всесоюз. н.-и. геол. ин-та, 1960, вып. 39.
- С м и р н о в Ю. Д., К у к у ш к и н А. И. О взаимоотношении немых свит Башкирского антиклинория и зоны Урал-Тау.— Матер. Всесоюз. н.-и. геол. ин-та, 1960, вып. 39.
- С о к о л о в Б. С. О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 5.
- С о к о л о в Б. С., Д з е в а н о в с к и й Ю. К. О стратиграфическом положении и возрасте осадочных толщ позднего докембрия.— Сов. геол., 1957, сб. 55.
- Стратиграфические и геохронологические подразделения. Под ред. Л. С. Либровича. М., Госнаучтехиздат, 1954.
- Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. М., Госгеолтехиздат, 1963.

- Тектоническая карта СССР и сопредельных стран масштаба 1 : 5 000 000. Объяснительная записка. Под ред. Н. С. Шатского. М., Гостеолтехиздат, 1957.
- Тектоническая карта СССР. Под ред. А. А. Богданова. М-б 1 : 7 500 000. М., Изд-во Мин. геол. и охраны недр СССР, 1961.
- Темиргази К. Р. Стратиграфия и общая характеристика древних отложений Западной Башкирии. — В кн.: Древние отложения Западной Башкирии. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., ИЛ, 1961.
- Херасков Н. П. Южный Урал. — Труды Лабор. геол. докембрия АН СССР, 1952, вып. 1.
- Херасков Н. П., Милановский Е. Е. Кембрий и нижний ордовик Орского Урала. — В кн.: Памяти профессора А. А. Мазаровича. М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы, 1953.
- Хольтедаль У. Геология Норвегии. М., ИЛ, 1957.
- Хоментовский В. В. К истории развития антиклинория Яман-Тау. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1952, 27, вып. 1.
- Хоментовский В. В. Структурно-фациальные зоны нижнего кембрия и рифея юго-западного обрамления Сибирской платформы. — Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 10.
- Чернышев Ф. Н. Общая геологическая карта России. Лист. 139. — Труды Геолкома, 1889, 3, № 4.
- Чесноков Б. В. Рutilосодержащие эклогиты Шубинского месторождения на Южном Урале. — Изв. высш. учеб. завед., геол. и разведка, 1959, № 4.
- Шарфман В. С., Горохов С. С. Каялинская свита западного склона хребта Урал-Тау. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1963, 38, вып. 4.
- Шарфман В. С., Ярлушкина С. Х. Разрез метаморфического комплекса в южном погружении Уралтауского антиклинория. — Информ. бюлл. Южно-Уральск. геол. упр. и Науч. горно-техн. об-ва, 1958, № 4 (6).
- Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской области и смежной части западного склона Южного Урала. — В сб.: Матер. к познанию геол. строения СССР, вып. 2(6). М., Изд-во Моск. об-ва испыт. природы, 1945.
- Шатский Н. С. О границе между палеозоем и протерозоем и о рифейских отложениях Русской платформы. — Изв. АН СССР, серия геол., 1952а, № 5.
- Шатский Н. С. О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платформы и об ее структуре в древнем палеозое. — Изв. АН СССР, серия геол., 1952б, № 1.
- Шатский Н. С. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы. — В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 8. Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Шахов Ф. И. Материалы по геологии Таналык-Баймакского района. Изд-во Томск. политехн. ин-та, 1928.
- Штейс Н. А. Рифей эвгеосинклинальных областей на примере Центрального Казахстана. — В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 8. Стратиграфия позднего докембрия и кембрия. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Stille H. Einführung in den Bau Amerikas. Berlin, 1940.
- Stille H. Das Leitmotiv der geotektonischen Erdentwicklung-Vorträge. — Schr. Dtsch. Akad. Wiss., 1949, H. 32.
- Stille H. Die jungalgonische Regeneration im Raum Amerikas. — Abhandl. Dtsch. Akad. Wiss., mat.-natur. Kl., 1948—1949, H. 3.



## О Г Л А В Л Е Н И Е

|                                                                                                            |     |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Введение . . . . .                                                                                         | 5   |
| Г л а в а I. История геологического изучения хребта Урал-Тау . . . . .                                     | 7   |
| Рифейская группа (объем, границы, подразделения) . . . . .                                                 | 17  |
| Г л а в а II. Стратиграфия . . . . .                                                                       | 21  |
| Методы расчленения метаморфических толщ хребта Урал-Тау . . . . .                                          | 21  |
| Рифей . . . . .                                                                                            | 24  |
| Максютовская серия (средний рифей) . . . . .                                                               | 24  |
| Галеевская свита . . . . .                                                                                 | 26  |
| Кайраклинская свита . . . . .                                                                              | 28  |
| Юмагузинская свита . . . . .                                                                               | 34  |
| Карамалинская свита . . . . .                                                                              | 38  |
| Суванякская серия (верхний рифей) . . . . .                                                                | 50  |
| Курташская свита . . . . .                                                                                 | 50  |
| Акбикская свита . . . . .                                                                                  | 55  |
| Белекейская свита . . . . .                                                                                | 66  |
| Нижний палеозой . . . . .                                                                                  | 68  |
| Ордовик . . . . .                                                                                          | 68  |
| Силур . . . . .                                                                                            | 72  |
| Возраст метаморфических толщ хребта Урал-Тау . . . . .                                                     | 73  |
| Г л а в а III. Краткий очерк тектонической структуры хребта Урал-Тау . . . . .                             | 77  |
| Г л а в а IV. Сопоставление разрезов верхнедокембрийских отложений Южного Урала . . . . .                  | 85  |
| Взаимоотношение метаморфических толщ хребта Урал-Тау с древними свитами Башкирского антиклинория . . . . . | 85  |
| К истории вопроса . . . . .                                                                                | 85  |
| Стратиграфия Тирлянского района . . . . .                                                                  | 90  |
| Юрматинская серия . . . . .                                                                                | 91  |
| Каратавская серия . . . . .                                                                                | 95  |
| Корреляция разрезов Тирлянского района . . . . .                                                           | 100 |
| Докембрий Орь-Илекского междуречья . . . . .                                                               | 110 |
| Докембрийские отложения Сакмарского поднятия . . . . .                                                     | 117 |
| Докембрийские отложения Восточного склона Урала (Восточная зона) . . . . .                                 | 120 |
| Г л а в а V. Рифейские структурно-фациальные зоны Южного Урала . . . . .                                   | 123 |
| Заключение . . . . .                                                                                       | 128 |
| Литература . . . . .                                                                                       | 132 |

## C O N T E N T S

|                                                                                                                           |     |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Introduction . . . . .                                                                                                    | 5   |
| Chapter I. History of a geological study of Ural-Tau mountain range . . .                                                 | 7   |
| Riphean group (scope, boundaries, subdivisions) . . . . .                                                                 | 17  |
| Chapter II. Stratigraphy . . . . .                                                                                        | 21  |
| Methods of subdivising metamorphic rock masses of Ural-Tau mountain range .                                               | 21  |
| Riphean . . . . .                                                                                                         | 24  |
| Maksutian series (Middle Riphean) . . . . .                                                                               | 24  |
| Galeevsk suite . . . . .                                                                                                  | 26  |
| Kairaklinsk suite . . . . .                                                                                               | 28  |
| Yumaguzinsk suite . . . . .                                                                                               | 34  |
| Karamalinsk suite . . . . .                                                                                               | 38  |
| Suvaniakian series (Upper Riphean) . . . . .                                                                              | 50  |
| Kurtashsk suite . . . . .                                                                                                 | 50  |
| Akbiisk suite . . . . .                                                                                                   | 55  |
| Belekeisk suite . . . . .                                                                                                 | 66  |
| Lower Paleozoic . . . . .                                                                                                 | 68  |
| Ordovician . . . . .                                                                                                      | 68  |
| Silurian . . . . .                                                                                                        | 72  |
| Age of metamorphic rock masses in Ural-Tau mountain range . . . . .                                                       | 73  |
| Chapter III. Brief review of the tectonic structure of Ural-Tau mountain range . . . . .                                  | 77  |
| Chapter IV. Section correlation in Upper Precambrian deposits of Southern Urals . . . . .                                 | 85  |
| Interrelations between metamorphic rocks of Ural-Tau mountain range with old suites of Bashkirian anticlinorium . . . . . | 85  |
| History of the problem . . . . .                                                                                          | 85  |
| Stratigraphy of Tirliansk region . . . . .                                                                                | 90  |
| Juratinsk series . . . . .                                                                                                | 91  |
| Koratavsk series . . . . .                                                                                                | 95  |
| Correlation of sections in Triliansk region . . . . .                                                                     | 100 |
| Precambrian of Or-Iluk interfluve . . . . .                                                                               | 110 |
| Precambrian deposits of Sakmarsk uplift . . . . .                                                                         | 117 |
| Precambrian deposits on the Eastern slope of Urals (Eastern zone) . . . . .                                               | 120 |
| Chapter V. Riphean structural facies zones of Southern Urals . . . . .                                                    | 123 |
| Conclusion . . . . .                                                                                                      | 128 |
| Bibliography . . . . .                                                                                                    | 132 |

*С. С. Горюхов*  
**Рифей хребта Урал-Тау**

*Утверждено к печати  
Геологическим институтом Академии наук СССР*

Редактор издательства *И. М. Ерофеева*  
Технический редактор *Г. Н. Шевченко*

Сдано в набор 27/VIII 1964 г. Подписано к печати 21/XI 1964 г.  
Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Печ. л. 8,75+4 вкл. Усл. печ. л. 11,99. Уч.  
изд. л. 12,8 (11,6+4 вкл.). Тираж 700 экз. Т-16924. Изд. № 3321/04.  
Тип. зак. № 1109 Темплан 1965 г. № 411

*Цена 87 коп.*

Издательство «Наука»  
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

---

2-я типография издательства «Наука»  
Москва, Г-39, Шубинский пер., 10

---

## Уважаемые товарищи!

В конце 1964 г.— начале 1965 г. в Издательстве «Наука» будут выпущены следующие книги:

Л и п и н а О. А. Систематика турнейеллид. Труды Геологического института, вып. 130. Изд-во «Наука». 8 л. 1000 экз. 60 к. (I).

Дается новая систематика семейства турнейеллид *Tournaellidae* (фораминиферы), содержащего ряд руководящих форм для горизонтов и зон верхнего девона и нижнего карбона. Новая систематика основана на филогенетическом развитии турнейеллид. Разбираются также вопросы: терминологии, морфологии раковин, систематического значения морфологических признаков и даются рекомендации по унификации описаний и изображений фораминифер; устанавливается систематический ранг разных стадий разворачивания раковин; разбирается внутривидовая изменчивость, случаи полового диморфизма и т. д.

Описаны 97 вида турнейеллид. Работа иллюстрирована 24 таблицами микрофотографий и текстовыми рисунками.

Издание рассчитано на микропалеонтологов и стратиграфов научных и производственных организаций.

Д е в я т к и н Е. В. Закономерности накопления кайнозойских отложений впадин Юго-Восточного Алтая. Труды Геологического института, вып. 126. Изд-во «Наука», 18 л. 1500 экз. 1 р. 30 к. (II).

В работе показана связь кайнозойских осадконакоплений и новейших тектонических движений одной из наиболее активных ортогенических областей Советского Союза. Выявлены общие закономерности формирования разновозрастных (палеогеновых, неогеновых и антропогеновых отложений).

Издание рассчитано на геологов.

Ввиду зависимости тиража от поступивших заказов просим присылать предварительные заявки на интересующие Вас издания. Заказы учреждений должны быть подписаны директором и главным бухгалтером и содержать указание № текущего счета.

Заказы направляйте по адресу: Москва, Центр, Б. Черкасский пер., д. 2/10, контора Академкнига, магазин «книга-почтой» или в ближайший магазин Академкнига.

Алма-Ата, ул. Фурманова, 139.

Баку, ул. Джапаридзе, 13.

Киев, ул. Ленина, 42.

Москва, ул. Горького, 6.

Москва, ул. Вавилова, 55/5.

Новосибирск, Красный проспект, 51.

Ленинград, Литейный проспект, 57.

Свердловск, ул. Беллинского, 71-в.

Ташкент, ул. К. Маркса, 29.

Харьков, Уфимский пер., 4/6.

Уфа, Октябрьский проспект, 129.

Заказы на книги, выпущенные издательством «Наука», принимают также местные магазины книгопроторов.

---

# Исправления и опечатки

| Страница | Строка | Напечатано   | Должно быть |
|----------|--------|--------------|-------------|
| 17       | 13 св. | Иткулево     | Иткулово    |
| 85       | 11 св. | Горохо       | Горохов     |
| 100      | 13 св. | Каратаевская | Каратавская |
| 128      | 13 св. | развития     | различия    |

