И. Н. ЧЕРЕНКОВ

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ФЛИШЕВАЯ ФОРМАЦИЯ ГИССАРО-АЛАЯ

ДУШАНБЕ—1973

АКАДЕМИЯ НАУК ТАДЖИКСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

551.735+551.3

И. Н. ЧЕРЕНКОВ

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ФЛИШЕВАЯ ФОРМАЦИЯ ГИССАРО-АЛАЯ

474

Ответственный редактор
М. М. КУХТИКОВ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ДОНИШ»
ДУШАНБЕ—1973

УДК 551.3.051:551.835+551.735(235.216)

В работе впервые для Центрального Таджикистана дано обоснование принадлежности части терригенных отложений верхнего палеозоя к флишевой формации. Выделены и описаны литологические комплексы (ассоциации) пород, слагающие флишевую формацию, что дает представление о составе и строении формации.

На основе детального литолого-стратиграфического описания верхнепалеозойских разрезов Гиссаро-Алая намечены зоны флишенакопления, реставрирована палеогеографическая обстановка эпохи.

Особый интерес представляет выделение фации дикого флиша, древних подводнооползневых образований. Правильное истолкование указанного явления позволяет избежать многих ошибок в вопросах стратиграфии и тектоники.

Ч $\frac{0293-009}{M502-73}$ 19—72

ВВЕДЕНИЕ

Верхнепалеозойские флишевые отложения широко распространены на территории Гиссаро-Алая и представляют значительный интерес в связи с тем, что к ним довольно часто приурочены месторождения полезных ископаемых промышленного типа. Однако вопросам стратиграфии, литологии и условиям образования верхнепалеозойского флиша до сих пор не уделялось должного внимания.

Естественно, изучение этой толщи надо начинать с разработки стратиграфии, ибо без надежной стратиграфической базы, позволяющей увязывать разрезы флиша, не могли решаться никакие другие задачи. Расчленение однообразных флишевых толщ является проблемой исключительно трудной. Это известно всем исследователям, когда-либо занимавшимся изучением флиша. Трудности усугубляются тем, что редкая фауна, встречаемая во флише, часто находится в переотложенном состоянии. Поэтому при изучении флишевой формации большое внимание было уделено детальным литологическим исследованиям, а в основу расчленения разрезов и их сопоставления был положен метод ритмического анализа, но с учетом всех палеонтологических данных.

Особое внимание уделено изучению древних обвально-оползневых образований, связанных с историей формирования флишевой формации. Значение структур, созданных обвально-оползневыми процессами в геологической истории региона, трудно переоценить. В результате древних обвалов и оползней были созданы пласты и пачки своеобразных тиллитоподобных конгломератов и так называемые «горизонты с включениями», которые состоят из осадков, синхронных явлению, и крупных отторженцев, сложенных чаще всего карбонатными породами различного возраста. Находки разновозрастной ископаемой фауны в этих глыбах послужили основой для споров по вопросам стратиграфии и тектоники района. В настоящее время очевидно, что многие явления необычных стратиграфических взаимоотношений в большинстве случаев являются следствием древних подводных обвалов и оползней.

Выделению и детальному изучению геологических формаций в настоящее время придается большое значение. Учение о формациях стало одной из центральных проблем теоретической геологии. Мы стремились вести исследования в области развития флиша и смежных образований с позиций этого учения, заостряя свое внимание на формационных особенностях строения верхнепалеозойских разрезов.

Исследования верхнепалеозойской флишевой формации Гиссаро-Алая проводились автором в течение 1960—1966 гг. За это время было изучено 24 разреза с отбором образцов, которые подвергались минералогическому (150), химическому (31), рентгено-структурному и термическому анализам глин (5). Описано 2000 шлифов. На основании детально составленных разрезов построены литолого-фациальные кар-

ты для двух временных интервалов и впервые произведен опыт формационного анализа исследуемых отложений.

Определение палеонтологической коллекции осуществлено В. Д. Салтовской, В. И. Волгиным, В. Л. Лелешусом и И. В. Пыжьяновым, за что приношу им свою искреннюю благодарность.

Автор выражает глубокую признательность К. В. Бабкову, В. Д. Босову, Н. Б. Вассоевичу, С. А. Захарову за ценные советы и конструктивные критические замечания, высказанные в процессе написания работы. Автор особенно благодарен М. М. Кухтикову, постоянному руководителю и ответственному редактору, за оказанную помощь.

ГЛАВА I

КРАТКИЙ ОЧЕРК ИСТОРИИ ИССЛЕДОВАНИЯ

Верхнепалеозойские флишевые отложения широко распространены на исследуемой территории, но их никто специально не изучал. Литологическая и фациальная характеристика этих толщ почти отсутствовала или давалась только в общих чертах в отчетах по геологосъемочным работам. Исключением являются исследования Е. Н. Горецкой (1961), которой впервые удалось выделить и детально охарактеризовать флишевую формацию на южном склоне Гиссарского хребта.

Несколько лучше обстоит дело со стратиграфическими исследованиями. Их роль особенно возросла за последние годы в связи с производством геологосъемочных работ. В нашей работе вопросу стратиграфии верхнепалеозойских терригенных толщ уделено значительное место; в связи с этим необходимо коротко остановиться на формировании взглядов на их возраст.

Впервые в Гиссарском хребте верхнепалеозойские терригенные толщи были отмечены А. П. Марковским. В 1927 г. в Зиддинской долине среди верхнепалеозойских осадков им было выделено две свиты: зиддинская и майхуринская. Обе свиты фаунистически не были охарактеризованы. В 1935 г. В. Р. Мартышев зиддинскую и майхуринскую свиты разделил по литологическому составу: первую на три, вторую на два горизонта (Овчинников, 1959). Соотношение зиддинской и майхуринской свит с подстилающими отложениями не установлено. В гальках конгломератов из зиддинской свиты была собрана фауна нижнего карбона, поэтому нижняя граница свиты устанавливалась не ниже среднего карбона, верхняя — оставалась не определенной. Майхуринская свита фаунистически не была охарактеризована, но считалось, что она лежит выше зиддинской.

Несколько позднее, в 1941 г. Р. С. Циммерманом в отложениях майхуринской свиты были найдены растительные остатки каменноугольно-пермского типа, а летом 1958 г. М. М. Кухтиковым и И. Н. Черенковым были обнаружены Fusulinidae и Ungdarella, известные из среднего карбона.

В 1932 г. А. П. Марковским в Искандеркульской впадине была выделена полоса верхнепалеозойских отложений, сложенная песчаниками, сланцами и конгломератами. Для отложений верхнего палеозоя А. П. Марковский считал характерным непостоянство литологического состава и невыдержанность пород по простиранию.

Верхнепалеозойская терригенная толща Шинг-Магианского района, ее литологический состав и характер взаимоотношений с подстилающими отложениями описывались С. И. Клунниковым (1931), А. В. Пейве и А. Д. Смирновым (1940). В разрезе по саю Дарахти-Сурх С. И. Клунников рисует совершенно согласное налегание верхне-

го палеозоя на известняки нижнего карбона. А. В. Пейве и А. Д. Смирнов отмечают несогласное и трансгрессивное залегание верхнего палеозоя на среднем. В глубоких частях ядра Каракульской синклинали, по мнению этих исследователей, верхнепалеозойские терригенные осадки ложатся на нижнекаменноугольные известняки без видимого углового несогласия. Возраст верхнепалеозойских отложений А. В. Пейве считает верхнекаменноугольным, возможно, пермским.

Первая схема стратиграфии верхнепалеозойских отложений южного склона Гиссарского хребта предложена С. К. Овчинниковым и А. Т. Тарасенко (Овчинников, 1946). Толща флиша, развитая в бассейнах рек Ханака, Лючоб и Каратаг, указанными исследователями на основании сборов фаунистических остатков отнесена к верхнему карбону. Встречающиеся здесь фаунистические остатки среднего карбона признавались переотложенными.

В течение 1952—1960 гг. эти же отложения изучались коллективом геологов ВСЕГЕИ во главе с Е. Н. Горецкой и Н. К. Морозенко (Горецкая, 1961). Были детально описаны и фаунистически обоснованы разрезы среднего и верхнего карбона, при этом установлено два типа разреза. Первый тип (нижнее течение рек Лючоб, Каратаг, Ширкент и Ханака) характеризуется чередованием песчаников, алевролитов, туфогенных песчаников, в подчиненном количестве известняков, туфов основных и средних эффузивов, диабазовых и андезитовых порфиритов. Органические остатки здесь отсутствуют или представлены микрофауной и редкими кораллами плохой сохранности. По микрофауне эти осадки отнесены к башкирскому ярусу среднего карбона. Верхи разреза выражены маломощными серыми известняками с обильной микрофауной, характерной для верейско-каширского горизонта среднего карбона. Каменноугольные отложения второго типа развиты главным образом в среднем течении рек Ханака и Лючоб. В составе их существенное значение имеют конгломераты, песчаники и алевролиты, в подчиненном количестве присутствуют аргиллиты и известняки. С. К. Овчинниковым, а позднее Е. Н. Горецкой и Е. А. Худобиной отсюда собраны органические остатки верхней половины московского яруса и верхнего отдела карбона. Е. Н. Горецкая и Е. А. Худобина доказали, что изученные отложения принадлежат единой флишевой формации, трансгрессивно залегающей на отложениях нижне- и среднекаменноугольного возраста. Таким образом, впервые была показана принадлежность интересующих нас осадков к терригенному флишу и дана его подробная характеристика.

В 1963 г. В. Д. Салтовская установила присутствие в бассейнах рек Каракуль, Хазор-Чашма и Дарахти-Сурх среднего карбона (C_2m_1) в едином карбонатном разрезе совместно с нижним карбоном. Лежащую выше известняков терригенную толщу (флиш) она отнесла по возрасту к нижней части московского яруса среднего карбона и выделила ее, вслед за М. Н. Соловьевой (1963), в виде самостоятельной дарахтисурхской свиты. В. Д. Салтовская считает, что данная свита в одних местах постепенно сменяет вверх по разрезу известняки нижней части московского яруса, в других — лежит с размывом на них. М. Н. Соловьева (1963) считает, что дарахтисурхская свита всюду лежит с размывом на подстилающих более древних отложениях. В 1966 г. В. Д. Салтовская пересмотрела возраст терригенных отложений и отнесла их к верхнемосковскому подъярусу (C_2m_2).

На северном склоне Зеравшанского хребта отложения верхнего палеозоя впервые были установлены А. П. Марковским (1937) в виде узкой полосы, тектонически зажатой среди песчано-сланцевых толщ силу-

ра. Эти отложения состоят из чередующихся серых детритусовых известняков, черных глинистых сланцев, бурых песчаников и конгломератов, крайне бедных органическими остатками. К верхнему палеозою они отнесены в основном по литологическим признакам и положению в разрезе.

Позднее П. Д. Виноградовым, А. Е. Довжиковым и В. Р. Мартышевым из различных пунктов этой толщи были собраны органические остатки нижнего и среднего карбона. Полученные данные позволили им выделить на северном склоне Зеравшанского хребта отложения карбона под индексом $C_1n—C_2$, толща этих отложений была названа вашанской.

М. М. Кухтиковым и И. Н. Черенковым на основе исследований, начатых в 1954 г., впервые для Центрального Таджикистана высказано мнение о переотложении многих органических остатков, заключенных в терригенных толщах верхнего палеозоя (Кухтиков, Салтовская, Черенков, 1959). Ими показано, что на территории Центрального Таджикистана некоторые толщи, считавшиеся ранее более древними, должны относиться к верхнему палеозою, а встречающиеся в них остатки более древней фауны должны рассматриваться как находящиеся во вторичном залегании. В частности, вашанская толща вся целиком была отнесена к среднему карбону. Имеющаяся здесь каменноугольная фауна считается переотложенной.

В 1961 г. В. Д. Салтовская на основе исследований каменноугольных *фораминифер и водорослей предложила детальную стратиграфическую* схему каменноугольных отложений Центрального Таджикистана. Вашанская толща ($C_1n—C_2$) (по Мартышеву) была расчленена ею на две части: нижнюю — в основном известняково-кремнистую с редкими прослоями песчаников и глинистых сланцев; и верхнюю — песчано-сланцевую (флишевая) с горизонтом глыбовых конгломератов. Нижнюю часть вашанской толщи В. Д. Салтовская (1963, 1964) отнесла по возрасту к намюрскому ярусу нижнего карбона и квалифицировала ее *как самостоятельную вашанскую свиту. Вторая часть разреза* отнесена к московскому ярусу среднего карбона. Впоследствии флишевая часть разреза В. Д. Салтовской (1966) была выделена в обизардскую свиту с возрастным интервалом от среднего до верхнего карбона (?).

В 1961 г. геологи Д. А. Старшинин и А. С. Шадчинев на северном склоне Зеравшанского хребта кроме терригенных отложений $C_1n—C_2$ выделили комплекс слоев, отнесенный к верхнему карбону—нижней перми (?), на основании следующих фактов: 1) находки микрофаунистических остатков каменноугольного возраста в гальках и глыбах известняков из пластов конгломератов; 2) находки в известняковых глыбах среди сланцев в бассейне р. Палдарак ругоз Jakovleviella sp., характерных для московского яруса среднего карбона и верхнего карбона; 3) *наличия в конгломератах данной толщи галек изверженных и* жильных пород средне-верхнекаменноугольного этапа магматической деятельности.

После многолетних исследований коллективом геологов, работавших под руководством А. И. Менакова и А. С. Шадчинева, в 1962 г. была предложена новая схема стратиграфии терригенных толщ карбона Зеравшанской долины. Вашанская толща, по Мартышеву, этими исследователями разбивается на четыре разновозрастных комплекса. Ими выделены: 1) тонкослоистые известняки намюра; 2) демнорinская свита, состоящая преимущественно из кремнистых пород с редкими прослоями известняков, песчаников и глинистых сланцев, отнесенная к

нижней части московского яруса; 3) эффузивно-песчано-сланцевая свита (C_2m_2—C_3), охватывающая преимущественно флишевую часть разреза вашанской толщи; 4) горизонт глыбовых и крупногалечных конгломератов, являющихся составной частью флишевой толщи, выделен ими в самостоятельную мадмскую свиту верхнекаменноугольного-нижнепермского возраста.

Первая схема стратиграфического членения верхнепалеозойских отложений Туркестанского хребта разработана А. П. Марковским (1936). В районе южной части бассейна р. Ляйляк и Ак-Су им выделены: 1) известняки нижнего и среднего карбона; 2) сланцы и песчаники верхнего (?) карбона; 3) отложения верхнего палеозоя (ляйлякская и кумбельская свиты). Интересующая нас флишевая толща в бассейне р. Ляйляк ошибочно отнесена А. П. Марковским к силуру.

В 1947 г. Н. А. Лисицына, Е. А. Похвиснева и А. Б. Туткарова выделили среди терригенных отложений бассейна р. Исфары песчано-сланцевую (флиш) толщу средне-верхнекаменноугольного возраста, которую расчленили на три свиты: 1) глинистых сланцев, песчаников, конгломератов и эффузивов; 2) алевролитов, глинистых сланцев, конгломератов; 3) глинистых и хлоритово-серицитовых сланцев и песчаников. Залегание с подстилающими известняками московского яруса согласное.

В том же 1947 г. в бассейне р. Каравшин К. Я. Михайлов и В. Н. Гаврилова среди среднекаменноугольных отложений выделили две свиты: 1) нижняя C^a_2 — преимущественно известняковая, мощностью около 400 м; 2) верхняя C^a_2 — чередование сланцев и песчаников с подчиненными прослоями конгломератов и известняков. Верхняя свита целиком относится к флишевым отложениям. Вторая полоса аналогичных осадков в верховье р. Каравшин этими исследователями была отнесена к среднему карбону — нижней перми. Основанием послужили сборы ископаемых органических остатков среднего и верхнего карбона и кораллов нижнепермского возраста.

В 1960—1961 гг. М. М. Кухтиков и И. Н. Черенков впервые доказали принадлежность песчано-сланцевых толщ бассейнов рек Ляйляк, Каравшин и Кшемыш к флишевой формации (Черенков, 1963). Возраст флиша определен как верхняя часть московского яруса — верхний карбон. Установлено, что флишевая формация залегает трансгрессивно на известняках нижне- и верхнемосковского подъярусов среднего карбона.

В. Б. Горянов, А. Д. Миклухо-Маклай, Г. С. Поршняков и А. В. Яговкин (1961) интересующие нас флишевые отложения в Высоких предгорьях Алая описали под названием толубайской свиты и отнесли по возрасту к нижней части московского яруса среднего карбона.

Геологосъемочные работы 1960—1965 гг. (Д. А. Старшинин, В. Б. Аверьянов и др.) окончательно подтвердили принадлежность флишевых отложений к верхней части московского яруса среднего карбона — верхнему карбону.

ГЛАВА II

КРАТКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА

В структурном отношении территория Гиссаро-Алая подразделяется на систему узких (шириной 20—50 км) зон, вытянутых в субширотном направлении и разделенных между собой крупными межзональными разломами. Тектонической зоной, по Кухтикову, является часть геосинклинальной области, характеризующаяся по всей своей площади принципиально одинаковым тектоническим режимом. Каждой тектонической зоне свойствен свой особый тип стратиграфического разреза, возраст тектонической структуры и ее морфология и характер магматической деятельности.

В пределах исследуемой площади М. М. Кухтиковым (1963) выделяются с юга на север следующие тектонические зоны: Мечетлинская, Османталинская, Центральногиссарская, Ягнобская, Зеравшано-Туркестанская, Курганакская (Сурметашская) и Высоких предгорий Алая (рис. 1).

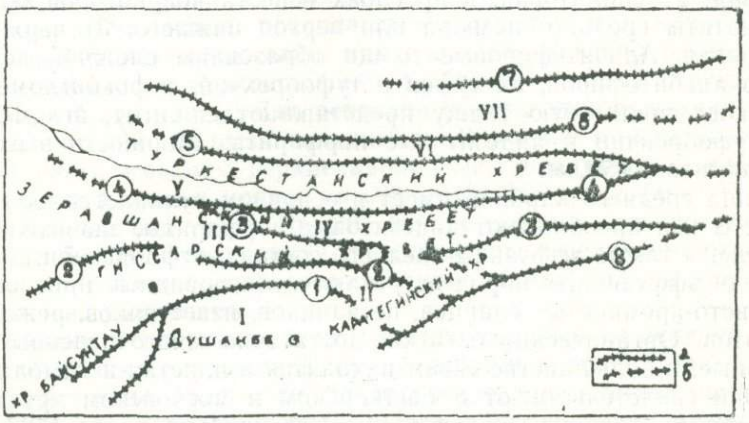


Рис. 1. Схема тектонического районирования Гиссаро-Алая в герцинской структуре (по Кухтикову). Тектонические зоны: *I* — Мечетлинская, *II* — Османталинская, *III* — Центральногиссарская, *IV* — Ягнобская, *V* — Зеравшано-Туркестанская, *VI* — Курганакская (Сурметашская), *VII* — Высоких предгорий Алая. Краевые разломы:
1 — *Ходжа-Обигармский*, *2* — *Главный Гиссарский*, *3* — Гиссаро-Каратегинский, *4* — Зеравшанский, *5* — Туркестано-Алайский, *6* — Заамин-Каравшинский, *7* — Шураб-Вуадильский, *8* — Вахшский.
Условные обозначения: а) достоверные, б) предполагаемые.

Ниже мы дадим краткую характеристику выделенных зон по Кухтикову с некоторыми незначительными добавлениями автора. Описание зон ведется с юга на север.

Мечетлинская тектоническая зона занимает нижнюю часть южного склона Гиссарского хребта. Северная граница зоны выражена на всем протяжении краевым Ходжа-Обигармским разломом. В южном направлении палеозойские отложения зоны у подножья Гиссара уходят под толщу мезозойских и кайнозойских накоплений Таджикской депрессии.

Наиболее древними отложениями зоны являются докембрийские, которые широко распространены в бассейне р. Оби-Заранг, в виде узких полос они обнажаются в долинах рек Ширкент и Ханака. Метаморфические толщи докембрия представлены биотитовыми сланцами и разнообразными гнейсами. Мощность отложений около 1800 м.

Палеозойские отложения залегают на метаморфическом докембрийском основании с резким угловым несогласием. Палеозойский структурный комплекс слагают в основном отложения каменноугольной системы, широко в зоне распространенные и обладающие огромной (около 5000 м) мощностью. Они несогласно перекрываются свитой пермских кислых эффузивов.

Нижний карбон Мечетлинской зоны представлен толщей литологически изменчивого состава. Весьма обычными для нижнего карбона являются карбонатные осадки, мощность которых на р. Варзоб достигает 1000 м. Возраст известняков устанавливается по фораминиферам и брахиподам.

Работами коллектива геологов под руководством Е. Н. Горецкой (1961) доказано, что в сложении толщ намюрского яруса принимают участие вулканогенные и терригенные осадки, ранее ошибочно относимые С. К. Овчинниковым к среднему карбону. В разрезе этих накоплений отмечаются снизу вверх следующие толщи: 1) нижняя альбитофировая; 2) спилитовая, в прослоях известняков которой обнаружены гониатиты среднего намюра или верхов нижнего; 3) верхняя альбитофировая. Альбитофировые толщи образованы сложной перемежаемостью альбитофиров, их туфов и туфобрекчий, туфоконгломератов и песчаников; спилитовую толщу представляют спилиты, агломератовые лавы, туфобрекчии и андезитовые порфириты. Мощность этих накоплений достигает 1500 м.

Толща среднего карбона имеет в основном вулканогенное происхождение. В ней преобладают андезитовые порфириты, значительно распространены также эффузивы среднего состава, туфобрекчии.

Среди эффузивных пород встречаются линзовидные прослои и пачки глинисто-кремнистых сланцев, песчаников, известняков, реже — конгломератов. Органические остатки, достаточно многочисленные и разнообразные, в большинстве своем находятся в пластах и глыбах известняка. Они свидетельствуют о башкирском и московском ярусах среднего карбона. Мощность осадков среднего карбона около 1500 м.

Разрез каменноугольной системы завершается флишевыми отложениями, которые трансгрессивно лежат на вышеописанной вулканогенно-осадочной толще. Нижняя часть флишевого комплекса сложена в основном алевролитами, аргиллитами и песчаниками с прослоями известняков и мергелей. Изредка здесь встречаются и пласты полимиктовых конгломератов. Из этой части разреза собраны водоросли и фораминиферы верхнемосковского подъяруса.

Стратиграфически более высокая часть разреза представлена чередованием полимиктовых песчаников, конгломератов, алевролитов и

в меньшей степени аргиллитов. С. К. Овчинниковым (1946) в этой части разреза были установлены Pseudofusulina sp. и Triticites sp., а также многочисленные средне- и верхнекаменноугольные брахиоподы, гастроподы и другие окаменелости, их список приведен в статье Е. Н. Горецкой (1961).

Общая мощность флишевых отложений в южном крыле Ханакинской синклинали более 1000 м.

Каменноугольные отложения в общем дислоцированы относительно согласно и несомненно представляют единый в структурном отношении мощный комплекс разнообразных по генезису накоплений. Они с большим и очень ясным угловым несогласием перекрываются образованиями пермского периода, которые отчетливо делятся на две части.

Нижняя, лючобская свита сложена довольно мощной, около 1000 м толщей кварцевых порфиров, липаритов, фельзитовых порфиров, дацитовых порфиров, их туфов и туфолав. В основании свиты располагается горизонт непостоянной мощности конгломератов и песчаников, прослои туфогенных песчаников встречаются и в более высоких ее горизонтах. Возраст толщи кислых эффузивов условно определяется всеми как нижняя пермь.

Вторая свита носит название ханакинской (Швецов, 1927), она завершает разрез палеозойских отложений Мечетлинской зоны. Ханакинская свита лежит с размывом и несогласием на толще кварцевых порфиров и на более древних, каменноугольных свитах. Состоит она из красноцветных песчаников, плохо сортированных («мусористых») конгломератов, туфогенных песчаников, в верхней части разреза встречаются иловатые черные известняки, алевролиты и аргиллиты. Общая мощность ханакинской свиты превышает 1100 м. Возраст свиты принимается сейчас (Сикстель, 1964) как верхнепермский — нижнетриасовый.

На дислоцированном палеозойском комплексе отложений с резким угловым несогласием располагаются осадки мезо-кайнозоя. Толща каменноугольных отложений, как это было указано выше, дислоцирована совместно и единовременно и образует первый структурный ярус герцинской структуры. Для основной полосы этих отложений свойственна сравнительно пологая синклиналь. В долине р. Ханака, где в мульдовой части имеются верхнекарбоновые слои, крылья складки имеют следующее падение: южное крыло — СЗ 345°, угол 50—60°; северное — на юго-запад под углом 15—30°, в ядре складки наклоны слоев не превышают 5—10°. Простирание оси структуры в целом широтное. На всем своем протяжении охарактеризованная синклиналь в обоих крыльях ограничена разрывами.

Южнее основной полосы каменноугольных отложений располагается несколько разобщенных менее крупных полос. Практически всем им свойственно более или менее крутое моноклинальное падение напластований, в большинстве случаев в общем направлении, северном или южном. На фоне этих довольно крупных и морфологически простых тектонических структур встречаются местами мелкие локальные складчатые дислокации очень сложного рисунка. Примеры таких нарушений можно наблюдать во флише рек Лючоб, Ханака и в других местах.

Второй структурный ярус сложен нижнепермскими эффузивами. Они везде залегают очень спокойно, почти горизонтально, образуя или едва заметные синклинали или моноклинали. Наклоны слоев в этих структурах не достигают и 10°.

Третий структурный ярус представляет ханакинская свита пермо-

Триаса. В большинстве случаев слои ханакинской свиты имеют углы наклона, не превышающие 25—30°, но в отдельных полосах, тектонически ограниченных с обеих сторон, наклон иногда достигает 70—75°.

Осадки верхнего триаса несогласно залегают на ханакинской свите. Эта поверхность регионального несогласия ограничивает сверху *герцинский структурный комплекс. Таким образом, герцинская структура* Мечетлинской зоны предстает перед нами как структура трехъярусная. Наиболее интенсивная орогеническая фаза имела место в позднем карбоне, раннепермская и раннетриасовая тектонические фазы были сравнительно слабыми.

Интрузивная деятельность на площади зоны проявилась в связи с движениями орогенических фаз, т. е. в конце карбона и в середине перми. В интересущей нас зоне интрузивные образования представлены комплексом гранитоидных пород. Наиболее крупный выход их известен под названием Южно-Варзобского массива. Массив является сложным плутоном, образованным тремя последовательными интрузиями: первую представляют гранодиориты и кварцевые диориты, вторую— порфировидные биотитовые граниты и гранодиориты, третью — аплитовидные мелкозернистые граниты. Эти фазы образуют каменноугольный цикл интрузивной деятельности.

Более поздние интрузивные образования принадлежат пермскому интрузивному циклу. По Овчинникову и Тарасенко, первую фазу этого цикла представляют ультракислые лейкократовые граниты, вторую— гранит-порфиры, кварцевые порфиры и гранодиорит-порфиры.

Османталинская тектоническая зона располагается в основном в приводораздельной части южного склона Гиссарского хребта, занимая полосу шириною приблизительно в 20 км. Северной границей зоны служит Главный Гиссарский разлом. Площадь зоны занята в основном интрузивными породами. Осадочные породы имеют незначительное распространение и встречаются в виде останцов.

В зоне имеются выходы, по-видимому, докембрийского основания. К отложениям докембрия, условно отнесена толща кристаллических сланцев и мраморов, обнажающихся в горах Османтала.

Разрез палеозойских отложений зоны начинается силурийскими осадками. Вся толща сложена в основном карбонатными породами. Это более или менее сильно измененные кристаллические известняки и мраморы. Из них определены окаменелости лудловского яруса. Мощность отложений составляет 1500—2000 м. На отложениях лудловского яруса согласно залегает толща нижне- и среднедевонских накоплений, выраженных перемежаемостью тонкослоистых мраморизованных и доломитизированных известняков с пачками кремнистых и песчано-глинистых сланцев. Мощность этой части разреза до 1200 м. Возраст отложений обосновывается находками в них криноидей и табулят.

Стратиграфически выше в разрезе зоны залегает свита, сложенная преимущественно глинистыми сланцами и песчаниками. В верхней части разреза этой свиты наблюдаются мраморизованные известняки. Возраст отложений в настоящее время принято оценивать интервалом D_2—C_1. Общая мощность их исчисляется в 1200—1500 м. Палеозойские образования с резким угловым несогласием перекрыты красноцветами нижнего мела.

Как для докембрийских, так и для палеозойских отложений характерны моноклинальные структуры с крутыми углами падения (50—60°).

В пределах рассматриваемой зоны в значительном числе отмечаются разрывные дислокации с различными амплитудами перемещения.

Разрывы в большинстве своем находятся в согласии с простиранием свит.

Тектоническая структура зоны создана в конце девона или в самом начале карбона. В эту же эпоху внедрялись и гранитоидные интрузии. Во всяком случае гальки гранитоидных пород в намюрских отложениях Мечетлинской зоны и в базальных конгломератах среднекарбоновой толщи Центральногиссарской зоны являются результатом размыва, вероятнее всего, интрузивов рассматриваемой зоны.

Центральногиссарская зона в виде полосы шириной 15—40 км проходит в осевой части Гиссарского хребта. Границами зоны служат краевые разломы: южной — Главный Гиссарский, северной — Гиссаро-Каратегинский. Протяженность зоны более 300 км. В отличие от рассмотренных ранее, она характеризуется довольно полным и почти непрерывным разрезом отложений от ордовика до верхнего карбона включительно.

Разрез палеозойских отложений зоны начинается известняками с верхнеордовикскими кораллами, которые находятся в тектонических взаимоотношениях с окружающими породами. Ордовикские отложения установлены в районе пер. Мунора (Лаврусевич и др., 1962).

Выше по разрезу лежат отложения силура. В составе силурийских отложений зоны в непрерывном разрезе палеонтологически обосновывается наличие всех ярусов системы.

Нижняя часть силурийского разреза состоит в основном из серицито-хлоритовых сланцев, среди сланцев в небольшом числе встречаются пласты мелкозернистых песчаников и редкие тела эффузивов основного состава. В верхних горизонтах толщи отмечаются светлые кварциты, а также карбонатные породы. Органические остатки, собранные из карбонатных прослоев, свидетельствует о ландоверийском и венлокском возрасте осадков. Мощность их достигает 2500 м.

Вторую часть разреза силура слагает толща преимущественно карбонатного состава — известняки и доломиты, хорошо охарактеризованные фаунистически. Здесь устанавливается венлок и лудлов. Мощность 1800 м.

Повсеместным распространением в зоне пользуются девонские отложения. Разрез девонской системы представлен карбонатной толщей и является непрерывным. Нижний отдел девона хорошо выражен в разрезах горы Хозрет-Султан, где он сложен светло-серыми массивнослоистыми известняками с фауной. Мощность их 900—1300 м. Средний девон представлен толщей тонкослоистых и темно-серых известняков, частью доломитовых, иногда с прослоями зеленоватых глинистых и черных кремнистых сланцев. Мощность среднего девона достигает 400—500 м. Возраст обосновывается находками брахиопод и табулят. Разрез девона заканчивается осадками верхнего отдела, согласно пластующимися как с подстилающими, так и покрывающими их отложениями. В составе верхнедевонских отложений значительным распространением пользуются светло-серые, розоватые массивные и массивнослоистые известняки. Мощность верхнедевонских известняков оценивается приблизительно в 300—400 м.

В. Р. Мартышев (1956) и некоторые другие исследователи считают, что на площади Центральногиссарской тектонической зоны помимо карбонатного девона имеются отложения, представленные терригенными толщами. Они трансгрессивно залегают на подстилающих отложениях, соответствуя по возрасту верхней половине живетского яруса, верхнему девону и низам нижнего карбона. В связи с тем, что фаунистически данная толща довольно слабо охарактеризована, возрастное

положение ее не вполне ясное. Я придерживаюсь мнения М. М. Кухтикова (1963) о верхнепалеозойском возрасте этой толщи.

Каменноугольные отложения тесно связаны с осадками верхнего девона. Они имеют ясное двучленное деление: 1) нижняя часть сложена преимущественно карбонатными осадками, соответствующими по возрасту нижнему отделу и части среднего; 2) верхняя часть имеет терригенный состав и в возрастном отношении отвечает среднему (C_2m_2) и верхнему отделам системы.

Нижний карбон представлен хорошо фаунистически охарактеризованными светло-серыми, белыми, розовато-белыми массивными известняками. В намюрских известняках часто наблюдаются прослои и желваки кремней. Мощность каменноугольных известняков колеблется в пределах 400—600 м.

Средний карбон представлен слоистыми обломочными, водорослевыми и детритусовыми известняками серого и темно-серого цвета. Известняки переполнены микрофауной, кораллами, табулятами и брахиоподами, указывающими на башкирский и московский ярусы среднего карбона. В башкирском ярусе отмечаются известняковые конгломерато-брекчии. Мощность карбонатного разреза среднего карбона оценивается в 150—200 м. Известняки среднего карбона вверх по разрезу иногда постепенно сменяются пачкой мощностью 15—80 м, сложенной преимущественно глинистыми сланцами с редкими прослоями известняков и алевролитов. Из известняковых прослоев определены фораминиферы нижнемосковского подъяруса.

Вторую часть каменноугольного разреза представляет мощная толща терригенных накоплений сильно изменчивого фациального состава. В нижней части зоны описываемые отложения представлены флишем, который состоит из чередования аргиллитов, полимиктовых песчаников, гравелитов и алевролитов. В значительном количестве встречаются конгломераты и конгломерато-брекчии, особенно в нижней части толщи. Терригенный флиш с размывом залегает на подстилающих его каменноугольных отложениях (начиная от нижнего карбона и кончая нижней частью московского яруса) и содержит в себе фораминифер и растительные остатки позднемосковского-позднекаменноугольного возраста. Мощность толщи не превышает 1000 м.

Помимо вышеописанной флишевой толщи каменноугольного возраста в северной части зоны широко развита вторая полоса терригенных отложений, которые одними исследователями относятся к D_3—C_1t, другими — к верхнему палеозою. Я придерживаюсь мнения о верхнепалеозойском возрасте толщи (Кухтиков, Салтовская, Черенков, 1957).

Рассматриваемая толща сложена песчано-глинистыми и кварц-серицито-хлоритовыми сланцами, кварцевыми и полимиктовыми песчаниками, гравелитами и конгломератами. Кроме названных пород, в сложении свиты наблюдаются прослои известняков и маломощные пачки кремнистых сланцев.

Характернейшей особенностью свиты является наличие в ее составе огромного числа разновеликих глыб и бескорневых утесов, сложенных главным образом разновозрастными известняками. Мощность отложений достигает 2000 м.

В структурном отношении зона сложена серией разнонаправленных моноклиналей, складчатых дислокаций не наблюдается. Тектоническая структура зоны создана в результате движений одной весьма интенсивной орогенической фазы, проявившейся скорее всего в позднекаменноугольную эпоху.

Интрузивная деятельность, выразившаяся во внедрении гранитоидных массивов, была сосредоточена в основном на флангах зоны.

Ягнобская тектоническая зона охватывает почти всю территорию Зеравшанского хребта и частично северные склоны Гиссара. Протяженность зоны около 250 км, ширина до 20 км. С севера она ограничена Зеравшанским, а с юга Гиссаро-Каратегинским краевыми разломами.

Наиболее древними, палеонтологически охарактеризованными породами являются осадки нижнего силура.

Лландовери-венлокские отложения выражены мощной толщей преимущественно песчано-сланцевого состава, в ней в подчиненном количестве встречаются прослои и горизонты карбонатных пород.

Венлокские отложения вверх по разрезу согласно сменяются лудловскими, разграничение названных ярусов в большинстве случаев возможно только условно. Особенностью отложений лудлова является широкое развитие здесь карбонатных пород (доломиты и доломитизированные известняки), в верхних горизонтах нацело вытесняющих из разреза терригенные осадки. Возраст определяется по табулятам, брахиоподам и ругозам. Мощность лудловского яруса не менее 1500 м. Суммарная мощность силурийских отложений достигает 4000 м.

Осадки лудловского яруса вместе с нижнедевонскими образуют во многих случаях единую трудно расчленимую толщу, выраженную светлыми, розоватыми или серыми известняками, бедными ископаемыми органическими остатками. Мощность карбонатных отложений нижнего девона оценивается несколькими сотнями метров (до 1000 м), по Виноградову.

На подстилающих отложениях с размывом залегает терригенная толща, относимая по возрасту к среднему девону — нижнему карбону (турне?). Нижняя часть толщи представлена песчано-глинистыми и кремнистыми сланцами с редкими пластами детритусовых и криноидных известняков. Более высокая часть разреза свиты сложена в основном песчано-глинистыми, глинистыми, известковистыми, хлорито-серицитовыми и другими разновидностями сланцев. Среди них в виде прослоев, линз и пластов наблюдаются рассланцованные песчаники, полимиктовые плотные конгломераты, мраморизованные известняки и доломиты. Мощность этой единицы стратиграфической колонки около 2500 м.

Разрез описываемой зоны заканчивают фаунистически охарактеризованные нижневизейские отложения, которые залегают с угловым несогласием на комплексе более древних пород. В основании нижнекарбонового разреза располагается невыдержанная по простиранию, мощностью в несколько десятков метров пачка конгломератов, песчаников и сланцев с прослоями мергелей; выше лежит мощная толща светлых крупнозернистых известняков, богатых органическими остатками. Общая мощность нижнего карбона 700 м. В последнее время в ее верхних слоях З. З. Муфтиевым (устное сообщение) доказана микрофауна низов среднего карбона.

На описанном комплексе палеозойских отложений с угловым несогласием залегают породы мезозоя.

Толща палеозойских накоплений, начиная от древнейших ее горизонтов и кончая верхнедевонскими (или турнейскими?), дислоцирована конформно. Она представляет первый структурный ярус герцинской структуры, сформированный в фазу позднедевонских (или турнейских?) орогенических движений.

Для тектонического строения Ягнобской зоны в целом характер-

на серия разнонаправленных моноклиналей, вытянутых в согласии с субширотным простиранием зоны. Моноклинали отделены друг от друга крутонаклонными разрывами.

Второй структурный ярус Ягнобской зоны образуют каменноугольные отложения. Известняки визейского яруса дислоцированы спокойно, углы наклона не превышают в Джижикрутской синклинали 20°, а на правобережье р. Ягноб — 50°.

Интрузивная деятельность в зоне выразилась внедрением небольших штоков гранитоидов, возраст которых не установлен.

Зеравшано-Туркестанская зона. Большая часть ее проходит по долине р. Зеравшан. Южная граница на всем протяжении выражена линией Зеравшанского краевого разлома; северная граница совпадает с Туркестано-Алайским краевым разломом, проходящим в широтном направлении в приводораздельной полосе северного склона Туркестанского хребта. Ширина зоны составляет 30 км, протяженность около 400 км.

Стратиграфическую колонку зоны начинают отложения, условно относимые к докембрийскому возрасту — это кристаллические сланцы (биотитовые, ставролитовые, гранатовые и т. п.), гнейсы и мраморы осевой части Туркестанского хребта.

Метаморфическая толща без видимого углового несогласия перекрывается осадками палеозойской группы, разрез которых начинают породы ордовика. Последние совместно с силурийскими образуют единую мощную (до 5500 м) толщу, охарактеризованную граптолитами. Толща сложена ритмично переслаивающимися зеленоватыми песчаниками, темными глинистыми и углисто-глинистыми сланцами (аспидная формация). Кроме ордовикских, из этих отложений известны граптолиты лландовери, венлока и нижнего лудлова.

Аспидная формация сменяется маломощной свитой верхнего лудлова, состоящей в основном из известняков и реже терригенных пород. Верхнелудловские и вышележащие девонские известняки пластуются согласно, причем эта важная особенность подтверждается и палеонтологическими данными. Мощность девонских известняков не превышает 300 м.

Каменноугольные отложения зоны отчетливо подразделяются на две части. Нижняя объединяет известняки нижнего и низов среднего карбона. С подстилающими девонскими отложениями они образуют единый труднорасчленимый комплекс. Мощность накоплений не менее 400 м.

Вторую часть разреза каменноугольных отложений слагает мощная толща терригенных образований, залегающая на подстилающих отложениях с размывом, но без углового несогласия. Преобладающими породами в данной толще являются глинистые сланцы, алевролиты и песчаники, значительное место в ее сложении занимают известняки, кремнистые сланцы, конгломераты и гравелиты.

Мною эта мощная (свыше 3000 м) терригенная свита делится на две части: 1) нижняя часть разреза сложена преимущественно кремнистыми породами, глинистыми сланцами и известняками, по возрасту она относится условно к нижнемосковскому подъярусу; 2) верхняя — флишевая, относится к среднему и верхнему отделам карбона (C_2m_2—C_3). Для флишевой части разреза характерно наличие горизонта глыбовой крупнообломочной конгломерато-брекчии и большого количества бескорневых глыб и утесов пород другого возраста, сингенетично захороненных среди флиша. Такие глыбы чаще всего сложены известняка-

ми или доломитами, но встречаются глыбы песчаников, гнейсов и кремнистых сланцев.

Тектоническая структура зоны выступает как одноярусная. Терригенная толща каменноугольного возраста, лежащая выше поверхности размыва, и подстилающие ее отложения дислоцированы в целом конформно. Дислокация отложений интенсивная, но морфологический рисунок довольно прост: зона состоит из ряда крупных моноклиналей, осложненных частично мелкой складчатостью. Главная орогеническая фаза в Зеравшано-Туркестанской зоне имела место, по всей видимости, в конце позднего карбона.

Интрузивные образования имеют довольно скромное распространение. Представлены они комплексами гранитоидов, щелочных пород и дайками разнообразного состава. Внедрение интрузий, по всей вероятности, происходило в конце позднего карбона.

Курганакская зона, по всей видимости, является западным продолжением Сурметашской зоны (по Синицыну) располагается в верхней части северного склона Туркестанского хребта. Ширина Курганакской зоны от 15 до 40 км.

Наиболее древними отложениями, обнажающимися на площади зоны, являются кембрийские. Фаунистически доказывается нижний и средний кембрий. С окружающими отложениями кембрийская толща имеет тектонические контакты. Сложена она алевролитами, полимиктовыми песчаниками, филлитовидными сланцами и известняками..

Из других отложений здесь отмечаются силурийские, девонские и каменноугольные. Девонские и силурийские отложения имеют много сходного с одновозрастными образованиями Зеравшано-Туркестанской зоны. Отличия состоят в основном в мощностях соответствующих свит. Полная мощность силурийских отложений приблизительно оценивается в 3500—4000 м.

Девонские отложения в Курганакской зоне находятся в едином комплексе с отложениями нижнего карбона; от верхнесилурийских отложений девон, вероятно, отделяется поверхностью размыва. Толща девонских и нижнекаменноугольных накоплений в основном сложена карбонатными породами — известняками и доломитами. Фаунистически они хорошо охарактеризованы. Суммарная мощность девонских отложений около 2000 м. Мощность нижнекаменноугольных известняков в полных разрезах достигает 1100 м. В некоторых разрезах удается наблюдать согласный и постепенный переход от нижнекаменноугольных известняков к среднекаменноугольным (бассейн рек Ляйляк и Янги-Арык).

Заканчивается разрез зоны мощной толщей терригенных отложений верхнего палеозоя, которая лежит с размывом на более древних отложениях. Несогласие не сопровождается большим угловым эффектом. Создается впечатление, что толща верхнего палеозоя дислоцирована совместно и конформно с комплексом подстилающих отложений, и в целом они образуют один структурный ярус. Верхнепалеозойские отложения представлены флишем, флишоидами и молассами. Флишевые и молассовые отложения верхнего палеозоя сопровождаются огромным количеством глыб и утесов разновозрастных пород. Флишевая толща относится в настоящее время к среднему—верхнему карбону (C_2m_2—C_3). Молассовые отложения лежат с размывом на флише и содержат растительные остатки, указывающие на верхи верхнего карбона — низы перми.

Мощность верхнепалеозойской терригенной толщи достигает более 3000 м.

Тектоническая структура Курганакской (Сурметашской) зоны, очевидно, является одноярусной. Складчатая структура зоны сформирована в ранней перми. В эту же эпоху произошло внедрение интрузивов, представленных в зоне в гранитоидной и щелочной фациях.

Внутренняя структура зоны в морфологическом отношении отличается большой сложностью, что выражается в крутых и нередко запрокинутых залеганиях слоев, в развитии большого числа разрывных нарушений. Наиболее характерными структурами являются моноклинали, осложненные мелкой складчатостью. Региональные складки здесь обычно отсутствуют или же выражены синклиналями.

Зона высоких предгорий Алая является крайней северной зоной исследуемой территории. Ширина ее в нашем районе 25—30 км.

Наиболее древними отложениями, выступающими на дневную поверхность, являются нижнесилурийские. Данная толща сложена песчано-глинистыми и углисто-глинистыми сланцами с прослоями и пачками песчаников, реже встречаются известняки, кремнистые сланцы и основные эффузивы.

Лудловские отложения залегают согласно на нижнесилурийских сланцах и практически нацело сложены различными известняками. Мощность лудлова достигает 2000 м.

Переход от верхнего силура к нижнему девону в зоне Высоких предгорий непрерывный и постепенный. Большая часть разреза девонских накоплений выражена карбонатными породами. В низах девона, однако, встречаются песчаники, сланцы и конгломераты, что, возможно, свидетельствует о кратковременном перерыве процесса осадконакопления. Палеонтологически доказывается присутствие в разрезах всех отделов системы. Общая мощность достигает 2500 м.

Каменноугольные отложения в одних местах согласно сменяют вверх по разрезу девонские осадки; в других же нижнекарбоновые породы лежат без признаков углового несогласия непосредственно на силурийских свитах. Нижний отдел системы и часть среднего выражены карбонатными осадками, общая мощность которых достигает 1500 м. Самые высокие горизонты карбонатного разреза содержат ископаемые органические остатки, указывающие на московский ярус, на его нижний и верхний подъярусы.

Разрез карбона заканчивается довольно мощной толщей терригенного флиша. Флиш лежит с размывом, но без углового несогласия. Очень характерной чертой описываемой толщи является наличие в ней бескорневых глыб и утесов различного размера. Большинство утесов сложено карбонатными породами, более древними, чем вмещающий их флиш. Флишевая формация мною относится к верхнемосковскому подъярусу — верхнему карбону. Предыдущие исследователи (Поршняков, 1961 и др.) относили эти отложения к нижнемосковскому подъярусу. Мощность флишевых накоплений достигает 1200 м.

К отложениям верхнего отдела карбона и перми нами условно относится красноцветная толща, состоящая из конгломератов, гравелитов и песчаников, обнажающаяся в бассейне р. Меши. Описываемые отложения трансгрессивно залегают на известняках нижнего карбона. Мощность их достигает 750 м.

Тектоническая структура зоны Высоких предгорий одноярусная, а по времени создания — позднекарбоновая (начало эпохи). Ведущими структурами являются моноклинали. Интрузивная деятельность в этой зоне выражена слабо: здесь встречаются только небольшие штоки состава гранодиорит-порфиритов и монцонит-диоритов.

ГЛАВА III

СТРАТИГРАФИЯ ФЛИШЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

1. Принципы расчленения и сопоставления опорных разрезов

Флишевые отложения пользуются весьма широким распространением в Гиссаро-Алае (рис. 2). Ими сложены значительные площади Гиссарского хребта и северных склонов Зеравшанского и Туркестанского хребтов.

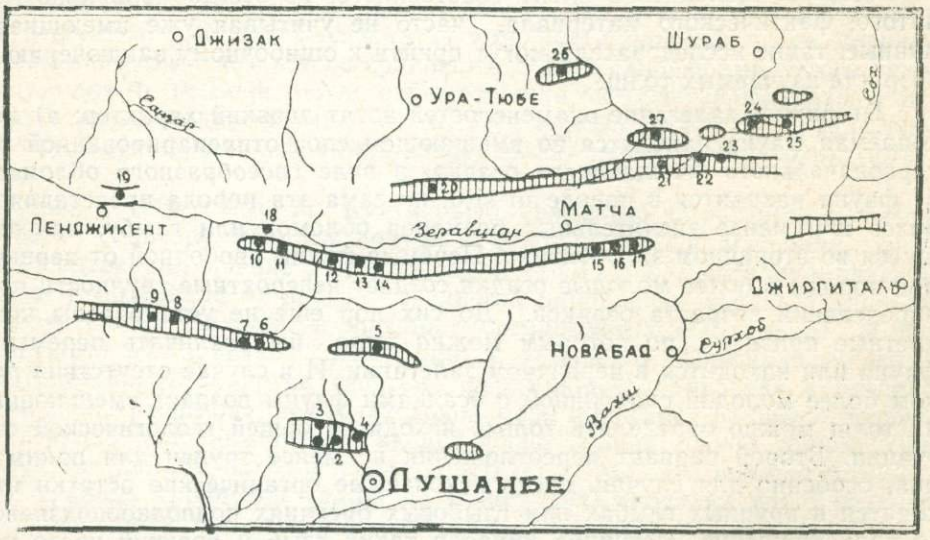


Рис. 2. Схема распространения флишевых отложений и места расположения разрезов:
1 — 3 — по р. Ханака, *4* — р. Лючоб, *5* — р. Зидды, *6* — саю Бачаульды, *7* — саю Снежному, *8* — р. Дарахти-Сурх, *9* — р. Хазор-Чашма, *10* — рекам Мадм и Кум, *11* — р. Зарават, *12* — саю Оби-Хивич, *13* — р. Рарз, *14*—р. Порут, *15* — р. Демнора, *16*—р. Пакшиф, *17*—р. Рог, *18*—в районе с. Урмитан, *19*—по р. Шингак, *20*—р. Янги-Арык, *21*—р. Урта-Чашма, *22, 23*—р. Каравшин, *24*—по саю Тарджилга, *25*—по р. Кшемыш, *26*—в районе с. Сулюкта, *27*—по р. Ляйляк.

Стратиграфическое положение флишевой формации в Гиссаро-Алае довольно определенно. Почти во всех геотектонических зонах она лежит трансгрессивно на отложениях нижне- и верхнемосковского подъярусов среднего карбона и содержит в себе фаунистические остатки верхнемосковского подъяруса и верхнего карбона. В Мечетлинской и Курганакской тектонических зонах флиш, кроме того, трансгрессивно

перекрывается нижнепермскими осадками. Таким образом, возраст флишевой формации устанавливается в пределах от верхнемосковского подъяруса среднего карбона до верхнего карбона (C_2m_2—C_3) включительно. Однако литологическое однообразие флишевых толщ, их слабая и неравномерная фаунистическая охарактеризованность как по разным зонам, так и внутри отдельных зон, присутствие переотложенных органических остатков — все это не позволяет с достаточной уверенностью производить их стратиграфическое расчленение и корреляцию далеко отстоящих друг от друга разрезов. Перемытые же органические остатки не только не позволяют правильно стратифицировать флишевые толщи, но вносят дополнительные трудности в определение возраста изучаемых осадков.

Явление переотложения фауны в настоящее время, кажется, не вызывает ни у кого сомнения. О широком распространении указанного явления в природе свидетельствует то, что оно описано во флишевых отложениях почти всех регионов. Переотложение органических остатков установлено в меловом флише Кавказа (Вассоевич, 1939; Келлер, 1947), в палеогеновом флише Карпат (Круглов и др., 1967; Совчик, 1967), в верхнепалеозойском флише Тянь-Шаня (Кухтиков, 1968; Брежнев и др., 1970) и многих других районах. Однако столкнувшись на практике с таким фактом, не каждый геолог способен правильно его истолковать. Находясь в плену собственного, не всегда правильно понятого, фактического материала, часто не учитывая уже имеющиеся данные, такие исследователи могут прийти к ошибочному заключению о возрасте изучаемых толщ.

Вторичное залегание окаменелостей носит двоякий характер: а) ископаемая фауна находится во вмещающем слое отпрепарированной от первоначального вмещающего осадка, в виде своеобразного обломка; б) фауна находится в породе in situ, но сама эта порода представляет более или менее значительных размеров обломок или глыбу, находящиеся во вторичном захоронении. Перемыв фауны свободной от первичной породы в более молодые осадки создает невероятные трудности при определении возраста осадков. До сих пор еще не установлены конкретные признаки, по которым можно было бы различать перемыта фауна или находится в первичном залегании. И в случае отсутствия рядом более молодой синхронной с осадками фауны возраст вмещающих их толщ можно определить только исходя из общей геологической ситуации. Второй вариант переотложения не менее труден для понимания, особенно для случая, когда ископаемые органические остатки находятся в крупных глыбах или глыбовых брекчиях подводнооползневого происхождения. Истинная природа таких глыб и брекчий часто устанавливается с большим трудом и далеко не всегда вопрос решается однозначно. Поэтому не удивительно, что такие глыбы обычно принимаются за линзы карбонатных пород, залегающих среди синхронных им верхнепалеозойских терригенных осадков. Находки разновозрастной фауны в серии таких глыб послужили основой многих недоразумений и споров по вопросам стратиграфии и тектоники. Ярким примером такой ошибки является отнесение Ф. Р. Бенш (1969) части мубаракской свиты (C_2m_2—C_3) к сагдорской (C_2b_2—m_1) на южном склоне Гиссара.

Терригенные отложения бассейнов рек Ханака и Лючоб, которые впоследствии стали выделяться под названием мубаракской свиты, впервые были изучены С. К. Овчинниковым (1946). Он обратил внимание, что среди сланцев с фауной верхнего карбона, в прослоях песчаников и конгломератов как в гальке, так и в цементе находится фауна сред-

него карбона. На основании этого он пришел к выводу о вторичном захоронении микрофауны в цементе.

Дальнейшими исследованиями Е. Н. Горецкой (1961), О. Л. Эйнора и В. Д. Салтовской (1963) было установлено, что флишевые отложения (мубаракская свита) бассейнов рек Ханака и Лючоб лежат трансгрессивно на подстилающей их вулканогенной толще московского яруса среднего карбона и содержат в себе органические остатки верхов среднего-верхнего карбона. Е. Н. Горецкая (1961) также признала факт переотложения части микрофауны, встречающейся в цементе конгломератов и песчаников.

Значительно позднее долину р. Ханака посетила Ф. Р. Бенш (1969), где ею был составлен разрез по флишевой толще на правом борту р. Ханака. Нормальный стратиграфический контакт между вулканогенной подстилающей толщей и вышележащей мубаракской свитой ею ошибочно был принят за тектонический. Из нижней части мубаракской свиты (мощностью около 670 м) ею были собраны фораминиферы верхнебашкирского и нижнемосковского подъярусов среднего карбона. Причем ею установлены три комплекса фузулинид, якобы последовательно сменяющих друг друга по разрезу: верхнебашкирский, верейский и каширский. На основе этого Ф. Р. Бенш (1969) нижнюю часть мубаракской свиты отнесла к верхнебашкирскому—нижнемосковскому подъярусам среднего карбона. Верхнемосковские же брахиоподы, собранные предыдущими исследователями из этой части разреза, по ее мнению, якобы завышают возраст по сравнению с фораминиферами. Этого недоразумения Ф. Р. Бенш могла избежать если бы она ознакомилась с результатами, полученными М. М. Кухтиковым и И. Н. Черенковым (1961) и учитывала характер захоронения палеонтологических остатков.

Еще в 1960 г. М. М. Кухтиковым совместно с автором, а затем в 1964 г. автору удалось получить дополнительный материал, который подтвердил мнение Е. Н. Горецкой (1961) о возрасте мубаракской свиты в интервале от верхов среднего карбона до верхнего карбона включительно. Находка в прослоях органогенных известняков на левом борту р. Зараисанг (левый приток р. Ханака) фораминифер верхнемосковского подъяруса (список фораминифер приведен в разделе «Описание разрезов») в значительной мере проясняет вопрос о возрасте верхней половины подстилающей флиш вулканогенной толщи. Уже результат данной находки свидетельствует о том, что нижняя возрастная граница флишевой толщи не может быть опущена ниже верхней половины московского яруса. Это мнение повторно подтверждается нашими сборами ископаемых органических остатков из флишевых отложений. Из известняковых обломков и галек конгломератов и гравелитов базальных слоев южного крыла Ханакинской синклинали нами собраны фораминиферы и водоросли каширского горизонта московского яруса; а несколько выше — брахиоподы и ругозы верхнемосковского подъяруса. Из базальных же слоев флишевой толщи в северных разрезах по р. Ханака и по саю Мумин (правый приток р. Лючоб) собраны в большом количестве фораминиферы, брахиоподы и ругозы (списки органических остатков приведены в разделе «Описание разрезов»), указывающие на верхнюю часть московского яруса. Одновременно нами были получены и дополнительные данные, подтверждающие верхнекаменноугольный возраст верхней части флишевой толщи.

Приведенная ошибка поучительна и свидетельствует о том, что нельзя оценивать возраст толщ без учета положения их в разрезе, пол-

ноты сборов органических остатков и анализа характера захоронения собранных палеонтологических окаменелостей.

Вышеизложенное показывает с какими трудностями исследователь может столкнуться при расчленении и корреляции отдельных частей разрезов флишевых толщ, используя только метод биостратиграфии. Указанная проблема может быть решена только при использовании комплексных методов исследования. Главную роль в решении этой задачи призваны сыграть литологические методы исследования (особенно анализ ритмичности), опирающиеся, конечно, на данные биостратиграфии. Метод ритмичности (ритмостратиграфии) достаточно известен, возможности его применения для стратиграфического подразделения палеонтологически скудно охарактеризованных толщ были уже давно доказаны многими исследователями (Попов и Гриднев, 1953; Бабаев, 1959; Грамберг и др., 1961; Рудик, 1965; Вылцан, 1966).

Исследователями уже давно было подмечено, что большинство осадочных толщ имеют ритмичное строение, т. е. более или менее правильное повторение на разных уровнях слоев или пачек одинакового или близкого литологического состава. Ритмичность особенно ярко проявляется во флишевых осадках. Более того для флиша она является одним из главных признаков (Вассоевич, 1948).

Флишевая формация Гиссаро-Алая сложена преимущественно чередующимися между собой гравелитами, песчаниками, алевролитами, известковистыми аргиллитами, реже конгломератами и конгломератовидными породами подводнооползневого происхождения. Отмеченные породы образуют определенные сочетания (ассоциации), которые, закономерно и многократно повторяясь в разрезе, образуют флишевую ритмичность. Элементарные флишевые ритмы будут отличаться друг от друга как сочетанием различных типов пород, слагающих их, так и разномасштабностью. Строение элементарных ритмов для всех разрезов флиша довольно простое. Они начинаются грубозернистым материалом — гравелитом (реже конгломератом), песчаником или алевролитом, который постепенно сменяется вверх по разрезу тонкозернистым материалом, представленным обычно известковистым аргиллитом или мергелем, который в свою очередь переходит иногда в аргиллит. В основании элементарных ритмов почти всегда наблюдается размыв. Флишевые ритмы являются наиболее мелкими и они относятся нами к ритмичности I порядка.

Флишевые ритмы в зависимости от своего строения и мощностей группируются в отдельные пачки, которые хорошо выделяются и довольно четко прослеживаются на местности. Две такие смежные пачки, каждая из которых сложена различным типом терригенного флиша, образуют ритмичное сочетание II порядка. Для этих ритмов так, как и для ритмов I порядка, выявляется определенная закономерность. Нижняя часть, или первый элемент ритмов II порядка, сложена пачками флиша, в которых грубозернистый материал преобладает или находятся приблизительно в одинаковой пропорции с глинистым материалом. Иногда ритм может начинаться мощным пластом разнозернистых песчаников или конгломератов. Второй элемент ритмов II порядка представлен пачками субфлиша или флиша, в котором аргиллиты превалируют над другими породами. Ритм этого порядка начинается всегда с размыва (рис. 3).

Ритмы II порядка, в свою очередь, объединяются в более крупные ритмические единицы — ритмы III порядка. В этих сочетаниях обычно принимает участие 6—10 (иногда больше) ритмов II порядка.

Ритмы III порядка всегда начинаются с значительного размыва, а

Корреляция разрезов по ритмам I и II порядков затруднена и здесь не все пока ясно. Опыты, проведенные нами по изучению выдержанности ритмов этого порядка, показали, что они достаточно хорошо прослеживаются на расстоянии первых нескольких километров. Таким образом, корреляции по ритмам I и II порядков в принципе возможны, но в пределах только одной тектонической зоны. Сопоставление же разрезов между двумя тектоническими зонами по интересующим нас ритмам вызывает пока большие трудности. В связи с этим в дальнейшем потребуется проведение специальных работ по изучению ритмичности этих порядков.

Литологической характеристике флишевых накоплений, расчленению их на отдельные ритмы и обоснованию отнесения отдельных частей флишевых толщ к определенным горизонтам стратиграфической схемы посвящается следующий раздел.

2. Описание основных разрезов

В настоящем разделе приведено детальное описание основных опорных разрезов флиша по отдельным тектоническим зонам и применительно к ритмам II и III порядков. *Общие черты строения остальных* разрезов отражены на стратиграфических колонках.

Мечетлинская зона

Флишевые отложения в данной зоне развиты только в бассейне рек Ханака, Лючоб и Гусхар и известны в литературе под названием мубаракской свиты. Стратиграфическое положение мубаракской свиты в Мечетлинской зоне достаточно определено. Она трансгрессивно лежит на вулканогенной толще среднего карбона (C_2b—m_2) и с несогласием перекрывается образованиями нижней перми. Принадлежность верхней части вулканогенной толщи к московскому ярусу доказывается палеонтологическими находками. В верхнем ее горизонте (мощность около 100 м) по саю Дальнему (левый борт р. Ханака) О. Л. Эйнором и В. Д. Салтовской (1963) в прослоях песчаников, алевролитов, известняков и конгломератов среди эффузивов собраны и определены: Rhipidomella michelini Ev., Chonetes carboniferus Keys., Productus (Echinoconchus) fasciatus Kut., Pr. (Linoproductus) tenuistiatus Vern., Pr. (Lin) cora Orb., Pr. (Dictyoclostus) cf. gruenewaldti Chao, non Krot. и др. Возраст верхней половины вулканогенной толщи несколько проясняется в результате нашей находки микрофаунистических остатков из прослоев органогенных известняков правого водораздела Зараисанга. Отсюда определены водоросли: Ungdarella uralica Masl., Dvinella comata Chvor., Samarella sp., Trinodella sp. и фораминиферы: Profusulinella prisca var. sphaeroides Raus., Pr. aff. pararhomboides Raus. et Bel., Pr. parva (Lee et Chen), Fusulinella bocki Moeller, F. rjasanensis Raus., Bradyina magna Roth. et Skinner, Br. pseudonautiliformis Reitl., Pseudostaffella latispiralis Kir., Climacammina aff. elegans (Moeller), Eofusulina triangula (Raus. et Bel.), Ozawainella cf. paratingi Man., Fusiella sp., Fusulinella sp. *Приведенный комплекс микрофауны принадлежит* верхней части московского яруса среднего карбона.

Наиболее полные и фаунистически хорошо охарактеризованные разрезы флиша находятся в среднем течении р. Ханака, где он слагает синклинальную складку. Восточнее в долине р. Лючоб и на правом склоне долины р. Варзоб (сай Гусхар) *флишевая толща выходит в зо-*

не разломов северо-западного простирания, здесь отсутствуют полные разрезы.

Разнообразные фаунистические остатки, собранные из нижней части флишевых отложений, указывают на подольско-мячковские слои среднего карбона. Базальные слои флиша северного крыла Ханакинской синклинали, которые представлены известковистыми песчаниками и конгломератами, содержат следующие органические остатки: Donezella lutugini Masl., Beresella sp., Bradyina magna Roth. et Skinner, Fusulina cf. dunbari Sosn., Fusulinella cf. bocki Moell., F. cf. colaniae Lee et Chen, Ozawainella sp., Aljutovella sp., Bradyina sp., Productus (Echinoconchus) punctatus Mart., Pr. (Dictyoclostus) donetzianus Lich., Kutorginella cf. mosquensis E. Iv., Rhipidomella michelini (Eveill.), Choristites sowerbyi Fischer, Ch. mosquensis Fischer, Brachythyrina kleini Fischer.

В бассейне р. Лючоб по саю Мумин из самых низов толщи собрана большая коллекция фузулинид, брахиопод, ругоз, гастропод и водорослей, также указывающих на верхнюю часть московского яруса. Неполный список органических остатков представлен в следующем виде: Fusulinella cf. bocki Moell., F. paracolaniae Saf., F. praebocki Raus., Fusulina cf. mosquensis Raus., F. ozawai Raus. et Bel., F. cf. chernovi Raus., Parawedekindellina cf. kamensis Saf., Aljutovella cf. priscoidea (Raus.), Hemifusulina sp., Choristites ustinovi Ilov., Bothrophyllum ex gr. pseudoconicum Fom., Caninia ex gr. popovi Fom., C. ex gr. nosovi Fom., Caninophyllum cf. dobrolubovae (Yakovlev) и др.

Из верхов описываемой толщи в бассейне рек Ханака и Лючоб С. К. Овчинниковым (1946), Е. Н. Горецкой (1961), О. Л. Эйнором и В. Д. Салтовской (1963) и нами были собраны следующие органические остатки: Pseudofusulina sp., Triticites sp., Choristites ussensis Stuck., Ch. pavlovi Chao (non Stuck), Ch. aff. cinctus Stuck. (non Koninck.), Neospirifer tegulatus (Trd.), Productus (Krotovia) pseudoaculeatus Krot., Pr. (Linoproductus) simensis Tschern., Pr. (Lin.) villiersi d'Orb., Pr. (Dictyoclostus) moelleri Stuck., Pr. (Dict.) leplayi Vern., Pr. (Dict.) genuinus Kut., Pr. moelleri Stuck.Приведенный комплекс фауны свидетельствует о верхнекаменноугольном возрасте. Таким образом, возрастной интервал характеризуемой толщи лежит в пределах от верхнемосковского подъяруса среднего карбона до верхнего карбона включительно.

Литолого-фациальный анализ мубаракской свиты показал, что она состоит из двух крупных ритмов III порядка осадконакопления. Нижний ритм отвечает по возрасту верхнемосковскому подъярусу, верхний более крупный — верхнему карбону. В обоих ритмах нижняя часть сложена флишем, где песчаники и конгломераты заметно преобладают над алевролитами и аргиллитами, а верхняя часть преимущественно глинистая. Каждый крупный ритм в свою очередь распадается на ряд мелких, которые построены по тому же принципу.

РАЗРЕЗЫ ПО Р. ХАНАКА

В бассейне р. Ханака флишевые отложения слагают синклинальную структуру субширотного простирания. Нами здесь составлено три разреза по правому борту р. Ханака (рис. 4). Разрезы расположены таким образом, чтобы можно было проследить фациальное изменение флишевой толщи поперек трога. Наиболее полным и типичным для Мечетлинской зоны является разрез № 1, составленный в южном крыле Ханакинской синклинали.

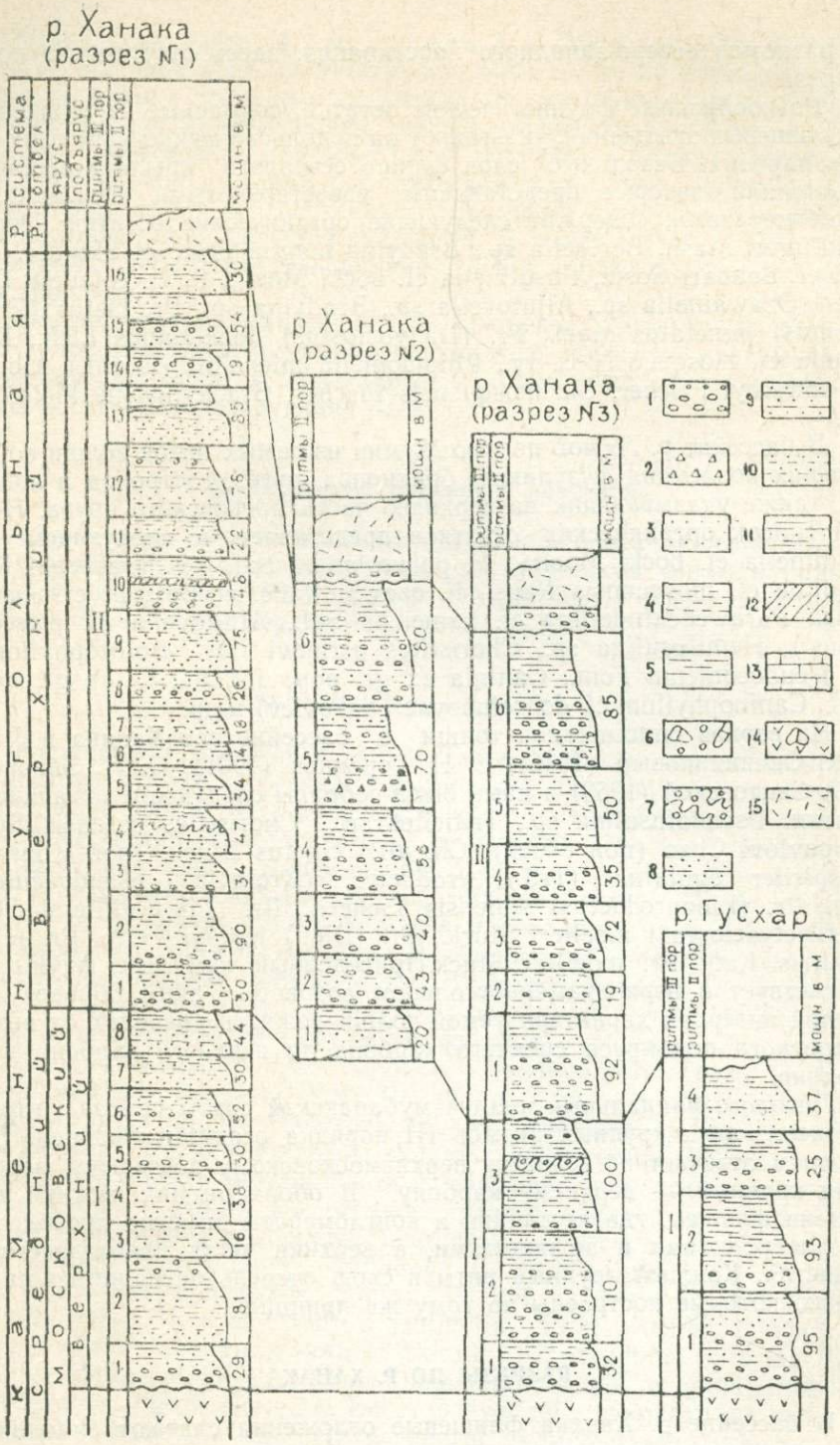


Рис. 4. Схема сопоставления разрезов флиша Мечетлинской зоны:
1 — конгломераты и гравелиты; *2* — брекчии и конгломерато-брекчии; *3*—разнозернистые песчаники; *4*—алевролиты; *5*—аргиллиты; *6*—глыбовые брекчии оползневого происхождения; *7* — глинистые конгломерато-брекчии оползневого происхождения; *8* — песчаный флиш; *9* — нормальный флиш; *10* — песчано-алевролитовый флиш; *11* — глинистый флиш; *12* — флиш (детали стратификации неясны); *13* — известняки; *14*—вулканогенные породы основного состава с глыбами карбонатных пород; *15* — кислые эффузивы нижней перми.

Разрез № 1 составлялся по правому борту р. Ханака, начиная от контакта с андезитовой толщей, чуть южнее устья сая Мубарак и продолжался дальше по водоразделу сая Мубарак с р. Ханака. Здесь каменноугольный флиш слагает южное крыло Ханакинской синклинали и залегает с размывом трансгрессивно на андезитовой толще среднего карбона. Флишевые образования в южном крыле Ханакинской синклинали отчетливо делятся на два крупных ритма III порядка (рис. 4). Нижний ритм заключает в себе значительное количество фораминифер и брахиопод верхнемосковского подъяруса. Вышележащий второй ритм фаунистически охарактеризован в меньшей степени. Из этой части разреза С. К. Овчинниковым (1946), Е. Н. Горецкой (1961) и автором была собрана редкая фауна верхнего карбона: Productus (Krotovia) pseudoaculeatus Krot., Pr. (Dictyoclostus) cf. leplayi Vern., Pr. (Echinoconchus) punctatus (Mart.), Pr. (Buxtonia) subpunctatus Nikit., Pr. (Linoproductus) simensis Tschern., Pseudofusulina sp., Triticites sp., Caninia ex gr. pachyseptata Pyzhjanov, Caninophyllum sp.

Московский ярус, верхнемосковский подъярус (C_2m_2). Изученная часть разреза верхнемосковского подъяруса представлена чередованием песчаников, гравелитов и алевритистых аргиллитов. На левом борту р. Ханака в основании разреза отмечаются базальные полимиктовые валунно-галечные конгломераты мощностью свыше 5 м. Чередуясь между собой в различных соотношениях (пропорциях), вышеуказанные породы образуют пачки различного типа флиша. Чередование пачек приводит к образованию ритмов II порядка. Таких ритмов в отложениях верхнемосковского подъяруса выделяется девять.

Первый ритм в нижней своей части сложен пачкой ритмичного чередования внизу мощных пластов гравелита, песчаника и алевролитов, вверху — пластов средне- и крупнозернистых полимиктовых песчаников (20—40 см) с тонкими (1 — 10 см) прослоями алевролитов. Отдельные мощные (30—60 см) пласты песчаников бывают разделены между собой пакетами (до 2 м), состоящими из тонкого чередования глинистых алевролитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников. Внутри отдельных пластов песчаников и гравелитов встречаются обломки и куски серого известняка. Мощность этой части ритма 15 м. Ритм заканчивается пачкой (14 м) тонкого чередования средне- и мелкозернистых полимиктовых песчаников с алевролитами.

Из галек и обломков известняков базальных слоев определены органические остатки: Bradyina cf. nautiliformis Moell., Parastaffella aff. bradyi (Moell.), Profusulinella prisca (Deprat), Eostaffella aff. acuta Grozd. et Leb., Globivalvulina minima Reitl., Plectogyra cf. bradyi (Mikh.), Ammodiscus parvus Reitl., Archaesphaera magna Sul., Neotuberitina maljavkini (Mikh.), Textularia sp., Fusulinella sp., Donezella lutugini Masl. По мнению В. Д. Салтовской, комплекс органических остатков указывает на каширский горизонт московского яруса. Общая мощность 29 м.

Первый ритм включает в себя слои 1—6-й разреза, составленного Ф. Р. Бейш (1969), из которых ею определен верхнебашкирский комплекс фузулинид.

Следующий по разрезу второй ритм в нижней своей части (около 46 м) сложен зеленовато-серыми разнозернистыми песчаниками, образующими пласты мощностью от 65 до 150 см, чередующиеся с пакетами (0,3—3 м) тонкого переслаивания алевролитов и песчаников. В основании песчаных пластов отмечается гравелит, верхние части пла-

стов сложены обычно мелкозернистым песчаником с горизонтальной и косой слойчатостью. В песчаниках наблюдается большое количество растительного детрита, а в алевролитах на нижних поверхностях напластования отмечаются отпечатки следов ползания червей.

Венчает ритм пачка темных алевритистых аргиллитов, тонко и ритмично чередующихся с песчаниками и известковистыми алевролитами. Самая верхняя часть описываемой пачки сложена двумя пластами (2—3 м) галечных аргиллитов, разделенных пакетом (90 см) тонкого чередования песчаников и алевролитов. Отдельные участки галечных аргиллитов обогащены обломками брахиопод, гастропод и кораллов. Для галечных аргиллитов характерны текстуры подводных оползней в виде мелких беспорядочных складчатых дислокаций, разнообразных колобковых и спиральных образований.

В известняковых песчинках песчаников описанного ритма, были обнаружены: Profusulinella prisca (Deprat). Цемент валунно-галечных аргиллитов содержит в себе фораминифер и водоросли очень плохой сохранности, из которых удалось определить: Donezella lutugini Masl., Bradyina sp., Pseudostaffela sp., Ozawainella sp., Aljutovella sp. Мощность ритма — 91 м.

Второму ритму отвечают слои 7—23-й разреза, составленного Ф. Р. Бенш, охарактеризованные верейским комплексом фузулинид. Разрез продолжается по водоразделу рек Мубарак и Ханака. Эту часть разреза флиша (мощностью 460 м) Ф. Р. Бенш относит к каширскому горизонту.

Третий ритм начинается мощной (32 м) пачкой массивных толсто- и среднеслоистых разнозернистых песчаников, чередующихся с тонкими (от 0,5 до 5 см) прослоями алевролитов. Мощность пластов песчаников колеблется от 20 до 200 см. Песчаники на алевролитах почти всегда лежат со значительным размывом. Участками пласты алевролитов бывают уничтожены размывом полностью, а о присутствии здесь алевролитов свидетельствует большое количество обломков этих пород в основании пластов песчаников. Отдельные пласты песчаников разделены между собой пакетами (10—40 см) тонкого чередования алевролитов и песчаников. Количество таких пакетов вверх по разрезу резко возрастает.

Верхнюю часть ритма слагает пачка (19 м) тонкого чередования средне- и мелкозернистых песчаников с алевролитами. Алевролиты в разрезе несколько преобладают. Мощности пластов песчаников колеблются в интервале от 0,5 до 5 см, реже 10 см; алевролитов — от 2 до 20 см. Для алевролитов и песчаников характерна микрослойчатость горизонтального и волнистого типа.

В. Д. Салтовской из песчаников описываемого ритма собраны фораминиферы и брахиоподы: Profisulinella sp., Parastaffella sp., Fusulinella? sp., Productus (Dictyoclostus) hounduensis Ozaki, Pr. (Caneriniella) aff. canoriniformis Tschern., Camarophoria crumena Mart., Spirifer (Choristites) sp., Chonetes (Peeckelmannia) aljutovica Ivan., Marginifera postsetosis Rot. Мощность ритма 51 м.

В основании вышележащего четвертного ритма залегают зеленовато-серые разнозернистые полимиктовые песчаники, внизу массивные, вверху микрослоистые, образующие пласты мощностью от 30 до 100 см. В основании грубозернистых песчаников иногда отмечается гравелит. Пласты песчаников разделены пакетами (80—100 см) тонкого чередования песчаников и алевролитов. В верхней части отдельных пластов алевролитов отмечается мелкая бессистемная складчатость подводно-оползневого происхождения. Мощность этой части ритма 6,5 м.

Вышележащая часть ритма сложена внизу: тонким и равномерным чередованием известковистых алевролитов с мелко- и среднезернистыми песчаниками (мощность ритмов от 5 до 20 см), а вверху черными известковистыми алевролитами с тонкими прослоями мелкозернистых песчаников. Песчаники на алевролитах лежат с размывом и содержат в подошве их обломки. Мощность 16 м.

Пятый ритм в основании сложен пачкой, состоящей из чередования довольно мощных (20—70 см) пластов серых разнозернистых песчаников с пакетами (от 30 до 130 см) тонкого чередования черных известковистых алевролитов и мелкозернистых песчаников. Изредка встречаются пласты, сложенные гравелитом. Песчаники в верхней части обычно микрослойчатые. Мощность пачки достигает 13 м. Она постепенно сменяется черными известковистыми алевролитами, среди которых наблюдаются частые тонкие прослои полимиктовых песчаников. Как в песчаниках, так и в алевролитах наблюдается мелкая косая слойчатость, следы взмучивания осадка и редкие обломки раковин. В. И. Волгину отсюда удалось определить брахиоподу Chonetes carboniferus Keys., указывающую на московский ярус среднего карбона. Мощность ритма 38 м.

Шестой ритм начинается двумя мощными (до 1,6 м) пластами гравелитов, которые вверх по разрезу постепенно переходят в песчаники, а те в свою очередь — в алевролит. В основании пластов гравелитов отчетливо наблюдаются поверхности размыва, сопровождаемые обломками алевролитов из подстилающих слоев. Мелкозернистые песчаники верхней части пласта тонкоплитчаты и с отчетливой горизонтальной микрослойчатостью. В гравелите в изобилии встречается органогенный детрит.

Пласты гравелитов — алевролитов разделены между собой черными галечными аргиллитами подводнооползневого происхождения. Отдельные участки галечных аргиллитов переполнены обломками брахиопод, гастропод, криноидей и ругоз. Мощность галечных аргиллитов 1,5 м.

Ритм заканчивается пачкой (25 м) черных известковистых алевролитов, ритмично чередующихся с тонкими (до 5 см) прослоями полимиктовых мелко- и среднезернистых песчаников. Иногда в основании ритмов отмечается крупнозернистый песчаник.

В гальке гравелитов и галечных аргиллитов нами встречены: Profusulinella prisca (Deprat), Pr. ovata Rauser, Pseudostaffella aff. antiqua (Dutk.), Brunsiella densa Reitl., Bradyina sp., Textularia sp., Ammodiscus sp., Glomospira sp., Dvinella comata Chvor.

В. Д. Салтовской из песчаников этой части разреза собраны: Profusullinella sp., Fusulinella sp., Fusulina sp., Productus (Avonia) cf. echidniformis Grab. Pr. (Echinoconchus) cf. elegans M'Coy, Pr. (Dictyoclostus) gruenewaldti Chao (non Krot.), Spirifer (Brachythyrina) strangwaysi Vern., Sp. (Choristites) cf. priscus Eichw.

Возраст комплекса московский. Мощность ритма 30 м.

Нижняя часть седьмого ритма сложена пачкой мощностью около 6 м, состоящей из чередования разнозернистых, очень крепких песчаников, образующих пласты от 30 до 150 см, с тонкими (1—10 см) прослоями алевролитов. В песчаниках отмечаются мелкие брахиоподы очень плохой сохранности и мелкий органогенный детрит.

Вверх по разрезу вышеописанный песчаный флиш постепенно сменяется нормальным терригенным флишем, состоящим из равномерного и правильного чередования полимиктовых песчаников и известковистых алевролитов, который в свою очередь постепенно сменяется тонкорит-

мичным (мощность ритмов от 5 до 10 см) флишем. Среди тонкоритмичного флиша через определенные промежутки встречаются пласты песчаников мощностью от 20 до 30 см.

На границе средне- и тонкоритмичного флиша встречен пласт (до 2 м) конгломерато-гравелита с текстурами подводных оползней. Верхняя часть ритма мощностью около 30 м представлена черными глинистыми алевролитами с тонкими и редкими прослоями мелкозернистых полимиктовых песчаников и пакетами тонкого (до 10 см) чередования песчаников с микрослоистыми алевролитами.

Песчаники и алевролиты данного ритма содержат плохой сохранности раковины брахиопод, гастропод и фораминифер и органогенный детрит. Из песчаников и алевритов определены: Ungdarella sp., Bereselia sp., Ozawainella sp., Pseudostaffella cf. subquadrata Grozd. et Leb., Aljutovella cf. priscoidea (Raus.), A. aff. parasaratovica Saf., Fusulinella sp., Profusulinella sp., Pseudostaffella sp., Fusiella sp., Schubertella sp., Productus (Cancrinella) aff. cancriniformis Tschern., Pr. (Dictyoclostus) cf. hounguensis Ozaki., Camarophoria crumena Mart., Chonetes (Peeckelmannia) aljutovica Ivan. Органические остатки указывают на верхнюю часть московского яруса среднего карбона. Мощность ритма 52 м.

Пачкой известковистых полимиктовых разнозернистых песчаников, ритмично чередующихся с известковистыми алевролитами, начинается очередной восьмой ритм. Песчаники преобладают над алевролитами. *Песчаники на алевролитах всегда лежат с размывом и вверх по разрезу* постепенно сменяются алевролитом. Венчает ритм пачка (20 м) черных известковистых алевролитов, ритмично чередующихся с разнозернистыми полимиктовыми песчаниками. Известковистые алевролиты преобладают в разрезе. Как в алевролитах, так и песчаниках встречаются раковины брахиопод и гастропод очень плохой сохранности. Мощность ритма 35 м.

Девятый ритм сложен в нижней своей части серо-зелеными известковистыми песчаниками, чередующимися с алевролитами. Песчаники здесь явно преобладают. Песчаники разнозернистые: в основании пласта они средне- и крупнозернистые, к кровле переходят в мелкозернистые. Часто в них отмечается косая и горизонтальная микрослойчатость. Вышележащая часть ритма мощностью в 40 м представлена тонким ритмичным чередованием известковистых и глинистых алевролитов с мелко- и среднезернистыми песчаниками.

В известковистых алевролитах собраны одиночные кораллы: Caninophyllum cf. dobrolubovae (Jakovlev), C. ex gr. domheri Fom., Caninia ex gr. nosovi Fom., Caninia sp., указывающие, по мнению И. В. Пыжьянова, на самые верхи верхнемосковского подъяруса, а также брахиоподы: Dictyoclostus inflatiformis Iv., Camerinella sp., Marginifera sp. indet. Общая мощность 44 м.

На этом заканчивается разрез отложений верхнемосковского подъяруса. Полная мощность их достигает 386 м.

Верхнекаменноугольный отдел. К верхнему карбону нами относится второй крупный ритм осадконакопления, который *довольно хорошо выделяется по долине р. Ханака в южном крыле* одноименной синклинали. Этот ритм III порядка делится, в свою очередь, на 16 ритмов II порядка (см. рис. 4).

Первый ритм III порядка в нижней части сложен пачкой в 20 м, состоящей из закономерного чередования мощных (40—200 см) пластов мелкогалечных конгломератов, гравелитов и разнозернистых песчаников с *тонкими прослоями алевролитов. Часто пласты грубых пород* разделены между собой пакетами (20—60 см) тонкого чередова-

ния алевролитов и мелкозернистых песчаников. Ритм заканчивается пачкой тонкого чередования черных известковистых алевролитов с полимиктовыми песчаниками. Мощность 30 м.

Второй ритм начинается с пласта мощностью в 3 м полимиктового плохо отсортированного мелкогалечного конгломерата, переходящего постепенно вверх по разрезу в гравелит. На подстилающих отложениях он лежит с отчетливым размывом.

Вышележащая часть разреза около 9 м представлена пачкой темно-серых разнозернистых песчаников, образующих пласты мощностью от 50 до 100 см, разделенные пакетами (30—60 см) тонкого чередования алевролитов и песчаников. Песчаники известковистые очень крепкие, массивные внизу и с горизонтальной и слабоволнистой слойчатостью вверху. В основании песчаников всегда наблюдается размыв, в связи с чем иногда на нижних поверхностях удается наблюдать гиероглифы неясного происхождения. Разрез ритма заканчивается мощной (78 м) пачкой черных известковистых алевролитов с тонкими прослоями мелко- и среднезернистых песчаников. Иногда в основании этих мелких ритмов находится крупнозернистый песчаник. В песчаниках встречаются растительные остатки очень плохой сохранности. Общая мощность 90 м.

Третий ритм осадконакопления мало чем отличается от второго. Он начинается пластом в 3 м плохо отсортированного гравелита с мелкой редкой галькой, который с размывом залегает на подстилающих отложениях.

Гравелит вверх по разрезу сменяется пачкой (до 6 м), состоящей из чередования пластов песчаников с пакетами (40—70 см) очень тонкого переслаивания темных известковистых алевролитов и мелко-среднезернистых песчаников. Песчаники зеленовато-серые грубозернистые неяснослоистые в основании и мелкозернистые, тонкослоистые вверху, сильно известковистые. Для песчаников характерно присутствие раковинного детрита.

В алевролитах отмечается мелкая косая слойчатость, которая иногда оказывается сильно деформированной подводнооползневыми процессами.

Описанные отложения вверх по разрезу постепенно переходят в пачку тонкого чередования известково-глинистых алевролитов с песчаниками. Алевролиты в разрезе преобладают.

В песчаниках и известковистых алевролитах верхней части ритма встречаются в изобилии органогенный детрит, сильно деформированные раковины брахиопод и ругозы. Ругозы ориентированы по слоистости. И. В. Пыжьяновым отсюда определены: Canina ex gr. pachyseptata Pyzhjanov, Caninophyllum sp., указывающие на верхний карбон нижнюю пермь.

Из брахиопод В. И. Волгиным определены: Marginifera donensis (Rot.), Kutorginella mosquensis E. Iv. Брахиоподы указывают на верхнюю часть московского яруса. Мощность 34 м.

Четвертый ритм в нижней своей части представлен средне- и мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками и алевролитами, слагающими пласты ритмичного строения при резком преобладании песчаников. Песчаники образуют пласты мощностью от 10 до 40 см, в основании пласта они среднезернистые и массивные, вверху — мелкозернистые и микрослойчатые. Мелкозернистые песчаники вверх сменяются алевролитами, мощностью до 5 см. Мощность этой части разреза 12 м.

Ритм заканчивается пачкой (35 м) темно-серых глинисто-извест-

ковистых алевролитов и алевритистых аргиллитов с очень редкими маломощными прослоями мелкозернистых песчаников. Иногда внутри этой пачки встречаются пакеты (3—5 м) тонкого равномерного чередования алевролитов и мелкозернистых песчаников.

Приблизительно в средней части описываемой пачки отмечен пласт (2,5—3 м) тиллитоподобных пород, состоящих из смеси алеврита, глины и песка и редкой гальки различных пород. Общая мощность ритма 47 м.

В основании пятого ритма обнажаются полимиктовые разнозернистые песчаники и алевролиты, слагающие пласты с ясно выраженной ритмичностью. Мощность песчаников колеблется в пределах от 30 до 70 см, алевролитов — от 5 до 20 см. Песчаникам присущи горизонтальная и косая слойчатость, следы взмучивания осадка и подводнооползневые деформации. На плоскостях напластования наблюдаются знаки ряби и реже гиероглифы неясного происхождения. Песчаники лежат на алевролитах всегда с размывом и содержат в подошве обломки подстилающих слоев.

Верхняя часть ритма сложена пачкой около 25 м, состоящей из равномерного чередования разнозернистых песчаников и алевролитов. Изредка между пластами песчаников встречаются довольно мощные (до 100 см) пакеты темных глинистых алевролитов с миллиметровыми прослоями мелкозернистых песчаников. В основании некоторых песчаных пластов наблюдается гравийная присыпка. Общая мощность 34 м.

Шестой ритм имеет сходное строение с пятым, но несколько меньшую мощность. Нижняя часть его сложена пачкой чередования песчаных пластов от 20 до 60 см с тонкими (3—10 см) известковистыми алевролитами. Песчаники в основании пласта крупнозернистые, а вверху мелкозернистые. Более грубозернистая часть песчаников обычно массивная, неслоистая, а мелкозернистая — тонкослоистая, часто осложнена складками подводнооползневого происхождения. Венчает ритм пачка мощностью в 10 м, представленная закономерным чередованием разнозернистых песчаников и черных известковистых алевролитов. Общая мощность 14 м.

Седьмой ритм начинается пластом (100 см) крупно- и среднезернистых полимиктовых песчаников с органогенным детритом, который лежит с размывом на подстилающих отложениях. Вверх по разрезу песчаник резко сменяется плохо отсортированными средне- и мелкогалечными конгломератами. Мощность этой части 5 м. В известняковой гальке конгломератов обнаружены: Beresella sp., Carboniella sp., Bradyina sp., Tuberitina sp., Schubertella sp., Profusulinella sp., определяющие средний карбон.

Вверх по разрезу еще два пласта мелкогалечных конгломератов сменяются гравелитами, а те, в свою очередь, песчаниками. Пласты конгломератов разделены между собой пакетом (35—40 см) тонкого чередования песчаников и алевролитов. Мощность данной части разреза 2,5 м.

Заканчивается ритм равномерным чередованием средне- и мелкозернистых песчаников и известковистых алевролитов. В верхней части количество песчаников заметно возрастает. Мощность ритма 18 м.

В основании восьмого ритма залегает пачка (10 м) неравномерного чередования разнозернистых полимиктовых песчаников с алевролитами и алевритистыми аргиллитами. Мощность песчаных пластов колеблется в широких пределах — от 10 до 65 см. Наиболее мощные (40—65 см) пласты песчаников разделены между собой пакетами

очень тонкого чередования алевролитов с мелкозернистыми песчаниками. Здесь же встречено два пласта полимиктовых гравелитов мощностью 90 и 100 см. Верхняя часть ритма (16 м) сложена тонким ритмичным чередованием (мощность от 5 до 20 см) песчаников и алевролитов. Мощность около 26 м.

Девятый ритм осадконакопления в нижней половине сложен полимиктовыми песчаниками серо-зеленого цвета и черными известковистыми алевролитами .Песчаники образуют пласты от 30 до 70 см и разделены между собой алевролитами или пакетами (20—100 см) тонкого чередования алевролитов и песчаников. В известковистых алевролитах встречаются редкие брахиоподы и ругозы. Верхняя часть ритма (49 м) сложена тонким равномерным (мощность от 5 до 25 см) флишем, состоящим из чередования черных известковистых алевролитов с мелкозернистыми песчаниками. Встречаются редкие пласты гравелитов и песчаников, мощность которых достигает 20—30 см. Вверх по разрезу количество алевролитов резко увеличивается и они преобладают над песчаниками. Общая мощность около 75 м.

Десятый ритм сложен полимиктовыми гравелитами и песчаниками, образующими единые пласты мощностью от 0,7 до 100 см с уменьшением зернистости от подошвы к кровле. Эти пласты разделены между собой пакетами (от 0,5 до 8 м) тонкого чередования алевролитов и песчаников. Мощность пачки 20 м. Венчает ритм пачка алевролитов и глинистых алевролитов, ритмично чередующихся с тонкими пластами средне- и мелкозернистых песчаников. В нижней части пачки встречен горизонт тиллитоподобных конгломератов (3 м). Они состоят из хаотичной смеси известковистой глины, алеврита, песка, гравия, галек и валунов. Общая мощность ритма 48 м.

Одиннадцатый ритм начинается пластом (1,8 м), сложенным в основании мелкогалечным конгломератом, который вверх по разрезу постепенно сменяется гравелитом. Конгломерат на предыдущем ритме лежит с размывом и содержит в основании огромное количество обломков темных алевролитов из подстилающих слоев. В основном же ритм представлен мощностью в 20 м известковистых алевролитов с тонкими прослоями (2—5 см, очень редко 10—18 см) мелкозернистых песчаников. Алевролиты преобладают над песчаниками. Общая мощность около 22 м.

Двенадцатый ритм начинается пачкой (около 36 м) полимиктовых песчаников от грубо- до мелкозернистых, образующих пласты мощностью от 0,7 до 5 м, разделенные между собой пакетами (50—170 см) тонкого чередования алевролитов и мелкозернистых песчаников. Песчаники в основании грубозернистые, массивные, неслоистые, вверху мелкозернистые, отчетливо микрослойчатые. Иногда в основании песчаных пластов отмечается гравелит с мелкой галькой. Вверх предыдущая пачка постепенно сменяется пачкой (17 м) песчаников и алевролитов, слагающих пласты в 20—40 см ритмичного строения. Отдельные наиболее мощные пласты песчаников разделены между собой пакетами тонкого чередования известковистых алевролитов и мелкозернистых песчаников. Песчаники явно преобладают. В мелкозернистых песчаниках и алевролитах наблюдаются мелкие складочки подводных оползней. Песчаники ложатся всегда на алевролиты с размывом и контакт между ними неровный и ясный. Заканчивается ритм тонким равномерным чередованием алевритистых аргиллитов с мелкозернистыми песчаниками. Здесь же встречено три прослоя полимиктовых гравелитов (от 0,5 до 0,7 м) с хаотичной текстурой. Общая мощность около 78 м.

В основании тринадцатого ритма лежит пачка (около 5 м), сло-

женная разнозернистыми полимиктовыми песчаниками зеленовато-серого цвета, образующими пласты мощностью от 20 до 50 см. Пласты песчаников разделены между собой очень тонкими (от 0,5 до 5 см) прослоями алевролитов. Песчаники известковистые, очень крепкие и в них отчетливо наблюдается уменьшение зернистости от подошвы к кровле. Пласты песчаников всегда залегают на алевролитах с размывом. На нижних поверхностях песчаников изредка отмечаются следы ползания червей и механоглифы неясного происхождения.

Вышеуказанная пачка постепенно переходит в тонкоритмичную, состоящую из чередования мелкозернистых песчаников и глинисто-известковистых алевролитов. Песчаники несколько преобладают.

Верхняя часть (около 65 м) ритма представлена алевритистыми сильно известковистыми аргиллитами, тонко и ритмично переслаивающимися песчаниками и алевролитами. Мощность флишевых ритмов колеблется в пределах от 5 до 10 см, реже больше. Аргиллиты и алевролиты в разрезе преобладают. В алевролитах и аргиллитах отмечаются редкие следы ползания червей. Общая мощность ритма 85 м.

Четырнадцатый ритм в основании сложен разнозернистыми полимиктовыми песчаниками зеленовато-серого цвета, образующими пласты мощностью от 20 до 60 см. Эти пласты разделены между собой очень тонкими (от 0,5 до 8 см) прослоями алевролитов или глинистых алевролитов. Здесь же встречен пласт (0,7 м) мелкогалечного полимиктового конгломерата темно-серого цвета с обильным песчано-гравийным заполнением.

Вышележащая часть ритма представлена неравномерным чередованием глинисто-известковистых алевролитов со средне- и мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками зеленовато-серого цвета. Мощность пачки около 15 м. Общая мощность ритма 19 м.

Пятнадцатый ритм начинается пачкой (10 м) равномерного чередования разнозернистых полимиктовых песчаников и тонкозернистых алевролитов черного цвета. В средней части пачки встречен один пласт около 0,6 м мелкогалечного полимиктового конгломерата. Песчаники здесь преобладают. Верхи ритма представлены пачкой чередующихся алевролитов, сильно алевритистых аргиллитов и мелкозернистых песчаников с отчетливой горизонтальной и косой слойчатостью, иногда осложненной подводнооползневыми деформациями. Алевролиты и аргиллиты здесь преобладают над песчаниками. Общая мощность ритма 54 м.

В основании шестнадцатого ритма отмечается мощный (до 3 м) пласт полимиктового песчаника серо-зеленого цвета. В подошве песчаник грубозернистый массивный, вверх по пласту постепенно сменяется среднезернистым с отчетливой горизонтальной и горизонтально-волнистой слойчатостью. Пласт песчаника ложится на подстилающие породы с ясно выраженным размывом. Сверху он покрывается пакетом (около 3 м), состоящим из чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов. Среди них встречен один пласт гравелита. Заканчивается ритм зеленовато-серыми алевролитами с очень редкими прослоями разнозернистых полимиктовых песчаников зеленоватого цвета. Мощность ритма около 30 м.

На этом заканчивается разрез флишевых отложений в южном крыле Ханакинской синклинали. Толща флиша трансгрессивно перекрыта породами нижней перми.

Общая мощность верхнего карбона достигает в описанном разрезе 700 м. Полная мощность флишевой формации на р. Ханака определяется в 1100 м.

Несколько севернее разреза № 1 размещаются два других, один из

них приурочен к ядру Ханакинской синклинали, другой — к ее северному крылу. Четко вырисовываются специфические особенности каждого из них. Так, для разрезов, приуроченных к северному крылу Ханакинской синклинали, характерно присутствие большого количества горизонтов конгломератов с гравелитами и грубого флиша, которые постепенно выклиниваются в южном направлении и замещаются сначала песчаным, а затем и нормальным флишем.

Заметно сокращаются и мощности отложений в северном направлении. Это происходит, по всей видимости, за счет частых размывов. Отмеченные факты свидетельствуют о том, что осадки северной части Мечетлинской зоны формировались в более мелководных (прибрежно-морских) условиях и ближе к области сноса, чем осадки более южных разрезов.

Строение этих разрезов и разреза по саю Гусхар отражено на рис. 4.

Центральногиссарская зона

Флишевые отложения в ней слагают полосу широтного простирания, которая протягивается почти непрерывно из бассейна р. Хазор-Чашма на западе в бассейн р. Зидды на востоке; эти отложения здесь известны под названием дарахтисурхской и майхуринской свит. В последнее время В. Д. Салтовской (1966) данные свиты были отнесены по возрасту к верхней части московского яруса среднего карбона. Нами впервые было обращено внимание, что отложения, слагающие дарахтисурхскую и майхуринскую свиты, по всем признакам относятся к флишевой формации.

Дарахтисурхская свита во всех изученных разрезах лежит со значительным размывом на более древних подстилающих ее отложениях, начиная от нижнего карбона и кончая московским ярусом среднего карбона. Вывод В. Д. Салтовской (1966) о постепенном согласном переходе от подстилающей карбонатной бачаульдинской свиты к терригенной дарахтисурхской свите является ошибочным. Постепенный переход от известняков к пачке известняково-глинистых сланцев наблюдается, но он характерен только для верхней части разреза нижнемосковских отложений. Что же касается вышележащей флишевой толщи (дарахтисурхская свита), то она начинается базальным горизонтом, представленным валунно-галечными конгломератами и песчаниками, который лежит с ясно выраженным размывом на различных горизонтах подстилающих отложений и отмечается во всех описанных разрезах.

Фаунистически флишевые отложения Центральногиссарской зоны охарактеризованы довольно скудно и то в основном их нижняя часть. Почти все палеонтологические сборы были произведены преимущественно из базальных конгломератов.

В цементе этих конгломератов из разных мест автором и В. Д. Салтовской (1966) были обнаружены водоросли и фораминиферы: *Dvinella comata* Chvor., *Ungdarella uralica* Masl., Beresella sp., Ozawainella pararhomboides Man., Profusulinella librovitchi Dutk., Pr. pseudoromboides Putr., Pr. prisca (Deprat), Neotuberitina maljavkini (Mikh.), Eotuberitina reitlingerae M. Maclay, Earlandia vulgaris (Raus, et Reitl.), Eostaffella cf. kashirica Raus., Mediocris breviscula (Ganellina). Из кораллов отсюда определены: Palaeosmilia sp.

Вышеперечисленный комплекс органических остатков свидетельствует о московском ярусе среднего карбона; причем следует иметь в виду, что этот комплекс смешанный: здесь имеются как нижне-, так и верхнемосковские формы.

Обращает на себя внимание, что в известняковых гальках базальных слоев по саю Бачаульды также заключаются водоросли и фораминиферы нижнемосковского подъяруса: Ungdarella uralica Masl., Donezella lutugini Masl., Aljutovella priscoidea (Raus.), Profusulinella sysranica Raus. et Saf., Bradyina pseudonautiliformis Reiti.

Учитывая, что аналогичные флишевые образования на южном склоне Гиссарского хребта (Мечетлинская зона) относятся по возрасту к C_2m_2—C_3, а также то, что они лежат с значительным размывом (глубина размыва достигает не менее 100 м) на карбонатно-сланцевом основании нижнемосковского подъяруса и содержат в себе переотложенную фауну C_2m_1, мы склонны относить флиш Центральногиссарской зоны к верхам среднего—верхнему карбону (C_2m_2—C_3).

Находки В. Д. Салтовской (1964) и Д. А. Рубанова (1968) в бассейне рек Сарымат, Джинды-Дарья и Дарахти-Сурх из дарахтисурхской свиты, а также Р. С. Циммермана (Овчинников, 1946) из майхуринской свиты остатков растений: Calamites suckowi Brongn., C. ex gr. suckowi Brongn., Cordaites prinsipalis Germ?, Paracalamites sp., Marchantia sp., Samaropsis sp., подтверждают наше мнение о позднекаменноугольном возрасте осадков, слагающих верхнюю часть разреза флиша. Флишевая толща здесь отчетливо делится на два крупных ритма осадконакопления III порядка. Первый ритм охватывает отложения верхнемосковского подъяруса (C_2m_2), второй — верхний карбон.

Для характеристики отложений Центральногиссарской зоны было составлено 7 разрезов (рис. 5).

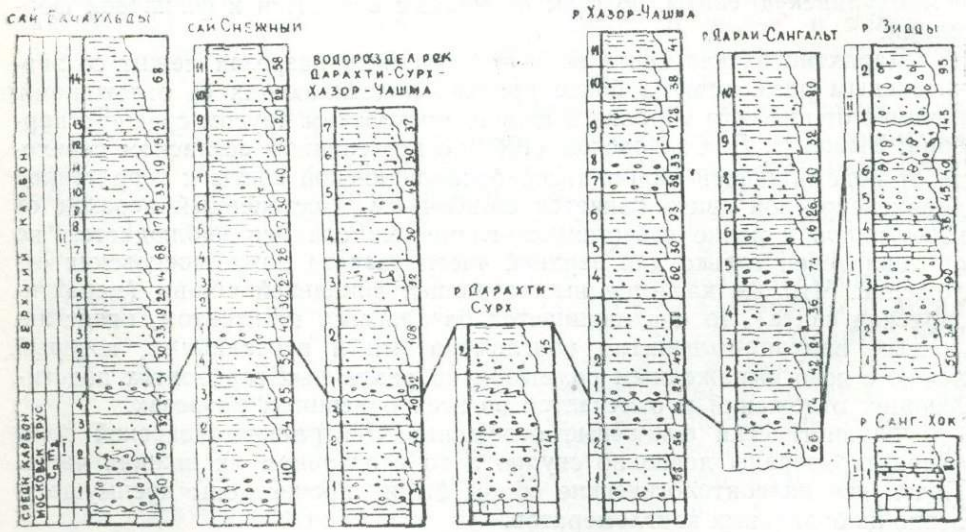


Рис. 5. Схема сопоставления разрезов флиша Центральногиссарской зоны. Условные обозначения те же, что и на рис. 4.

Наиболее полные разрезы флишевых образований Центральногиссарской зоны известны в бассейне рек Кара-Куль и Дарахти-Сурх.

Разрез по р. Кара-Куль

Флишевые осадки в бассейне р. Кара-Куль развиты довольно широко по обоим бортам. На правом борту р. Кара-Куль отчетливо наблюдается трансгрессивное налегание флиша на известняки, а местами на

сланцы нижнемосковского подъяруса. Наиболее полный разрез отмечается на правом борту р. Кара-Куль в бассейне сая Бачаульды. Этот разрез является типичным для данной зоны.

Московский ярус, верхнемосковский подъярус (C_2m_2). Отложения верхнемосковского подъяруса распадаются на ритмы II порядка, которые состоят из чередования пачек различных типов флиша (см. рис. 5). Таких ритмов здесь отмечается четыре.

В основании верхнемосковского подъяруса лежат базальные полимиктовые конгломераты, с которых и начинается первый ритм. Конгломераты валунно-галечные, совершенно не отсортированные, с беспорядочной структурой. Размер галек от 0,5 до 20 см, изредка встречаются валуны от 30 до 60 см. Заполнение обильное, песчано-гравийное. Цемент базальный карбонатный. Следует отметить, что известняковые обломки резко преобладают над другими породами. Иногда встречаются участки, где конгломераты почти нацело состоят из обломков различных известняков. Среди конгломератов довольно часто наблюдаются прослои и линзы гравелитов. Текстура породы беспорядочная, но иногда среди конгломератов удается различить неправильную слоистость, обусловленную присутствием прослоев и линз гравелитов.

В известняковых гальках конгломератов обнаружены многочисленные нижне- и среднекаменноугольные водоросли, фораминиферы, брахиоподы и ругозы: Beresella sp., Ungdarella sp., Verella spicata Dalm., V. varsanofievae Dalm., Eofusulina ex gr. triangula (Raus. et Bel.), Profusulinella parva (Lee et Chen), Endothyra sp., Globivalvulina sp., Tuberitina sp., Spirifer (Choristites) ex gr. priscus Eichw., Productus sp. Из цемента конгломерата В. Д. Салтовской (1966) определены: Profusulinella librovitchi (Dutk.) Pr. ovata Raus., Pr. prisca (Deprat), Archaediscus gissaricus sp. nov., Fusulinella cf. communis Raus. Перечисленный комплекс форминифер указывает на верхнюю часть московского яруса. Мощность конгломератов 43 м.

Выше конгломератов наблюдается пачка (7 м) ритмичного чередования гравелитов с редкой мелкой галькой и темно-серых известковистых аргиллитов. Иногда пласты гравелитов разделены между собой пакетами (от 20 до 30 см) очень тонкого чередования аргиллитов и алевролитов. Мощность пластов гравелитов от 3 до 30 см, аргиллитов от 2 до 5 см. Заканчивается пачка горизонтом около 3 м валунно-галечных конгломератов с деформированными фрагментами аргиллитов и аргиллито-алевролитового флиша. Завершает ритм пачка мощностью 10 м желтовато-коричневого цвета, сложенная аргиллитами и алевролитами, ритмично чередующимися между собой. В верхней части этой пачки отмечаются тонкие пласты мелкогалечных полимиктовых конгломератов. Общая мощность около 60 м.

Второй ритм начинается пачкой мощностью в 5 м мелкогалечных полимиктовых конгломератов и гравелитов, которая вверх по разрезу сменяется горизонтом (около 30 м) запутанных напластований. Данный горизонт сложен преимущественно известковистыми темными аргиллитами с частыми прослоями и линзами совершенно не отсортированных конгломератов, среди которых встречаются фрагменты флиша, свернутые в спирали или колобки. Тут же в беспорядке как бы разбросаны мелкие, (длиною от 3 до 7 м) глыбы серого известняка. В основной аргиллитовой массе наблюдаются складки неправильной формы, колобковые и спиральные текстуры. Все это свидетельствует о том, что данный горизонт сформировался в результате подводных оползней.

Верхняя часть ритма сложена преимущественно аргиллитами. В основании аргиллитовой пачки имеется пакет (около 2 м) ритмичного

чередования песчаников и алевролитов. Известковистые аргиллиты темного цвета, с выветренной поверхности имеют желтоватую окраску, сильно побиты кливажом и дают щепковидную щебенку. Чуть выше средней части пачки встречено два пласта (от 50 до 70 см) известковистых конгломератов, которые очень быстро выклиниваются по простиранию. В направлении выклинивания отмечается постепенное уменьшение величины обломков. Мощность пачки — 44 м. Общая мощность ритма 79 м.

Третий ритм в нижней части представлен пачкой (15 м) тонкого равномерного чередования средне- и мелкозернистых песчаников и известковистых аргиллитов. Мощность пластов песчаников и аргиллитов колеблется в пределах от 1 до 3 см, реже до 5 см. На нижних плоскостях песчаников очень много отпечатков следов ползания червей. Вторая часть ритма представлена аргиллитами, ритмично чередующимися с тонкими прослоями алевролитов. Общая мощность 32 м.

В основании вышележащего четвертого ритма лежит пачка (7 м) песчаного флиша. Она начинается двумя пластами (0,7 и 1 м) крупно- и среднезернистых песчаников, которые разделены между собой очень тонким прослоем темно-серых аргиллитов. Выше толщина пластов песчаников резко сокращается до 20—30 см. Разнозернистые массивные песчаники ритмично чередуются с тонкими прослоями (0,5—5 см) аргиллитов. В самой верхней части этой пачки между отдельными пластами песчаников отмечаются пакеты (10—20 см) тонкого чередования аргиллитов и алевролитов. Верхняя часть ритма представлена 30-метровой пачкой тончайшего чередования известковистых аргиллитов и алевролитов. Песчаники описываемого ритма содержат редкие обломки раковин фораминифер Parastaffella sp., Tuberitina sp., Profusulinella sp. Общая мощность 37 м.

На этом заканчивается разрез среднекаменноугольных отложений. Полная мощность их достигает 208 м.

Верхний карбон (?). Отложения верхнего карбона в Центральногиссарской зоне представлены крупным ритмом осадконакопления, четко прослеживающимся в разрезах флиша бассейнов рек Хазор-Чашма, Дарахти-Сурх и Кара-Куль. Они отделены от пород нижележащего ритма поверхностью размыва. Основной ритм осадконакопления распадается на 14 ритмов II порядка.

В долине сая Бачаульды в основании толщи залегает пачка мелко- и среднегалечных конгломератов, которыми и начинается первый ритм. По составу конгломераты полимиктовые, но местами они почти нацело состоят из обломков разнообразных каменноугольных известняков. Галька обычно хорошо окатана. Цемент обильный, песчанистый, базального типа. Среди конгломератов отмечаются обломки и мелкие отторженцы аргиллитов в виде пластин толщиною 10—12 см и длиною до 100 см. Нижний контакт неровный, размытый. Вверх по разрезу заметно уменьшение величины обломков. Мощность конгломератов 10—15 м. Конгломераты сменяются пачкой (12 м) пластов разнозернистых полимиктовых песчаников серого цвета. Иногда на плоскостях напластования песчаников отмечаются гироглифы меридионального простирания.

Вышележащая часть ритма мощностью около 25 м сложена преимущественно известковистыми аргиллитами. Нижняя часть этой пачки около 8 м состоит из миллиметрового чередования известковистых аргиллитов и алевролитов, средняя — из неравномерного чередования аргиллитов с песчаниками, при преобладании аргиллитов; верхняя часть (мощностью около 10 м) сложена известковистыми аргиллита-

ми, дающими грифельную и копьевидную щебенку. Общая мощность около 51 м.

Второй ритм начинает пачка (около 25 м) равномерного тонкого ритмичного чередования мелкозернистых очень крепких полимиктовых песчаников серого цвета с темными аргиллитами. Наиболее характерная толщина пластов песчаников и аргиллитов находится в пределах от 1 до 3 см, реже 5—10 см. Среди аргиллитов иногда отмечаются миллиметровые прослои алевролитов. В песчаниках часты отпечатки следов ползания червей, борозд размыва и волочения. Венчает ритм пачка мощностью в 5 м, состоящая из перемежаемости аргиллитов и алевролитов. Общая мощность 30 м.

Третий ритм осадконакопления в нижней части выражен чередованием разнозернистых полимиктовых песчаников серого цвета с выветренной поверхности они имеют рыжеватую окраску. Песчаники чрезвычайно крепкие массивнослоистые и образуют пласты мощностью в 1,5—2 м. В них отмечается уменьшение зернистости от подошвы к кровле. Мощность 10 м. Песчаники вверх сменяются пачкой (17 м), состоящей из неравномерного чередования полимиктовых песчаников серого цвета и темных аргиллитов. В пластах песчаника отмечается косая слойчатость диагонального типа. Ритм заканчивается пачкой (5 м) аргиллитов, в верхней части которой встречаются редкие пласты песчаников толщиною от 2 до 3 см. Общая мощность 33 м.

Четвертый ритм внизу сложен песчаным флишем, который состоит из чередования мощных пластов (30—40 см) песчаников с очень тонкими (2—3 см) прослоями аргиллитов. Песчаники полимиктовые серого цвета от крупно- до мелкозернистых, в основании — массивные, вверху с ясно выраженной горизонтальной микрослойчатостью. На нижних плоскостях песчаников отмечаются гироглифы плохой сохранности. Вышележащая часть разреза (около 13 м) состоит в основном из аргиллитов с редкими тонкими пластами средне- и мелкозернистых полимиктовых песчаников. Отдельные пласты песчаников разделены между собой пакетами (2—3 м) тонкого ритмичного чередования аргиллитов и алевролитов. Нижняя часть пачки около 3 м нацело сложена черными аргиллитами. Полная мощность ритма 19 м.

Пятый ритм начинается пачкой (20 м) неравномерного чередования средне-мелкозернистых полимиктовых песчаников, аргиллитов и алевролитов. Песчаники очень крепкие, рыжеватые с выветренной поверхности и серые на свежем изломе. На нижних плоскостях слоев, мощность которых колеблется в интервале от 1 до 10 см, отмечаются следы ползания червей.

Аргиллиты слагают пласты мощностью от 5 до 40 см. В них иногда отмечаются миллиметровые прослои мелкозернистых песчаников и алевролитов. Количество пластов песчаников вверх по разрезу заметно сокращается, а затем они исчезают совсем. Ритм заканчивается пачкой (5 м), состоящей из темных аргиллитов с очень редкими прослоями мелкозернистых песчаников. Мощность ритма 25 м.

Шестой ритм в нижней части сложен тонким равномерным чередованием слабо известковистых темно-серых аргиллитов с мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками. Толщина слоев песчаников колеблется в пределах от 3 до 6 см, очень редко она достигает 10 см. Аргиллиты образуют или самостоятельные пласты мощностью от 10 до 20 см, или слагают пакеты от 30 до 100 см, где они чередуются с миллиметровыми прослоями мелкозернистых песчаников или алевролитами. В песчаниках отмечается четкая горизонтальная или горизонтально-волнистая микрослойчатость. Вышележащая часть (около 6 м) сложена пре-

мущественно темно-серыми аргиллитами, которые чередуются с алевролитами. Очень редко встречаются тонкие пласты песчаников. Полная мощность 14 м.

Седьмой ритм в значительной части сложен аргиллитами или аргиллитово-алевролитовым флишем. В основании его залегает пласт полимиктовых песчаников мощностью 3 м. Песчаники внизу грубозернистые, массивные, вверху мелкозернистые, тонкослоистые. На предыдущем ритме песчаники залегают с отчетливым размывом. Вверх по разрезу они резко сменяются черными аргиллитами с грифельной отдельностью. Мощность аргиллитов около 12 м. Венчает ритм мощная (около 65 м) пачка, сложенная перемежаемостью аргиллитов и алевролитов. Мощность алевролитов от 1 до 3 см, аргиллитов от 50 до 500 см. Очень редко (через 2—3 м) встречаются пласты (3—20 см) мелкозернистых полимиктовых песчаников темно-серого цвета. На плоскостях пластов последних изредка встречаются отпечатки следов размыва и волочения, ползания червей и ряби волнения. Общая мощность около 68 м.

Восьмой ритм начинается двумя пластами полимиктовых песчаников мощностью по 80 см, разделенных между собой пакетом (40 см) чередования черных аргиллитов и алевролитов. Песчаники массивные очень крепкие с отчетливым уменьшением зернистости от подошвы к кровле (от крупно- до среднезернистых). Вышележащая часть представлена черными известковистыми аргиллитами, чередующимися с тонкими прослоями алевролитов. Очень редко встречаются прослои песчаников. На нижних плоскостях песчаников и алевролитов отмечаются мелкие гироглифы неясного происхождения. Мощность ритма 17 м.

В основании девятого ритма залегают песчаники и аргиллиты, которые неравномерно чередуются между собой. Песчаники разнозернистые и несколько преобладают над аргиллитами. Пачка с поверхности имеет желтоватый цвет. Мощность пачки 8 м. Верхняя часть ритма нацело сложена аргиллитами, имеющими желтоватую окраску с поверхности. Общая мощность 12 м.

Десятый ритм начинается двумя пачками по 5 м каждая, из которых нижняя представлена разнозернистыми массивными песчаниками полимиктового состава, а верхняя состоит из чередования мощных пластов песчаников с тонкими прослоями аргиллитов. Песчаники нижней пачки пронизаны многочисленными прожилками и жилками кальцита. На нижних поверхностях их имеются гироглифы в виде следов волочения и размыва. Гироглифы имеют ориентировку СВ—ЮВ (ближе к широтному направлению). Обе пачки разделены между собой пакетом (3 м) тонкого ритмичного чередования аргиллитов и алевролитов. Мощность этой части разреза около 13 м. Заканчивается ритм пачкой мощностью в 20 м, состоящей преимущественно из аргиллитов. Среди аргиллитов наблюдаются редкие тонкие (1—5 см) прослои песчаников и алевролитов. Мощность ритма 33 м.

В основании одиннадцатого ритма залегает пачка (около 15 м), сложенная неравномерным чередованием полимиктовых песчаников и аргиллитов. Песчаники обычно сильно известковистые, разнозернистые, с горизонтальной микрослойчатостью. Мощность пластов колеблется от 5 до 40 см, а в верхней части пачки иногда достигает 80 см. Мощные пласты песчаников, обычно, разделены пакетами (до 1 м) тонкого чередования аргиллитов и мелкозернистых песчаников. Верхняя часть ритма представлена преимущественно аргиллитами и алевролитами, которые очень тонко чередуются между собой. Здесь же встречаются единичные пласты песчаников. Мощность 19 м.

Двенадцатый ритм начинает пачка массивных очень крепких песчаников. Песчаники полимиктовые образуют пласты от 1 до 2 м. С поверхности породы имеют рыжеватый цвет. Мощность их 7 м. Венчает ритм пачка чередующихся между собой аргиллитов и алевролитов. Общая мощность 15 м.

Тринадцатый ритм начинается пачкой ритмичного чередования разнозернистых полимиктовых песчаников и аргиллитов. Мощность пластов песчаников и аргиллитов колеблется в пределах от 5 до 40 см. На нижних поверхностях песчаников имеются следы ползания червей и борозд размыва и волочения. Вышележащая часть разреза сложена тонким и очень равномерным чередованием черных слабо известковистых аргиллитов и серых алевролитов. Мощность этой пачки 8 метров. Общая мощность ритма 21 м.

Четырнадцатый ритм в основании сложен пачкой ритмичного переслаивания разнозернистых массивных полимиктовых песчаников и тонких (от 0,5 до 5 см) прослоев черных аргиллитов. Песчаники имеют толщину от 10 до 50 см. В них отчетливо наблюдается уменьшение зернистости от подошвы к кровле. Отдельные пласты песчаников разделены между собой пластами очень тонкого чередования аргиллитов и алевролитов.

В. Д. Салтовской из песчаников этой пачки были собраны фораминиферы: Eostaffella ex gr. triangula Raus. et Bel., Hemifusulina consobrina Raus., Palaeonubecularia sp., Profusulinella sp., Textularia sp., Bradyina sp., Eostaffiella sp., Fusulina sp. Перечисленный комплекс фораминифер указывает на московский ярус среднего карбона и, вероятно, является переотложенным.

Заканчивается ритм мощной (около 80 м) пачкой, состоящей из чередования известковистых аргиллитов черного цвета с миллиметровыми прослоями алевролитов. Равномерно через определенные промежутки (80—100 см) встречаются пласты средне- и мелкозернистых полимиктовых песчаников с горизонтальной, косой и косоволнистой слойчатостью. Слойчатость аналогичного типа встречается и в алевролитах. Часто в алевролитах и мелкозернистых песчаниках слойчатость осложнена мелкими подводными оползнями. На плоскостях песчаников встречаются биоглифы и механоглифы (следы волочения, размыва и вдавливания). Общая мощность около 90 м.

Описанный ритм заканчивает разрез верхнекаменноугольной толщи по саю Бачаульды. С юга верхнекаменноугольные отложения тектонически контактируют с метаморфической толщей, вероятно, докембрийского возраста. Полная мощность верхнекаменноугольных осадков в данном разрезе достигает 447 м. Фаунистически они чрезвычайно слабо охарактеризованы. По имеющимся скудным сборам фораминифер нельзя судить однозначно о возрасте этих отложений.

Отнесение рассматриваемой части разреза к верхнему карбону произведено несколько условно в основном по аналогии с отложениями Мечетлинской зоны. Необходимо тем не менее иметь в виду, что описанные отложения представляют собой единый крупный ритм осадконакопления, который отделен от нижележащего, сложенного осадками верхнемосковского подъяруса, размывом.

Другие разрезы этой зоны мало чем отличаются от описанного. Особенности их строения отражены на рис. 5.

Зеравшано-Туркестанская зона

К отложениям среднего (верхнемосковский подъярус) — верхнего карбона (?) в Зеравшано-Туркестанской зоне мы условно относим верх-

нюю (преимущественно флишевую) часть так называемой вашанской толщи, ранее относившейся к нижнему—среднему карбону. В последнее время В. Д. Салтовская (1966) интересующую нас часть разреза выделила в самостоятельную обизардскую свиту, отнеся ее по возрасту условно к C_2—C_3 (?).

Основная часть отложений C_2m_2—C_3 (?) представлена двухкомпонентным флишем, состоящим из ритмичного чередования песчаников, глинистых сланцев и алевролитов. В тех или иных соотношениях в строении флишевых толщ принимают участие конгломераты, конгломерато-брекчии, гравелиты и вулканогенные породы. Характерной чертой этой толщи является наличие в различных ее частях многочисленных крупных экзотических глыб более древних или близких к ней по возрасту пород. Такие глыбы в большинстве случаев сложены карбонатными породами, но встречаются также глыбы песчаников и реже кремнистых сланцев. Основная масса органических остатков была добыта из этих глыб. Разумеется, фауна различных глыб будет разновозрастной и не будет соответствовать возрасту флишевых отложений. Отсюда большая путаница в стратиграфии и тектонике терригенных толщ описываемой зоны. Фаунистически флишевая толща слабоохарактеризована. Однако, имеющийся в нашем распоряжении материал позволяет отнести эти отложения к возрасту средний (верхнемосковский подъярус) — верхний карбон (?). Основанием для этого служат следующие данные: 1) находка Д. А. Старшининым в гальке конгломерата коралла Jakovleviella sp., указывающего на C_2m_2—C_3; восточнее за пределами Зеравшанской долины В. Б. Аверьяновым в гальках конгломератов были обнаружены: Donezella lutugini Masl., Ungdarella sp., Beresella sp., Tuberitina maljavkini Mikh., Profusulinella sp., Fusulinella sp., характерные для московского яруса; 2) наличие в конгломератах флишевой формации галек изверженных пород всего среднекаменноугольного этапа магматической деятельности; 3) большое сходство этих отложений с флишем других зон, где возраст его доказывается вполне достоверно.

В Зеравшано-Туркестанской зоне среди флишевых отложений, так же как и в других зонах выделяется два крупных ритма осадконакопления (ритмы III порядка). Первый ритм относится нами к верхнемосковскому подъярусу, второй — к верхнему карбону (?). Анализ ритмичности и литологических особенностей флиша позволяет увязать между собой все описанные разрезы (рис. 6). Стратотипом для данной зоны служит разрез, составленный по р. Мадм.

Разрез по р. Мадм

Река Мадм является левым притоком р. Зеравшан и берет свое начало от ледников северного склона Зеравшанского хребта.

Флишевые отложения в бассейне р. Мадм лежат гипсометрически выше вашанской свиты, возраст которой В. Д. Салтовская (1964) считает нижнекаменноугольным (намюрский ярус). Нами эта свита относится к среднему карбону. Взаимоотношение флишевых отложений с вашанской свитой, по всей видимости, тектоническое.

Московский ярус, верхнемосковский подъярус. Разрез начинается пачкой мощностью около 30 м, состоящей из чередования глинистых сланцев с тонкими прослоями песчаников и алевролитов при явном преобладании сланцев. Пачка сильно дислоцирована, слои песчаников и алевролитов будинированы. Слоистость в пачке обыч-

но плохо различима. На этом, по всей вероятности, заканчивается первый ритм. Нижняя часть ритма здесь отсутствует.

Второй ритм в основании сложен пачкой (10 м) ритмичного чередования средне- и мелкозернистых песчаников с глинистыми сланцами. Вышележащая часть ритма представлена глинистыми сланцами, чередующимися с пластами разнозернистых песчаников.

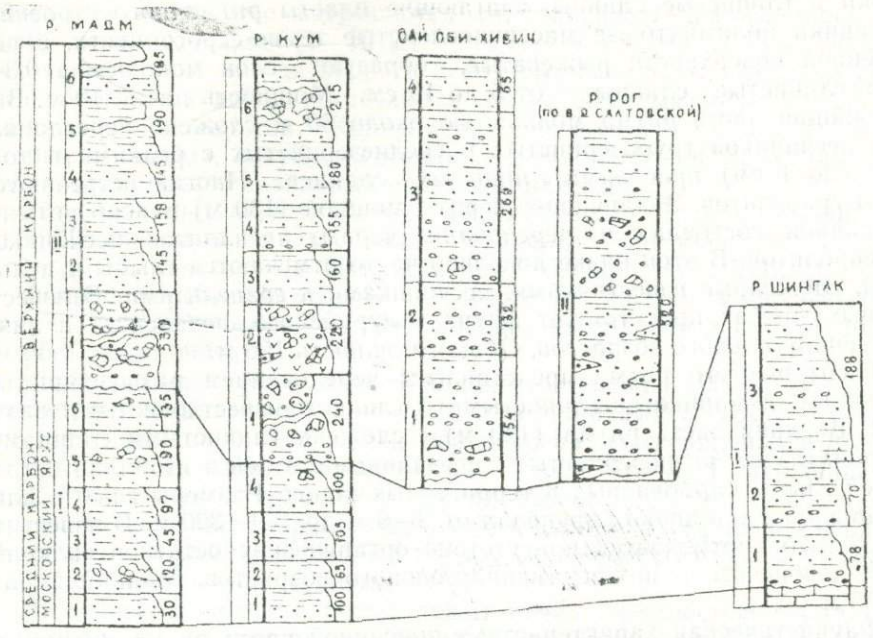


Рис. 6. Схема сопоставления разрезов флиша Зеравшано-Туркестанской зоны. Условные обозначения те же, что и на рис. 4.

Однако благодаря широкому развитию явлений подводного оползания нормальная флишевая стратификация часто бывает нарушена. Песчаники и алевролиты теряют форму пластов и образуют неправильные линзовидные тела или куски округлой формы. Аргиллиты между этими комками и линзами имеют хаотичную комковатую текстуру или сложно смяты в прихотливые складки. В одном из прослоев песчаников в обломке известняка А. С. Шадчиневым была обнаружена Endothyra sp. каменноугольного облика. Общая мощность ритма 120 м.

Третий ритм по литологическому составу, текстурным и структурным особенностям мало чем отличается от нижележащего, но значительно сокращена его мощность. Нижняя часть его представлена равномерным чередованием грязно-зеленых полимиктовых песчаников и глинистых сланцев. Заканчивается ритм пачкой (около 40 м), состоящей преимущественно из глинистых сланцев с редкими прослоями разнозернистых песчаников. Мощность 45 м.

Четвертый ритм начинается чередованием среднемелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, слагающих пласты ритмичного строения. Мощность песчаников колеблется в пределах от 5 до 10 см, алевролитов — от 0,5 до 3 см, аргиллитов — от 5 до 20 см. В аргиллитах обычно отмечаются миллиметровые прослои алевролитов. На нижних поверхностях песчаников отмечаются гиероглифы в виде борозд размыва, следов волочения и ползания червей. Венчает ритм пачка в

80 м, состоящая из чередования темных аргиллитов с тонкими (0,5 — 10 см) прослоями алевролитов и песчаников. Очень редко встречаются прослои массивных полимиктовых песчаников мощностью до 20 см. *Аргиллиты в пачке явно преобладают над другими породами.* Мощность ритма 97 м.

В основании пятого ритма залегают средне- и крупнозернистые песчаники и глинистые сланцы, слагающие пласты ритмичного строения. Песчаники полимиктовые массивнослоистые темно-серого цвета, с выветренной поверхности рыжеватые, образуют слои мощностью 0,3—1,5 м, глинистые сланцы — от 5 до 10 см. Мощность пачки 10 м. Вышележащая часть ритма мощностью около 50 м сложена переслаиванием песчаников грубозернистых и среднезернистых с редкими и тонкими *(до 1 см) прослоями глинистых сланцев. Иногда встречаются* линзы гравелитов. Заканчивается ритм мощной (130 м) неясно ритмичной пачкой, состоящей из чередования черных аргиллитов, песчаников и алевролитов. В этой пачке довольно часто отмечаются глыбы и целые утесы, сложенные известняками, песчаниками и гравелитами. В известняковых глыбах присутствует фауна силурийского, девонского и нижнекаменноугольного возрастов. Общая мощность 190 м.

Низы шестого ритма представлены чередованием разнозернистых массивных песчаников с глинистыми и глинисто-известковистыми сланцами. Верхняя часть ритма (120 м), сложена глинистыми сланцами, алевролитами и разнозернистыми песчаниками, в ней в изобилии встречаются глыбы карбонатных и терригенных пород. Размеры глыб в длину варьируют в широких пределах от 3—5 м до 150—300 м. В известняковых глыбах отмечается присутствие органических остатков силурийского, девонского и нижнекаменноугольного возрастов. Мощность ритма 135 м.

Фаунистическая характеристика описанной части ритма полностью отсутствует, если не считать переотложенной фауны указанного возраста. Общая мощность верхнемосковского подъяруса равна 620 м.

Вышележащая часть разреза условно относится уже к верхнему карбону. Она отчетливо делится на две толщи: 1) нижнюю — толщу «запутанных напластований» (522 м), которая слагает первый элемент ритма III порядка, и 2) верхнюю — сланцево-песчаную (830 м), слагающую верхнюю часть ритма III порядка.

Этот крупный ритм осадконакопления III порядка достаточно четко *обособляется в разрезе флишевых отложений.* Разрез верхнекаменноугольных отложений представлен шестью ритмами II порядка (см. рис. 6).

Первый ритм является сводным. Он, по-видимому, состоит из нескольких ритмов II порядка, которые довольно трудно выделить ввиду того, что строение толщи сильно затушевано обвально-оползневыми процессами. В строении ритма основная роль принадлежит глыбовой *песчано-глинистой* брекчии обвально-оползневого происхождения. Нижняя часть ритма (около 20 м) сложена чередованием мощных (1—3 м) пластов грубо-, *крупно- и среднезернистых песчаников с тонкими* прослоями (3—5 см) аргиллитов. Указанная пачка постепенно сменяется вверх по разрезу плохо отсортированными полимиктовыми конгломератами с крупными валунами известняка и песчаника. Цемент у конгломератов песчанистый базального типа, текстура беспорядочная. В известняковой гальке в изобилии встречается фауна: Cladopora rectilineata Simpson, Favosites ex gr. regularissimus Janet., Dictyofavosites *chumyshensis Tchern.*, Pseudomicroplasma fongi (Jon.), Columnaria ex gr. vagranensis (Soshkina), Atrypa cf. desquamata Sow., Heliolites sp.

Перечисленный комплекс органических остатков указывает на верхний силур, нижний и средний девон. Из цемента В. Д. Салтовской определены: Ungdarella sp., Eotuberitina reitlingerae M. Maclay, Eostaffella sp., Profusulinella sp. Мощность конгломератов около 20 м.

Средняя часть ритма сложена конгломерато-брекчиями, очень напоминающими морены, с глыбами известняка и песчаника. Тиллитоподобные конгломераты состоят из угловатых, удлиненных или округлых обломков песчаника, гравелита и очень редко известняка, сцементированных бесструктурной алевро-глинистой массой. Среди этих пород в большом количестве встречаются глыбы известняка (длиною от 2 до 100 м) и песчаника (1—10 м), которые в беспорядке рассеяны по всей массе пород, иногда образуя некоторые скопления. Местами среди тиллитоподобных пород встречаются линзы обычных мелко- и среднегалечных конгломератов. Конгломерат состоит в основном из гальки кремнистых пород, кварца, песчаника и редкой гальки известняка. Цемент конгломератов базальный песчано-глинистый.

Из различных известняковых глыб геологами Д. А. Старшининым, А. С. Шадчиневым и др. были собраны органические остатки: Cyclocyclicus hissariensis Yelt. et Schew., C. subculatus Yelt. et Schew. — нижний карбон (визейский и намюрский ярусы), Cupressocrinites crassus Goldf., Favosites sp., указывающие на средний девон. Мощность брекчий около 390 м.

Заканчивается ритм пачкой мощностью около 100 м, сложенной глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками с неясно выраженной стратификацией. Эта пачка переполнена известняковыми утесами и глыбами. Из известняковых глыб геологами А. С. Шадчиневым, А. И. Менаковым и др. найден коралл Palaeosmilia sp., указывающий на визе-намюрский возраст вмещающих пород, а также нижнекаменноугольные фораминиферы: Tuberitina sp., Endothyra sp. и Archaediscus sp. Общая мощность ритма 530 м.

В основании второго ритма лежит пачка мощностью около 15 м, состоящая из ритмичного чередования разнозернистых песчаников и и глинистых сланцев. Песчаники массивные очень крепкие, зеленовато-серого цвета образуют пласты мощностью от 20 до 60 см. Глинистые сланцы темные, мощность их от 2 до 10 см. Верхняя часть ритма сложена глинистыми сланцами, алевролитами и разнозернистыми песчаниками, которые равномерно чередуются между собой. Мощность ритма 145 м.

Третий ритм в нижней своей части сложен чередованием песчаников и глинистых сланцев. Мощность песчаников от 0,2 до 3 м, а сланцев — от 1 до 2 м. Иногда мощные пласты песчаников разделены между собой пакетами (4—5 м) тонкого чередования глинистых сланцев и мелкозернистых песчаников. Венчает ритм пачка (126 м) глинистых сланцев черных на свежем изломе и грязно-зеленого цвета с выветренной поверхности. Среди сланцев встречаются редкие прослои полимиктовых песчаников. Общая мощность 156 м.

Четвертый ритм в основании сложен кварцевыми песчаниками серого цвета с редкими прослоями глинистых сланцев. Песчаники средне- и крупнозернистые, массивные и очень крепкие. Мощность их около 45 м. Вся вышележащая часть сложена глинистыми сланцами грязно-зеленого цвета с прослоями, линзами и отдельными стяжениями песчаника и алевролита. Пачка в целом сильно раздавлена и развальцована, песчаники с трудом отделяются от сланцев. Слоистость в породах неразличима. Общая мощность 145 м.

Пятый ритм сложен преимущественно олигомиктовыми массивны-

ми средне- и мелкозернистыми песчаниками и глинистыми сланцами, ритмично чередующимися между собой. В нижней части несколько преобладают песчаники, а в верхней — сланцы. На нижних поверхностях песчаников изредка отмечаются отпечатки следов ползания червей. Мощность ритма 190 м.

Шестой ритм в нижней своей части сложен пачкой (120 м), состоящей из чередования песчаников, алевролитов и сланцев с неясно выраженной стратификацией. Заканчивается ритм пачкой, сложенной преимущественно глинистыми сланцами с редкими прослоями песчаников и алевролитов. Общая мощность 185 м.

С юга флишевые отложения тектонически контактируют с известняками среднего девона. Общая мощность верхнекаменноугольных осадков равна 1360 м.

Курганакская (Сурметашская) зона

Флишевая толща Курганакской зоны отличается от аналогичных стложений других зон большей мощностью (порядка 2500—3000 м). В Курганакской зоне она слагает полосу шириной от 4 до 8 км, протягивающуюся почти непрерывно из бассейна р. Кшемыш на востоке до бассейна р. Янги-Арык. В верховьях р. Ак-Су, по данным Д. А. Старшинина, и в бассейне р. Янги-Арык наблюдается ясное трансгрессивное налегание на известняки среднего девона, нижнего и среднего карбона.

Флишевая формация в Курганакской зоне состоит из флишевых и флишоидных осадков, среди которых встречаются прослои, линзы и целые горизонты конгломератов и конгломерато-брекчий. Для флишевой формации зоны характерно присутствие огромного количества глыб карбонатных пород (объемом от 2—5 куб. м до нескольких сотен и тысячи), неравномерно рассеянных почти по всей площади ее распространения. Глыбы встречаются в виде изолированных утесов, а также скоплений, часто приуроченных к какому-то определенному горизонту.

В различных пунктах флишевой формации из песчаников, конгломератов и известняковых глыб собраны фораминиферы: Fusulina cf. rauserae Chen., F. chernovi Raus., F. elegans Raus. et Bell., Putrella aff. braznikovae Putrja, Fusulinella cf. rara Scheyk., Fusulinella schwagerinoides Depr., Profusulinella aff. librovitchi Saf., Pseudostaffella ex gr. umbilicata Putrja et Leont.

Приведенный комплекс фораминифер свидетельствует о верхнемосковском подъярусе. Однако из коллекции В. Б. Аверьянова, К. Я. Михайлова и В. Н. Гавриловой в бассейне р. Талишкимер в известняковых линзах были обнаружены: Triticites sp., водоросли: Epimastopora sp., Antracoporella sp., кораллы: Lonsdaleiastraea densireticulata Dobr., Caninia ex gr. nosovi Fom., Lophophyllum sp., Caninophyllum sp., Ozygmophyllum sp., свидетельствующие уже о верхнекаменноугольном возрасте отложений.

В бассейне р. Янги-Арык из флиша Г. П. Ежовым собраны, а В. Д. Салтовской определены: Ungdarella uralica Masl., Beresella erecta. Musl. et Kul., Epimastopora cf. piai Korde, Antracoporella sp., Haplophragmina aff. kashirica Reitl., Profusulinella ovata Raus., Glomospira cf. vulgaris Rip. Вышеперечисленные формы также говорят о средне-верхнекаменноугольном возрасте вмещающих отложений.

Разрез по левому борту р. Каравшин

Наиболее типичным разрезом для Курганакской зоны является разрез, составленный в верховье р. Каравшин по ее левому борту. Од-

нако здесь отсутствуют самые нижние горизонты и нет подстилающих отложений. Здесь флишевые отложения с обеих сторон ограничены тектонически.

Отложения C_2m_2—C_3 в Курганакской зоне представлены двумя крупными ритмами осадконакопления III порядка. Ритмы имеют некоторое сходство в строении, но отличаются фациальным составом. Для обоих ритмов характерно то, что нижние части их сложены различными типами флиша, в которых песчаники и конгломераты преобладают над аргиллитами, а верхние — преимущественно аргиллитами. Палеонтологические остатки, свойственные нижнему ритму, свидетельствуют о верхнемосковском подъярусе. Второй ритм отнесен к верхнему карбону.

Московский ярус, верхнемосковский подъярус. Отложения верхнемосковского подъяруса имеют четко выраженное ритмичное строение. Это ритмы II порядка, их выделяется 7 (рис. 7).

Первый ритм имеет сложенное строение. Он состоит из полимиктовых конгломератов, перемежающихся с пачками (5—8 м) тонкого чередования полимиктовых песчаников, алевролитов и известковистых аргиллитов. Конгломераты мелко- и среднегалечные, плохо отсортированные, с валунами известняков и слагают две пачки мощностью соответственно 10 и 50 м. Из известняковых галек конгломерата В.Д. Салтовской определены водоросли и фораминиферы: Dvinella comata Chvor., Ungdarella sp., Donezella sp., Beresella sp., Eostaffella cf. kashirica Raus., E. mutabilis Raus., Pseudostaffella aff. antiqua (Dutk.), Profusulinella rhomboides Lee et Chen., Schubertella sp., Profusulinella sp., Parastaffella sp., Textularia sp., Tetrataxis sp., Tolypammina sp., Globivalvulina sp.

Самая верхняя часть ритма представлена пачкой (около 70 м), сложенной преимущественно черными аргиллитами с редкими прослоями алевролитов и песчаников. Среди этой пачки встречаются редкие глыбы известняка различных размеров. В них обнаружены следующие органические остатки: Koninckopora sp., Archaediscus donetzianus Sosnina, Endothyra sp., Eostaffella sp., Climacammina sp., Fusulinidae. Общая мощность 125 м.

Второй ритм начинается пачкой около 5 м, состоящей из тонкого и ритмичного чередования песчаников и аргиллитов. Вверх она постепенно переходит в черные аргиллиты, среди которых отмечаются редкие и тонкие прослои мелкозернистых полимиктовых песчаников и алевролитов. Общая мощность ритма около 65 м.

Третий ритм осадконакопления представлен в нижней части разнозернистыми полимиктовыми песчаниками и известковистыми аргиллитами, ритмично чередующимися между собой. Мощность песчаников от 10 до 50 см, аргиллитов от 5 до 20 см. На нижних поверхностях песчаников в изобилии встречаются гиероглифы. Для песчаников характерна горизонтальная и косая микрослойчатость, которая иногда осложнена мелкими складочками подводнооползневого происхождения. Мощность этой части разреза 51 м. Заканчивается ритм тонкоритмичной пачкой, состоящей из чередования аргиллитов, песчаников и алевролитов. В песчаниках встречаются переотложенные водоросли и фораминиферы ниже-среднекаменноугольного возраста: Dvinella comata Chvor., Archaediscus moelleri var. moelleri Rauser., Hyperammina vulgaris Raus. et Reitl., Profusulinella sp., Archaediscus sp., Tuberitina sp., Endothyra sp., Bradyina sp., Eostaffella sp., Archaesphaera sp., Globivalvulina sp., Textularia sp. Общая мощность около 100 м.

В основании четвертичного ритма прослеживается пачка ритмичного чередования разнозернистых полимиктовых песчаников и темных

известковистых аргиллитов. Мощность песчаников от 10 до 20 см, аргиллитов — от 1 до 5 см. Песчаники явно преобладают над аргиллитами. Вышележащая часть разреза около 20 м сложена аргиллитами, песчаниками и алевролитами, тонко чередующимися между собой. Общая мощность ритма 35 м.

Пятый ритм в основании представлен песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Песчаники полимиктовые, известковистые, от крупно- до мелкозернистых образуют пласты мощностью от 1 до 40 см. Иногда

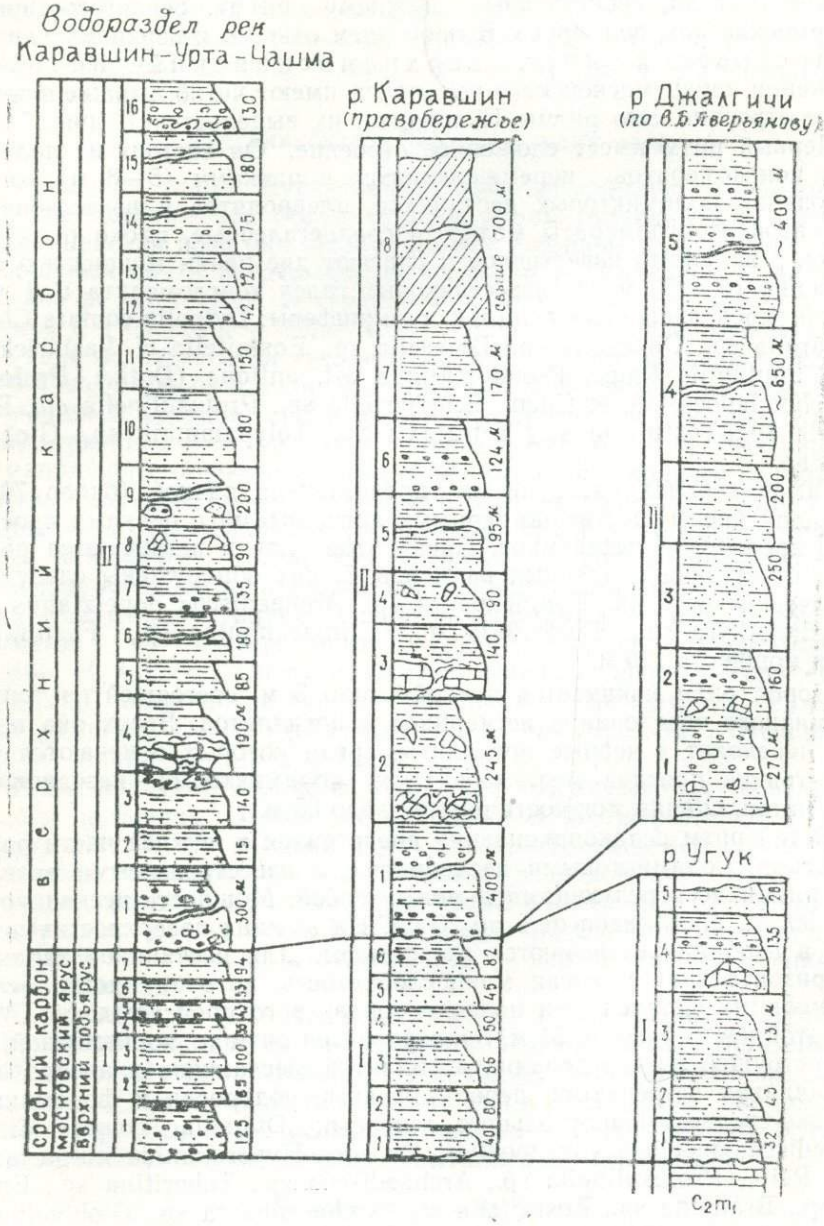


Рис. 7. Схема сопоставления разрезов флиша Каравшинской зоны. Условные обозначения те же, что и на рис. 4.

в основании пластов песчаников отмечается гравелит. Пласты песчаников разделены между собой пакетами (20—100 см) чередующихся известковистых аргиллитов с миллиметровыми прослоями алевролитов и тонкозернистых песчаников. На нижних поверхностях песчаников и алевролитов отмечаются разнообразные гиероглифы как механического, так и биогенного происхождения. В песчаниках в изобилии встречается растительный детрит. Заканчивается ритм пачкой (30 м) тонкого чередования аргиллитов, песчаников и алевролитов. Мощность ритма 43 м.

Шестой ритм как по составу, так и по мощности ничем не отличается от четвертого. Нижняя пачка (около 5 м) состоит из чередования пластов разнозернистых песчаников и пакетов тонкого чередования аргиллитов и алевролитов. Верхняя часть ритма сложена аргиллитами, песчаниками и алевролитами, находящимися в тонком ритмичном чередовании друг с другом. Вверх по разрезу роль аргиллитов увеличивается. Общая мощность 53 м.

Седьмой ритм начинается с пачки, сложенной разнозернистыми полимиктовыми песчаниками серого цвета, образующими слои от 10 до 80 см, разделенные пакетами (от 30 до 150 см) тонкого чередования аргиллитов с алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Мощность данной пачки около 18 м. Заканчивается ритм тонким ритмичным чередованием черных известковистых аргиллитов, полимиктовых песчаников и алевролитов. Мощность ритма 94 м.

Отложениями седьмого ритма заканчивается разрез верхнемосковского подъяруса.

Полная мощность верхнемосковских отложений составляет около 520 м.

Верхний карбон. Основная часть флишевых отложений Курганакской зоны принадлежит верхнему карбону. Эта часть разреза объединяется в один ритм осадконакопления III порядка.

Ритм III порядка распадается на серию ритмов II порядка, которых насчитывается здесь 16.

Первый ритм является сводным. Он, по-видимому, состоит из нескольких ритмов II порядка, которые не могут быть выделены из-за сильного нарушения последовательности отложений древними подводнооползневыми процессами. В основании первого ритма четко выделяется горизонт (300 м) запутанных напластований, сложенный преимущественно грубым песчаным флишем, конгломерато-брекчиями и конгломератами, среди которых встречаются редкие тонкие прослои, иногда пакеты, выраженные чередованием аргиллитов, песчаников и алевролитов. Все это довольно сложно смято в мелкие складки, перемешано между собой, пласты обычно невозможно проследить по простиранию: конгломерато-брекчии и конгломераты быстро замещаются песчаниками, пакеты флишевых пород — песчаниками или конгломерато-брекчиями. Среди конгломерато-брекчий встречаются крупные отторженцы (5—20 м) песчаников и флиша. Отдельные участки аргиллито-алевролитового флиша содержат в большом количестве гальку и валуны известняков и кремнистых пород, которые в беспорядке рассеяны в породе. В песчаниках и алевролитах в изобилии встречаются разнообразные гиероглифы как механического, так и биогенного происхождения, а также следы ряби волнения. Весьма обычен также обуглившийся растительный детрит, реже отмечаются отпечатки листьев и стволиков плохой сохранности. Заканчивается ритм пачкой (около 60 м) тонкого чередования черных аргиллитов, алевролитов и песчаников. Полная мощность ритма около 360 м.

Второй ритм в нижней своей части сложен тонким чередованием песчаников и темных слабо известковистых аргиллитов. Песчаники обычно мелко- и среднезернистые, часто с горизонтальной и реже косой слойчатостью. Верхняя часть ритма (около 100 м) представлена пачкой темных аргиллитов с редкими тонкими прослоями песчаников и алевролитов. Мощность ритма 115 м.

Третий ритм имеет очень сходное строение со вторым. Внизу этого ритма обнажается пачка (25 м), состоящая из частого чередования средне- и мелкозернистых полимиктовых песчаников и черных аргиллитов. Завершает ритм пачка (115 м), состоящая преимущественно из аргиллитов, среди которых встречаются довольно редкие тонкие прослои мелкозернистых песчаников и алевролитов Мощность 140 м.

Четвертый ритм начинается мощным горизонтом (100—150 м) обвально-оползневого происхождения, состоящим из крупных известняковых глыб, соприкасающихся между собой или обособленных друг от друга терригенным материалом. На всем своем протяжении он сопровождается большим количеством обломков и мелких глыб известняка. В подстилающих отложениях отмечается мощная зона мелкой сложной складчатости оползневого происхождения. Из разных частей известнякового горизонта определены следующие органические остатки: Ungdarella sp., Donezella sp., Striatifera striata (Fisch.), Echinoconchus sp., Tuberitina sp., Archaesphaera sp., Endothyra sp., Eostaffella sp., Textularia sp., Fusiella sp. По брахиоподам возраст известняков определяется как визе-намюр, по комплексу микроорганизмов — это, скорее всего, средний карбон. Описанный горизонт хорошо прослеживается на расстоянии 8—10 км.

Верхняя часть ритма представлена пачкой черных аргиллитов и мелкозернистых песчаников, среди которых в изобилии встречаются мелкие известняковые глыбы. Под глыбами и в промежутках между ними наблюдается мелкая складчатость оползневого происхождения. Из глыб известняков этой части ритма с разных мест в большом количестве собрана микрофауна башкирского и московского возрастов: Tuberitina collosa Reitl., Climacammina cf. moelleri Reitl., Fusulinella ex gr. colaani Lee et Chen., Profusulinella sp., Fusiella sp., Tuberitina sp., Bradyina sp., Fusulinella sp., Taizechoella sp. Полная мощность ритма 140—190 м.

В основании пятого ритма прослеживается пачка (около 5 м), состоящая из правильного чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов. В пачке встречаются редкие мелкие обломки известняков. Она резко сменяется вверх по разрезу черными аргиллитами с редкими тонкими прослоями песчаников и алевролитов. Полная мощность около 85 м.

Отложения шестого ритма обнажены плохо и, судя по всему, он является сводным. Он, по-видимому, состоит из двух или трех ритмов II порядка. По литологическому составу и строению эти ритмы мало чем отличаются от пятого. В основании ритмов наблюдаются пачки мощностью от 10 до 15 м тонкого чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов. Верхняя основная часть ритма представлена преимущественно черными аргиллитами с редкими тонкими прослоями мелкозернистых песчаников и алевролитов. Здесь встречаются глыбы известняка, содержащие микроскопические органические остатки: Beresella erecta Masl. et Kul., Ungdarella uralica Masl., Bradyina magna Roth. et Skin., Profusulinella ovata Raus., Pseudostaffella antiqua var. grandis Schlyk., Schubertella sp., Fusulina sp., указывающие на московский ярус среднего карбона. Мощность ритма около 180 м.

Низы седьмого ритма представлены пачкой (около 15 м) плохо отсортированных валунно-галечных полимиктовых конгломератов с известняковым цементом. Из галек конгломератов были определены водоросли и фораминиферы московского яруса среднего карбона: *Ungdarella uralica Masl., Staffella pseudosphaeroidea Dutk., Eofusulina* triangula Raus. et Bel., Profusulinella ovata Raus,. Fusulinella sp., Fusiella sp. Ритм заканчивается мощной (около 120 м) пачкой черных слабо известковистых аргиллитов с редкими очень тонкими прослоями мелкозернистых песчаников и алевролитов. Иногда количество песчаников резко возрастает и тогда они образуют пакеты (от 1 до 3 м) тонкого чередования с аргиллитами. На нижних поверхностях песчаников отмечаются отпечатки следов размыва, волочения и ползания червей. В верхней части ритма отмечаются известняковые глыбы и утесы девонского и среднекаменноугольного возрастов. Полная мощность 135 м.

Восьмой ритм по строению весьма близок к пятому. Низы его сложены частым тонким чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Мощность данной пачки около 12 м. Заканчивается ритм пачкой (80 м), преимущественно аргиллитового состава. Среди аргиллитов встречаются тонкие (от 1 до 3 см) прослои песчаников и алевролитов. Для данного ритма характерно присутствие большого количества глыб и утесов, сложенных известняками и доломитами. Известняковые утесы содержат обычно среднекаменноугольную микрофауну и водоросли. Из них были определены: Beresella sp., Samarella sp., Donezella sp., Profusulinella rhomboides Lee et Chen, Fusulinella sp. Доломиты обычно переполнены амфипорами среднедевонского возраста Мощность 92 м.

Далее разрез был продолжен по саю Карагатты.

Девятый ритм начинается пачкой в 150 м, состоящей из ритмичного чередования известковистых аргиллитов и разнозернистых полимиктовых песчаников. Среди правильного чередования аргиллитов и песчаников встречаются линзы и отдельные неправильной формы куски, сложенные грубозернистыми песчаниками, гравелитами и известняками. Линзы и куски в беспорядке разбросаны по всей пачке или объединяются в горизонты значительной протяженности. Песчаники и гравелиты в линзах и кусках полимиктового состава, сильно известковистые с большим количеством растительного детрита. Отдельные линзы грубозернистого песчаника сопровождаются совершенно не отсортированными полимиктовыми конгломератами, цементом у которых служит слегка рассланцованная масса, состоящая из смеси известковистой глины, алеврита и песка. Иногда среди конгломератов встречаются отдельные тонкие пластины известняковистого аргиллита и фрагменты пакетов (мощностью 1—2 м) песчано-аргиллитового флиша обычно очень сложно смятых. По всей видимости, в формировании данной пачки большую роль играли подводные оползни. Заканчивается ритм пачкой (около 50 м) очень тонкого чередования аргиллитов и мелкозернистых песчаников. Аргиллиты несколько преобладают над песчаниками. Полная мощность около 200 м.

Десятый ритм в нижней части своей сложен мощной (около 140 м) пачкой правильного ритмичного чередования полимиктовых песчаников и известковистых аргиллитов. Песчаники в основании крупно-среднезернистые, в кровле — мелкозернистые, текстура массивная, иногда микрослойчатая. Изредка между двумя пластами песчаников встречаются пакеты мощностью от 5 до 30 см очень тонкого чередования аргиллитов и алевролитов, реже тонкозернистых песчаников. На нижних плоскостях песчаников и алевролитов в изобилии встречаются био- и механоглифы. Ритм заканчивается пачкой (40 м) неравномерного че-

редования темных известковистых аргиллитов с алевролитами и песчаниками. Аргиллиты в данной части разреза преобладают. Общая мощность свыше 180 м.

Одиннадцатый ритм начинается с пачки (60 м) неравномерного чередования разнозернистых полимиктовых песчаников и известковистых аргиллитов. В песчаниках отчетливо отмечается уменьшение зернистости от подошвы к кровле. Песчаники очень крепкие массивные, с горизонтальной и косой микрослойчатостью. Вышележащая часть разреза около 90 м сложена известковистыми аргиллитами с очень тонкими (часто миллиметровыми) прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников. В песчаниках и алевролитах отмечается горизонтальная и косая слойчатость, иногда нарушенная подводными оползнями. На нижних плоскостях алевролитов и песчаников в изобилии встречаются следы деятельности червей; отдельные тонкие прослои алевролитов буквально переработаны червями. Мощность ритма около 150 м.

Двенадцатый ритм в нижней своей части (30 м) представлен полимиктовыми песчаниками от грубо- до мелкозернистых (иногда в основании наблюдается гравелит), образующими пласты от 3 до 30 см. Пласты песчаников разделены между собой пакетами (10—50 см) аргиллитов с миллиметровыми прослоями алевролитов и песчаников. В гравелитах отчетливо наблюдается галька известковистых аргиллитов из подстилающих ритмов. Ритм заканчивается известковистыми аргиллитами с редкими тонкими прослоями алевролитов и песчаников. Из органических остатков в песчаниках были обнаружены переотложенные водоросли и фораминиферы: Dvinella sp., Beresella sp., Fusulina sp., Fusulinella sp. Общая мощность 42 м.

Тринадцатый ритм в нижней части (40 м) сложен серыми, с поверхности буроватыми полимиктовыми песчаниками, образующими слои от 5 до 15 см. Песчаники крепкие от крупно- до мелкозернистых, массивные, вверх по разрезу иногда переходят в алевролит. Пласты песчаников разделены между собой пакетами (от 20 до 40 см), состоящими из аргиллитов с миллиметровыми прослоями алевролитов. Венчает ритм мощная пачка (80 м), представленная тонким чередованием темных известковистых аргиллитов и алевролитов. Изредка здесь встречаются прослои (1—10 см) песчаников. В верхней части ритма отмечаются отдельные пакеты, обогащенные песчаниками. В этих пакетах слои песчаников, обычно, разорваны на отдельные кусочки и линзы, которые беспорядочно рассеяны среди бесструктурной глинистой массы. Здесь же встречаются округлые спирально свернутые колобки, сложенные песчаниками и аргиллитами. Общая мощность 120 м.

Четырнадцатый ритм начинается пачкой 75 м неравномерного ритмичного чередования песчаников и аргиллитов. Песчаники полимиктовые, известковистые, от средне- до мелкозернистых образуют пласты мощностью от 5 до 20 см. В песчаниках отчетливо наблюдается уменьшение зернистости от подошвы к кровле. На нижних плоскостях напластования наблюдаются разнообразные гиероглифы. Аргиллиты темно-серые, известковистые, обычно с миллиметровыми прослоями алевролитов; в средней части встречен один пласт полимиктового гравелита мощностью до 60 см. Вышележащая часть (около 100 м) ритма представлена тонким равномерным чередованием известковистых аргиллитов и алевролитов. Среди этого однообразного аргиллито-алевритистого флиша встречаются редкие тонкие (до 2 см) прослои мелкозернистых полимиктовых песчаников. Мощность ритма 175 м.

Пятнадцатый ритм очень напоминает тринадцатый. Нижняя часть его сложена чередованием пластов песчаника (0,5—10 см) с пакетами

(от 5 до 30 см) тонкого чередования известковистых аргиллитов и алевролитов. Мощность пачки около 60 м. Верхняя часть ритма (120 м) представлена в основном аргиллитами и редкими прослоями песчаников и алевролитов. Общая мощность около 180 м.

Шестнадцатый ритм довольно плохо обнажен и представлен в основном известковистыми аргиллитами с тонкими (от 0,1 до 3 см) прослоями алевролитов и песчаников. Песчаники и алевролиты обычно встречаются в виде мелких линзочек, пластинок и кусочков неправильной формы, в беспорядке рассеянных среди глинистой бесструктурной массы. Имеются также пласты мелкогалечных полимиктовых конгломератов. Из известковистых галек конгломератов определены верхнемосковские: Profusulinella sp., Fusulinella sp., Fusulina sp. Мощность 130 м.

На этом разрез верхнекаменноугольных отложений заканчивается. Полная мощность их равна 2474 м.

Общая мощность флиша в Курганакской зоне достигает 3000 м.

Сопоставление разрезов Курганакской зоны на основе анализа ритмичности показано на рис. 7.

Зона Высоких предгорий Алая

В описываемой зоне отложения среднего (верхнемосковский подъярус) — верхнего карбона имеют весьма широкое распространение и представлены преимущественно терригенным флишем. Наиболее полные разрезы отложений этого возраста наблюдаются в бассейне рек Кшемыш и Каравшин (рис. 8).

Предыдущие исследователи (Поршняков, 1961) объединяли данные отложения в толубайскую свиту, относя ее по возрасту к низам московского яруса. Несколько позднее они стали относить толубайскую свиту к московскому ярусу (C_2m_{1-2}).

Последующими исследованиями автора, а также В. Б. Аверьянова и др. было показано, что отложения толубайской свиты в зоне Высоких предгорий Алая залегают трансгрессивно не только на известняках нижне-, но и верхнемосковского подъярусов. Тем самым нижняя возрастная граница этих отложений нами была поднята до верхнемосковского подъяруса. Что же касается верхней возрастной границы, то следует отметить, что никаких прямых указаний на наличие в составе терригенных отложений данной зоны верхнекаменноугольных осадков в настоящее время у нас не имеется. Но исходя из того, что флишевые отложения лежат уже с размывом на верхнемосковских известняках, и учитывая их значительную (свыше 1000 м) мощность, а также находки в верхней части разреза переотложенных фораминифер верхнемосковского подъяруса, можно предположить наличие в составе флиша верхнего карбона.

Флиш Высоких предгорий Алая является наглядным доказательством весьма широкого распространения явлений переотложения органических остатков в природе. Здесь в терригенном флише, который лежит с размывом выше верхнемосковских известняков, до сих пор не найдена микрофауна моложе низов московского яруса. Объяснение этого курьеза необходимо искать, по-видимому, в специфике условий седементации флиша, и, в частности, в высокой степени сортировки обломочного материала по отдельным элементам ритма. Более крупные и молодые фораминиферы, как правило, концентрируются в основании первых элементов ритмов, сложенных конгломератом, гравелитом и грубозернистым песчаником, т .е. когда крупность зерна соответствует размерам раковин фузулинид. В мелко-, среднезернистых песчаниках и алевролитах встречаются обычно мелкие более древние формы

фораминифер. А так как мелкозернистые породы резко превалируют над более грубозернистыми, то и частота встречаемости более древних мелких форм микрофауны значительно выше. Впервые на это обстоятельство обратил внимание Н. Б. Вассоевич (1948). К аналогичному заключению пришли и геологи, изучающие верхнепалеозойские терригенные толщи Кок-Шаала (Брежнев и др., 1970).

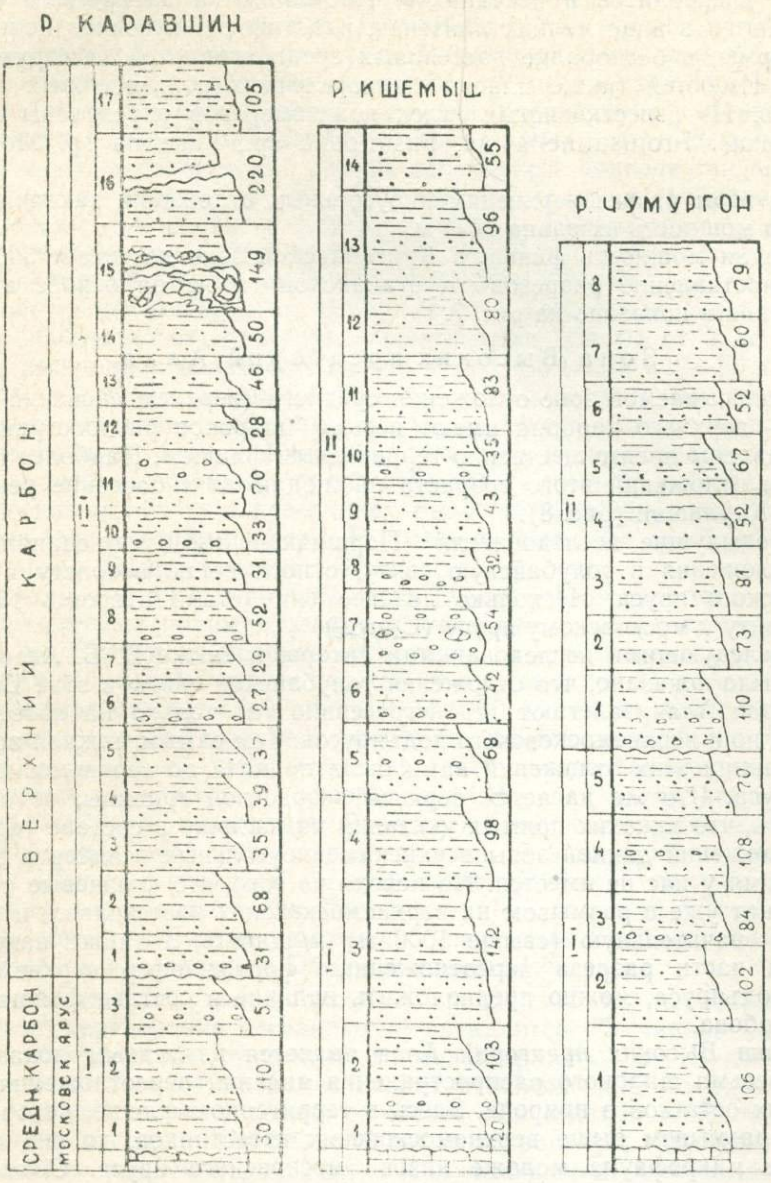


Рис. 8. Схема сопоставления разрезов флиша зоны Высоких предгорий Алая. Условные обозначения те же, что и на рис. 4.

Разрез по левому борту р. Каравшин (в районе к. Бедек)

Этот разрез является наиболее полным. Он составлялся по левому борту р. Каравшин в бассейне сая Тарджилга. Флишевая толща здесь

подстилается известняками, содержащими органические остатки, указывающие на московский ярус, на его нижний и верхний подъярусы. Отсюда были определены: Ungdarella uralica Masl., Bradyina magna Roth. et Skinner, Tuberitina collosa Reitl., Fusulinella sp., Hemifusulina sp., Fusulina sp., Choristites priscus var. senilis A. et E. Iv., Ch. radiculosus A. et E. Iv., Ch. angustisinuata Fred., Ch. ex gr. priscus (Eichw.).

На указанных известняках флишевая формация лежит с размывом. Здесь также, как и в вышеописанных зонах, флишевая формация отчетливо делится на два крупных ритма осадконакопления II порядка. Первый ритм состоит из чередования пачек различного типа терригенного флиша, но в целом для него характерно преобладание глинистых пород. В возрастном отношении он принадлежит верхнемосковскому подъярусу. Второй ритм состоит из двух литологически отчетливо разнородных толщ. Нижняя часть ритма сложена песчано-конгломератово-аргиллитовой толщей, где песчаники и конгломераты преобладают над аргиллитами; верхняя — аргиллитовой толщей с горизонтом оползневой брекчии. Второй ритм по возрасту условно относится к верхнему карбону.

Верхнемосковский подъярус. Осадки верхнемосковского подъяруса лежат на размытой поверхности известняков московского возраста. Литологически это довольно однообразная толща, сложенная терригенным флишем разного типа. Переслаиваясь между собой, пачки разного флиша образуют ритмы II порядка. В рассматриваемой части разреза выделяется три таких ритма.

Первый ритм сложен пачкой, состоящей из тонкого равномерного чередования известковистых аргиллитов с алевролитами и мелко- реже среднезернистыми полимиктовыми песчаниками. В нижней части ритма мощностью в 5 м преобладают песчаники и алевролиты. В вышележащей части резко преобладают аргиллиты. В песчаниках и алевролитах отмечается горизонтальная и косая слойчатость, следы взмучивания осадка ,а на нижних поверхностях пластов в изобилии встречаются гиероглифы биогенного и механического происхождения. В песчаниках и алевролитах наблюдается растительный детрит. В известняковых обломках песчаника обнаружены: Beresella sp., Endothyra priscus Raus. et Reitl., Profusulinella prisca (Deprat.), Tuberitina sp., Textularia sp., Archaesphaera sp. Мощность ритма 30 м.

В основании второго ритма залегает пачка мощностью около 50 м, состоящая из ритмичного чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов. Количество песчанистых прослоев в пачке вверх по разрезу несколько увеличивается. На поверхностях некоторых слоев песчаников наблюдаются механоглифы и биоглифы. Из песчаников определены: Pseudostaffella antiqua Dutk., Profusulinella staffellaeformis Kir., Pr. prisca (Deprat.), Eostaffella sp. Заканчивается ритм темными известковистыми аргиллитами и алевролитами с частыми маломощными прослоями мелко- и реже среднезернистых песчаников. Пачка очень сильно побита кливажом. Общая мощность ритма 110 м.

Третий ритм в нижней части своей сложен средне- и мелкозернистыми песчаниками, равномерно чередующимися с известковистыми аргиллитами. Среди аргиллитов очень часто наблюдаются миллиметровые прослои тонкозернистых песчаников и алевролитов. Приблизительно в средней части описываемой пачки встречен пласт (2 м) тиллитоподобных конгломератов. Среди конгломератов встречаются линзы грубо- и крупнозернистых песчаников. Из известняковой гальки определены фораминиферы: Endothyra sp., Tuberitina sp., Eostaffella sp. Верхи ритма представлены пачкой (около 28 м) темных известковистых

аргиллитов и алевролитов с частыми прослоями полимиктовых песчаников. Для пачки характерно следующее строение: слои разнозернистых песчаников мощностью от 5 до 15 см разделены пакетами (0,5 — 1,5 м) известковистых аргиллитов с частыми миллиметровыми прослоями алевролитов. На нижних поверхностях некоторых песчаников наблюдаются разнообразные гиероглифы. Общая мощность 51 м.

Мощность отложений верхнемосковского подъяруса данного разреза достигает 191 м.

Верхний карбон (?). Отложения верхнего карбона выражают крупный ритм осадконакопления, четко выделяющийся во всех разрезах зоны Высоких предгорий Алая. Этот основной ритм распадается на ритмы II порядка. Начинается верхний карбон с пачки (27 м), состоящей из чередования разнозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов при явном преобладании песчаников. В основании некоторых пластов песчаников отмечается гравелит. На нижних плоскостях напластования песчаников в изобилии встречаются разнообразные механоглифы и биоглифы, а на верхних плоскостях изредка наблюдается пологая крупная рябь волнения. На восьмом метре от подошвы в этой пачке имеется пласт в 1,7 м плохо отсортированного полимиктового конгломерата с редкими валунами известняка размером от 30 до 40 см. Заканчивается первый ритм известковистыми аргиллитами, среди которых встречаются редкие и тонкие (от 0,1 до 1 см) прослои мелкозернистых песчаников и алевролитов. А. С. Шадчиневым из известняковых галек конгломератов были собраны водоросли и фораминиферы: Ungdarella uralica Masl., Tuberitina collosa Reitl., Profusulinella ex gr. antiqua (Dutk.), Eotuberitina cf. reitlingerae M. Macl., Tolypammina cf. fortis Reitl., указывающие на нижнемосковский подъярус, а также Fusulinella bocki var. timanica Raus., Palaeotextularia sp. По мнению М. А. Калмыковой, породы, включающие данные формы, «не старше C_2m_2». Мощность ритма 31 м.

Второй ритм осадконакопления в нижней своей части сложен полимиктовыми буроватыми песчаниками с различной зернистостью (от грубо- до мелкозернистой), ритмично переслаивающимися с маломощными прослоями черных известковистых аргиллитов. На нижних поверхностях песчаников отмечаются механоглифы в виде борозд размыва и следов волочения, а также валикообразные биогенные гиероглифы. Из песчаников этой пачки удалось определить следующие ископаемые органические остатки: Beresella erecta Masl. et Kul., Ungdarella sp., Eostaffella kashirica Raus., E. acuta Grozd. et Leb., Tuberitina maljavkini Mikh., Schubertella obscura Lee et Chen, Profusulinella prisca (Deprat), Archaediscus rugosus Raus., Textularia sp., Parathurammina sp. — московский ярус по наиболее молодым окаменелостям из этого списка. Заканчивается ритм пачкой около 52 м, состоящей из полимиктовых разнозернистых песчаников серого цвета, образующих слои мощностью от 1 до 15 см, реже до 40 см, которые разделены между собой пакетами (от 0,2 до 3 м) известковистых аргиллитов с тонкими (от 1 до 10 мм) и довольно редкими прослоями мелкозернистых песчаников и алевролитов. В основании описываемой пачки встречена линза мелкогалечного конгломерата мощностью 0,8 м в раздуве, которые довольно быстро переходят в грубозернистый песчаник. Общая мощность ритма 68 м.

Третий ритм начинается равномерным чередованием зеленовато-серых полимиктовых песчаников различной зернистости с черными известковистыми аргиллитами. На поверхностях песчаников наблюдаются гиероглифы. Венчает ритм пачка (22 м) черных известковистых аргил-

литов с редкими тонкими (от 0,3 до 10 см) прослоями разнозернистых песчаников и алевролитов. Количество песчаных пластов вверх по разрезу резко увеличивается. В песчаниках отмечается горизонтальная и косая слойчатость и следы взмучивания осадка. Мощность 35 м.

Низы четвертого ритма представлены полимиктовыми песчаниками различной зернистости, образующими пласты мощностью 10—50 см, переслаивающиеся с алевритистыми аргиллитами. Песчаники сильно известковистые, крепкие, внизу массивные, вверху микрослойчатые. В основании некоторых пластов грубозернистых песчаников отмечается гравийная присыпка. На нижних поверхностях пластов песчаников наблюдаются гиероглифы механического и биогенного происхождения. В песчаниках обнаружены переотложенные водоросли и фораминиферы: Beresella sp., Ungdarella sp., Parastaffella struvei Moell, Eostaffella cf. kashirica Raus., E. ikensis Viss., Archaediscus ex gr. baschkiricus Krest. et Theod., Endothyra prisca Raus. et Reitl., Profusulinella prisca (Deprat), Ulsonia sp., Textularia sp., Archaesphaera sp. Мощность этой пачки 5 м.

Предыдущая пачка вверх по разрезу сменяется неотсортированными крупно- и среднегалечными полимиктовыми конгломератами с редкими валунами известняка. Цемент базальный, представлен песчано-алевро-глинистой массой. Цемент обычно обилен, иногда его очень много, а галька редка и тогда конгломерат приобретает сланцеватую текстуру. Конгломерат очень невыдержан по простиранию, мощность его колеблется от 0,5 до 5 м. Судя по всем признакам, он подводно-оползневого происхождения. Из гальки известняка В. Д. Салтовской определены: Eostaffella acuta Grozd. et Leb., Pseudostaffella antiqua (Dukt.), Profusulinella sp., Endothyra sp., Tuberitina sp.

Еще выше лежит пачка (19 м) серых массивных разнозернистых песчаников, слагающих пласты мощностью от 0,2 до 1,5 м, которые разделены между собой тонкими (0,1—5 см) прослоями алевролитов или алевритистых аргиллитов. Иногда в основании пластов песчаников наблюдается гравелит. Здесь же встречен один пласт мелкогалечного конгломерата мощностью 0,4 м. Заканчивается ритм тонкорассланцованными аргиллитами темного цвета, дающими копьевидную щебенку. Среди аргиллитов встречаются редкие прослои песчаников и алевролитов. Общая мощность ритма 39 м.

Пятый ритм начинается пачкой в 15 м, состоящей из чередования разнозернистых полимиктовых песчаников серого цвета с тонкими прослоями темных аргиллитов и алевролитов. На нижних поверхностях песчаников часто наблюдаются механоглифы (типа струй течения и следов волочения) и следы ползания червей. Верхняя часть ритма представлена тонким равномерным чередованием алевролитов и разнозернистых песчаников. Количество песчаников вверх по разрезу несколько увеличивается. На нижних поверхностях песчаников встречаются валикообразные биоглифы (следы ползания червей) и механоглифы (следы размыва и волочения). Мощность песчанистых и алевролитовых слоев от 1 до 5 см, реже до 15 см; аргиллитовых от 2 до 20 см. Мощность ритма 37 м.

Шестой ритм начинается пластом в 1,5 м мелкогалечных полимиктовых конгломератов, который лежит с размывом на предыдущем ритме. Вышележащая часть ритма сложена равномерным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Песчаники в основании пласта грубо- или крупнозернистые, а вверху мелкозернистые. Мощность слоев от 2 до 20 см. На поверхностях песчаников и алевролитов наблюдаются в изобилии разнообразные гиероглифы. Мощность этой пачки око-

ло 13 м. Известковистые темно-серые аргиллиты с тонкими (от 0,3 до 1 см) прослоями мелкозернистого песчаника и алевролита заканчивают шестой ритм осадконакопления. Мощность его около 27 м.

Седьмой ритм начинает пачка средне- и мелкозернистых полимиктовых песчаников, образующих пласты от 2 до 30 см, разделенные пакетами (от 10 до 80 см) тонкого чередования аргиллитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников. Среди песчано-аргиллитового флиша встречены фрагменты пластов конгломератов подковообразной формы, вероятно, оползневого происхождения. Венчает ритм пачка мощностью около 14 м, сложенная тонким равномерным и ритмичным чередованием средне- и мелкозернистых песчаников и аргиллитов. Аргиллиты несколько преобладают. Нижние поверхности песчаников несут следы ползания червей и слепки со следов волочения и размыва. Мощность 29 м.

Восьмой ритм в нижней своей части представлен полимиктовыми песчаниками различной зернистости, в основании пласта—грубозернистые, часто с гравием, вверху—мелкозернистые. Иногда в основании пластов отмечается мелкогалечный конгломерат. Пласты песчаников мощностью от 30 до 50 см разделены пакетами (15—30 см) аргиллитов с миллиметровыми прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников. В песчаниках хорошо выражена горизонтальная и реже косая слойчатость, которая изредка осложнена складочками подводного оползания. На нижних поверхностях слоев отмечаются отпечатки борозд размыва и следов волочения. Среди этой пачки встречено два пласта конгломератов. Нижний пласт мощностью в 1,8 м представлен плохо отсортированным крупногалечным конгломератом, состоящим в основном из известняковой, реже кремнистой гальки и карбонатного цемента. Верхний пласт мощностью 1,6 м сложен зеленовато-серым мелкогалечным полимиктовым конгломератом, иногда рассланцованным, с обильной цементирующей массой, состоящей из смеси гравия, песка, алеврита и известковистой глины. Известняковая галька содержит водоросли и фораминиферы: Beresella erecta Masl. et Kul., Donezella lutugini Masl., Pseudostaffella antiqua (Dutk.), Tuberitina minima Sul., Schubertella obscura Lee et Chen., Tuberitina maljavkini Mikh., Eostaffella sp. Заканчивается ритм пачкой около 17 м черных известковистых аргиллитов с редкими тонкими (от 0,1 до 5 см) прослоями песчаников и алевролитов. В аргиллитовой пачке участками встречается беспорядочно рассеянная редкая галька и валуны (до 50 см) известняка, мелкозернистого черного песчаника и известковистого гравелита. Иногда галька и валуны вытянуты в отдельные цепочки. На нижних поверхностях песчаников отмечаются механоглифы и биоглифы. Общая мощность около 52 м.

Вышележащий девятый ритм в нижней части сложен разнозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, равномерно чередующимися между собой. Мощность пластов песчаников и алевролитов колеблется от 10 до 20 см, аргиллитов — от 5 до 30 см. На поверхностях песчаников встречаются гиероглифы. В средней части этой пачки встречен один пласт (1,2 м) плохо отсортированных зеленовато-серых крупно- и среднегалечных конгломератов с обильной гравийно-песчано-глинистой цементирующей массой. Вверх по разрезу конгломерат переходит в мелкогалечный или в грубозернистый песчаник. Среди конгломерата встречаются редкие пластины крупно-среднезернистых песчаников мощностью до 10 см и длиною до 1 м оползневого происхождения. Мощность данной пачки 11 м. Верхняя часть ритма (мощностью около 20 м) сложена преимущественно известковистыми аргиллитами, среди которых отмечаются довольно редкие прослои песчани-

ков, алевролитов и мелкогалечных конгломератов с обильным песчано-алевритово-глинистым цементом. Общая мощность 31 м.

В основании десятого ритма прослеживается пласт полимиктовых гравелитов (1 м). Вышележащая часть разреза мощностью около 14 м представлена темно-серыми полимиктовыми песчаниками в основании крупнозернистыми, вверху — мелкозернистыми, образующими пласты от 30 до 80 см с отчетливой микрослойчатостью. Пласты песчаников разделены тонкими (от 0,1 до 5 см) прослоями аргиллитов или алевролитов. Вверх по разрезу количество аргиллитов и алевролитов постепенно увеличивается и, наконец, появляется пачка, которая заканчивает ритм, сложенная преимущественно известковистыми аргиллитами с редкими прослоями песчаников и алевролитов. Общая мощность 37 м.

Одиннадцатый ритм начинается пачкой около 30 м, состоящей из чередования мощных (0,3—1 м) пластов разнозернистых полимиктовых песчаников с пакетами тонкого (1—10 мм) и частого чередования известковистых аргиллитов и алевролитов. На нижних поверхностях песчаников в изобилии встречаются разнообразные гиероглифы, на верхних — пологие бугорковые структуры не вполне ясного происхождения. Верхняя часть пластов песчаников ,сложенная более мелкозернистым осадком, обычно отчетливо микрослойчата. Здесь отмечается как горизонтальная, так и косая слойчатость. Аргиллиты с редкой галькой и валунами известняка, песчаника и гравелита заканчивают ритм. По простиранию аргиллиты обычно переходят в галечные аргиллиты, где количество галек несколько возрастает. В средней части аргиллитов отмечается четкое чередование песчаников с аргиллитами. Галька и валуны известняка в изобилии содержат органические остатки среднего карбона: Donezella lutugini Masl., Archaediscus ex gr. baschkiricus Krest. et Theod., Profusulinella prisca (Deprat), Textularia sp., Profusulinella sp., Endothyra sp., Tuberitina sp., Globivalvulina sp. Мощность ритма 70 м.

Двенадцатый ритм в основании сложен пачкой (7 м) полимиктовых песчаников от грубо- до мелкозернистых, пласты которых разделены тонкими пропластками алевритистых аргиллитов или алевролитов. Верхнюю часть ритма образует пачка тонкого чередования черных аргиллитов с мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками и алевролитами. Аргиллиты здесь несколько преобладают. Общая мощность около 28 м.

В основании тринадцатого ритма обнажается пачка мощностью в 5 м, сложенная средне- и мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками и известковистыми аргиллитами, равномерно чередующимися между собой. Заканчивается ритм темными известковистыми и слабо известковистыми аргиллитами, среди которых изредка встречаются пакеты (от 1 до 3 м), состоящие из чередования аргиллитов и мелкозернистых песчаников. В песчаниках отмечается горизонтальная и косая слойчатость, а на нижних плоскостях наслоений разнообразные гиероглифы. Пачка имеет мощность 41 м. Общая мощность ритма около 46 м.

Четырнадцатый ритм начинает пачка около 10 м, которая состоит из ритмичного чередования полимиктовых средне- и мелкозернистых песчаников и аргиллитов. Вышележащая часть ритма сложена почти нацело черными аргиллитами, среди которых очень редко встречаются тонкие прослои мелкозернистых полимиктовых песчаников и алевролитов. Мощность его 50 м.

В основании пятнадцатого ритма залегает глыбовая брекчия ,состоящая из обломков и глыб известняка и реже кремнистых пород, сцементированных глинисто-карбонатным и глинистым веществом.

Из глыб и обломков брекчии определены водоросли и фораминиферы: Donezella lutuginii Masl., Parastaffella struvei Moell., Eostaffella acuta Grozd. et Leb., E. ikensis var. tenebrosa Viss., E. cf. kashirica Raus., Endothyra prisca Raus. et Reitl., Archaediscus ex gr. baschkiricus Krest. et Theod., Tuberitina collosa Reitl., Profusulinella sp., Textularia sp. Приведенный список органических остатков указывает, по мнению В. Д. Салтовской, на башкирский и московский ярусы среднего карбона.

А. С. Шадчиневым из глыб и галек были собраны табуляты Chaetetes radians Fisch., — средний карбон; брахиоподы — Ferganella turkestanica Nikif., Chonetes cf. verneuli Barr., Spirigerina supramarginalis (Khalfin), Atrypa ex gr. reticularis L., Eospirifer sp. — нижний девон, жединский ярус. Мощность брекчии около 109 м.

Заканчивается ритм пачкой существенно аргиллитового состава. Среди аргиллитов наблюдаются редкие пакеты мощностью от 2 до 5 м, где аргиллиты чередуются с тонкими прослоями песчаников. Общая мощность ритма 149 м.

Шестнадцатый ритм очень напоминает четырнадцатый, только мощность его резко увеличена. Внизу он сложен пачкой около 20 м, состоящей из чередования песчаников, алевролитов и известковистых аргиллитов. Верхняя часть ритма представлена аргиллитами и алевритистыми аргиллитами, среди которых встречаются очень редкие прослои мелкозернистых песчаников и алевролитов. Общая мощность 220 м.

Семнадцатый ритм ничем не отличается от шестнадцатого. Отложения его представлены в основном аргиллитами. Лишь в основании ритма имеется пачка, состоящая из чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов мощностью около 26 м. Разрез ритма заканчивается мощной (около 80 м) пачкой известковистых аргиллитов. Среди аргиллитов встречаются редкие прослои мелкозернистых песчаников и алевролитов. Мощность ритма около 106 м.

Отложениями семнадцатого ритма заканчивается разрез верхнего карбона, а с ними и весь разрез флишевых осадков. Полная мощность верхнего карбона равна 1051 м.

Общая мощность флишевых образований C_2m_2—C_3 для этого района 1242 м.

Аналогичные разрезы флишевой толщи составлены по рекам Чумургон и Кшемыш (см. рис. 8).

Анализ ритмичности позволяет с достаточной уверенностью, даже при отсутствии фаунистических остатков, параллелизовать разрезы не только внутри отдельных зон, но и разрезы разных зон.

ГЛАВА IV

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЕЙШИХ ТИПОВ ПОРОД

Флишевая формация Гиссаро-Алая сложена весьма разнообразными типами терригенных сцементированных пород, начиная от конгломератов и кончая аргиллитами (глинистыми сланцами). Карбонатные породы, за исключением глыб и утесов обвально-оползневого происхождения, обычно отсутствуют или же присутствуют в очень незначительном объеме в виде мелких биогермовых тел. Кроме того среди флишевых отложений широко распространены своеобразные глыбовые конгломерато-брекчии, брекчии и валунно-галечные аргиллиты подводнооползневого происхождения.

Конгломерато-брекчии и конгломераты подводнооползневого происхождения (тиллитоподобные породы)

При изучении флишевой формации мы столкнулись с породами необычного вида, состоящими из неслоистой песчано-алевритово-глинистой массы, в которой редко рассеяны обломки различной величины и окатанности (табл. I, 1). Внешне эти породы почти ничем не отличаются от ледниковых морен, но по происхождению мы их относим к подводно-оползневым образованиям. Такие породы не вполне ясного генезиса обычно называют тиллитоподобными (Чумаков, 1965). Тиллитоподобные породы встречаются во всех тектонических зонах Гиссаро-Алая. Они слагают либо обособленные пласты, линзы и даже целые горизонты, либо серию пластов, которые перемежаются с пакетами различного типа терригенного флиша.

До настоящего времени тиллитоподобные конгломераты, несмотря на их весьма широкое распространение среди флишевой формации Гиссаро-Алая, либо пропускались исследователями, либо без всяких оснований относились к обычным конгломератам. Это объясняется, с одной стороны, довольно плохой изученностью верхнепалеозойских терригенных толщ, с другой — незнакомством геологов, работающих в Гиссаро-Алае, с образованиями той категории, к которой эти «конгломераты» в действительности принадлежат.

Интересующие нас породы имеют зеленовато-серую или темно-серую окраску, но встречаются отдельные горизонты, обогащенные гидроокислами железа, и тогда они приобретают красновато-буроватую окраску.

Тиллитоподобные конгломераты и конгломерато-брекчии состоят из хаотического нагромождения обломков и галек преимущественно осадочных пород, погруженных в обильную бесструктурную песчано-алевритово-глинистую массу. В основном она сложена разнозернистым пес-

чаным и алевритовым материалом, сцементированным базальным глинисто-карбонатным веществом, который бывает часто обогащен обуглившимся растительным шламом. Песчаные и алевритовые зерна обычно остроугольны, хотя встречаются слабо и даже хорошо окатанные. В обломочной фракции встречаются: разнообразные известняки (15—35%), кремнистые породы (5—25%), песчаники (2—4%), алевролиты (1—2%), кварц (5—10%), полевые шпаты (3—5%). Кроме того присутствуют единичные обломки эффузивных пород основного и среднего состава, глауконит, пластинки биотита и мусковита. Крупные обломки размером от 0,25 до 1 мм представлены преимущественно карбонатными и кремнистыми породами, мелкие—кварцем, полевыми шпатами и известняками. Основная цементирующая масса неслоиста, несортирована и отличается значительной неоднородностью. Соотношение песчаного, алевритового и глинистого вещества в ней даже в пределах одного пласта непостоянное. Какую-либо закономерность в распределении кластического материала трудно уловить. Довольно часто песчаный и алевритовый материал образует отдельные пятна, сгустки и полосы иногда с неясными расплывчатыми границами (табл. I, 2).

В некоторых пластах среди песчано-алевритово-глинистой массы отмечаются в значительном количестве остатки раковин брахиопод, гастропод, фораминифер, радиолярий и обломки криноидей и ругоз (табл. II, 1). Ископаемые органические остатки и детрит либо редко и неравномерно рассеяны по всей массе породы, либо образуют незначительные скопления. Отдельные экземпляры раковин брахиопод и гастропод сильно деформированы, сплющены и разбиты.

Состав, размер, степень окатанности и количество крупных обломков в тиллитоподобных породах на разных участках несколько различны. Грубообломочная фракция представлена обломками известняков, кремнистых пород, песчаников, алевролитов, аргиллитов, кварца и реже магматических пород. Отмечаются пласты, в которых отдельные участки почти нацело сложены обломками разнообразных известняков. Роль цемента в таких известняковых брекчиях выполняет карбонатное вещество с примесью песчаного и алевритового материала (табл. III, 2).

Характерной чертой описываемых пород является полное отсутствие сортировки грубообломочного материала. Рядом располагаются обломки размером от 1—10 см и валуны 20—100 см. В отдельных горизонтах встречаются редкие глыбы и куски карбонатных пород и флишевых песчаников объемом от 2 до 20 м^3. Распределение обломков в пределах даже одного пласта неравномерное: от единичных галек до вполне нормально насыщенных конгломератов. Степень окатанности обломков самая различная. В одних случаях это совершенно не окатанные, с острыми углами, без следов какой бы то ни было обработки осколки пород, напоминающие сцементированный щебень, в других — это полуокатанные обломки, в третьих — хорошо окатанные валуны и гальки эллипсоидальной и шарообразной формы в смеси с плохо окатанными.

Другой составной частью тиллитоподобных пород являются обособленные фрагменты пластов аргиллитов, алевролитов и пакетов тонкоритмичного флиша из подстилающих отложений в виде отдельных тонких пластин, кусков или отторженцев неправильной формы, обычно причудливо деформированных в систему мелких складочек или образующих разнообразные рулето- и спиралеобразные структуры (рис. 9, 10). Обращает на себя внимание, что большая часть отторженцев и грубого обломочного материала обычно тяготеет к нижним частям пластов и горизонтов тиллитоподобных образований. Вверх по разре-

зу такие породы чаще всего резко сменяются либо тонкоритмичным флишем, либо аргиллитами. Однако в отдельных пластах отмечается заметное уменьшение вверх по разрезу количества грубообломочного материала до полного исчезновения. В таких случаях наблюдается постепенный переход этих пород в аргиллиты, обогащенные песчаным и алевритистым материалом.

Среди описываемых пород, особенно в верхних частях пластов и горизонтов, отмечаются в изобилии разнообразные колобковые и сфе-

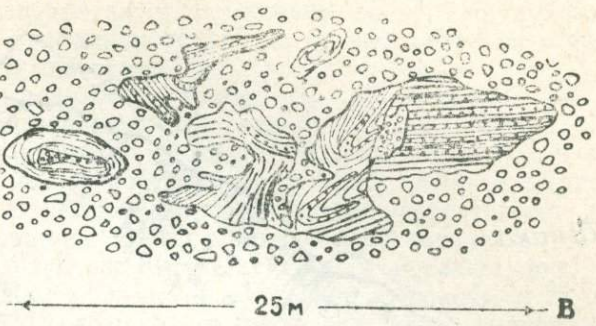


Рис. 9. Отторженцы флишевых пород в конгломератах подводнооползневого происхождения. Сай Бачаульды.

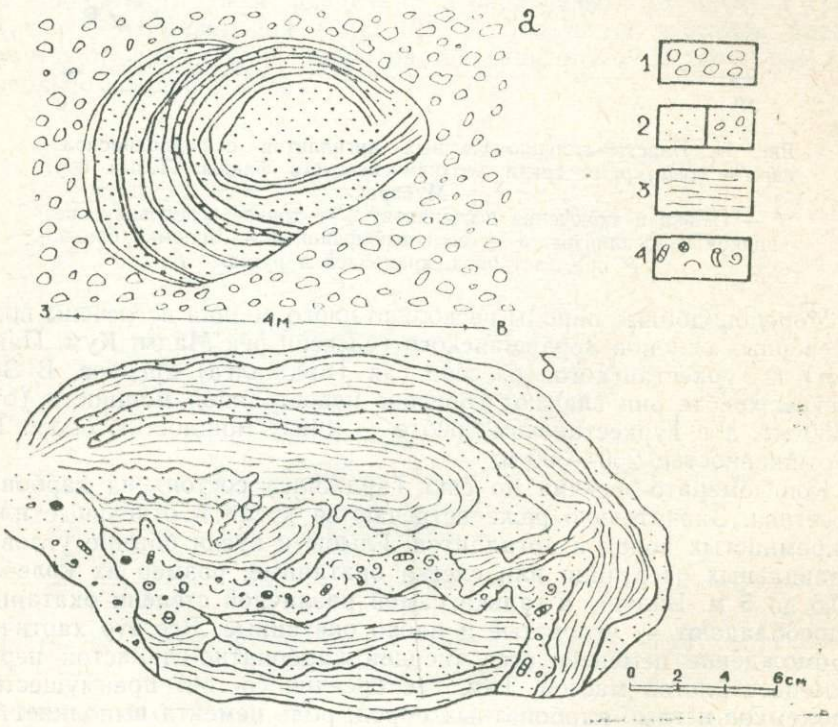


Рис. 10. Колобковые образования среди конгломерато-брекчий: *а*—сай Снежный, *б* — правый борт р. Ханака. *1* — конгломерато-брекчия; *2*—разнозернистый песчаник и песчаник с галечкой; *3* — аргиллит; *4* — обломки брахиопод, криноидей, ругоз.

рические образования, мелкие дисгармоничные складочки, отдельные сгустки, пятна и полосы, сложенные песчаным и алевритистым материалом. Внутри отдельных колобковых и сферических образований отмечаются скопления органического детрита (рис. 10, б).

Подстилаются конгломерато-брекчии пакетами тонкоритмичного аргиллитового или нормального флиша (рис. 11). Подошва их чаще всего неровная, можно отчетливо наблюдать в обнажениях как она срезает часть слоев подстилающих отложений. Но одновременно с этим отмечаются идеально ровные контакты.

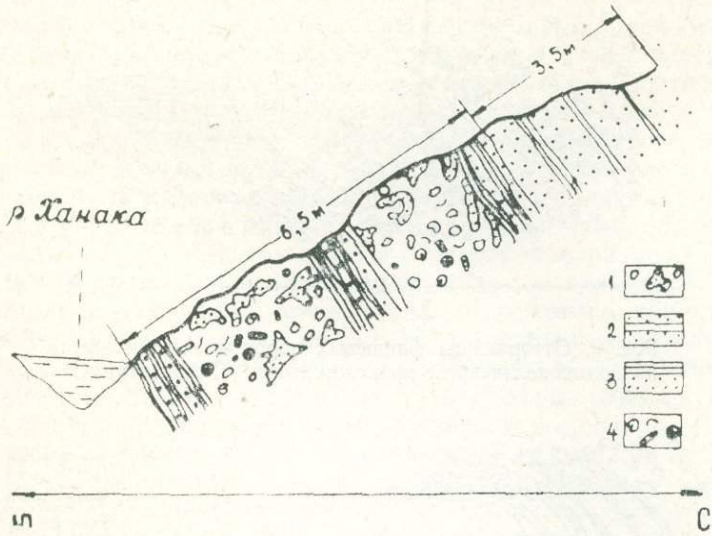


Рис. 11. Пласты валунно-галечных аргиллитов с подводнооползневыми текстурами среди верхнемосковского флиша. Левый борт р. Мубарак.
1 — галька и включения песчаников; *2* — тонкое чередование песчаников и аргиллитов; *3* — песчаный флиш; *4* — обломки брахиопод, гастропод, криноидей и ругоз.

Мореноподобные породы несколько иного облика встречены во флише северных склонов Зеравшанского (бассейн рек Мадм, Кум, Пакшиф и Рог) и Туркестанского (бассейн сая Тарджилга) хребтов. В Зеравшанском хребте они слагают горизонт непостоянной мощности (от 150 до 380 м), а в Туркестанском хребте — линзу мощностью около 100 м и протяженностью 250—300 м.

Конгломерато-брекчия по саю Тарджилга состоит из карбонатного состава. Значительно реже встречаются куски и отдельные пластины кремнистых пород и аргиллитов. Глыбы и куски обычно угловатые, неправильных очертаний или слегка окатанные, размер их колеблется от 0,5 до 5 м. Валуны и гальки самой различной степени окатанности, но преобладают — угловатые и плохо окатанные. Все это хаотическое нагромождение цементируется твердой карбонатно-глинистой неравномерно-песчанистой массой. Там, где брекчия состоит преимущественно из обломков и глыб карбонатных пород, роль цемента выполняет кальцит. Карбонатные обломки брекчии заключают в себе органические остатки девона нижнего и среднего карбона.

Брекчия в виде линзообразного тела залегает внутри аргиллитовой толщи. Мощность ее непостоянная, от нескольких метров в районе выклинивания до 100 м в местах раздува. Контакт брекчии с подстилаю-

щими породами резкий и неровный. Верхняя поверхность относительно ровная, хотя и осложнена небольшими буграми и впадинами. В западном направлении брекчия оканчивается резко, в восточном — выклинивание происходит постепенно.

Наиболее характерный облик брекчия имеет в бассейне рек Мадм и Кум. Основная масса породы здесь представлена грязно-зеленоватым неслоистым аргиллитовым субстратом, неравномерно насыщенным алевритовыми, песчаными и гравийными зернами. Кластическая часть субстрата представлена угловатыми осколками кварца, полевых шпатов, кварцитов, олигомиктовых песчаников и пластинками мусковита. Обломки совершенно не отсортированы по размеру. Размер их варьирует в широких пределах от 0,01 до 1,0 мм. Обломки в основном угловатые или слабо окатанные.

В составе пелитового материала преобладает фракция 0,01—0,001 мм, представленная как глинистыми минералами, среди которых под микроскопом можно опознать чешуйки гидрослюд и серицита, так и частицами того же состава, что и более крупный обломочный материал. Среди глинистого вещества всегда присутствует пирит в виде мельчайших вкраплений, рассеянных по всей породе.

Песчано-алевритово-глинистая масса неравномерно, но довольно густо нашпигована обломками различной величины от 1—2 см до глыб размером 1—5 м, сложенными преимущественно разнозернистыми песчаниками, гравелитами, очень редко известняками и кремнистыми сланцами (табл. IV, 1, 2). Песчаники в обломках как по облику, так и по составу ничем не отличаются от песчаников флишевых отложений. Форма обломков самая различная: овальная, пластинчатая, резко угловатая и неправильная (рис. 12). В отдельных участках брекчии присутствуют линзы конгломератов полимиктового состава, где галька довольно хорошо окатана.

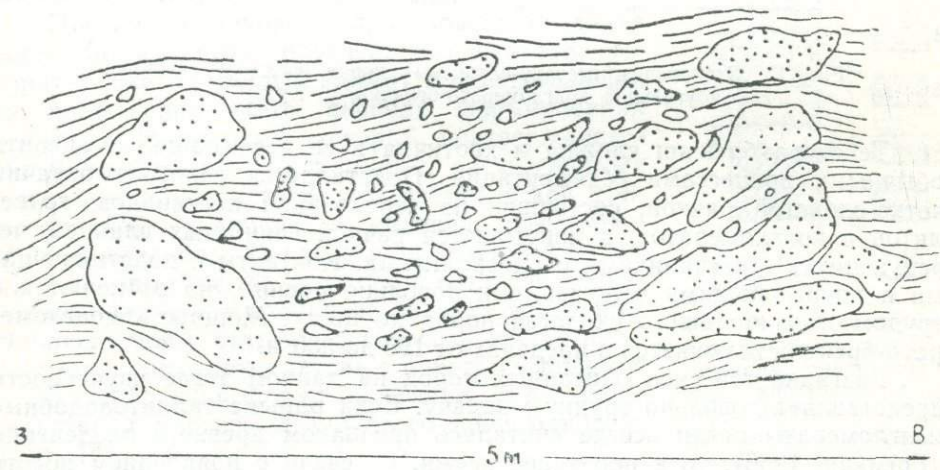


Рис. 12. Конгломерато-брекчия подводнооползневого происхождения. Верхний карбон (?), р. Мадм.

Характерным компонентом брекчии являются крупные известняковые глыбы и утесы, хаотично и неравномерно рассеянные по всей толще или образующие незначительные скопления (табл. III 1).

Иногда известняковые глыбы вытягиваются в цепочки, образуя отдельные горизонты. Основная масса глыб сложена известняками верх-

него силура, нижнего-среднего девона и реже нижнего карбона. Форма глыб разнообразная, контуры их обычно неправильные, но всегда четкие. Размеры глыб варьируют в широких пределах от 3 до 300 м в длину.

Третьим компонентом брекчии являются очень редкие отторженцы или блоки слоистых песчано-аргиллитовых толщ. Размеры отторженцев от 2 до 15 м. Сложены они ритмично чередующимися слоями песчаника, алевролита и аргиллита. В некоторых отторженцах отчетливо наблюдается мелкая сложная складчатость, в других — слои песчаника раздроблены и растащены (рис. 13).

Рис. 13. Отторженец песчано-сланцевых пород среди верхнекаменноугольной конгломерато-брекчии, р. Кум.

Текстура брекчии сложна и хаотична и ее невозможно объяснить обычными процессами седиментации. Подстилается горизонт брекчии четко-слоистой пачкой, состоящей из чередования песчаников, гравелитов и конгломератов, а покрывается пачкой глинистых сланцев, чередующихся с песчаниками и алевролитами. Контакты с подстилающими и покрывающими отложениями довольно ровные, но отбиваются с трудом из-за большого сходства пород по цвету. Мощность конгломерато-брекчий изменяется в пределах от 150 до 380 м.

Разгадка генезиса описанных пород на данном этапе изученности представляет довольно трудную задачу. Если раньше тиллитоподобные конгломераты почти всегда считались признаком древнего оледенения (Грецкая, 1966), то в последнее время, в связи с появлением нового фактического материала, многие исследователи стали подвергать сомнению их ледниковое происхождение. Они считают, что аналогичные породы могут быть отложениями осыпей, селевых и временных потоков, подводных оползней, мутьевых потоков и даже, как это считают И. И. Белостоцкий (1967) и А. В. Пейве (1967), могут возникнуть в результате тектонических перемещений. Наиболее полный обзор гипотез происхождения тиллитов и тиллитоподобных пород дается в работах В. В. Шабалина (1944) и Т. А. Грецкой (1966).

Необычные для осадочных пород текстурные и структурные особенности, неоднородное строение конгломератовидных образований в пределах даже одного пласта, резко меняющиеся мощности по простиранию — все это невозможно объяснить обычными процессами седиментации. Такие породы могли возникнуть, по нашему мнению, только в результате подводного оползания пластичных и хорошо слоистых осадков, сопровождавшегося иногда обвалами.

Хаотичная складчатость, сгустки, пятна неправильной формы, полосы, сложенные алевритистым и песчаным материалом, а также разнообразные колобковые и сферические образования являются реликтами первоначальной слоистой текстуры.

Идентичность минерального состава тиллитоподобных образований с чередующимися с ними породами флиша (разница заключается только в том, что пласты флиша сложены отсортированным веществом, а псевдотиллиты смесью составляющих их компонентов) лишний раз подтверждает, что они произошли в результате мощных подводных оползней.

Обращает на себя внимание факт исчезновения по простиранию отдельных пакетов флишевых пород, ранее разделявших два смежных горизонта тиллитоподобных конгломератов. Это можно объяснить только тем, что пакет флиша на отдельных участках был вовлечен в оползень и уничтожен, а два горизонта тиллитоподобных конгломератов затем слились в один. Ярким свидетельством тому являются сильно деформированные фрагменты пластов и целых пакетов флиша среди описываемых образований.

Против ледникового происхождения таких пород, помимо вышеприведенных аргументов, говорят также: 1) теплый климат, существовавший на протяжении всего периода формирования флишевой формации, который подтверждается наличием биогермовых построек, растительными остатками, характерными для вестфальской флористической провинции и высокой известковистостью осадков; 2) отсутствие «эрратической» гальки и валунов; 3) отсутствие остатков ледникового ложа и штриховки на гальках и валунах. Наблюдаемое в отдельных разрезах частое переслаивание «псевдотиллитов» с пакетами флиша и их линзообразная форма залегания тоже свидетельствуют против ледникового происхождения (рис. 14).

В последнее время некоторые исследователи (Белостоцкий, 1967, Пейве, 1967) пытаются объяснить происхождение аналогичных моренноподобных образований за счет мощных горизонтальных тектонических перемещений. С подобным утверждением плохо согласуются следующие факты: часто линзообразная форма их залегания; отсутствие ориентировки зерен в ос-

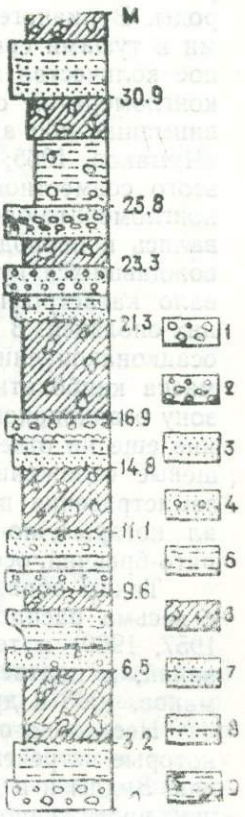


Рис. 14. Разрез обнажения флишевой толщи с пластами тиллитоподобных конгломератов на левом борту р. Каравшин по саю Тарджилга: *1* — конгломерато-брекчия; *2* — конгломераты и гравелиты; *3* — песчаник; *4* — песчаник с редкой галечкой; *5*—аргиллиты; *6* — тиллитоподобные конгломераты; *7* — песчаный флиш; *8* — нормальный флиш; *9* — аргиллитовый флиш с включением редких обломков.

новной глинистой массе таких пород, а она должна была бы проявиться при надвиговых перемещениях по глинистым породам и наличие хорошо окатанных галек и валунов.

На наш взгляд, совершенно невозможно объяснить с тектонических позиций и сложный состав тиллитоподобных конгломератов. Только подводные оползни в сопровождении с грандиозными обвалами в районе кордильер в состоянии создать такие механические смеси осадков различного гранулометрического состава.

Следует обратить внимание при объяснении генезиса данных образований на совместное нахождение с ними вулканогенных пород. Такую картину можно наблюдать в бассейне р. Кум, где отмечается переход тиллитоподобных пород по простиранию в вулканогенные породы. Вулканогенные породы представлены туфобрекчиями, туфолавами и туфами среднего и основного состава и заключают в себе огромное количество известняковых глыб. На эту связь тиллитоподобных конгломератов с вулканогенными породами следует обратить особое внимание, ибо аналогичный парагенез отмечается и в других регионах (Чумаков, 1965; Сагындыков, 1967; Dott, 1961). Возможно, разгадка этого совместного нахождения позволит решить и вопрос о генезисе конгломерато-брекчии. Одно несомненно, что такие породы формировались в периоды наиболее активных тектонических движений, сопровождавшихся вулканизмом взрывного типа, что в свою очередь вызывало катастрофические землетрясения, послужившие причиной древних оползней. В зоне кордильер, ограничивающих с двух сторон бассейн осадконакопления, во время землетрясений обрушивалась огромная масса карбонатных пород, которые затем сползали вниз по склону в зону осадконакопления, по пути захватывая с собой не только полужидкие еще не отвердевшие осадки, но и частично уже отвердевшие флишевые отложения. Не исключена возможность, что катастрофические землетрясения вызывали также излияния грязевых вулканов, материал которых, по-видимому, принимал участие в образовании конгломерато-брекчий, особенно зеравшанского типа.

Таким образом, полученные данные не позволяют нам согласиться с весьма распространенным мнением о ледниковом (Лунгерсгаузен, 1957, 1960) и тектоническом происхождении тиллитоподобных образований, а подтверждают мнение исследователей (Книппер, 1962; Чумаков, 1965 и др.) об их подводнооползневом происхождении.

Несколько обособлены от описанных пород известняковые брекчии, которые встречены среди флиша в бассейне рек Каравшин, Кум, Ляйляк, Зидды и в других районах. Они слагают отдельные линзы небольшой протяженности или пачки, не выдержанные по простиранию. Мощность брекчий варьирует в широких пределах от 2 до 200 м.

Известняковые брекчии состоят из обломков различной величины от 1—100 см до глыб огромных размеров. Глыбы обычно от 1 до 10 м в поперечнике, но участками отмечается скопление громадных глыб, достигающих 20—100 м, иногда больше. Такие образования могут быть названы глыбовой брекчией (рис. 15).

Состав обломков довольно однообразный: в одних случаях брекчия состоит в основном из серых мелко- и среднезернистых известняков, в других — из серых и черных доломитов и доломитистых известняков. Судя по облику и редким палеонтологическим находкам, большая часть обломков имеет девонский и нижнекаменноугольный возраст, хотя в бассейне рек Каравшин и Кшемыш встречаются в большом количестве и среднекаменноугольные обломки. Форма обломков неправильная или слабо округлая. Цементируются они мелкозернистым карбонатным, ли-

бо глинисто-карбонатным веществом обычно с примесью песчаного материала. Цементирующее вещество, как правило, выполняет лишь промежутки между обломками. Иногда глыбы и куски настолько плотно прилегают друг к другу, что эти горизонты принимаются за линзы или тектонические клинья известняков среди терригенных отложений. Располагаются обломки беспорядочно, представляя собою хаотический навал. Иногда брекчии по виду напоминают массивные сильно брекчированные известняки. Такие брекчии были встречены на правом борту р. Ляйляк напротив устья сая Караганды.

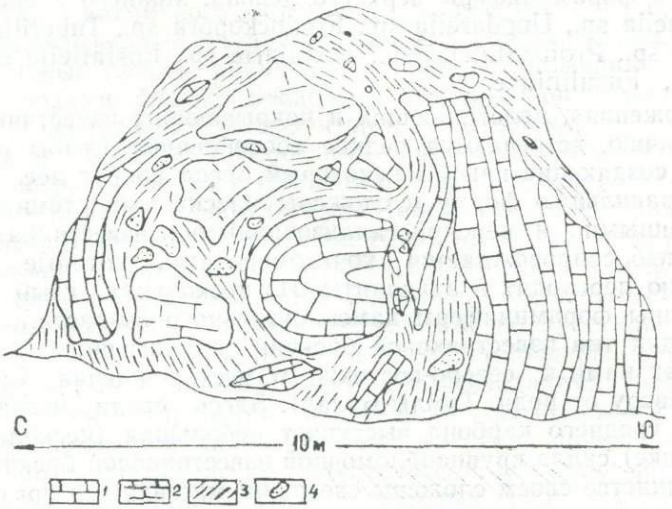


Рис. 15. Известняковая глыбовая брекчия. Верхний карбон (?), р. Кум.
1 — хорошо слоистые известняки; *2* — массивные известняки; *3* — аргиллиты; *4* — обломки песчаников.

Здесь среди аргиллитового флиша встречена линза мощностью 50—70 м и протяженностью 250—300 м, состоящая из отдельных довольно крупных глыб темно-серого известняка, местами очень сильно брекчированного. Одни крупные глыбы известняка разобщены между собой тонкими прослоями черных глинистых и глинисто-известковистых аргиллитов, содержащих редкую гальку и валуны различных известняков. Другие глыбы настолько тесно прилегают друг к другу, что иногда создается впечатление цельных утесов.

Линзообразная залежь известняковой брекчии сопровождается в нижней своей части валунно-галечными и мелкогалечными конгломератами с мелкими глыбами известняка. Конгломераты состоят из обломков различных известняков и кремнистых сланцев разной степени окатанности. Цемент конгломератов карбонатный или глинисто-карбонатный. Галька в этих конгломератах хорошо окатана. Конгломераты по простиранию резко сменяются черными аргиллитами или аргиллитово-алевритистым флишем на коротком расстоянии. При осмотре известняковой брекчии выясняется, что тонкозернистые глинисто-песчанистые осадки выполняют все промежутки между отдельными глыбами и обломками и все неровности в известняках. Обтекая отдельные глыбы со всех сторон, илистые осадки приобретают струйчатую текстуру. Изредка удается наблюдать, что вблизи контакта с известняковой брекчией

отдельные слои конгломератов сильно раздавлены, галька в них также раздавлена и ориентирована по слоистости.

Из глыб известняковой брекчии собраны фораминиферы Hyperammina vulgaris Raus. et Reitl., Tuberitina sp., Ozawainella sp., Climacammina sp., Archaediscus sp., указывающие на нижний карбон, а также Profusulinella sp., Climacammina sp., Ozawainella sp., — нижняя часть московского яруса. Кроме того в осыпи из этой же линзы были собраны брахиоподы: Dalmanella aff. interlineata Sow., Eospirifer vetulus (Richw.), Atrypa desquamata Sow. — средний—верхний девон, по предположению В. И. Волгина. В гальках конгломератов были обнаружены водоросли и фораминиферы верхнего девона, нижнего и среднего карбона: Dvinella sp., Ungdarella sp., Koninckopora sp., Tuberitina sp., Hyperammina sp., Profusulinella sp., Textularia sp., Eostaffella sp., Vicinesphaera sp., Fusulinidae.

В отложениях, подстилающих и покрывающих известняковую глыбовую брекчию, встречаются редкие обособленные глыбы размером в 10—50 м³, создающие как бы некоторый ореол вокруг нее. Глыбы эти имеют неправильную форму и сложены массивными темными сильно брекчированными и перекристаллизованными известняками. Большинство глыб сопровождается конгломератами, которые быстро по простиранию переходят в аргиллиты. Из нескольких глыб известняка были собраны фораминиферы каменноугольного возраста.

Еще один тип известняковой брекчии аналогичного происхождения встречен нами к северо-востоку от месторождения Сулюкта (в 0,6 км к северу от родн. Тамды-Булак). Здесь среди песчано-сланцевой толщи среднего карбона выступает небольшая (несколько метров в поперечнике) скала крупнообломочной известняковой брекчии. Обломки в большинстве своем сложены светлыми массивными органогенными известняками с глауконитом, в их числе и обломки тонкослоистого серого известняка, наряду с обломками светлой породы встречаются и темные куски. Обломки сцементированы кальцитом. Форма обломков резко угловатая, обычный размер их от 10 до 40 см, реже до 1 м. Куски известняка обычно переполнены органическими остатками: трилобитами, конуляриями, криноидеями и мелкими брахиоподами. Трилобиты указывают на средний кембрий, а конулярии, по имению И. Т. Чудиновой, напоминают среднеордовикские формы Северной Америки. Чуть западнее от описанной известняковой брекчии на ее продолжении мы встречаем глыбу карбонатной породы. Глыба образована серым крупнозернистым «рыхлым» известняком с ясной слоистостью, падающей к северу почти вертикально. В нижней части известняковой глыбы в изобилии, переполняя отдельные прослоечки, встречаются конусовидные и пирамидальные мелкие конулярии, которые удается определить только до рода.

Немного выше в подобных, но более плотных известняках собраны ребристые замковые брахиоподы довольно посредственной сохранности. Из них Г. Н. Менаковой удалось определить: Pentamerella sp.?, Atrypa sp., Carinatina sp. — скорее всего нижний — средний девон.

Подходя к вопросу о происхождении вышеописанных брекчий, следует еще раз отметить, что они залегают среди аргиллитов или тонкоритмичного аргиллитового флиша и занимают довольно ограниченные площади. Это наводит на мысль, что они могли образоваться в результате обвалов с крупных склонов скалистых кордильер, сложенных карбонатными породами, вблизи которых шло накопление преимущественно илистых осадков.

Конгломераты

Конгломераты в целом играют незначительную роль в строении флишевой формации, и развиты они преимущественно в верхнем карбоне. Площади распространения конгломератов во флишевых бассейнах сравнительно невелики и ограничиваются участками, расположенными вблизи кордильер.

Конгломераты встречаются в сочетании с гравелитами, грубозернистыми песчаниками и реже алевролитами, образуя пачки от 10 до 100 м, реже самостоятельные пласты и горизонты мощностью от 0,5 до 120 м. Конгломераты, гравелиты, песчаники иногда и алевролиты образуют пласты ритмичного строения мощностью от 0,7 до 5 м, в которых конгломераты составляют 70—90% общей мощности пластов. Изредка мощные пласты ритмичного строения, сложенные грубообломочными породами, бывают разделены между собой пакетами (0,3—1 м) тонкого чередования алевролитов и песчаников.

Конгломераты лежат в основании ритма и почти всегда резко сменяются вверх по разрезу гравелитами или грубозернистыми песчаниками и очень редко алевролитами. Иногда в конгломератах отмечается уменьшение величины обломков снизу вверх, но чаще всего этого не наблюдается, и они резко сменяются гравелитами или песчаниками. Очередной ритм всегда начинается с довольно значительного размыва, на что указывает очень быстрое исчезновение по простиранию некоторых пластов алевролитов и песчаников, подстилающих конгломераты. Поверхности размыва довольно часто сопровождаются большим количеством обломков алевролитов и песчаников из подстилающих слоев.

Для конгломератов характерна плохая сортировка обломочного материала, но среди них по преобладанию той или иной фракции можно выделить: 1) валунно-галечные, в которых среди галек различных размеров имеются валуны от 10 до 30—40 см, реже больше; 2) крупногалечные, состоящие преимущественно из галек от 10 до 5 см в поперечнике; 3) среднегалечные с размером галек от 5 до 2,5 см и 4) мелкогалечные, в которых преобладают гальки величиной от 2,5 до 1 см в поперечнике. В конгломератах наряду с гальками и валунами в значительном количестве присутствуют гравий, песок и алевролит. Иногда гравия и песка бывает очень много (до 30%). По составу обломочного материала крупно-средне- и мелкогалечные конгломераты в отдельных тектонических зонах не имеют существенных различий между собой и принадлежат к полимиктовым разностям.

По составу обломочного материала их можно грубо разделить на два типа. Конгломераты первого типа распространены только в Мечетлинской зоне и состоят преимущественно из обломков вулканогенного комплекса среднекаменноугольного возраста, слагающего южный склон Гиссарского хребта. Обломки осадочных и интрузивных пород играют второстепенную роль. Конгломераты *второго типа характерны для* остальных четырех зон. Они состоят преимущественно из обломков осадочных пород. Обломки магматических пород в них незначительны.

Из галек и валунов конгломератов Мечетлинской зоны определены разновидности спилитовых пород, андезитовые и андезито-дацитовые порфириты, туфы андезитовых порфиритов, альбитофиры, туфы альбитофиров, плагиогранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, гранодиориты, кварцевые порфириты, амфиболиты, *альбитизированные граниты*, кварцевые диориты, кварц-хлоритовые, кварц-серицитовые и глинистые сланцы, кварциты, полимиктовые песчаники и алевролиты, кремнистые породы и известняки.

Заполняющее вещество конгломератов представлено мелкими обломками этих же пород и слагающих их минералов. Среди последних наибольшее распространение имеют кварц, плагиоклаз и эпидот. Галька в конгломератах довольно хорошо окатана независимо от твердости пород. Форма округлая, овальная, иногда угловато окатанная. Сцементированы конгломераты очень крепко карбонатным и глинисто-карбонатным веществом. Цемент выполнения, поровый и базальный, то обильный, то довольно скудный. Текстура породы беспорядочная.

Темно-серый, зеленоватый, зеленовато-серый цвет обломков и выполняющего вещества определяет общий зеленовато-серый цвет полимиктовых конгломератов.

Конгломераты второго типа состоят в основном из обломков осадочных пород. Галька и валуны образованы разнообразными известняками, кремнистыми породами, песчаниками, кварцем, кварцитом, глинистыми и кварц-хлоритовыми сланцами, гравелитами и единичными гальками магматических пород. Роль магматических пород несколько возрастает в Центральногиссарской и в Зеравшано-Туркестанской зонах. Здесь, особенно в бассейне рек Палдарак и Рог (левые составляющие р. Зеравшан), по данным А. С. Шадчинева и Д. А. Старшинина, обломки магматических пород в конгломератах составляют 5—10% от породы. Обломки магматических пород представлены: гранодиоритами, плагиогранитами, лейкократовыми, биотитовыми, мусковитовыми и порфировидными гранитами, гранит-порфирами, плагиогранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, кварцевыми порфирами, биотитовыми кварцевыми диоритами, измененными спиллитами и крупнокристаллическими окварцованными сиенитами.

Обломки карбонатных и кремнистых пород резко превалируют (40—60%) над другими породами. Конгломераты плохо отсортированы. Почти всегда присутствуют валуны размером от 10 до 50 см и нередко в отдельных участках встречаются глыбы известняка, песчаника и кремнистых пород размером от 2 до 50 м в длину. Реже среди конгломератов отмечаются линзы глыбовых брекчий, состоящих из совершенно не окатанных обломков и глыб известняков каменноугольного возраста. Большинство обломков хорошо окатано, но в значительном количестве попадаются плохо окатанные и угловатые. Промежутки между гальками и валунами заполнены песком и гравием. Обломочная часть песка и гравия представлена теми же породами, что и галька в конгломератах, кроме того отмечаются слюды и полевые шпаты. Из акцессорных минералов устанавливаются турмалин, циркон, рутил.

Состав и характер цемента различен. Наиболее широко распространен цемент выполнения, обычен также поровый и базальный в комбинации с крустификационным, по составу он известковистый и известково-глинистый. Нередко отмечается и карбонатно-кремнистый и кремнистый. В цементе конгломератов довольно часто в значительном количестве присутствуют гидроокислы железа, которые окрашивают породу в красноватый цвет.

Гравелиты (микроконгломераты)

Гравелиты встречаются относительно часто в флишевой формации Центрального Таджикистана, хотя в целом они составляют не более 3—5% от общей мощности свит. Они образуют выдержанные слои мощностью от 10 до 150 см в основании первого элемента ритма, слагая пачки мощностью до 20—30 м, где чередуются с известковистыми

песчаниками и конгломератами, а также линзы и линзовидные прослои в нижней части песчаных пластов или же встречаются в виде присыпки гравийных зерен на нижней поверхности грубозернистых песчаников.

Гравелиты в зависимости от состава обломочного материала приобретают зеленовато-серую, темно-серую и серую окраску. Текстура породы беспорядочная, реже горизонтально-слойчатая. При общей плохой отсортированности гравелитов наблюдается уменьшение среднего размера обломков от подошвы к кровле. Размер зерен от 1 до 10 мм, но чаще всего встречаются гравелиты с размером обломков от 1 до 5 мм. В гравелитах обычно присутствует значительная примесь песка с размером зерен от 0,1 до 0,5 мм. Очень редко встречается мелкая галька.

На нижележащих более тонкозернистых породах гравелиты обычно лежат с размывом. Часто в основании пласта можно видеть мелкие обломки из подстилающих отложений. Если в основании ритма залегает конгломерат или конгломерато-брекчия, то переход от них к гравелиту резкий, иногда постепенный. На нижней поверхности гравелитов в основании ритма отмечаются крупные гиероглифы в виде борозд размыва и волочения.

Среди гравелитов можно отчетливо выделить три разновидности, которые отличаются друг от друга как по составу обломочного материала, так и по характеру цемента.

Гравелиты первой разновидности состоят в основном из угловато окатанных и окатанных обломков вулканогенных пород, реже обломков осадочных пород. Они характерны для Мечетлинской зоны, отличаются от конгломератов этой же зоны только увеличением количества обломков минералов.

Гравелиты второй разновидности встречаются только в Зеравшано-Туркестанской зоне. Они состоят из обломков кварца (15—30%), обломков различных пород (30—40%), полевых шпатов (3—5%) и слюды (до 5%). Полевые шпаты представлены кислыми плагиоклазами и реже калиевыми полевыми шпатами (ортоклазом и микроклином). Полевые шпаты изменены слабо. Слюды представлены в основном бурым биотитом и мусковитом. Состав обломков пород: кремнистые, кварцевые порфиры, спилиты, сильно измененные эффузивные породы, кварц-серицитовые сланцы, а также алевролиты и глинистые сланцы. В виде единичных обломков отмечаются известняки и кварциты. Из акцессорных встречаются турмалин, циркон, апатит, лейкоксен и ильменит. Форма обломочного материала преимущественно угловато-окатанная или угловатая. Часто можно наблюдать коррозионные формы и следы регенерации отдельных кварцевых зерен. Цемент контактовый, контактово-поровый по минералогическому составу бывает кварцевый, кварцево-гидрослюдистый, очень редко кремнисто-карбонатный.

Гравелиты третьей разновидности обладают также полимиктовым составом и развиты в Высоких предгорьях Алая, Курганакской (Сурметашской) и Центральногиссарской зонах. Они состоят в основном (до 60%) из угловато окатанных обломков карбонатных (разнообразные известняки, доломиты, очень редко мраморы) и кремнистых (яшмы, халцедон, кремнистые сланцы, а также углисто-кремнистые и глинисто-кремнистые) пород. Очень редко встречаются обломки песчаников, алевролитов, аргиллитов, глинистых и слюдистых сланцев. Еще реже — обломки магматических пород. Представлены они единичными обломками спилитов, пегматоидных пород и лейкократовых гранитов. В песчаной фракции встречаются обломки кварца (1—8%), полевых шпатов (1—5%), единичные зерна глауконита и пластинки белой слю-

ды. Из акцессорных присутствует турмалин и циркон. Цементом в этой разновидности гравелитов служит карбонатное (кальцит, железистый карбонат) или карбонатно-кремнистое вещество. Цемент порово-контактовый и реже базальный, в обоих случаях скудный. В его составе отмечается незначительное количество пирита в виде отдельных сгустков неправильной формы или мелких кристалликов. В цементе некоторых гравелитов в большом количестве присутствуют гидроокислы железа, иногда окрашивающие породу в бурый цвет. Из органических остатков встречаются обломки раковин форминифер, брахиопод и криноидей. Отдельные пласты гравелитов в изобилии содержат обуглившийся растительный детрит и тонко рассеянное органическое вещество, которое придает породе темную окраску.

Структурные и текстурные особенности гравелитов, а также комплекс сопутствующих пород (конгломераты, грубозернистые песчаники) указывают на то, что они отлагались в относительно неглубокой части моря.

Песчаники

Песчаники являются наиболее распространенными породами флишевой формации. По гранулометрическому составу они делятся на грубозернистые, крупнозернистые, среднезернистые и мелкозернистые. Грубозернистые и крупнозернистые песчаники состоят преимущественно из обломков от 0,5 до 1,0 мм и редко до 1,5—2,0 мм; в среднезернистых песчаниках величина обломков колеблется от 0,25 до 0,5 мм в поперечнике, мелкозернистые песчаники характеризуются преобладанием обломков 0,1—0,25 мм.

По составу обломочного материала песчаники различной зернистости в одной зоне близки друг к другу. Наибольшее различие между грубо- и крупнозернистыми песчаниками, с одной стороны, и мелкозернистыми, с другой, заключается в том, что в первых преобладают обломки пород, а во вторых — обломки минералов, слагающих эти породы.

Флишевые песчаники отличаются друг от друга по минералогическому составу, однако они близки по условиям образования, поэтому мы объединили их в один тип. Как правило, песчаники данного типа полимиктовые. Для них весьма характерна плохая общая сортировка материала и резко выраженная сортировка внутри слоев (graded bedding). В основании слоя порода всегда грубозернистая, состоящая из крупно- и грубозернистого песка, иногда с примесью гравия, а к верху постепенно переходящая в мелкозернистый песчаник или алевролит. Но наряду с постепенной сменой зернистости от подошвы к кровле в отдельных пластах можно наблюдать и «скачкообразный» тип перехода, когда смена снизу вверх грубообломочных фракций происходит через определенные интервалы, внутри которых не наблюдается направленного изменения размера обломочных частиц. Встречаются также довольно часто пласты песчаников, где уменьшение величины частиц снизу вверх отсутствует или же выражено очень слабо. Песчаники слагают первый элемент ритма в нормальном, грубом и диком типах флиша. Мощность их колеблется от 1 см до 1,5 м, реже до 3—8 м.

Органические остатки во флишевых песчаниках довольно редки или совсем отсутствуют. Наиболее богаты органическими остатками грубо-, крупно- и среднезернистые песчаники, менее — мелкозернистые. Правда, отдельные слои мелкозернистых песчаников иногда обогаще-

ны скелетами радиолярий, выполненных халцедоном, но это бывает довольно редко. Из других органических остатков следует отметить обуглившиеся растительные остатки, редкие обломки раковин фораминифер и брахиопод. Иногда встречаются водоросли. Фораминиферы, в большинстве случаев плохой сохранности и, как правило, в возрастном отношении соответствуют горизонтам, подстилающим флишевую формацию, что наводит на мысль об их вторичном захоронении. О том, что во флишевых песчаниках очень часто встречаются переотложенные фораминиферы в свое время предупреждали Н. Б. Вассоевич (1939) и Б. М. Келлер (1947).

Н. Б. Вассоевич (1939) так писал по этому вопросу: «. . . изучая микроскопически флишевые отложения, надо всегда помнить о возможности встретиться с микрофауной, переотложенной из более древних слоев. Это указание отнюдь не является лишним — оно основано не на теоретической возможности подобного явления, а на целом ряде фактов...». Поэтому при стратиграфических исследованиях флишевых толщ необходимо всегда учитывать данное обстоятельство и очень осторожно относиться к определению возраста флишевых отложений по фораминиферам, определенным из песчаников.

По минералогическому составу среди песчаников можно выделить две разновидности. Отличие в составе обломочного материала связано с разными источниками сноса.

Первая разновидность — граувакки и грауваккоподобные песчаники имеют наибольшую распространенность. Они встречаются во всех зонах, за исключением Зеравшано-Туркестанской, где развитие получили песчаники второй разновидности. Песчаники первой разновидности по величине обломочного материала делятся на грубо-, крупно-, средне- и мелкозернистые. По составу обломочного материала эти разнозернистые песчаники мало чем отличаются.

Песчаники Мечетлинской зоны по составу обломочного материала заметно отличаются от песчаников Высоких предгорий Алая, Курганакской (Сурметашской) и Центральногиссарской зон. Первые обнаруживают наибольшее сходство по химическому и петрографическому составу с граувакками (табл. 1). Песчаники трех других зон можно отнести к грауваккоподобным.

Граувакковые песчаники Мечетлинской зоны имеют зеленовато-серый или серый цвет и сложены преимущественно обломками вулканогенного комплекса. Среди них можно выделить миндалекаменные спилиты, спилитовые порфириты, андозитовые порфириты, плагиогранит-порфиры, кварцевые диориты и альбитофиры. Из осадочных пород присутствуют известняки, песчаники, кремнистые породы, кварциты, алевролиты, глинистые сланцы и аргиллиты. Обломки минералов представлены кварцем, плагиоклазом, эпидотом, халцедоном, роговой обманкой, пироксеном, биотитом, мусковитом и хлоритом. Содержание последнего иногда довольно велико.

Из акцессорных следует отметить циркон, турмалин, гранат, апатит, барит. Состав тяжелой фракции отражен в табл. 2. Цемент поровый и контактово-поровый, по своему минеральному составу бывает известковистый, известково-глинистый, кремнисто-известково-глинистый.

Песчаники Высоких предгорий Алая, Курганакской и Центральногиссарской зон по составу обломочного материала заметно отличаются от песчаников Мечетлинской зоны. Они сложены в основном обломками осадочных пород, реже—обломками измененных эффузивных пород среднего и кислого состава и пегматоидных пород.

Таблица 1

Химический состав основных типов песчаников

№ образца	Название породы	Окислы в %															
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	S общ.	CO_2	$H^-{}_2O$	п.п.п.	Σ	$CaCO_3$
	Мечетлинская зона																	
2243/11	Крупнозернистый песчаник	54,54	0,45	14,07	0,70	6,04	0,07	2,70	9,27	2,63	0,96	0,20	0,10	6,05	0,33	8,74	99,77	13,75
2247/3	Среднезернистый „	54,32	0,32	12,70	2,42	4,67	0,06	2,38	9,72	1,69	1,20	0,16	0,10	10,61	0,35	10,61	100 35	17,34
2253/3	Мелкозернистый „	50,94	0,50	13,45	0,83	8,62	0,11	5,00	8,56	2 02	0,60	0,2	0,02	5,70	0,35	8,91	99,76	12,96
2275	Мелкозернистый „	53,57	0,50	17,26	1,0	7,40	0,08	6,25	3,83	2,09	1,63	0,19	0,03	1 74	0,58	6,75	100,57	3,95
1	Среднезернистый „	56,84	0,58	12,82	1,24	5,62	0,11	4,48	6,60	2,12	1,06	0 04	0,36	4,21	0,52	3,29	100,31	9,5
	Центральногиссарская зона																	
3047/14	Среднезернистый песчаник	46,40	—	4,10	0,06	1,37	0,06	1,82	23,94	0,30	0,66	0,12	—	20,35	0,10	20,9	99,73	38,20
3060 10	Мелкозернистый „	55,22	—	5,33	0,30	1,51	—	1,01	18,75	0,75	0,65	0,14	—	15,40	0.10	16,0	99,66	
2	Песчаник	48,27	0,22	4,81	0,64	1,40	0.05	1 31	21,82	1,20	0,75	0,09	0,02	18,26	0,00	19,13	99,81	
3	„	54,63	0,12	5,45	0,17	1,53	0,03	1,34	18,73	1,22	0,73	0,13	0,06	15,58	0,05	15,86	100,37	
4	„	52,93	0,05	5,29	0,69	0,57	0.04	0,62	20,54	1,06	0,80	0,13	0,05	15,93	0,00	18,07	100,84	
5	„	67,46	0,32	5,59	0,51	0,75	0,04	0,56	10,82	1,60	0,12	0,12	0,03	8,62	0,12	10,68	99,60	
6	„	52,47	0,15	5,02	0,25	1,58	0,08	2,83	19,36	1,06	0,80	0,10	0, 3	15.75	0,10	16,30	100,3	
7	„	55,20	0,34	7,15	0,86	1,99	0,11	1,66	16,59	1,00	0,68	0,11	0,00	11,15	0,00	14,15	99,84	
	Мугоджары																	
8	Граувакки	66,1	0,7	15,4	6,8	—	—	1,80	2,30	2,60	2,20	—	—	—	—	2,10		
9	Тавильянацевый песчаник (грауваккковый песчаник)	62,98	—	17,22	3,78	—	—	1,87	4,20	3,83	0,65	—	—	—	—	3,42	100,28	2,34

Примечание: № 1 — анализы заимствованы у Е. Н. Горецкой (1961);
№ 2 — 7 — у Б. А. Трифонова (Мучандзе и др., 1967);
№ 8 — у Л. Б. Рухина (1953);
№ 9 — у Г. Розенбуша (Мучандзе и др., 1961).

Таблица 2

Минералогический состав песчаников

№ образца	Название породы	Минералы тяжелой фракции в %														
		циркон	лейкоксен	рутил	гранат	турмалин	ильменит	апатит	эпидот	хлорит	барит	хромшпинелиды	амфиболы, пироксены	пирит	лимонит	обломки пород, с включениями рудного хлорита и эпидота
	Мечетлинская зона															
2295/1	Среднезернистый песчаник	5,4	59,2	0,8	0,5	—	—	—	1,9	11·1	—	—	—	1,9	19,2	—
2243/1	Грубозернистый „	0,7	—	—	0,6	—	—	0,2	0,2	—	—	0,6	—	1,2	1,9	94,6
2244/1	Крупнозернистый „	2,5	—	—	0,4	—	—	1,0	0,6	0,4	—	0,4	—	11,1	—	82,6
2252	Среднезернистый „	—	—	—	—	—	—	—	89,9	—	—	3,9	—	5,4	—	—
2247/1	Мелкозернистый „	0,2	—	—	—	—	—	—	0,2	—	—	0,8	—	32,6	30,1	36,1
2243	Среднезернистый „	1,6	—	0,4	1,4	—	2,0	—	0,4	5,8	—	1,4	—	74,0	6,0	13,0
2248	„ „	0,6	0,2	0,2	0,2	—	—	0,4	6,3	0,4	—	—	—	1,6	—	84,7
2253/3	Мелкозернистый „	0,6	—	—	0,8	—	—	0,2	1,2	2,4	0,2	0,4	—	7,8	—	88,0
2253/4	Гравелито-песчаник	1,0	11,7	—	0,1	—	—	8,9	3,0	—	0,5	0,7	2,0	21,7	—	48,0
2255	Грубозернистый песчаник	—	—	—	—	—	—	0,2	20,8	4,2	—	0,6	6,0	21,7	—	64,0
2255/2	Мелкозернистый „	2,0	17,8	—	—	—	—	1,4	2,7	0,2	—	4,0	12,3	4,8	—	50,8
22614	Крупнозернистый „	0,8	—	0,2	0,4	2,0	—	—	—	—		0,8	—	1,2	—	96,0
2266/1	Среднезернистый „	3,2	—	0,5	4,2	—	—	2,6	—	—	—	7,9	—	29,0	—	52,6
2278/7	„ „	3,0	0,4	0,4	0,1	—	6,3	0,6	45,6	—	—	—	—	12,7	6,4	24,4
2275/1	Мелкозернистый „	0,9	—	—	0,2	—	—	0,5	62,2	—	0,2	3,0	—	3,2	2,5	27,3
2255/8	„ „	0,5	—	—	0,2	—	—	0,4	93,1	—	—	0,8	—	0,5	2·4	1,9
2296/6	Среднезернистый „	0,8	69,0	—	0,5	—	4,6	2,9	—	—	—	—	13,0	8,4	—	1,5
2258/3	„ „	0,6	—	—	0,4	—	—	—	—	—	0,4	—	3,1	21,9	1,1	72,3
2997/4	Крупнозернистый „	1,6	83,9	—	1,2	—	—	0,1	0,9	—	—	0,5	—	—	0,1	11,7

Продолжение табл. 2

№ образца	Название породы	Минералы тяжелой фракции в %															
		циркон	лейкоксен	рутил	гранат	турмалин	ильменит	апатит	эпидот	хлорит	барит	хромшпинелиды	амфиболы, пироксены	пирит	лимонит	обломки пород, с включениями рудного хлорита и эпидота	
	Курганакская и Высокие предгорья Алая																
2076/6	Среднезернистый песчаник	9,1	—	—	9,1	0,3	9,1	—	—	—	—	—	—	2,0	70,4		—
2043	Мелкозернистый „	19,2	1,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7,7	71,9		—
2053	Крупнозернистый „	9,8	2,5	—	5,2	0,4	1,0	—	—	—	—	—	—	6,6	74,5		—
2053/5	Мелкозернистый „	14,7	5,8	3,0	3,0	—	—	—	5,8	3,0	—	—	—	—	64,7		—
2053/4	Среднезернистый „	7,8	—	—	5,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	87,0		—
2059	„ „	6,4	1,3	—	—	0,4	6,0	1,4	—	—	6,4	—	—	0,3	71,8		—
2060/1	Грубозернистый „	1,6	—	1,6	—	—	—	—	1,6	—	6,5	—	—	1,6	87,1		—
2096/2	Крупнозернистый „	18,6	3,7	—	—	0,5	7,2	—	3,7	—	—	—	—	—	66,3		—
2106/5	Мелкозернистый „	32,1	9,0	1,8	—	—	32,1	—	—	—	—	—	—	2,8	32,1		—
2115/1	Среднезернистый „	21,3	2,5	1,0	2,6	0,2	4,0	—	1,0	0,5	—	—	3,3	11,0	52,6		—
3756*	„ „	1,3	—	0,2	3,2	0,3	—	—	—	—	2,7	—	—	92,3	—		—
3875*	„ „	0,2	—	0,2	1,0	0,4	25,8	—	—	—	42,0	8	2,5	2,3	26,6		—

* Анализы заимствованы у А. С. Шадчиева.

Обломки осадочных пород представлены разнообразными известняками, доломитами, кремнистыми, углисто-кремнистыми и глинисто-кремнистыми сланцами, песчаниками, кварцитами, слюдистыми аргиллитами, известковистыми аргиллитами и алевролитами. Известняки и кремнистые породы резко превалируют над другими породами.

Из минералов следует отметить кварц (3—15%), полевые шпаты (3—30%), слюды (до 5%) и единичные зерна глауконита. Полевые шпаты представлены главным образом плагиоклазами с четкими полисинтетическими двойниками типа альбит-олигоклаза и реже встречаются обломки ортоклаза, ортоклаз-пертита и микроклина. Полевые шпаты обычно слабо изменены. Слюды представлены в основном бурым биотитом и мусковитом.

Весьма характерен состав тяжелой фракции (табл. 2). Здесь всегда в значительном количестве присутствуют гидроокислы железа и пирит, составляющие от 60 до 96% тяжелой фракции, а также циркон (от 2 до 32%). Из других акцессорных минералов присутствуют гранат, лейкоксен, апатит, рутил, эпидот, барит и ильменит.

Форма обломочных зерен в песчаниках неправильная, они слабо окатаны, а иногда и остроугольны (табл. V, 1). Цемент в этих песчаниках известковистый, известково-гидрослюдистый, кремнисто-известняково-гидрослюдистый. По характеру цементации он является цементом базальным, базально-поровым, контактово-поровым и смешанным. Обычное количество цемента 20—35%. В цементе почти всегда присутствует пирит в виде мелких кристалликов или крупных сгустков. В значительном количестве отмечаются гидроокислы железа, которые развиваются по пириту и карбонатному цементу. Отдельные разновидности песчаников окрашены гидроокислами железа в красновато-бурый цвет.

Вторая разновидность песчаников встречается только в Зеравшано-Туркестанской зоне. Характерной особенностью данных песчаников является их неизвестковистость. Сложены они обломочными зернами кварца (20—30%), полевым шпатом (10—25%), обломками горных пород (20—35%) и слюдой (3—8%). Кварц присутствует в виде угловатых или угловато окатанных зерен, часто со следами коррозии. Среди обломочного кварца устанавливаются следующие типы: полупрозрачный, непрозрачный, регенерированный и агрегатный.

Полевые шпаты представлены главным образом кислыми плагиоклазами и реже ортоклазом и решетчатым микроклином. Ортоклаз обычно преобладает над решетчатым микроклином. Полевые шпаты слабо изменены. Из слюд встречаются биотит и мусковит в виде пластинок различной формы. Биотит обычно бурого и реже зеленого цвета. Изогнутые расщепленные пластинки слюд, как правило, подвергнуты сильной гидратации.

В составе обломочных пород были встречены различные кремнистые породы (кремнистые, глинисто-кремнистые и карбонатно-кремнистые сланцы, яшмы и др.), глинистые и кварц-серицитовые сланцы и обломки эффузивных пород. Встречаются единичные обломки карбонатных пород. Степень окатанности зерен различная, но преобладают обломки угловатой и угловато окатанной формы (табл. V, 2).

В составе тяжелой фракции характерны гранат, циркон, рутил, ильменит, лейкоксен, барит (табл. 3). В некоторых разновидностях песчаников в большом количестве присутствуют гидроокислы железа и пирит. Для флишевых песчаников Зеравшано-Туркестанской зоны весьма характерно высокое содержание циркона, рутила и ильменита.

Таблица 3

Минералогический состав песчаников

Породы	№ образца	Минералы тяжелой фракции в %											
		циркон	рутил	турмалин	лейкоксен	барит	ильменит	гранат	пироксен	хлорит	пирит	лимонит	магнетит
Крупнозернистый песчаник	2147	37,6	8,0	—	26,7	5,0	22,7	—	—	—	—	—	—
„ „	2165/2	0,7	1,4	—	—	—	—	—	—	—	35,3	62,6	—
Среднезернистый песчаник	2180	10,8	7,7	—	4,6	12,3	3,0	—	—	—	—	61,6	
„ „	2165	2,8	0.6	0,7	2,3	65,5	11,7	0,3	0,4	6,3	15,4	—	—
„ „	5058*	9,4	0,5	1,0	14,4	2,0	—	0,5	—	1,4	4	33,8	14
„ „	2181	6,0	0,6	0,8	5,2	33,8	—	0,4	—	9,2	44,0	—	—
Мелкозернистый песчаник	2182/1	5,2	1,5	0,5	3,6	9,0	—	0,6	—	2,3	23,7	54,2	—
„ „	2155/12	1,2	1,0	—	—	—	—	—	—	—	42,3	55,5	

* Заимствовано у А. С. Шадчинева.

Цемент — порово-базальный, контактово-поровый, кварц-гидрослюдистый. В небольшом количестве в нем отмечается железистый карбонат. В значительных количествах в цементе встречается серицит и почти всегда присутствует пирит и гидроокислы железа. Иногда гидроокислов железа в песчаниках много и они выступают в роли цемента. Характерным для песчаников является отсутствие карбонатного вещества или если оно имеется, то в очень незначительном количестве. Органические остатки, за исключением редких углефицированных обрывков растений обычно отсутствуют.

Текстура флишевых песчаников чаще всего беспорядочная, но для многих пластов характерна разнообразная слойчатость и складочки подводных оползней. Слойчатость — горизонтальная, косая и волнистая. Самой распространенной является горизонтальная слойчатость, она характерна как для нижней, так и для верхней части пластов песчаников. Косая слойчатость менее распространена, зато отличается большим разнообразием (рис. 16). Косослойчатые текстуры приурочены в основном к средней и верхней частям пластов. Они представлены косой одно- и реже разнонаправленной слойчатостью, со сходящимися книзу слойками, волнистыми швами и срезанными сериями или косой однонаправленной слойчатостью с вогнутыми швами, сильно срезанными сериями. Иногда выделяется косая слойчатость перекрестного типа.

Волнистая слойчатость встречается очень редко, она представлена одним пологоволнистым типом. Отличительной чертой этой слойчатости является наличие параллельных слабо волнистых слойков.

Слоистая текстура в отдельных пластах песчаников бывает нарушена и сложно деформирована. Нарушение текстур происходило в основном за счет оползания незатвердевших осадков на дне бассейна и реже в результате взмучивания осадка и жизнедеятельности пескожилов. Подводнооползневые текстуры весьма широко распространены. Здесь же следует отметить, что они представлены складочками весьма разнообразной причудливой формы, спиральными и колобковыми образованиями, в основном приуроченными к мелкозернистым песчаникам (рис. 17, 18).

Нарушенная слойчатость встречается одновременно со следами жизнедеятельности червей. Иногда роющие животные перерабатывают породу так сильно, что первоначальная слойчатость уничтожается полностью, а порода приобретает брекчиевидную структуру.

Для песчаников характерно наличие целого ряда специфичных текстур (гиероглифов) на поверхностях напластования: обильные и разнообразные на нижних поверхностях, редкие и однообразные на верхних. Все встреченные текстурные знаки на нижних поверхностях песчаников можно разделить грубо на знаки-слепки мехнического происхождения (механоглифы) и знаки-слепки органического происхождения (биоглифы).

Среди гиероглифов механичсокого происхождения (механоглифов) можно выделить два типа. К первому из них относятся гиероглифы, связанные с размывом грунта течениями, ко второму—слепки с борозд волочения предметов по дну.

Слепки с борозд размыва являются наиболее широко распространенными гиероглифами среди песчаников флишевой формации (табл. VI, *1*, *2*). Сюда мы относим гиероглифы в виде удлиненных выпуклых язычков с заостренными кончиками и отдельных прямолинейных борозд. Размеры язычковых образований: длина от 3 до 5 см, ширина от 1 до 3 см, высота до 0,5 см.

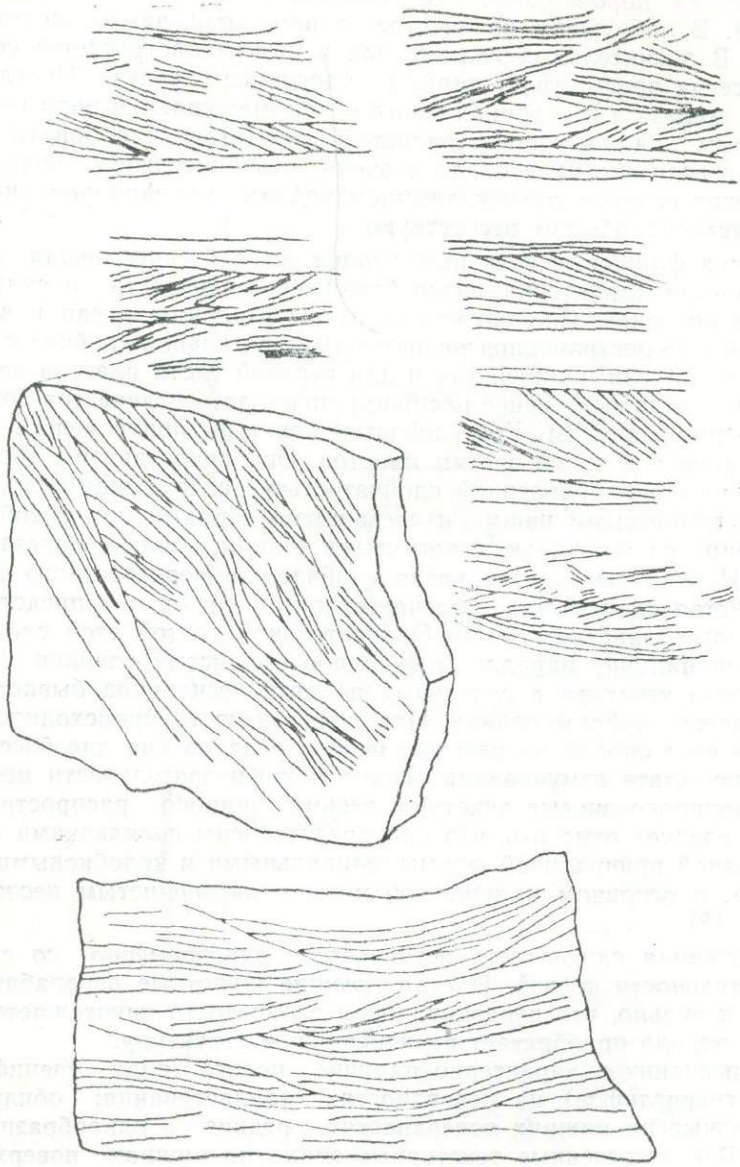


Рис. 16. Типы косой слойчатости во флишевых песчаниках.

Помимо язычковых форм встречаются гиероглифы в виде отдельных борозд, как правило, прямолинейных, иногда слегка изогнутых дугообразно. Размеры их различны. Совместно со слепками с борозд размыва иногда встречаются следы ползания червей и следы волочения плавающих предметов.

Острия слепков борозд размыва ориентированы в основном на север—северо-запад (360—340°) и на северо-запад (280—290°). Наблюдения над гиероглифами данного типа дают возможность восстановить направление течений во флишевом бассейне.

Слепки с царапин и следов волочения также часто распространены на нижних плоскостях пластов песчаников. По своему ви-

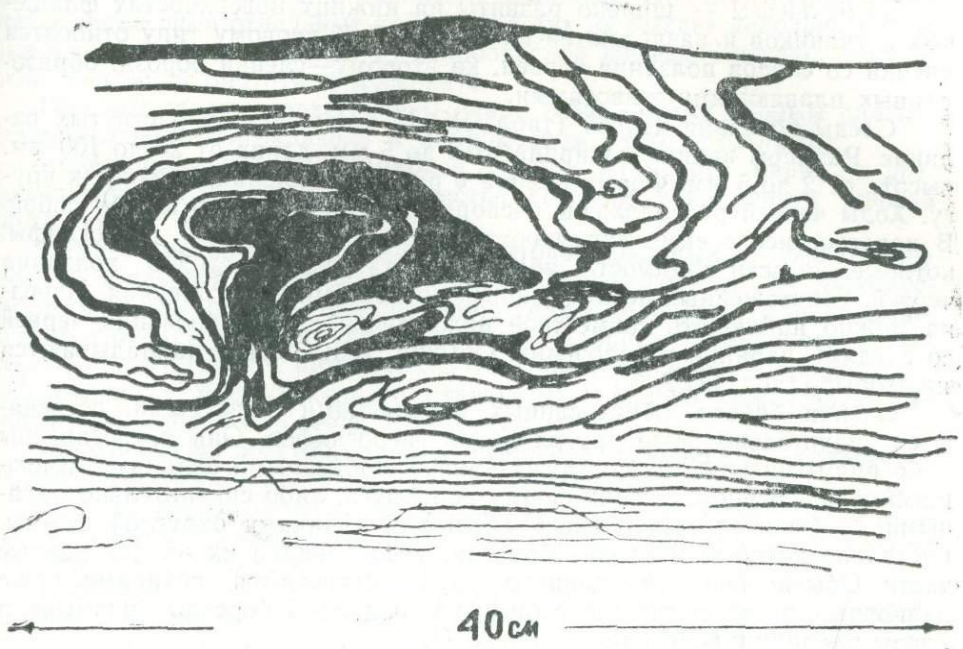


Рис. 17. Мелкозернистый песчаник со складками сингенетической деформации, р. Ханака.

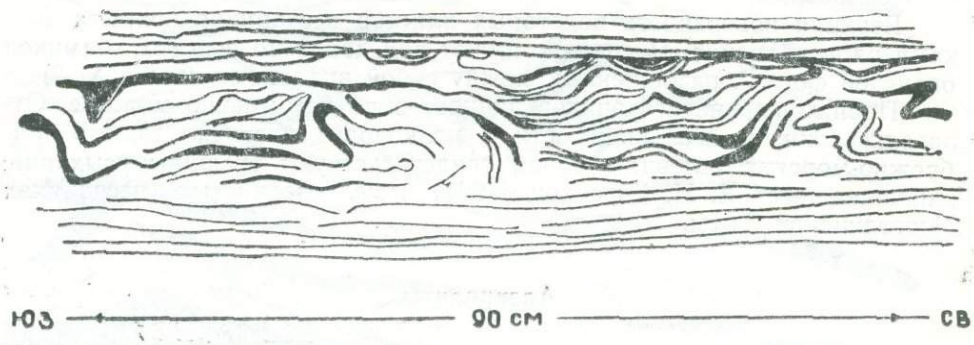


Рис. 18. Подводнооползневые текстуры в среднезернистом песчанике. Верхнемосковский флиш, р. Ханака.

ду и размеру они довольно разнообразны, но чаще развиты в виде длинных и прямых, иногда слегка изогнутых валиков овальной формы различного размера: длина от 5 до 50 см, ширина 2—5 мм, высота 5—16 мм (табл. IX, *3*, табл. VII, *3*). Валики на концах обычно заострены (табл. VII, *1*, *2*). Иногда это довольно плоские, широкие, слегка возвышающиеся прямолинейные полосы, осложненные дополнительной штриховкой (табл. VIII, *1*, *2*). Очень часто эти знаки напоминают растительные отпечатки и, по-видимому, являются следами, оставленными плавающими стеблями и стволами растений. Все гиероглифы вытянуты в одном направлении и ориентировка их такая же, как и слепков с борозд размыва. Следы данного типа, обычно групповые, редко одиночные, встречаются всегда совместно с другими разновидностями (табл. VIII, *4*; табл. VII, *4*).

Биоглифы — широко развиты на нижних поверхностях флишевых песчаников и разделяются на два типа. К первому типу относятся слепки со следов ползания червей, ко второму—слепки борозд, образованных плавающими животными.

Следы ползания червей (табл. IX, *1*) имеют форму изогнутых валиков. Размеры валиков: ширина от 3 до 5 мм, длина от 20 до 100 мм, высота от 2 до 5 мм. Форма валика в разрезе овальная, близкая к кругу. Ходы червей расположены беспорядочно, пересекаясь между собой. В парагенезисе с ними встречаются мелкие бугорковые гиероглифы, которые, по всей видимости, являются остатками от следов ползания червей, уничтоженных последующими процессами выветривания. Изредка можно наблюдать совместное нахождение следов ползания червей со следами царапин и волочения. Обычно, ходы червей накладываются на вторые (табл. IX, *2*, *3*).

Слепки борозд, образованных плавающими животными, встречаются значительно реже других видов гиероглифов. Они представлены либо прямыми или слегка изогнутыми иглообразными валиками, имеющими в поперечном сечении форму полукруга, либо сравнительно крупными хребтиками треугольного сечения и валиками округлой формы, посредине которых проходит борозда, разделяющая их на две равные части. Обычно биоглифы данного типа встречаются группами, реже одиночные, часто совместно с ними наблюдаются борозды размыва и следы царапин и волочения (табл. X, *1*).

Эти образования напоминают гиероглифы, описанные И. В. Хворовой (1955) из верхнепалеозойского флиша Урала. Она считает, что данные гиероглифы являются отпечатками со следов, оставленных аммонитами и ортоцерасами.

Верхняя поверхность некоторых пластов песчаников покрыта знаками ряби волнения. Последние имеют вид довольно пологих холмиков округлой формы, разобщенных между собой впадинами (табл. X, *2*).

Происхождение песчаников данного типа несомненно морское. Отлагались они, по всей видимости, в мелководье, частично даже в прибрежно-морских условиях, о чем свидетельствуют трещины усыхания, наблюдавшиеся Е. Н. Горецкой (1961) в мелкозернистых песчаниках Мечетлинской зоны.

Алевролиты

Алевролиты являются обязательным компонентом флишевых образований (Вассоевич, 1948). Они или тонко переслаиваются с аргиллитами (глинистыми сланцами), или являются переходными звеньями от от песчаников к аргиллитам. В Мечетлинской зоне алевролиты обычно завершают ритм в недоразвитом флише. Алевролиты по своему составу и текстурным признакам близки к мелкозернистым песчаникам и подразделяются нами на два основных типа: неизвестковистые или слабо известковистые и известковистые.

Алевролиты неизвестковистые или слабо известковистые чаще всего довольно крепкие, зеленовато-серого, темного или буроватого цвета. Среди них по гранулометрическому составу можно выделить крупно-, средне- и мелкозернистые. Терригенный обломочный материал отличается преимущественно слабой окатанностью и довольно плохо отсортирован. Состав зерен, как и в песчаниках, разнообразный; преобладают кварц (40—60%) и полевые шпаты (10—20%). Обломки горных пород составляют 10—15% породы и представлены

кремнистыми эффузивными породами, сланцами. Обломки карбонатных пород редки, но в отдельных разновидностях их бывает довольно много. Они часто покрыты пленкой из гидроокислов железа. Из слюд отмечаются пластинки биотита и мусковита.

Полевые шпаты представлены слабо измененными кислым плагиоклазом (альбит-олигоклазом) и микроклином, реже ортоклазом.

Акцессорные минералы (циркон, рутил, ильменит, барит и др). присутствуют в переменном количестве. Циркона и ильменита иногда много (табл. 4).

Цемент порово-контактовый, контактово-базальный и реже базальный; то обильный, то довольно скудный. Цемент состоит из тонкодисперсного глинистого (преимущественно гидрослюдистого) или кремнисто-гидрослюдистого вещества с примесью хлорита. Карбонатное вещество присутствует в незначительном количестве в виде тонкозернистого кальцита, расположенного отдельными сильно ожелезненными участками, либо совершенно отсутствует.

Органические остатки, за исключением небольшого количества обугленного растительного шлама, не встречаются.

Часто в породе отмечаются мелкие кристаллики пирита, в отдельных разностях алевролита присутствует много гидроокислов железа, которые окрашивают породу в бурый цвет.

Текстура породы либо беспорядочная, либо тонко- и косо- слойчатая. Иногда удается наблюдать мелкие складочки оползания (рис. 19).

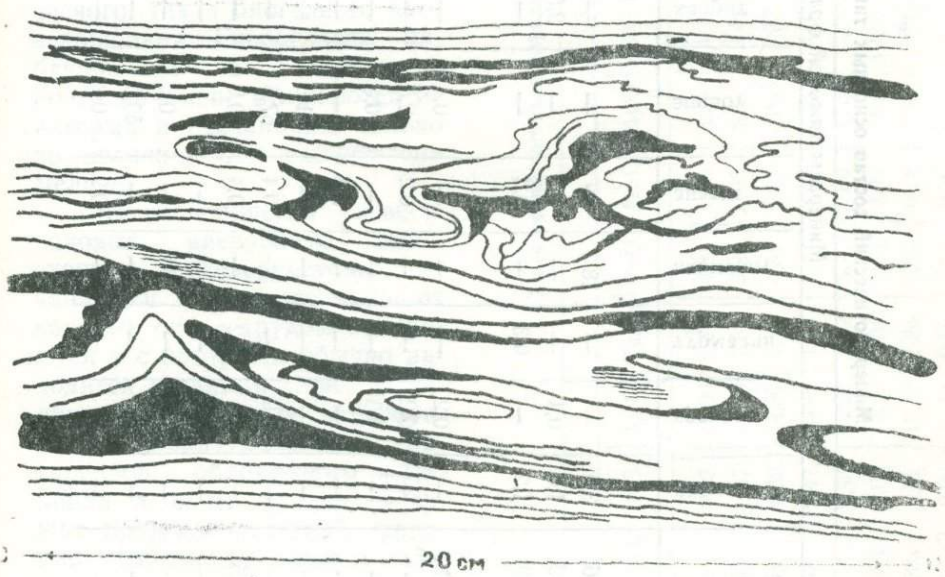


Рис. 19. Мелкие складочки подводного оползания в алевролите. Верхнемосковский флиш, р. Ханака.

Если алевролит начинает ритм, то на его нижней поверхности иногда удается заметить мелкие гиероглифы. Алевролиты данного типа встречаются среди флишевых отложений только Зеравшано-Туркестанской зоны, где они образуют слои от 1 до 30 см.

Известняковые алевролиты (табл. XI, *1*) широко развиты среди флишевых отложений остальных четырех тектонических зон. От

Таблица 4

Минералогический состав основных типов алевролитов

№ образца	Минералы тяжелой фракции в %															Обломки хлоритизированных пород, с включениями пирита
	циркон	лейкоксен	рутил	гранат	турмалин	ильменит	апатит	эпидот	хлорит	барит	хромшпинелиды	амфиболы, пироксены	пирит	лимонит	магнетит, гематит	
I тип																
2147/а	21,2	15.6	3,0	—	—	18,3	—	—	—	2,1	—	—	—	39,8	—	—
2174	5,2	3,2	1,6	0,4	—	—	—	—	2,5	7,9	—	—	10,1	68,7	—	—
2155/6	5,4	3,9	1,2	—	0,3	—	0.4	—	—	6,8	—	—	16.1	65,9	—	—
II тип																
2244	0,4	0,2	—	0,2	—	—	—	0,4	—	—	—	—	0,4	66,3	32,1	—
2244/а	1.0	—	—	0,2	—	—	0.2	2,5	—	—	—	—	2,4	47,7	—	46,0
2244/2	0,8	—	—	1,8	—	—	—	0,3	—	—	2,7	—	6,4	—	—	88,0
2247/4	0,4	—	—	—	—	—	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—	99,2
2247/2	—	—	—	—	—	—	—	1,0	—	—	—	—	5,8	—	—	93,2
2253/5	—	—	—	0,9	—	—	0,4	67,6	—	6,9	1,3	—	6,1	14,8	—	2,0
2292/I	0,4	0,5	—	—	0,2	—	0,4	0,9	—	—	—	0.2	2,9	60,0	30,0	4,5
2258	—	—	—	0,3	—	—	—	—	—	—	—	3,5	37,8	—	—	58,4
2264/5	—	—	—	—	—	7,0	—	0,6	—	—	—	—	6,4	70,0	16	—
2275	2,1	—	—	0,7	—	—	—	55,5	—	—	0,7	—	9,1	4,1	—	27,8
2296/а	0,2	—	—	—	—	—	0,2	0,2	—	—	0,5	—	0,2	—	—	96,0

первого типа эти алевролиты отличаются относительно высоким содержанием карбонатов (табл. 5, 6). Во флише они являются или переходным элементом от песчаников к аргиллитам или слагают первый элемент ритма самостоятельно. Мощности алевролитов колеблются от 0,5 до 30 см, реже до 100 см.

Алевролиты бывают темно-серого, зеленовато-серого, черного и реже буроватого цвета. Текстура их либо беспорядочная, либо они имеют тонкую горизонтальную и косую слойчатость. Очень часто встречаются складочки оползания. Тип слойчатости такой же, как и в песчаниках.

На нижней поверхности алевролитов в изобилии имеются гиероглифы как механического, так и биогенного происхождения. Гиероглифы, наблюдаемые в алевролитах, почти ничем не отличаются от таковых в песчаниках, только по величине они значительно мельче.

Макроскопически известняковые алевролиты очень схожи с мелкозернистыми песчаниками флишевого типа, от которых они с трудом отличаются и с которыми обычно находятся в едином слое. В целом известковистые алевролиты характеризуют плохой сортировкой обломочного материала и почти всегда содержат примесь песчаной фракции, особенно ее много в переходной части от песчаников к алевролиту. Песчаная фракция составляет от 5 до 20%, а иногда до 40% всей породы, и тогда алевролиты можно относить к песчанистым. В алевролитах, как и в песчаниках, отчетливо наблюдается уменьшение зернистости от подошвы к кровле (табл. XI, 1).

Таблица 5

Химический состав алевролитов

№ образца	Название породы	Окислы в %															Σ
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	$H^-{}_2O$	CO_2	п. п.	$CaCO_3$	
2247/2	Алевролит	57,47	0,43	16,00	1,86	4,81	0,06	3,20	5,26	2,29	1,57	0,19	0,06	0,53	5,28	7,24	9,38	100,44
2296/5	„	55,64	0,37	11,00	1,54	5,82	0,05	3,23	9,48	0,27	1,50	0,21	0,06	0,51	6,74	10,86	16,92	100,04
2247/4	„	58,93	0,39	14,80	1,46	4,81	0,05	3,05	5,37	1,42	1,81	0,20	0,05	0,51	3,84	7,88	9,57	100,22
2265/7	„	57,69	0,41	14,90	1,83	5,74	0'05	3,35	4,12	1,62	2,11	0,19	0,16	0,65	3,67	7,41	7,34	99,58
2243/6	„	54,31	0,43	15,24	1,62	5,75	0,06	3,85	6,45	1,62	1,63	0,18	0,05	0,59	4,07	8,55	11,51	99,74
3013	„	55,05	0,01	13,26	2,04	2,23	0,09	2,03	10,38	1,04	2,65	0,19	—	0,70	7,37	11,12	18,53	100,09
3060/13	„	50,01	0,01	10,73	1,25	2,44	0,08	2,03	15,86	0,94	1,59	0,17	—	0,40	11,39	14,4	28,30	99,91
3043/4	„	47,32	0,00	10,14	0,61	2,51	0,06	1,92	18,17	1,21	1,45	0,18	↓	0,20	13,97	16,3	32,42	99,87

Примечание: Анализы выполнены в лаборатории Института геологии, аналитики Н. И. Талалуева и В. Д. Колесникова.

Таблица 6

Химический состав алевролитов

№ образца	Название породы	Окислы в %				
		R_2O_3	MgO	CaO	нерастворимый остаток	$CaCO_3$
1689/а	Известковистый алевролит	9,30	1,50	30,31	39,03	50,28
1691/в	То же	7,68	1,44	28,28	43,82	46,90
1703/1	Алевролит	9,33	1,64	17,89	59,29	27,86

Известковистые алевролиты полимиктовые по составу. Они состоят из обломков различных пород и реже минералов. Обломки пород представлены глинисто-кремнистыми, кремнистыми и углисто-кремнистыми сланцами (30—60%), разнообразными карбонатными породами (10—20%), основными эффузивами (1—10%), известковистыми аргиллитами (1—3%). Из минералов отмечаются кварц (5—25%), полевые шпаты (3—15%), биотит (1%), хлорит и единичные зерна глауконита. Из акцессорных установлены гранат, апатит, циркон, лейкоксен, турмалин, рутил, ильменит (см. табл. 4). Форма зерен угловатая или плохо окатанная.

Цемент обычно базального типа, то обильный, то скудный и реже порово-контактовый. По минералогическому составу он карбонатный, карбонатно-глинистый и карбонатно-кремнистый.

Органические остатки, за исключением обуглившегося растительного детрита и шлама, скудны. Они представлены очень редкими обломками раковин брахиопод и фораминифер, спикул кремнистых губок и радиолярий.

Аргиллиты

Аргиллиты наряду с песчаниками играют доминирующую роль в отложениях среднего (верхнемосковский подъярус) — верхнего карбона. Иногда под влиянием метаморфизма они превращены в глинистые сланцы.

Среди аргиллитов выделяются следующие два типа: аргиллиты известковистые и аргиллиты неизвестковистые или очень слабо известковистые.

Первый тип аргиллитов наиболее распространен среди флишевых толщ. Аргиллиты данного типа темно-серые, черные и реже зеленовато-серые сланцеватые породы весьма однообразного состава, дающие игольчатую или щепковидную щебенку. Они слагают слои мощностью от 1 до 150 см, чередующиеся с алевролитами и песчаниками, реже разделяют пласты конгломератов в диком флише. Иногда они образуют довольно мощные от 3 до 50 м самостоятельные пачки. Переход от зернистых пород к аргиллитам достаточно четкий.

Известняковые аргиллиты всегда плохо отсортированы и содержат значительную примесь алевролита и реже песка. Алевролитовая примесь составляет от 5 до 20%, песчаная — от 3 до 10%, причем от подошвы к кровле содержание кластических обломков уменьшается до минимума.

Микроскопическое изучение известковистых аргиллитов показывает, что они представляют тонкодисперсную смесь глинистых частиц с пелитоморфным карбонатным веществом. Глинистая составляющая

представлена гидрослюдистой и хлоритгидрослюдистой ассоциацией. Гидрослюдистый состав устанавливается оптическим, химическим и рентгеноструктурным анализом.

Аналитик Центральной лаборатории Управления геологии Совета Министров Таджикской ССР Ф. П. Завялов на основе произведенных им рентгеноструктурных анализов сделал вывод, что основные минералы аргиллитов относятся к слюде мусковитового типа и хлориту.

В основной глинисто-карбонатной массе встречаются обломки карбонатных пород, кварца, полевых шпатов, кремнистых сланцев, слюды (мусковит, биотит, серицит), хлорит и акцессорные: циркон, рутил, турмалин. Примесь кластического материала колеблется в диапазоне от 5 до 30%. Размер обломков варьирует от 0,01 до 0,25 мм. Количество карбонатов в аргиллитах различно: в одних его мало — 5 — 10%, в других — 20—40%. Можно выделить все породы от аргиллитов до сильно известковистых аргиллитов, переходящих иногда в глинистые мергели. Химический состав известковистых аргиллитов приводится в табл. 7.

Под микроскопом видно, что порода весьма неоднородна; более светлая обогащена известковистым материалом, а более темная органическим веществом, а также окислами железа.

Органическое вещество присутствует в виде неправильных сгустков, жилок или же тонко рассеяно по всей породе. Органическое вещество обычно лишено первичной структуры, но иногда удается различить мелкий растительный детрит. Раковинный детрит отсутствует, но в отдельных слоях в значительном количестве (15—30%) встречаются спикулы кремнистых губок. Характерны также и сферические образования размером 0,02—0,1 мм, выполненные халцедоном или кальцитом. Очевидно, большая чать их является остатками раковин радиолярий.

Текстура породы сланцеватая или тонкослоистая, реже беспорядочная. Тонкослоистая текстура создается за счет чередования миллиметровых слойков темной и светлой окраски, темные более обогащены органическим веществом, а светлые ими обеднены и обогащены алевритистым материалом и карбонатным веществом. В отдельных тонких (до 2 мм) слойках, обогащенных алевролитов, в шлифах удается различить тонкую слойчатость диагонального типа.

Кровля известковистых аргиллитов на границе ритма почти всегда размытая. Иногда в пришлифовках удается увидеть единичные ходы илоедов (фукоиды), заполненные вышележащим более грубым материалом.

По саю Гуджигор отмечаются редкие пласты и горизонты известковистых аргиллитов, в которых очень редко и в беспорядке разбросаны, а иногда вытянуты в цепочки по слоистости отдельные бесформенные куски, валуны и гальки. Эти обломки в основном представлены известняками, но изредка встречаются обломки песчаников, кремнистых пород и кварцитов. Размер обломков в поперечнике достигает от 3 до 60 см. Происхождение этих валунов и галек выяснить довольно трудно, но можно высказать предположение, что этот грубый материал, возможно, выносился в море плавающим лесом и морскими водорослями, где он затем попадал в глинистый осадок. Не исключена возможность переноса обломков в глубь бассейна волнами цунами.

Ко второму типу относятся аргиллиты или глинистые сланцы, в которых при макроскопическом изучении либо совсем не обнаруживается карбонатное вещество, либо на его долю приходится не более 5%. Они чаще зеленовато-серого и реже черного цвета. Аргиллиты

Таблица 7

Химический состав аргиллитов и глинистых сланцев

№ образца	Название породы	Окислы в %															
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2^-O	CO_2	п. п. п.	$CaCO_3$	Σ
	I тип																
2076/6	Известковистый аргиллит	62,00	0,66	9,07	1,93	2,59	0,05	2,25	8,76	0,89	2,41	0,15	0,53	6,20	9,90	14,09	100,66
2081	То же	55,16	0,46	11,12	1,85	3,02	След	2,38	13,11	1,08	1,98	0,12	0,42	10,00	10,11	23,39	100,39
2106	„ „	55,25	0,74	11,40	1,15	3,59	След	3,82	11,41	1,17	1,98	0,13	0,42	8,86	10,29	20,16	100,93
2116/1	„ „	44,21	0,74	11,27	1,15	4,16	—	3,66	15,98	0,75	2,31	0,08	0,49	14,20	15,15	28,51	99,46
3046/	„ „	56,80	0,01	13,46	3,40	1,22	0,07	3,24	7,78	0,78	2,77	0 19	0,8	6,17	10,35	13,88	92,70
3046/7	„ „	52,27	0,01	14,04	3,72	0,93	0,09	1,41	11,10	0,75	2,53	0,14	0,70	8,75	12,60	19,81	99,60
2261	„ „	55,25	0,39	14,76	1,58	4,70	0,06	2,63	8,08	1,48	1,99	0,20	0,55	5,00	9,36	11,38	99,92
1	Глинистый сланец	54,63	0,65	14,87	1,40	3,45	0,06	2,07	7,94	1,31	3,29	0,18	0,07	6,11	9,97		100,20
2	„ „	64,64	0,47	9,35	0,81	2,40	0,03	1,73	8,00	1,36	2,00	0,15	—	6,95	8,3		99,50
3	„ „	55,72	0,35	10,96	0,77	3,12	0,15	2,28	11,85	2,00	1,00	0,14	—	11,18	11,25		100,38
	II тип																
2155/a	Глинистый сланец	67,24	0,66	13,24	2,40	3,59	След	2,99	0,84	1,62	2,36	0,12	0,49	0,42	4,71		99,77
2253/5	Аргиллит	60,02	0,50	16,35	0,82	5,39	0,05	3,35	2,14	1,35	2,40	0,20	0,69	1,51	7,92		100,49
2243/2		59,18	0,39	13,54	1,62	5,39	0,05	2,85	6,70	1,69	1,69	0,22	0,48	3,84	6,72		100,04

Примечание: Анализы образцов 1, 2, 3 заимствованы у Б. А. Трифонова (Мучаидзе и др., 1967).

всегда содержат песчаную и алевритистую примесь. Песчаная примесь составляет от 3 до 5, алевритистая — от 10 до 30% объема породы. Распределение примеси неравномерное, микрогнездовидное или полосчатое. Кластическая часть глинистых сланцев состоит из обломков кварца, слюды (биотит и мусковит); реже встречаются обломки плагиоклазов, кремнистых пород и хлорит. Из акцессорных отмечаются турмалин, циркон и рутил.

Основная масса породы сложена пелитовым материалом с примесью кремнистого вещества и с редкими включениями углистых остатков и карбонатов (кальцит и железистый карбонат). Пелитовый материал состоит как из глинистых минералов, так и из частиц того же состава, что и более крупный обломочный материал. Среди глинистых минералов даже под микроскопом иногда удается опознать чешуйки гидрослюд и хлорита.

Пелитовый материал всегда в той или иной степени пигментирован тонкораспыленным органическим веществом. Карбонаты присутствуют в ограниченном количестве в виде пелитоморфного или мелкозернистого кальцита и железистого карбоната. Пирит встречается в значительных количествах в виде неправильных зерен и сгустков и обычно сопровождается гидроокислами железа.

Аргиллиты этого типа встречаются в основном во флише Зеравшано-Туркестанской зоны.

ГЛАВА V

ОБВАЛЬНО-ОПОЛЗНЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ВО ФЛИШЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ГИССАРО-АЛАЯ

Образования древних подводных обвалов и оползней в Гиссаро-Алае до настоящего времени почти не изучены, хотя развиты они здесь исключительно широко (Черенков, 1961; Кухтиков, Черенков, 1963). Это объясняется, с одной стороны, еще довольно слабой изученностью верхнепалеозойских терригенных толщ, с другой – незнакомством с данными явлениями геологов, работающих в Гиссаро-Алае. Обвально-оползневые явления в определенные стадии развития геосинклинальных областей, по всей видимости, имели весьма широкое развитие. В результате древних оползней и обвалов создаются своеобразные структуры, неправильная расшифровка которых может привести к серьезным ошибкам в понимании стратиграфии и тектоники всей территории.

Древние подводные оползни в геосинклинальных бассейнах описываются давно и для различных по возрасту складчатых областей. Литература, посвященная этому вопросу, довольно обширна. Образования древних обвалов и оползней описаны как в советской геологической литературе, так и в зарубежной.

В нашей стране наиболее ранние и обстоятельные работы по данному вопросу принадлежат А. Д. Архангельскому (1930), Н. Б. Вассоевичу и С. Г. Короткову (1935), Н. Ю. Успенской (1936) и относятся к Крымско-Кавказскому региону альпийской складчатой области.

Несколько позднее из этого же региона древние обвалы и оползни описаны Б. М. Келлером и В. В. Меннером (1945), В. Д. Голубятниковым (1946), В. А. Гроссгеймом (1948), В. В. Тихомировым и В. Е. Ханным (1947), Н. Б. Вассоевичем (1951), М. М. Москвиным и М. А. Семихатовым (1956), Н. С. Золотницким (1959).

Аналогичные образования описаны в Карпатах (Муратов, 1949; Патрулус, Попеску, 1960), в Албании (Белостоцкий, 1964). Структуры древних обвалов и оползней описаны также и в палеозойских геосинклиналях, особенно ясно выраженными они оказались на Урале и в Сибири (Келлер, 1949; Хворова, 1961; Камалетдинов, 1962; Вассоевич, Бежаев, 1964; Чумаков, 1965).

Еще больше примеров подобных явлений можно найти в зарубежной литературе. Такие образования описаны в нижнем палеозое Канады, Уэльса и Ньюфаундленда (Bailey, Collet and Field, 1928; Boswell, 1952; Schuchert, Dunbar, 1934), в палеозое Швеции (Hadding, 1931), в каменноугольных отложениях Англии (Kuenen, 1949), в пермских отложениях Северной Мексики (Newell, 1957), в меловом и палеогеновом флише Альп (Lugeon, 1916), в палеогене Перу, Эквадора и Венесуэлы (Baldry, 1938; Renz, Lakeman и др., 1955).

На территории Южного Тянь-Шаня экзотические глыбы и утесы

по-видимому, впервые описываются А. Е. Михайловым (1947) в каменноугольных отложениях восточной части Алая.

Указание на наличие в этом районе бескорневых известняковых массивов, «плавающих» среди более молодых или одновозрастных им сланцевых толщ, имеются в более ранних работах Д. И. Мушкетова и Д. В. Наливкина. Названные исследователи предполагают, что механизм образования таких массивов чисто тектонический, дислокационный: в результате сильного бокового сжатия хрупкая известняковая пластина разламывается на части, которые в процессе дальнейшей дислокации приобретают определенную автономность перемещений в более податливой глинисто-песчанистой толще, отрываясь тем самым от своих корней. К сожалению, работа А. Е. Михайлова, обращавшая внимание на одну весьма специфическую черту каменноугольного осадконакопления в Алае, не нашла должного понимания и отклика у последующих исследователей. Заслуженный интерес к данному явлению возрождается после публикации М. М. Кухтикова и И. Н. Черенкова (Кухтиков, Салтовская, Черенков, 1959; Кухтиков, Черенков, 1963; Черенков, 1961, 1963).

Таким образом, факт существования в геосинклинальных областях структур, созданных обвально-оползневыми процессами, не приходится оспаривать и в широком распространении таких образований большинство геологов не сомневается. Но, несмотря на это, доказывать наличие таких структур, в связи с их большим сходством с тектоническими структурами, а также рифами, в каждом конкретном регионе приходится заново.

Обвально-оползневые образования в Гиссаро-Алае приурочены, главным образом, к флишевым отложениям, где они представлены своеобразными горизонтами глыбовых брекчий, обособленными бескорневыми утесами (клиппами), пластами и горизонтами с интенсивной хаотической дислокацией.

Среди структур, созданных в результате древних оползней и обвалов, можно выделить следующие 2 вида: подводные оползни и погребенные утесы (клиппы).

Ископаемые подводные оползни весьма широко развиты во флишевых отложениях описываемого района. Основной причиной образования оползней является нарушение равновесия полужидких осадков, отложившихся на наклонном дне. Эти нарушения обычно вызываются землетрясениями или сильными штормами. Оползание осадка, как полагает А. Д. Архангельский (1930), может начинаться при угле наклона дна в 1—2°, но чаще всего, оползни образуются при уклоне в 10—15°. Следы подводных оползаний еще не затвердевших осадков встречаются в самых разнообразных породах, но наиболее распространены среди мелкозернистых песчаников и алевролитов.

По своим масштабам, форме и внешним соотношениям структуры подводных оползней весьма разнообразны. Размеры их колеблются от мелких внутрипластовых текстур со складочками, измеряемых миллиметрами и сантиметрами (см. рис. 17—19), до мощных зон смятия, захватывающих несколько пластов и горизонтов, определяемых метрами и сотнями метров. Оползни небольшого размера захватывают пласты мощностью от 0,1 до нескольких метров. Величину перемещения при оползнях небольшого размера оценить довольно трудно, но по всей видимости, она незначительная. При сползании пластичных осадков они сминаются в мелкие складочки иногда совершенно хаотического облика или образуют спиральные и колобковые структуры. Примеры таких

структур приведены на рис. 20, 21. Складочки подводных оползаний обычно резко срезаются кверху, а книзу постепенно затухают, переходя в горизонтально слоистые отложения. Отдельные пласты с подводнооползневыми текстурами удавалось проследить на расстоянии от 5 до 20 м.

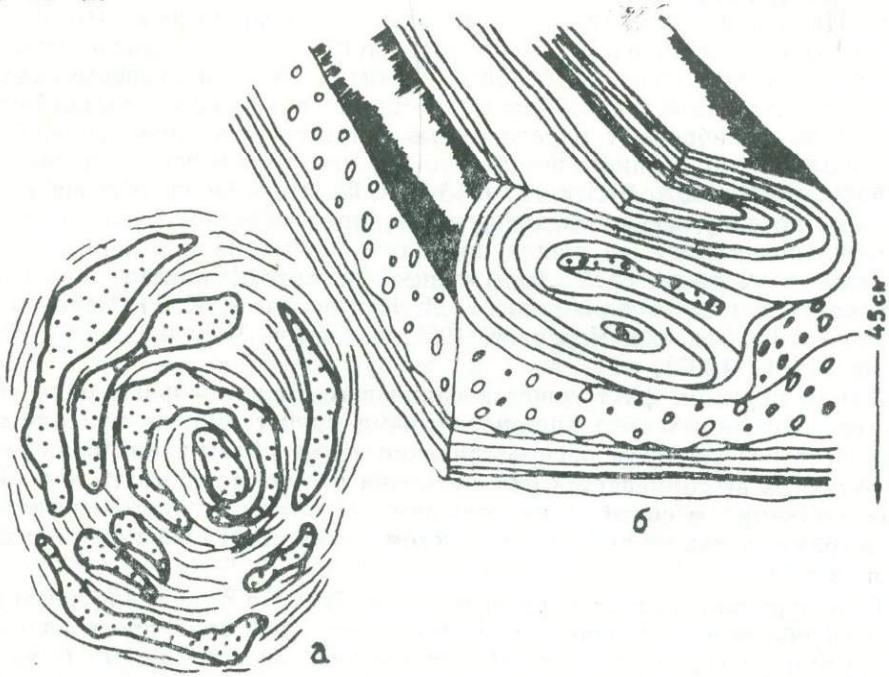


Рис. 20. Структуры, образованные в результате подводного оползания осадка: а) спиралеобразная; б) складочки подводного оползания.

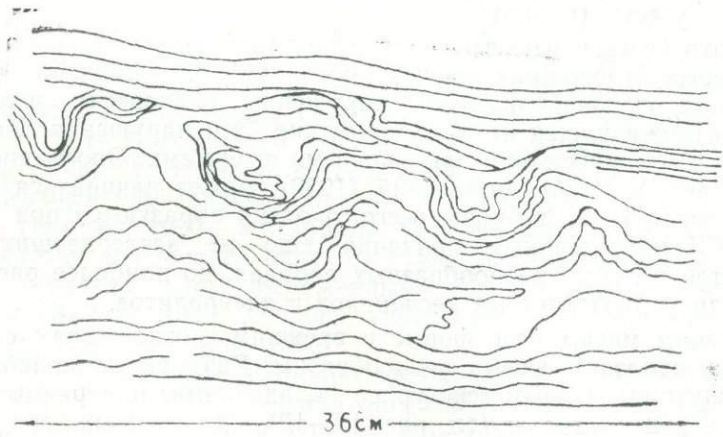


Рис. 21. Внутрипластовая подводнооползневая текстура. Отмечается постепенный переход нарушенной текстуры в горизонтально-слойчатую.

Более крупный оползнь еще не отвердевших осадков был встречен на левом борту р. Каравшин у к. Каравшин. Здесь видно, как под горизонтом известняков обвального происхождения мощная (100—250 м)

пачка флишевых пород смята в сложную систему беспорядочно расположенных складок (рис. 22). Зона смятия прослеживается по простиранию на несколько километров и сопровождается горизонтом экзотических утесов.

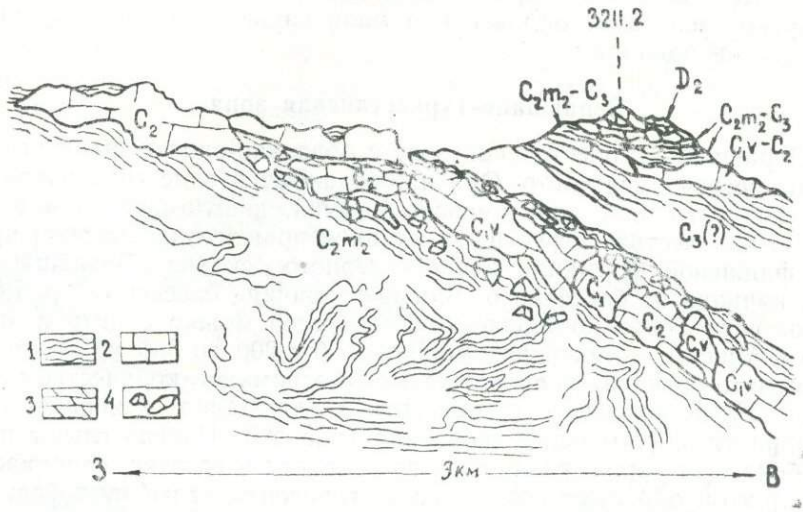


Рис. 22. Схематическая зарисовка горизонта известняков обвально-оползневого происхождения. Горизонт известняков сопровождается неправильной складчатостью, которая является следствием древнего оползания пластичного осадка.

1 — флиш; *2* — известняки массивные каменноугольного возраста; *3* — доломиты и хорошо слоистые известняки среднего девона; *4* — отдельные мелкие глыбы.

Одновременно с оползанием пластичных (еще не твердых) осадков происходит сползание литифицированных (затвердевших) пород. При сползании переслаивающихся алевролито-глинистых и песчано-глинистых отвердевших пород образуются пачки и горизонты своеобразных брекчий, состоящих из бесструктурной глинистой массы, среди которой в беспорядке или в виде отдельных обособленных цепочек рассеяны обломки пластов песчаников и алевролитов пластинчатой и неправильной формы. Иногда такие горизонты, мощности которых варьируют в широких пределах (от 5 до 50 м), сопровождаются мелкими глыбами и валунами известняков.

Наряду с описанными оползневыми образованиями среди флиша и флишоидных пород встречаются многочисленные пласты и целые горизонты большой мощности, сложенные брекчиями, конгломерато-брекчиями и конгломератами, по внешнему виду очень напоминающими ледниковые морены. Специфичные текстурные и структурные особенности этих пород, на наш взгляд, прямо указывают на то, что они образовались в результате оползания и смешивания осадков различных фракций, начиная от конгломератов и кончая глинами.

Мощности оползневых образований такого типа различны (от 0,5 до 380 м). Наиболее грандиозные оползни часто сопровождаются глыбами и утесами. Амплитуда перемещения достигает значительных величин (от 100 м до 10 км).

Наиболее широко распространенными структурами, возникшими в результате обвально-оползневых процессов, являются ископаемые погребенные утесы (клиппы). Огромное количество таких клип-

пов самых различных размеров наблюдается во всех геотектонических зонах, где получила развитие флишевая формация.

Мы приводим наиболее характерные примеры ископаемых утесов, встреченных нами на исследуемой территории. Описание структур дано по отдельным геотектоническим зонам. Для Мечетлинской и Центральногиссарской зон такие образования мало характерны, поэтому описание их мы не приводим.

Зеравшано-Туркестанская зона

В Зеравшано-Туркестанской зоне с обвально-оползневыми структурами мы встречаемся часто. Они наблюдаются в виде горизонтов разнообразных глыбовых конгломерато-брекчий, конгломератов и в виде большого количества погребенных клиппов практически на всем протяжении флишевой формации вдоль северного склона Зеравшанского хребта, начиная от бассейна р. Вашан и кончая бассейном р. Рог. О грандиозности обвально-оползневых процессов можно судить по наличию во флишевых отложениях мощного (от 200 до 380 м) горизонта конгломерато-брекчии, сопровождаемого огромным количеством глыб и утесов. Утесы рассеяны в горизонте беспорядочно и неравномерно, часто образуя значительные скопления (рис. 23). Иногда глыбы и утесы карбонатных пород, различных по возрасту и составу, соприкасаясь друг с другом, образуют своеобразные горизонты «глыбовых брекчий». Один из таких горизонтов приурочен к верхней части конгломерато-брекчии по саю Мадм.

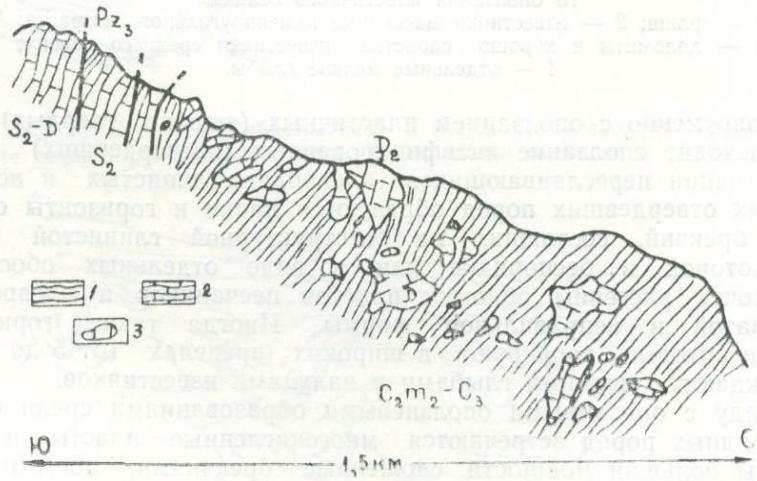


Рис. 23. Экзотические глыбы в толще флиша Зеравшано-Туркестанской зоны. Левый борт р. Мадм.
1 — флиш; *2* — хорошо слоистые известняки силур-девонского возраста; *3* — экзотические утесы.

Большинство отторженцев (клиппов) сложено карбонатными породами, но встречаются глыбы песчаников, терригенного флиша и кремнистых пород. Размеры глыб колеблются от 2—3 до 200 м в длину. Форма глыб разнообразная, контуры их неправильные. Из глыб и валунов различными исследователями собраны и определены разнообразные остатки ископаемых организмов, на основании которых возраст их определяется от ордовика до нижнего карбона включительно.

Помимо глыб и утесов, приуроченных к горизонту конгломерато-брекчий и конгломератов, в значительном количестве отторженцы встречаются и среди флишевых, флишоидных и вулканогенных пород верхнего палеозоя Зеравшано-Туркестанской зоны. Ископаемые утесы, обычно рассеяны неравномерно почти по всей площади распространения верхнепалеозойских отложений. Но основная часть их приурочена к верхней части разреза, где они, следуя цепочкой друг за другом, образуют горизонты протяженностью в десятки километров. Взаимоотношения некоторых ископаемых клиппов с вмещающими верхнепалеозойскими породами отражены на рис. 24.

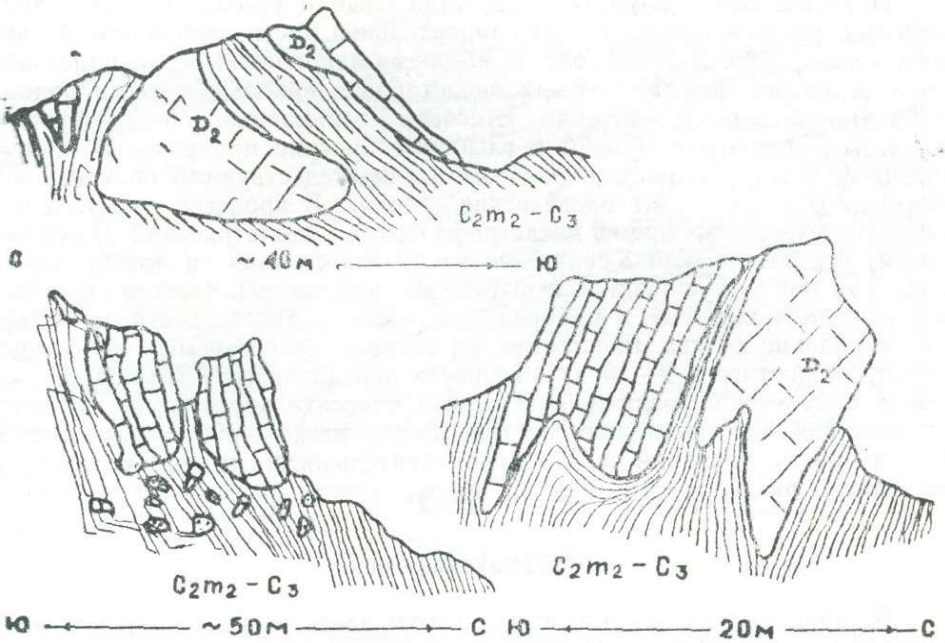


Рис. 24. Соотношение известняковых глыб с флишевыми отложениями. Левый борт р. Мадм. Условные обозначения те же, что и на рис. 23.

До недавних пор экзотические утесы принимались либо за «внутриседиментационные» известняковые линзы среди терригенных отложений, либо за выходы карбонатного фундамента по разлому. О том, что это не внутриседиментационные линзы среди верхнепалеозойских пород, свидетельствует возраст известняков, слагающих эти «линзы»: он всегда значительно древнее, чем возраст вмещающих пород. О том, что описываемые экзотические утесы не являются тектоническими структурами, или их частями говорят следующие факты:

1) отсутствие дизъюнктивных нарушений вдоль контактов глыб;

2) микроскопическое изучение вмещающих пород показывает отсутствие в них следов динамических усилий, которые, казалось бы, должны четко проявиться при таких мощных перемещениях;

3) сопровождение крупных утесов мелкими глыбами и обломками, создающими своеобразный ореол вокруг них;

4) разновозрастность пород, встречаемых в утесах и глыбах;

5) тесная связь большинства утесов с конгломератами и конгломерато-брекчиями подводнооползневого происхождения;

6) отсутствие в покрывающих глыбы частях разреза базальных слоев вмещающей их терригенной толщи, лежащей на известняковом фундаменте.

Беспорядочная рассеяность клиппов почти по всему разрезу верхнепалеозойских отложений также свидетельствует против тектонического происхождения их.

Утесы являются результатом более простого механизма — гравитационного обрушения и оползания. Этого мнения об их происхождении придерживается в настоящее время большинство геологов Таджикистана.

Поставщиком огромного количества глыб и утесов служила территория, расположенная в приводораздельной части нынешнего Зеравшанского хребта. Данная область во время накопления верхнепалеозойской флишевой формации была представлена довольно узким поднятием (кордильерой), которая с севера ограничивалась глубинным (краевым) разломом. Глыбы и глыбовые брекчии приурочены к опущенному крылу глубинного разлома и свидетельствуют о большой его подвижности в былые геологические эпохи. В процессе разрушения кордильеры или во время катастрофических землетрясений крупные глыбы и целые массивы силур-девонских известняков и других пород сползали или обрушивались к подножью кордильеры, часть из них была погребена здесь же, в прибрежной полосе, а другая достигла области накопления флиша. Расстояние, на которое были перемещены глыбы, вероятно, достигает 2—10 км. Скорость передвижения глыб в осадке могла быть самой различной. В период относительного тектонического спокойствия она, возможно, не превышала нескольких сантиметров в год, а при активизации сейсмической деятельности могла возрастать во много раз.

Курганакская зона

Бескорневые глыбы и целые массивы здесь весьма широко распространены. Наиболее крупные экзотические утесы обычно сложены карбонатными породами девонского и каменноугольного возраста. Утесы больших размеров сопровождаются шлейфом более мелких глыб и обломков. Одна часть крупных утесов находится и сейчас внутри флишевой толщи, другая же лежит поверх флишевых накоплений. Эти экзотические массивы уже не несут флишевой покрышки, которая была удалена с них процессами денудации. Бескорневые тела иногда находятся в непосредственном контакте друг с другом, образуя горизонты причудливых очертаний в плане. Как горизонты, так и отдельные изолированные утесы находятся в необычных стратиграфических взаимоотношениях с вмещающими их породами и признаются поэтому за тектонические образования, часто их считают внутриседиментационными линзами (рис. 25).

Проведенные исследования заставили нас прийти к убеждению, что отмеченные выше карбонатные горизонты и клиппы произошли в результате древних обрушений и подводных оползней в процессе накопления флишевых осадков. Тектоническая теория происхождения глыбовых включений должна быть оставлена, так как она не способна объяснить некоторые характерные черты явлений.

Показательным в этом отношении является горизонт известняков, обнажающийся по обоим бортам р. Каравшин в районе одноименного кишлака. Данный горизонт известняков прослеживается в виде

отдельного достаточно мощного (100—250 м) пластообразного тела на протяжении свыше 8 км (см. рис. 22). Он сложен в основном массивными среднезернистыми, часто оолитовыми известняками серого и светло-серого цвета, и по возрасту относился предыдущими исследователями к визе. Однако при внимательном его осмотре выясняется, что «горизонт» состоит из отдельных очень крупных блоков часто разновозрастных известняков, соприкасающихся между собой или разделенных прокладками терригенного материала. Из различных частей этого «горизонта» удалось определить брахиоподы: Striatifera striata (Fisch.),

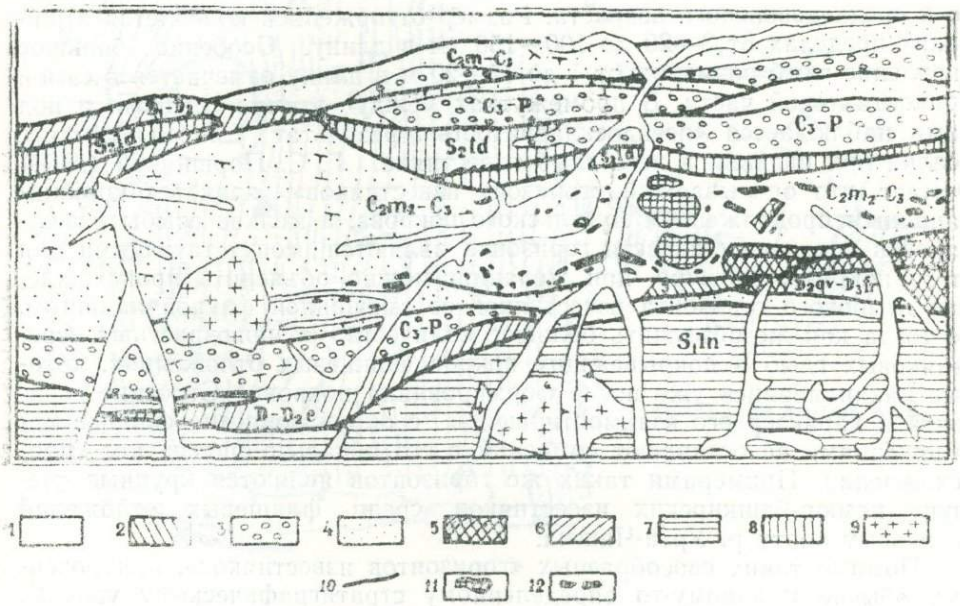


Рис. 25. Схематическая геологическая карта верховьев рек Каравшин и Ляйляк (по материалам В. Б. Аверьянова и автора).
1 — четвертичные отложения; *2* — нижняя юра; *3* — верхний карбон — нижняя пермь; *4* — средний верхний карбон (флиш); *5* — средний—верхний девон; *6* — нижний — средний девон; *7* — нижний силур; *8* — верхний силур; *9* — интрузии; *10* — разломы; *11* — экзотические утесы карбонатных пород среднего—верхнего девона; *12* — утесы, сложенные известняками каменноугольного возраста.

Echinoconchus sp., фораминиферы и водоросли: Tuberitina sp., Fusiella sp., Archaesphaera sp., Endothyra sp., Eostaffella sp., Textularia sp., Ungdarella sp., Donezella sp. По брахиоподам возраст известняков — визе—намюр, по комплексу микроорганизмов — это, скорее всего, средний карбон.

Обращает на себя внимание характер выклинивания горизонта на запад и восток: сначала горизонт резко уменьшается в мощности, а затем распадается на отдельные разобщенные крупные и мелкие глыбы и, наконец, совсем исчезает из разреза. Подошва «горизонта известняков» неровная, сильно изломана, с карманами и углублениями, заполненными песчано-аргиллитовым материалом. В подстилающей песчано-аргиллитовой толще наблюдается исключительно сложная и прихотливая складчатость, которая является результатом оползания еще не отвердевшего осадка по дну моря, вероятно, под тяжестью обвалившихся и затем сползающих вниз известняковых блоков. В подстилающей тол-

ще вдоль почти всего контакта в большом количестве встречаются глыбы визейских и намюр-башкирских известняков объемом от 10 до 1000 м³, они как бы сопровождают основной «известняковый горизонт», что также свидетельствует в пользу обвально-оползневого происхождения всего этого образования.

Кровля «известнякового горизонта» также как и подошва, неровная, осложненная многочисленными впадинами и буграми, которые облекаются песчано-глинистыми слоями. В покрывающей флишоидной толще в огромном количестве встречаются неправильной формы глыбы и целые утесы известняков и доломитов нижне-среднекаменноугольного и среднедевонского возраста. Размер отторженцев колеблется в широких пределах от 3—20 до 100—150 м в длину. Особенно большое скопление глыб размером от 1 до 15—20 м в длину отмечается в самой приконтактовой части. В промежутках между этими глыбами и под ними наблюдается «псевдоскладчатость», результат смятия мягкого осадка при падении в него глыб известняка. Г. С. Поршняков (1968) считает, что описываемый «горизонт известняков» является крайним западным продолжением Аугульского покрова, а мелкие глыбы известняков в подошвенной части горизонта являются сопутствующими для этого покрова. Конечно, при желании, можно объяснить происхождение глыбового горизонта известняков со смешанной фауной надвигом, но тогда как же объяснить большое количество разновозрастных известняковых глыб в покрывающих покров флишевых отложениях, которые накапливались уже после формирования покрова? Строение горизонта и характер его взаимоотношений с окружающими флишевыми отложениями не оставляют сомнений в его обвально-оползневом происхождении. Примерами таких же горизонтов являются крупные «чешуи» намюр-башкирских известняков среди флишевых отложений по левому борту р. Урта-Чашма.

Помимо таких своеобразных «горизонтов известняков», приуроченных обычно к какому-то определенному стратиграфическому уровню, в Курганакской зоне в большом количестве встречаются обособленные глыбы и колоссальные утесы карбонатных пород, рассеянные беспорядочно в терригенных толщах (рис. 26—28). Наиболее крупные из них сложены доломитами и известняками девонского и реже каменноугольного возрастов. Крупные экзотические клиппы, сложенные доломитами среднего девона, обычно сопровождаются мелкими глыбами известняка среднего карбона. Часть таких крупных утесов находится внутри флишевых толщ, но есть массивы, сложенные доломитами и известняками, которые лежат в современном эрозионном срезе поверх флиша.

На странные соотношения известняковых массивов с верхнепалеозойскими флишевыми отложениями впервые обратил внимание К. Я. Михайлов и В. Н. Гаврилова. Ими была высказана идея о перевернутом залегании всего разреза терригенных толщ верхнего палеозоя вместе с подстилающими их известняками среднего девона. Такого же мнения придерживается и Г. С. Поршняков. Нам же кажется, что данное мнение совершенно не отвечает действительности по следующим причинам. Там, где наблюдаются экзотические утесы среднедевонских известняков и доломитов, лежащие под ними флишевые отложения, казалось бы, должны быть также в опрокинутом залегании. Но в действительности наблюдения над гиероглифами и над зернистостью в песчаниках говорят о их нормальном стратиграфическом залегании в разрезе.

Один из наиболее интересных и представительных массивов такого генезиса имеется в бассейне р. Каравшин (рис. 29). На левом склоне

долины экзотические массивы известняков и доломитов слагают вершину (3211,2 м). Обычно считалось, что верхнюю часть горы образуют слоистые доломиты среднего девона. В действительности же картина строения здесь гораздо более сложная. В основании горки лежит пластообразное тело непостоянной мощности (от 15 до 50 м), состоящее из многочисленных крупных глыб массивных серых и светлых известняков,

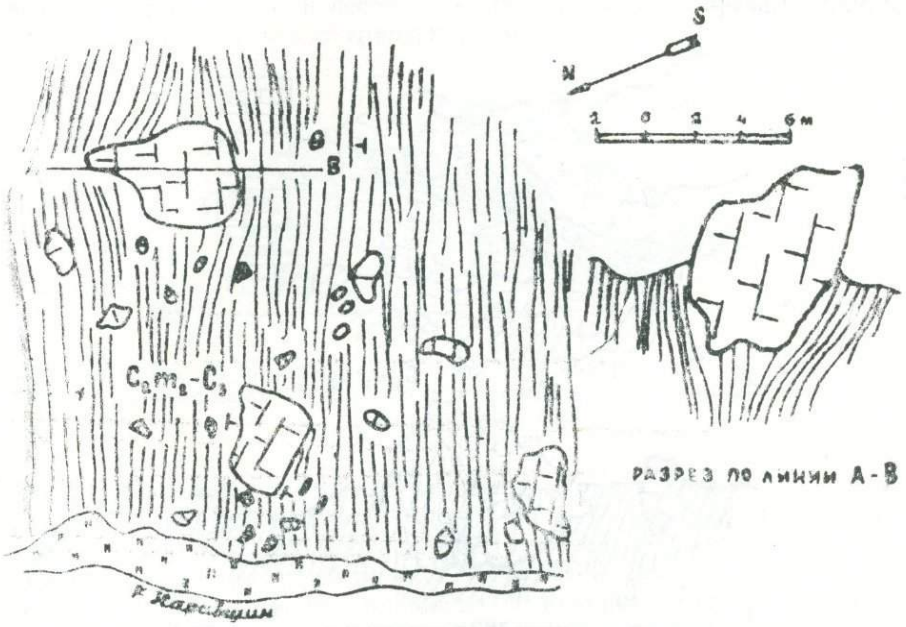


Рис. 26. Скопление девонских известняковых глыб среди флиша. Правый борт р. Каравшин.

соприкасающихся друг с другом. Подошва и кровля известняковой пластины очень неровная с выступами и впадинами. Длина пластины около 1,5 км. Подстилает описываемый пластообразный глыбовый горизонт известняков черный аргиллитовый флиш, который содержит пере-

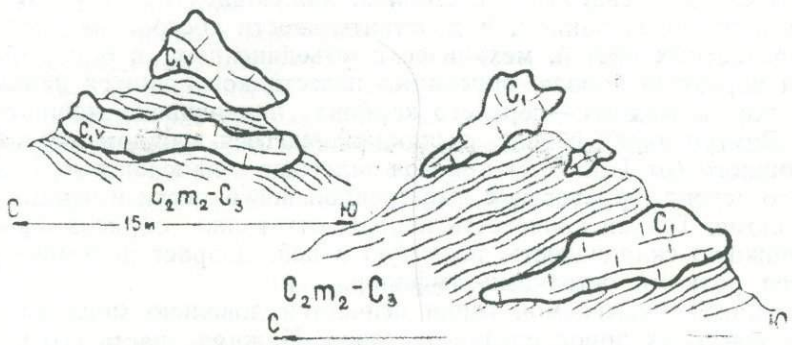


Рис. 27. Известняковые глыбы в аргиллитовом флише. Правый борт р. Каравшин.

отложенных фораминифер среднего карбона. Аргиллитовый флиш под известняками иногда сложно смят в мелкие бессистемные складочки.

Нами из этих известняков собраны, а В. Д. Салтовской определены водоросли и фораминиферы среднего карбона: Ungdarella uralica Masl., Bereselia erecta Masl. et Kul., Profusulinella ovata Raus., Bradyina magna Roth. et Skiner. Pseudostaffella antiqua Dutk. var grandis Schlyk., Tuberitina collosa Reitl., Fusulina sp., Aljutovella sp., Schuberella sp., Globivalvulina sp.

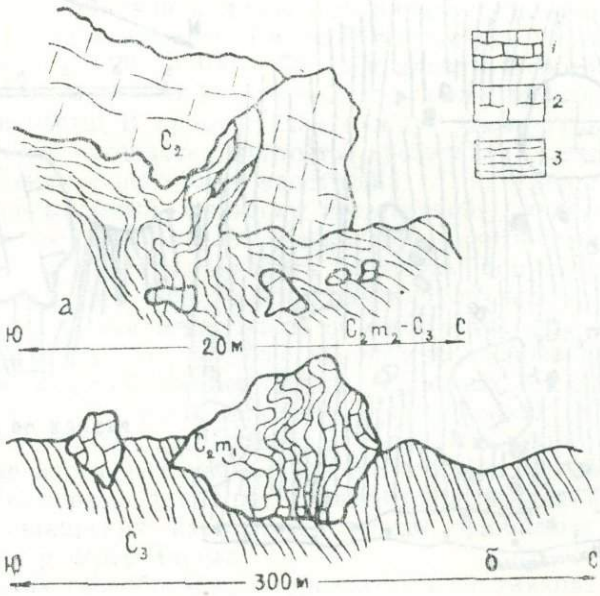


Рис. 28. Соотношение глыб известняка с вмещающими флишевыми отложениями. *а* — левый борт р. Кендык: *б* — левый борт р. Каравшин.
1 — тонкослоистые известняки; *2* — массивные известняки; *3* — флиш.

Однако геологом В. Б. Аверьяновым из этих же известняков собраны брахиоподы и фораминиферы визейского возраста.

Следовательно, есть все основания думать, что горизонт (или пластина) массивных светлых известняков, кажущийся на первый взгляд монолитным образованием, в действительности состоит из нескольких разновозрастных частей, механически объединенных в один горизонт.

На неровную кровлю описанных известняков ложится пачка флишевых пород среднего—верхнего карбона изменчивой мощности (до 75 м). Внутри пачки в виде выклинивающегося в одном направлении маломощного (от 1 до 5 м) прослоя залегают тонкослоистые доломиты среднего девона, буроватые с выветренной поверхности и черные в свежем изломе. Тонкая слоистость породы отчетливо обрисовывает мелкую сложную складчатость, развитую в ней. Возраст доломитов определяется редкими остатками амфипор.

Вершина описываемой горки венчается довольно мощным массивом карбонатных пород среднего девона. Нижняя часть его сложена неотчетливо слоистыми светлыми доломитами с амфипорами плохой сохранности, на самой верхушке обнажаются тонкослоистые бурые с поверхности доломиты и известняки, отделенные от первой разновидно-

ти четко намеченным швом. Структура данной известняковой горки изображена на рис. 29.

В том случае, когда описываемый массив вершины (3211,2 м) представлялся однородным телом, сложенным доломитами среднего девона, взаимоотношение его с подстилающими терригенными отложениями верхнего палеозоя объяснялось двояко: либо предполагался очень пологий надвиг (покров) девонских отложений на верхнепалеозойские (Бискэ, 1966), либо допускалось перевернутое залегание разреза, в котором, как известно, толща верхнего палеозоя на подстилающих отложениях лежит трансгрессивно.

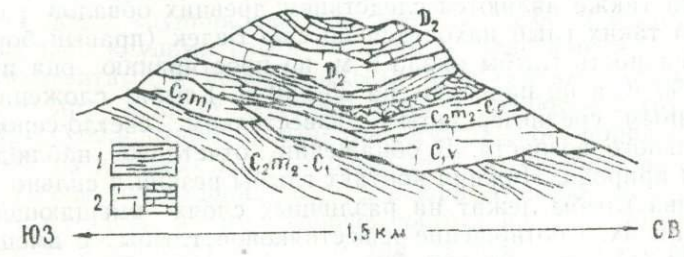


Рис. 29. Взаимоотношение девонских доломитов и карбоновых известняков с флишевыми отложениями. Верховья р. Каравшин, вершина 3211,2 м.
1 — флиш; *2* — известняки и доломиты.

Устанавливаемый нами «слоеный» характер строения массива находится в непримиримом противоречии с обоими вариантами возможных структурных взаимоотношений карбонатной и терригенной толщ. Предположению о перевернутом залегании разреза противоречит и нормальное пластование флишевых отложений, подстилающих экзотические утесы. Также в плохом соответствии с обоими предположениями находится блоко-глыбовое сложение верхней части карбонатного горизонта, состоящей, по крайней мере, из глыб двух разновидностей доломитов.

Все эти особенности строения горки (3211,2 м) позволяют с достаточным основанием утверждать, что описанная структура произошла в результате обвально-оползневых процессов. Обрушение и сползание происходило в несколько этапов, о чем говорят прослои флиша, отделяющие одно скопление карбонатных глыб от другого. Обратная возрастная последовательность бескорневых масс в разрезе (более молодые внизу, а древние — вверху) представляется вполне естественной при гравитационных обрушениях.

Несомненный интерес представляет и тот факт, что крупные скопления карбонатных глыб сопровождаются своеобразными ореолами, шлейфами рассеянных в толще флиша относительно мелких глыб и обломков пород того же состава и возраста. Причем взаимоотношения мелких глыб и обломков с вмещающими их тонкозернистыми осадками чисто седиментационные, определенные условиями осадконакопления.

Высокие предгорья Алая

Среди флишевых отложений Высоких предгорий Алая наряду с многочисленными пластами и горизонтами брекчий и конгломератовидных пород подводнооползневого происхождения в большом количестве

встречаются глыбы и утесы, сложенные известняками различного возраста (от силура до среднего карбона). Размер их колеблется в самых широких пределах: от глыб длиною в несколько метров до утесов размером в несколько километров. Происхождение этих глыб и утесов, несмотря на их довольно необычные взаимоотношения с окружающими породами, объясняли довольно просто: в случае, если возраст карбонатных пород близок к вмещающим породам, глыбу принимали за нормальную внутриседиментационную линзу, а в остальных случаях — за выход подстилающих пород по разлому.

Однако при более тщательном изучении этих образований выясняется, что они также являются следствием древних обвалов и оползней.

Одна из таких глыб находится по саю Бедек (правый борт р. Каравшин). Мощность глыбы около 6 м, по простиранию она прослеживается на 150 м, а по падению на 30—40 м. Глыба сложена сильно брекчированным среднезернистым известняком светло-серого цвета каменноугольного возраста. В обнажении отчетливо наблюдается ее бескорневая природа. Нижний контакт глыбы резкий и сильно изломанный. Подошва глыбы лежит на различных слоях вмещающей толщи, иногда срезая их. Соотношение известняковой глыбы с вмещающими отложениями отражено на рис. 30.

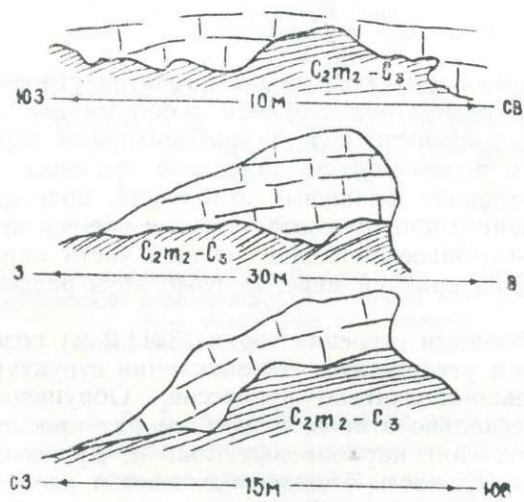


Рис. 30. Характер соотношения известняковых глыб каменноугольного возраста с тонкоритмичным флишем. Сай Бедек (бассейн р. Каравшин).

Аналогичные же глыбы разновозрастных известняков меньшего размера в большом количестве встречены на левом борту р. Каравшин в бассейне сая Гуджигор, а также в районе к юго-востоку от месторождения Сулюкта. Иногда они образуют целые скопления, происхождение которых невозможно объяснить иными причинами, кроме как обвально-оползневыми процессами. Мы рассмотрим взаимоотношение одной из глыб с вмещающими ее породами.

Чуть к юго-западу от перевала из сая Мадыген в бассейн сая Гуджигор среди флишевой толщи наблюдается линза длиною 200—250 м желтовато-рыжеватого цвета, сложенная крупнозернистыми доломитами и известняками верхнего лудлова—нижнего девона. Известняки в

изобилии содержат брахиопод, табулят, криноидей и ругоз. Отсюда нами были собраны табуляты: Squameofavosites aff. tchortangensis Cherh., S. uralensis Yanet, S. aff. heperboreus (Tchern.), указывающие на верхи лудлова — нижний девон. Ю. С. Бискэ и А. С. Шадчиневым отсюда же собраны брахиоподы: Eospirifer cf. davousti Vern., Karpinskia cf. conjugula Tschern., Machaeraria sp., Atrypa ex gr. aspera Schloth, и табуляты Favosites sp., Placocoenties sp., характерные для нижнего и и среднего девона.

При ближайшем рассмотрении отчетливо видно, что линза состоит из 3 частей, разделенных между собой верхнепалеозойским флишем. Восточная, наиболее крупная часть длиною около 60 м состоит из нескольких довольно крупных глыб, сложенных массивными и хорошо слоистыми доломитами и доломитистыми известняками, очень плотно прилегающими друг к другу. Контуры глыб отбиваются с трудом и то не всегда. При субширотном простирании вмещающих пород и линзы в целом в одной из крупных глыб наблюдается меридиональное простирание слоев с азимутом падения на З—270° при углах 55—60°.

Центральная часть, в свою очередь состоит из 2 глыб: одна длиною до 4 метров и мощностью 2—3 метра, другая — в виде вытянутой линзы длиною около 80—90 м и мощностью 2—10 м. Обе глыбы сложены сильно дробленными известняками и доломитами. Бескорневая природа глыб не вызывает сомнений — это прекрасно видно в обнажении.

Наконец, западная часть линзы состоит из отдельных разобщенных мелких глыб, сложенных сильно брекчированными доломитами и известняками.

Линза карбонатных пород сопровождается на всем своем протяжении валунно-галечной конгломерато-брекчией с мелкими (1—2 м) глыбами известняка. Конгломерато-брекчия совершенно не отсортирована и состоит в основном из угловатых или слабо окатанных обломков известняка и очень редких обломков кремнистых пород и кварцитовидных песчаников, сцементированных карбонатным веществом. В гальках и глыбах конгломерато-брекчии встречаются микрофаунистические остатки намюр-башкирского или московского яруса.

Нам кажется, строение линзы и ее взаимоотношение с вмещающей толщей верхнего палеозоя не вызывает сомнений в ее обвально-оползневом происхождении, а сопровождающая ее конгломерато-брекчия является не чем иным, как своеобразной осыпью, захваченной оползнем.

Некоторые исследователи предполагают, что данные глыбы являются биогермами среди песчано-глинистых отложений, но этому противоречит следующее:

1) совместное нахождение глыб, сложенных разновозрастными известняками, причем возраст их довольно резко отличается от возраста вмещающих толщ;

2) наличие тиллитоподобных конгломератов, сопровождающих некоторые глыбы, свидетельствует об условиях, неблагоприятных для образования рифов;

3) резкие, сильно изломанные и зазубренные контакты с вмещающими породами;

4) глыбы известняка обычно находятся во флише, для которого биогермовые известняки являются запрещенной фацией (Вассоевич, 1948).

Все рассмотренные до сих пор обвально-оползневые образования из данной зоны измеряются первыми десятками или первыми сотнями

метров в длину и не представляют чего-либо поражающего воображение, тем более, что такие образования уже доказаны из других регионов (Келлер, Пущаровский, 1945; Михайлов, 1947; Гроссгейм, 1948 и др.). Когда же дело касается крупных экзотических утесов размером до нескольких километров, то подобная природа их почти всегда вызывает многочисленные возражения, тем более, что оползневое происхождение таких массивов обычно трудно доказуемо. Дискуссионность вопроса о происхождении экзотических утесов общеизвестна. Главнейшей трудностью, возникшей при изучении этого типа образований в ископаемом виде, является их большое сходство с некоторыми тектоническими нарушениями. Крупные бескорневые утесы, сформировавшиеся в результате подводных гравитационных оползней, имеются, как нам кажется, среди отложений верхнего палеозоя зоны Высоких предгорий Алая.

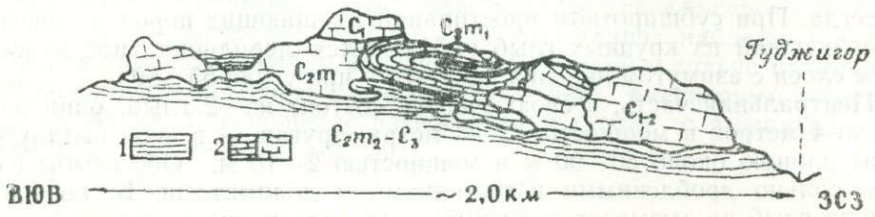


Рис. 31. Строение экзотического массива по саю Гуджигор.
1 — флиш; *2* — известняки разного габитуса.

Одним из них является утес (рис. 31) по саю Гуджигор (левый борт р. Исфары). Изображенная на рисунке известняковая горка замечательна тем, что сложена различными по цвету и габитусу известняками, светлыми массивными и тонкослоистыми буроватыми, в свежем изломе темными. Известняковые блоки, сложенные различными известняками, обычно соприкасаются между собой, иногда разделены прокладками из терригенного флиша (рис. 32). Некоторые участки, кажущиеся на первый взгляд сложенными монолитным массивным известняком, в действительности представляют крупнообломочную брекчию.

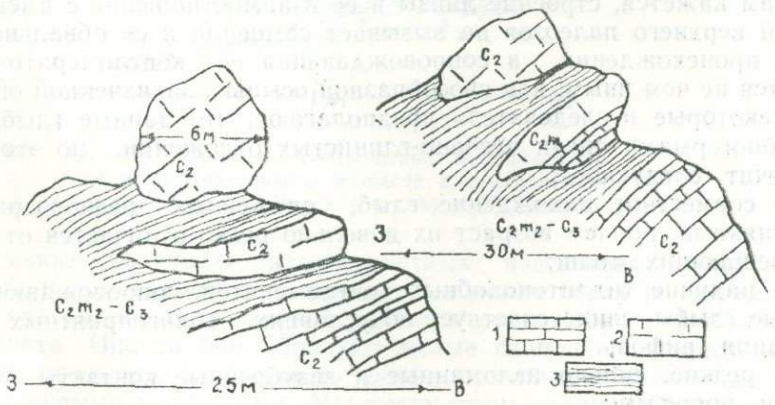


Рис. 32. Детали строения Гуджигорской известняковой горки в ее верхней части.
1 — четко слоистые известняки; *2* — массивные известняки; *3* — флиш.

скопление разновеликих глыб, более или менее плотно пригнанных друг к другу. Взаимоотношение указанных разностей известняков и характер их дислокации показаны на рис. 31. Одинаковые разности пород даны объединенным контуром. Прихотливые очертания получающихся таким образом глыб, слагающих массив, по-видимому, должны быть признаны противоестественными. Но очертания глыб второго порядка, составляющих объединенное из них тело, как правило, наблюдать не удается. Шовные линии между ними могут быть намечены в таких случаях лишь предположительно.

Тонкослоистые разности известняка содержат Ungdarella uralica Maslov, Beresella sp., Profusulinella sp., Tuberitina sp., Tetrataxis sp., которые определяют, по мнению В. Д. Салтовской, низы московского яруса среднего карбона.

В одних глыбах светлого массивного известняка обнаружены Ungdarella uralica Maslov, Profusulinella ovata Rauser, Prof. subovata Saf., Prof. prisca (Deprat), Pseudostaffella sp., также указывающие на то, что они образованы породами раннемосковского времени.

В других глыбах такого же известняка установлены Ammodiscus cf. bellus Malach., Endothyra sp., Eostaffella sp., Textularia sp., свидетельствующие о нижнем карбоне или низах башкирского яруса. В. Б. Аверьяновым отсюда собраны ископаемые органические остатки девонского возраста.

Таким образом, помимо чисто текстурных особенностей пород описываемой горки, говорящих о том, что мы имеем здесь дело с линзой своеобразной крупноглыбовой брекчии, у нас появляются достаточно надежные данные, показывающие разновозрастность пород, участвующих в сложении этого геологического тела. Тем самым полностью исключается вариант интерпретации «известняков» этой горки в качестве карбонатного прослоя или линзы среди одновозрастных ей терригенных осадков.

Флишевые отложения среднего—верхнего карбона подстилают тело известняковой брекчии, падая довольно спокойно в общем южном направлении. На юго-западе и западе линза брекчии покрывается слоями той же флишевой формации. Покрывающие породы без каких-либо особых возмущений также имеют падения в южных румбах. На контактах известняковой брекчии с вмещающими породами нет признаков сколько-нибудь существенных подвижек одной части толщи относительно другой. Как подстилающая, так и покрывающая части флишевой толщи заключают внутри себя глыбовые горизонты и отдельные глыбы, сложенные известняками силурийского и каменноугольного возраста. Контакты у всех подобных глыб с вмещающими их терригенными осадками чисто седиментационные.

В итоге, невозможно трактовать «известняки» Гуджигорской горки в качестве тектонического клина или останца (клиппа) разрушенного покрова. Идея о тектоническом покрове плохо согласуется с ясно выраженным моноклинальным залеганием флишевых отложений. Нельзя не обратить внимание и на то, что в резком контрасте с этой простой и спокойной дислокацией находится запутанная и хаотичная дислокация слоистых разностей известняка (на рис. 31 это удалось передать лишь отчасти), если их принимать за естественную часть первично карбонатного горизонта.

Таким образом, приведенный фактический материал показывает со всей убедительностью, что «известняковая» горка в сае Гуржигор сложена целой серией известняковых глыб разных очертаний и величины,

в своей совокупности представляющих линзу глыбовой брекчии, синге-нетичную с флишевой толщей среднего—верхнего карбона.

Оползание известняковых глыб, слагающих эту линзу, происходило скорее всего с северо-запада на юго-восток. На это ясно указывает, наблюдаемая в одном из утесов лежачая складка, ориентированная своим замком на юго-восток.

Другой крупный известняковый экзотический утес нами встречен на левом борту р. Кшемыш, чуть ниже устья р. Чумургон. Он имеет северо-западное простирание и прослеживается на местности на протяжении около 2 км (рис. 33). Мощность его 150—200 м в наиболее широком месте.

В юго-восточном направлении утес причленяется к довольно мощному массиву известняков, содержащих в большом количестве фауну нижнемосковского подъяруса. Данный массив известняков представляет, по всей видимости, остаток древней кордильеры. Зона сочленения утеса с известняковой кордильерой имеет сложное строение и сложена почти целиком известняковой брекчией с хаотической текстурой. Известняковая брекчия состоит из отдельных глыб и кусков самой различной величины, промежутки между ними заполнены дресвой, сцементированной кальцитом. Заполнение обогащено гидроокислами железа и иногда содержит примесь глинистого вещества. Слоистости в брекчии не видно, но иногда в основании она отмечается.

Контакт известняковой брекчии с известняками кордильеры чаще всего имеет падение в северных румбах, то круто (65—75°), то довольно полого (40°). При пологом падении контакта можно отчетливо наблюдать, как брекчия причленяется, а частично даже лежит на известняках, слагающих кордильеру.

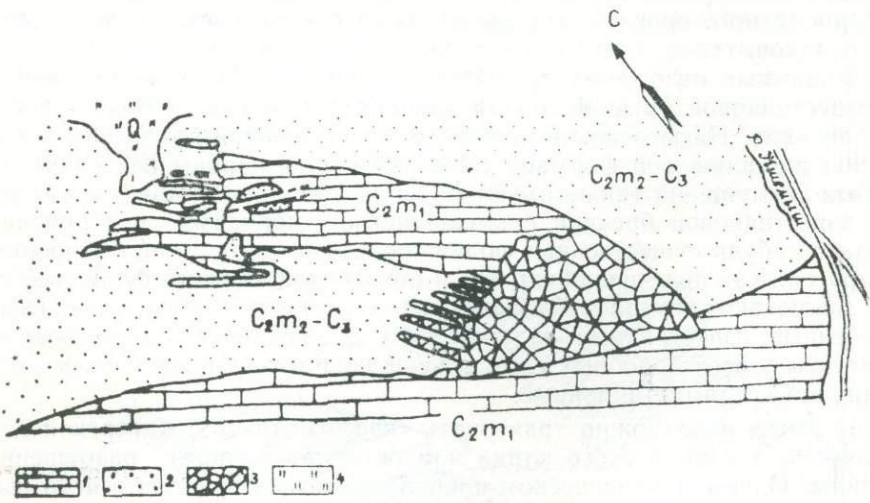


Рис. 33. Схематический план экзотического утеса, залегающего среди верхнемосковского флиша, р. Кшемыш.
1 — известняки нижнемосковского подъяруса; *2* — флиш; *3* — известняковая брекчия; *4* — задернованный участок.

Верхняя часть известняковой брекчии на северо-запад распадается на отдельные тонкие клинья, которые глубоко проникают во флишевые отложения (см. рис. 33).

Из известняковых клиньев определены водоросли и фораминиферы:

Ungdarella sp., Entothyra sp., Tuberitina sp., указывающие на карбоновый возраст вмещающих пород. Нижняя часть брекчии постепенно переходит на северо-запад в массивные серые или светло-серые среднезернистые известняки, содержащие среднекаменноугольные ископаемые органические остатки. Отсюда В. Д. Салтовской были определены: Beresella erecta Masl. et Kul., Ungdarella sp., Neotuberitina maljavkini (Mikh.), Eostaffella sp., Endothyra sp., Fusulinidae.

В целом известняковый утес при общем юго-западном (210—220°) падении подстилается и покрывается верхнепалеозойской флишевой толщей. Нижний контакт известняков более или менее ровный, иногда сильно изломанный, верхний — также ровный, но местами он имеет причудливо извилистую форму.

Заслуживает особого внимания северо-западное окончание известнякового утеса, оно чрезвычайно сложно. Утес здесь расклинивается флишевой толщей на ряд клиньев и быстро заканчивается. Клинья известняка имеют те же элементы залегания, что и вмещающие его терригенные напластования. Обе ограничивающие его поверхности параллельны пластам флиша, но несмотря на это клинья к востоку заканчиваются. В зоне окончания одного из клиньев наблюдается распад его на отдельные разобщенные мелкие (до 1 м) бесформенные куски известняка.

Отмеченные взаимоотношения известняков с терригенной толщей убеждают нас в том, что эти известняки вошли в состав флишевой толщи в результате гравитационного оползания: они представляют собой огромную оползневую глыбу, возможно, состоящую из отдельных составных частей. Об обвально-оползневой природе говорит и присутствие глыб мелких размеров, встречаемых вблизи утеса.

В большом количестве такие же экзотические утесы встречаются и среди терригенных каменноугольных отложений в северной части зоны, к юго-востоку от месторождения Сулюкты. Данный район располагается на междуречье Ходжа-Бакыргана и Исфанысая (Карасу) и представляет среднегорную местность. Главнейшими положительными элементами рельефа здесь являются две горные скалистые гряды. Исследования проводились нами только по южной гряде, именуемой Южной Сулюктинской грядой. Она состоит из нескольких обособленных массивов (с запада на восток): Кырк-Каракча, Уртан-Тус, Чоор-Дунга. Перечисленные массивы, как и гряда в целом, сложены карбонатными и терригенными отложениями палеозоя.

Терригенная толща предыдущими исследователями (Резвой, 1953; Яскович, 1960) относились по возрасту к среднему кембрию (амгинскому ярусу). Нашими исследованиями (Кухтиков и Черенков, 1963) удалось доказать, что она принадлежит по возрасту верхнему палеозою, а фауна более древняя, чем среднекаменноугольная (в том числе кембрийская и нижнекаменноугольная) находится во вторичном залегании в виде гальки или же в глыбах и обломках пород обвального происхождения.

Прежде чем перейти к описанию ископаемых погребенных клиппов данного района, рассмотрим сначала вопрос взаимоотношения известняковых толщ девонского и нижнекаменноугольного возраста с терригенными отложениями описываемого района.

Предыдущими исследователями контакт между терригенной толщей, расположенной к северо-западу от пер. Кызыл-Тус, и известняками нижнего карбона левобережья р. Ходжа-Бакырган обычно считался тектоническим (Резвой, 1953). Наши наблюдения убеждают нас в том, что терригенные осадки стратиграфически налегают на извест-

няки нижнего карбона. Взаимоотношение терригенных осадков с известняками отображено на геологической карточке этого района (рис. 34).

Такое взаимоотношение скорее всего можно объяснить ингрессивным залеганием терригенных осадков на известняках девона — нижнего карбона, а не тектоническим контактом. Здесь можно местами наблюдать, как терригенные образования плащеобразно облегают все неровности известнякового фундамента с просвечиванием из-под терригенного чехла положительных форм рельефа.

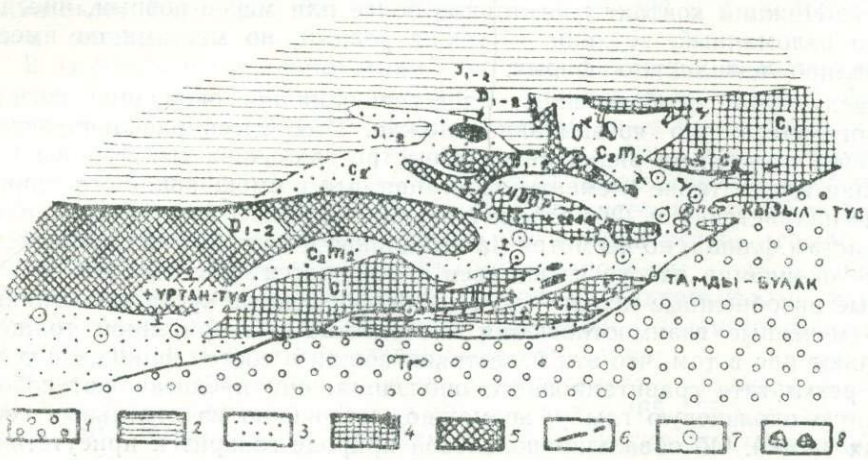


Рис. 34. Схема геологического строения южной Сулюктинской гряды. 1 — третичные отложения; 2 — юрские отложения; 3 — терригенные отложения среднего карбона; 4 — известняки нижнего карбона; 5 — известняки и доломиты девона; 6 — линии разрывов; 7 — пункты сбора фауны; 8 — экзотические глыбы и массивы.

Но в ряде случаев наблюдается, что терригенная толща верхнего палеозоя подстилает те же девон-нижнекарбоновые известняки. Последний вариант структурных взаимоотношений в большинстве случаев может быть объяснен тектоническим характером контакта, поскольку терригенные накопления верхнего палеозоя и карбонатные девона и нижнего карбона образуют выходы в виде узких линейно вытянутых субширотных полос. В массиве Чоор-Дунга, однако, взаимоотношения между известняками и терригенными осадками значительно сложнее. Бросается в глаза, что массив Чоор-Дунга состоит из четырех разобщенных известняковых утесов, вытянутых в цепочку.

Западный из утесов (с вершиной 2244,1 м) как и три остальные, существенно уступающие ему по размеру, сложен известняками нижнего карбона. Он со всех сторон окружен терригенными накоплениями более молодыми по возрасту, но занимающими более низкое гипсометрическое положение в сравнении с известняками: терригенные породы слагают подножье этой вершины.

Известняки довольно круто (60—75°) падают в южных румбах. Ограничивающие известняки с юга терригенные верхнепалеозойские осадки падают под массив и, как это отчетливо видно в западном склоне вершины, на всем протяжении массива сохраняют моноклинальное падение в северных румбах (СВ 15—30°). В восточном окончании известнякового утеса терригенные образования падают также под известняки, но уже на ЮЗ 240° с углом падения 25—30°. В то же время

здесь можно наблюдать, как терригенные осадки, в глубоком заливе известняков, налегают на известняки нижнего карбона. Таким образом, становится совершенно ясно, что известняки нижнего карбона залегают без корней, на подстилающих более молодых по возрасту верхнепалеозойских отложениях (Кухтиков, Черенков, 1963).

Вторая известняковая горка по размеру значительно меньше первой, но взаимоотношения ее с терригенными осадками не менее интересные. С юга известняки в целом подстилаются терригенной толщей при северных ее падениях. В западном же окончании, где известняки под углом 45—50° падают на северо-запад 320°, на южном склоне горки можно наблюдать, как отложения верхнепалеозойского возраста, не только подстилают известняки, но и налегают на них без тектонического контакта, хотя и имеет место притыкание слоев терригенной толщи к известняковому массиву. Притыкание это имеет несомненно чисто седиментационное происхождение. Покрывающая терригенная толща облегает все неровности подстилающих известняков. В основании ее располагается пласт зеленых кремнистых сланцев мощностью около 2 м, который постепенно через тонкое чередование тонкоплитчатых серых известняков с кремнистыми сланцами вверх по разрезу переходит в черные иловатые известняки и известняковые песчаники, или маломощный горизонт тонкослоистых серых иловатых известняков, чередующихся с глинистыми известняками.

В известняковых песчаниках были обнаружены фораминиферы плохой сохранности, из которых удалось определить: Archaediscus baschkiricus Krest. et Theod., Arch. cf. postrugosus Reitl., Endothyra prisca Raus. et Reitl., Eostaffella proikensis Raus., Tuberitina sp., Textularia sp. — нижний карбон, по мнению В. Д. Салтовской.

Из тонкослоистых известняков определены: Tuberitina maljavkini Mikh., Eostaffella prisca Raus., Tuberitina sp., Archaediscus sp. и обломки водорослей Beresella sp., указывающие на каменноугольный возраст.

Известняковый горизонт в основании терригенной толщи постепенно вверх по разрезу сменяется чисто терригенными отложениями, представленными чередованием кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев, песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов.

Из известняковых обломков конгломератов и гравелитов определены: Dvinella comata Chvorova, Beresella sp., Archaediscus ex gr. baschkiricus Krest. et Theod., Irregularina sp., Quasiendothyra sp., Endothyra sp., Eostaffella sp., Ammodiscus sp., Textularia sp., Fusulinidae — средний карбон по наиболее молодым окаменелостям из этого списка.

В восточном окончании известняковой горки также отчетливо наблюдается падение терригенной толщи под известняки с азимутом падения СЗ 290°. В свою очередь следует отметить, что терригенная толща, подстилающая эту известняковую горку, лежит на известняках следующей к востоку обособленной горки.

Отложения верхнего палеозоя, ограничивающие известняки с севера, круто падают на юг, т. е. тоже под более древние по возрасту породы. Чрезвычайно интересно то, что переход от массивнослоистых известняков горки к подстилающим их обломочным отложениям верхнего палеозоя в северном контакте представляется нормальным, стратиграфическим, в приконтактовой части располагаются тонкослоистые обломочные известняки, сланцы и песчаники.

В дополнение к этому следует еще заметить, что в северной части эта известняковая горка как бы разбита на два обособленных массива, разделенных между собой заливом из терригенных пород. Причем из-

вестняки западной части горки падают на СЗ 340°, а восточной — на СЗ и ЮЗ 200—210°. Следует еще обратить внимание на то, что в северной части известняки горки теряют свою монолитность, замещаясь известняковой брекчией.

Не менее интересны и взаимоотношения следующей известняковой горки с отложениями верхнего палеозоя. Они отражены на схематическом плане, где видно, что одна и та же терригенная толща не только подстилает, но и покрывает известняки нижнего карбона. Причем покрывающая толща залегает как бы внутри известнякового желоба, выполняя его и принимая его форму. Падает желоб под углом 20—25° на СЗ (рис. 35).

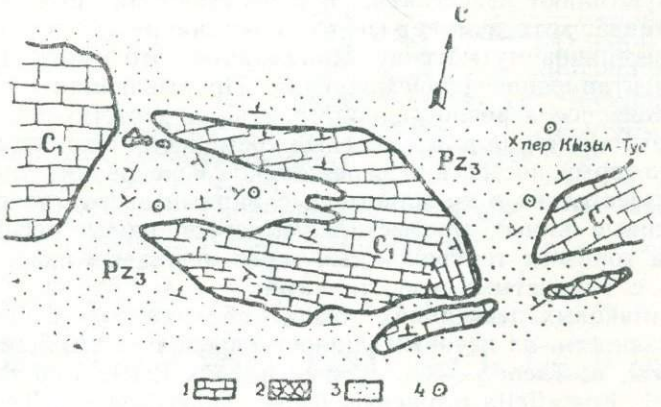


Рис. 35. Схематический план расположения известняковых глыб среди терригенных отложений в сулюктинской гряде. *1* — известняки нижнего карбона; *2* — известняковая брекчия; *3* — песчано-аргиллитовые отложения; *4* — пункты сбора фауны.

Контактовая часть известняков очень круто (80°) падает в северных румбах или слегка опрокинута на ЮВ 130°.

В приконтактовой части известняков определены следующие органические остатки: Archaediscus ex gr. baschkiricus Krest. et Theod., Ar. ovoides Raus., Ar. rugosus Raus., Tuberitina maljavkini Mikh., Endothyra sp., Eostaffella sp., Palaeonubecularia sp. — карбон, ближе неопределимый.

Терригенная толща покрывает известняки и облегает все их неровности. Представлена она полимиктовыми песчаниками, гравелитами, кремнистыми сланцами и алевролитами с прослоями органогенно-обломочных известняков. Последние содержат в незначительном количестве фораминифер очень плохой сохранности, из которых В. Д. Салтовской удалось определить Eostaffella mosquensis Viss., E. ikensis Raus., Endothyra sp., Archaediscus sp., Textularia sp., указывающих на каменноугольный возраст. Среди терригенных осадков встречаются редкие мелкие (до 2 м) глыбки темного среднезернистого известняка, которые содержат следующие ископаемые: Archaediscus ex gr. baschkiricus Krest. et Theod., Arch. ovoides Raus., Arch. rugosus Raus., Tuberitina maljavkini Mikh., Endothyra sp., Eostaffella sp., Palaeonubecularia sp. и обломки водорослей Koninckopora sp. Данный комплекс органических ископаемых совершенно аналогичен комплексу из основного известнякового массива.

Самая восточная горка массива Чоор-Дунга находится у пер. Кызыл-Тус (чуть к югу от него). Нижнекаменноугольные известняки массива здесь и подстилаются и покрываются терригенной толщей среднего карбона. Весьма показательно, что в восточном направлении резко уменьшается мощность слагающих массив известняков, которые переходят в обычный глыбовый известняковый горизонт среди песчано-сланцевой толщи. В виде разрозненных глыб горизонт фиксируется у линии тектонического контакта палеозоя с кайнозойскими красноцветами. Глыбовый горизонт сопровождается совершенно не отсортированными валунно-галечными конгломератами с включениями мелких глыб известняка нижнекаменноугольного возраста. Конгломераты по простиранию резко переходят в глинистые и глинисто-кремнистые сланцы и алевролиты.

Приведенные материалы о структурном взаимоотношении карбоновых известняков с верхнепалеозойскими терригенными накоплениями дают основание думать, что известняки не представляют собой ядра антиклинальной складки; они не являются также и элементами тектонического покрова. Последнему противоречит «глыбовое» выклинивание известняков в восточном направлении среди терригенной толщи. По нашему мнению, известняковые тела массива Чоор-Дунга являются крупными глыбами твердой породы, *сингенетичными с толщей обломочных* пород верхнего палеозоя. Иными словами, это—валуны гигантских размеров, входящие в состав своеобразного известкового валунно-глыбового горизонта, которые произошли в результате обрушения и подводного оползания. Соотношение этого горизонта с заключающими его отложениями наиболее показательно в районе пер. Кызыл-Тус, где отчетливо видно, что он залегает внутри толщи терригенных накоплений. Об этом также свидетельствуют горизонты небольшой мощности известняковой брекчии и отдельные мелкие глыбы, встреченные в терригенной толще вдоль всего южного склона Чоор-Дунги, которые несомненно произошли в результате древних обвально-оползневых процессов.

Что касается вопроса об источниках большого числа клиппов в терригенной толще верхнего палеозоя, то, по-видимому, они были рядом (1—5 км). *Основная масса утесов, сложена известняками, которые* по всем признакам (фауне, данным химического и спектрального анализов и внешнему виду) напоминают нижнекарбоновые известняки, обнажающиеся к северо-востоку от пер. Кызыл-Тус и подстилающие отложения верхнего палеозоя. Вероятно, они были основными поставщиками известняковых утесов, глыб и обломков для формирования горизонтов брекчий.

Приведенных примеров, достаточно, чтобы представить себе, как широко были развиты обвально-оползневые процессы во время осадконакопления верхнепалеозойских терригенных толщ и какое огромное значение имеет правильная расшифровка таких структур для понимания тектоники и стратиграфии региона. Недооценка или игнорирование древних обвально-оползневых процессов и неумение распознать структуры, созданные ими, может привести к серьезным ошибкам в стратиграфическом, геотектоническом и палеогеографическом отношениях.

Примеры наиболее типичных вариантов ошибок, в которые неизбежно впадает исследователь, если он игнорирует вышеописанные явления или забывает о них, приводились нами ранее (Кухтиков, Черенков, 1969).

ГЛАВА VI

ЕСТЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПОРОД

(ассоциации пород)

Флишевые отложения представлены всей гаммой терригенных пород, начиная от глыбовых конгломератов и конгломерато-брекчий и кончая глинистыми породами. Определенные типы пород, чередуясь в разрезе между собой, образуют серию характерных литологических комплексов или ассоциаций пород. Эти ассоциации не являются случайным сочетанием пород, они в терригенной толще встречаются много раз, их возникновение обусловлено особыми палеогеографическими и тектоническими условиями, поэтому их можно относить к разряду парагенетических сочетаний.

Значение изучения парагенетических ассоциаций трудно переоценить. Устанавливая их пространственное распространение и выясняя парагенетические связи, мы тем самым решаем вопрос об условиях седиментации в бассейне и выясняем историю развития морских бассейнов, обусловленную тектоникой.

Несомненно и то, что с различными естественными ассоциациями будут связаны и определенные полезные ископаемые.

Среди комплексов можно выделить несколько типов или разновидностей, которые отличаются друг от друга относительным содержанием различных пород и характером их переслаивания. Название выделенных комплексов дается по наименованию основных пород, слагающих их.

Песчано-гравелитово-конгломератовый комплекс

Как показывает само название комплекса в нем преобладают конгломераты, в меньшей степени развиты гравелиты и еще меньше песчаники. Кроме того изредка среди этого комплекса встречаются тонкие прослои алевролитов и аргиллитов. Их роль в данном комплексе очень незначительна. Этот комплекс не всегда имеет одинаковое строение. Среди них можно выделить несколько разновидностей, отличающихся друг от друга количественным соотношением различных пород и характером стратификации. Первая разновидность почти нацело образована крупно- и мелкогалечными полимиктовыми конгломератами, слагающими пачки мощностью от 20 до 120 м. Среди конгломератов очень редко наблюдаются маломощные, невыдержанные слои песчаников и гравелитов. В других разновидностях роль песчаников и гравелитов значительно возрастает, кроме того уже появляются маломощные (от 10 до 50 см) пакеты тонкого чередования аргиллитов с алевролитами и песчаниками. Сплошные конгломератовые

толщи как бы расчленяются на отдельные конгломератовые пачки пакетами или отдельными пластами гравелитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов. Наконец, наблюдаются и такие разрезы, где конгломераты, гравелиты и песчаники имеют приблизительно одинаковое значение (рис. 36).

В двух последних разновидностях конгломераты образуют слои или пачки мощностью от 0,5 до 10 — 15 м. В конгломератах местами много валунов и мелких глыб известняков; часто они бывают довольно обильно обогащены песком. В некоторых пластах конгломератов отмечается заметное уменьшение величины обломков от подошвы к кровле, но чаще всего это не наблюдается. Иногда в основании конгломератов можно видеть оторженцы аргиллитов и пакетов флиша, свернутые в спирали или колобки, что указывает на их подводно-оползневую природу. В цементе конгломератов встречаются редкие обломки и целые раковины фораминифер, а также водоросли.

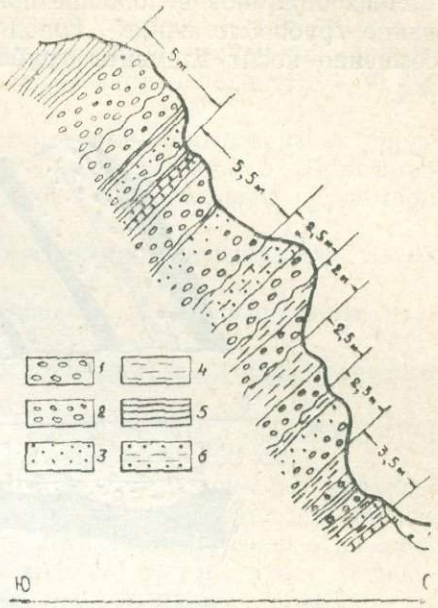


Рис. 36. Песчано-гравелитово-конгломератовый комплекс. Правый борт р. Ханака.
1 — конгломерат; *2* — конгломерат, переходящий в гравелит; *3* — песчаник; *4* — алевролит; *5* — аргиллит; *6*—флиш.

Конгломераты вверх по разрезу резко сменяются или гравелитами или грубозернистыми песчаниками, на подстилающих отложениях всегда лежат с размывом.

Гравелитовые слои достигают мощности от 0,2 до 2,0 м. Они или резко сменяют конгломераты вверх по разрезу или находятся в основании ритмично построенных пластов. Нижняя граница в обоих случаях резкая и неровная. Если гравелиты залегают в основании ритма, то на подстилающих отложениях они всегда лежат с отчетливым размывом. Размыв часто сопровождается зонами обогащения обломками алевролитов из подстилающих отложений. Гравелиты либо заканчивают ритм, сменяя вверх по разрезу конгломераты, либо сменяются вверх крупно- и грубозернистыми песчаниками.

Песчаники образуют слои от 0,1 до 3 м. Они обычно завершают ритм или реже находятся в основании ритма, сменяясь вверх по разрезу алевролитами или аргиллитами.

Переход от гравелитов к песчаникам постепенный — обе разновидности образуют единые пласты. Если песчаник находится в основании ритма, то его подошва четкая, часто неровная из-за размыва в основании ритма. В основании пластов песчаников очень часто наблюдаются мелкие обломки алевролитов из подстилающих их отложений. В песчаниках отмечается уменьшение зернистости от подошвы к кровле (graded bedding). В верхней части песчаных пластов, сложенных более мелкозернистым материалом, наблюдается горизонтальная и косая слойчатость.

Алевролиты и аргиллиты играют несущественную роль в данном комплексе. Они слагают слои мощностью от 3 до 30 см или же пакеты (30—200 см), в которых тонко чередуются с песчаниками. Очень часто на отдельных участках слои, сложенные алевролитом, бывают совершенно размыты и от них остается лишь большое количество мелких обломков в подошве покрывающих пластов (рис. 37). Чередование грубообломочных пород с алевролитами и аргиллитами несомненно носит элементы грубой флишевой стратификации.

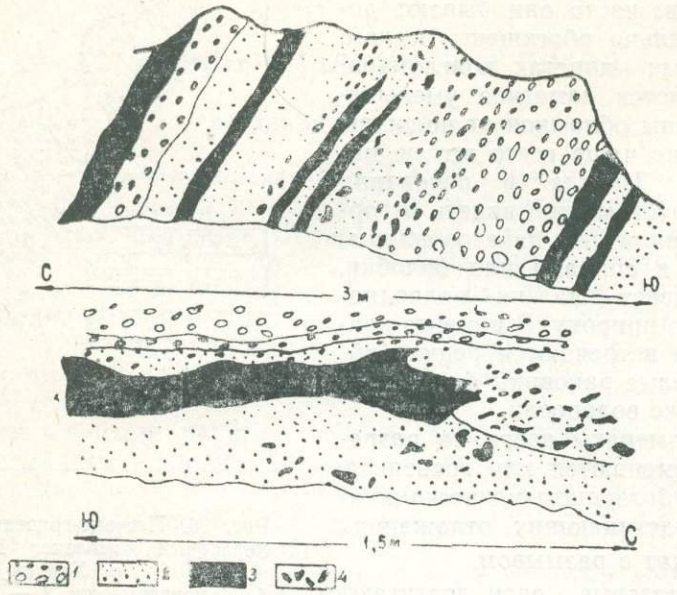


Рис. 37. Зоны размыва в песчано-гравелитово-конгломератовом комплексе, сопровождаемые обломками алевролитов.
1 — конгломераты, переходящие в гравелит; *2* — разнозернистый песчаник; *3* — алевролит; *4* — обломки алевролитов.

В качестве примера, характеризующего данный комплекс, можно привести разрез, составленный по правому борту р. Ханака в северном крыле синклинальной структуры.

1. Крупно- и среднегалечные полимиктовые конгломераты, массивные очень крепкие, с беспорядочной структурой — 300 см.
2. Гравелиты, постепенно сменяющиеся вверх песчаником,—60 см.
3. Черные слабо известковистые алевролиты с горизонтальной слойчатостью — 30 см.
4. Средне- и мелкогалечные конгломераты — 100 см.
5. Тонкое чередование черных алевролитов с полимиктовыми песчаниками — 54 см.
6. Крупно- и среднегалечные конгломераты, резко сменяющиеся вверх по разрезу гравелитами. Мощность конгломератов — 120 см; гравелитов — 40 см.
7. Черный песчанистый алевролит, иногда совершенно исчезающий из разреза вследствие размыва — 10 см.
8. Гравелит, зеленовато-серого цвета, массивный, лежит отчетливо с размывом на предыдущем слое алевролита. Подошва пласта рез-

кая и неровная. В основании пласта гравелита в большом количестве встречаются обломки черных алевролитов — 50 см.

9. На гравелит с размывом ложатся плохо отсортированные полимиктовые конгломераты, массивные с беспорядочной структурой — 180 см.

10. Крупно- и среднегалечные полимиктовые конгломераты, в основании которых наблюдается значительный размыв — 170 см.

11. Крупно- и среднезернистые полимиктовые песчаники серо-зеленого цвета, внизу массивные, вверху горизонтально слоистые—30 см.

12. Черные алевролиты — 20 см.

13. Средне- и мелкогалечные полимиктовые конгломераты, среди которых иногда встречаются прослои и линзы песчаников. Конгломераты на подстилающих отложениях лежат с отчетливым размывом — 350 см.

14. Мелкогалечный конгломерат, постепенно переходящий вверх по разрезу в гравелит — 205 см.

15. Песчаник массивный, очень крепкий, зеленовато-серого цвета — 12 см.

16. Алевролиты с тонкой микрослойчатостью горизонтального типа — 5 см.

17. Чередование зеленовато-серых разногалечных конгломератов с грубо-, крупно- и среднезернистыми песчаниками—500 см.

Из приведенного примера видно, что данные отложения характеризуются грубой (массивной) слоистостью, хотя отмечаются пакеты и более тонкого наслоения. В комплексе довольно отчетливо выражена асимметричная стратификация, заключающаяся в том, что в отдельных пакетах можно наблюдать уменьшение величины обломков от подошвы к кровле.

Для описываемого комплекса характерна быстрая латеральная изменчивость при общем погрублении в одном направлении. Это отчетливо можно наблюдать в бассейне р. Ханака в северном крыле Ханакинской синклинали, где видно, как отдельные пачки конгломератов постепенно переходят на запад и на юг в гравелито-песчаные. При этом очень часто меняются и мощности.

Осадки, слагающие данный комплекс, образовались несомненно в прибрежно-морских условиях. Об этом свидетельствует высокая известковистость, обилие растительных остатков, фораминифер и водорослей, а также присутствие огромного количества плохо окатанных валунов и мелких глыб. Чередование пород разного гранулометрического порядка, по-видимому, связано с некоторым перемещением береговой линии, а также с периодическим выносом в прибрежные зоны песка и галечника реками. Присутствие глыб известняка в конгломератах свидетельствует, скорее всего, о скалистых берегах.

Аргиллитово-песчаные комплексы

Песчаный флиш

Типичными породами комплекса являются: гравелит, песчаник крепкий грубозернистый внизу, средне- и мелкозернистый вверху, алевролит, алевритистый аргиллит. Гравелит и песчаник обычно образуют единый пласт, хотя переход от одного к другому чаще всего довольно резкий. Мощности гравелитов колеблются от 1 до 15 см.

Песчаники образуют пласты мощностью от 10 до 70 см, а иногда

и до 2 м. Мощность песчаников по простиранию сильно изменчива, часто в пределах одного и того же пласта она колеблется в интервале от 10 до 60 см. В песчаниках отчетливо наблюдается уменьшение зернистости снизу вверх (graded bedding), но изменение происходит в основном не постепенно, а скачкообразно. Это так называемая «скачкообразная» градационная слоистость. Встречаются довольно часто пласты, где отсутствуют средне- или мелкозернистая часть пласта, а иногда та и другая вместе. Важно отметить, что подобный тип прерывистой градационной слоистости был описан М. Ксенжкевичем (Ksiazkiewiez M., 1952) в карпатском флише и И. В. Архиповым (1965) в таврической формации Крыма. В песчаниках очень часто наблюдается горизонтальная и реже косая слойчатость, иногда они встречаются в комбинации. На нижних плоскостях песчаников отмечаются разнообразные гиероглифы как механического, так и биогенного происхождения. Что касается верхних поверхностей пластов, то они обычно ровные, но нередко бывают волнистые, это остатки волновой ряби.

Песчаные пласты разделены между собой тонкими (от 1 до10 см) прослоями алевритистых аргиллитов или пакетами, состоящими из тонкого чередования аргиллитов с мелкозернистыми песчаниками и песчанистыми алевролитами (табл. XI, *2*). Мощность пакетов от 20 до 80 см, реже достигает 3 м.

В алевролитах часто отмечается микрослоистость, являющаяся следствием или многократного чередования разных по размеру обломочных частиц или же материала несколько иного вещественного состава.

По характеру чередования пород и некоторым другим признакам можно выделить две разновидности.

Примером первой разновидности могут служить верхнекаменноугольные отложения по левому борту р. Каравшин в районе к. Бедек, разрез которых приводится ниже (рис. 38, *I*, *II*).

1. Песчаник крепкий, внизу грубозернистый, с примесью гравийного материала, вверху среднезернистый с отчетливой горизонтальной микрослоистостью — 20 см.

2. Алевритистые аргиллиты с частыми прослоями (0,5—3 см) мелкозернистых песчаников или алевролитов — 60 см.

3. Гравелит — 3 см.

4. Песчаник массивный грубозернистый, очень крепкий — 20 см.

5. Песчаник средне- и мелкозернистый, вверху косослоистый — 36 см.

6. Песчанистый алевролит — 5 см.

7. Аргиллит с миллиметровыми прослоями алевролитов — 10 см.

8. Грубозернистый песчаник с гравием внизу. На нижней поверхности отмечаются гиероглифы — 25 см.

9. Песчаник среднезернистый, внизу массивный, вверху — тонкоплитчатый — 37 см.

10. Песчанистый аргиллит с частыми тонкими прослоями мелкозернистых песчаников и алевролитов — 80 см.

11. Песчаник грубозернистый, постепенно переходящий вверх в средне-мелкозернистый — 22 см.

12. Песчанистый алевролит — 6 см.

13. Алевритистый аргиллит с миллиметровыми прослоями алевролитов — 12 см.

14. Песчаник среднезернистый с горизонтальной микрослойчатостью с обильными гиероглифами на нижней поверхности — 40 см.

15. Алевролит с сингенетическими деформациями — 7 см.

16. Песчаник мелкозернистых косослоистый — 25 см.

17. Аргиллиты с тонкими прослоями песчаников — 34 см.

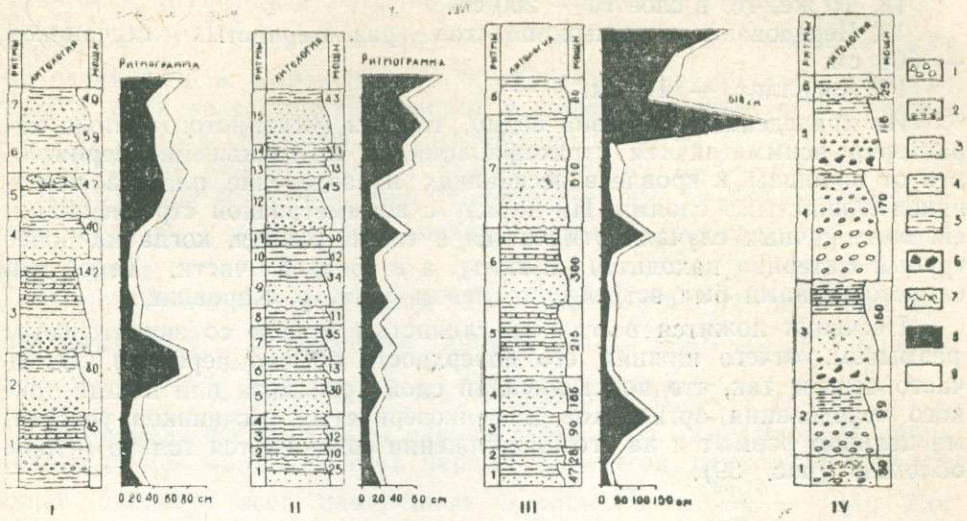


Рис. 38. Строение отдельных пачек песчаного флиша.

I — разрез песчаного флиша первой разновидности по левому борту р. Каравшин; *II* — разрез песчаного флиша первой разновидности по саю Тарджилга; *III* — разрез песчаного флиша второй разновидности по р. Дарахти-Сурх; *IV* — разрез дикого флиша по р. Ханаке.

1 — конгломерато-брекчия; 2 — конгломерат, переходящий в гравелит; 3 — разнозернистый песчаник; 4 — алевролит; 5 — аргиллит; 6 — обломки аргиллитов; 7 — подводнооползневые нарушения; 8 — первый элемент ритма; 9 — второй элемент ритма.

Несколько иного строения песчаный флиш встречается в разрезе среднекаменноугольных отложений по левому борту р. Дарахти-Сурх. Здесь можно уловить закономерность, которая заключается в том, что среди обычного песчаного флиша через определенные промежутки появляются пласты значительной мощности (от 1 до 3 м) или пакеты (до 10 м), состоящие из чередования мощных пластов разнозернистых песчаников (рис. 38, *III*). Разрез приводится ниже.

1. Песчаник от крупно- до среднезернистого, массивный, в основании пласта наблюдается отчетливый размыв — 30 см.

2. Черный известковистый аргиллит — 12 см.

3. Песчаник среднезернистый с горизонтальной микрослойчатостью. На нижней плоскости пласта отмечаются гиероглифы — 25 см.

4. Черный алевролитистый аргиллит — 2 см.

5. Песчаник массивный от крупно- до мелкозернистого — 50 см.

6. Черные известковистые аргиллиты с частыми миллиметровыми прослоями мелкозернистых песчаников и алевролитов — 40 см.

7. Песчаник массивный внизу грубозернистый, а вверху средне- и мелкозернистый. Нижняя поверхность слоя неровная с гиероглифами — 150 см.

8. Алевритистый аргиллит — 15 см.

9. Песчаник среднезернистый массивный внизу и мелкозернистый с горизонтальной и косой слойчатостью вверху — 45 см.

10. Равномерное и очень тонкое чередование аргиллитов с мелкозернистыми песчаниками — 170 см.

11. Песчаник от крупнозернистого внизу до среднезернистого вверху. Отчетливо лежит с размывом на предыдущих отложениях — 100 см.

12. То же, что в слое 10 — 200 см.

13. Чередование мощных пластов разнозернистых песчаников — 500 см.

14. Аргиллит — 10 см.

Из приведенных разрезов видно, что для песчанистого флиша характерна асимметричная стратификация, т. е. уменьшение зернистости от подошвы к кровле в песчаниках и разделение пластов песчаников глинистыми слоями. Но наряду с асимметричной стратификацией, в единичных случаях отмечается и симметричная, когда наиболее грубый материал находится не внизу, а в средней части. Такой тип слоистости нами был встречен на левом борту р. Каравшин.

Песчаник ложится всегда на глинистый осадок со значительным размывом, отчего нижняя его поверхность обычно неровная. Очень часто бывает так, что подстилающий слой аргиллита или пакета тонкого чередования аргиллитов и мелкозернистых песчаников участками целиком размыт и на его продолжении сохраняются только мелкие обломки (рис. 39).

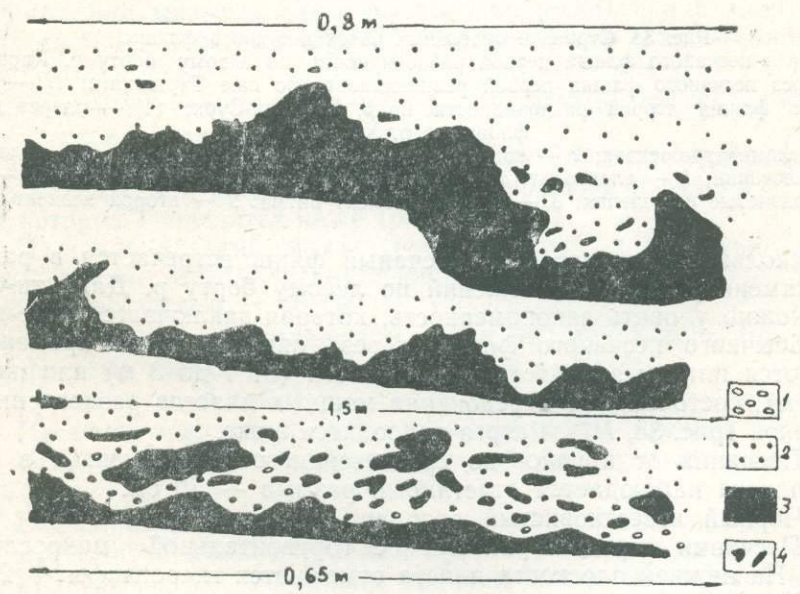


Рис. 39. Типы размывов в основании ритмов песчаного флиша.
1 — гравелит, *2* — песчаник, *3* — аргиллит, *4* — обломки аргиллитов.

По составу пород (обломочные и пелитоморфные), характеру переслаивания, присутствию гиероглифов и некоторым другим признакам аргиллитово-песчаный комплекс следует относить к флишу, в частности к песчаному или грубому флишу. Характерной чертой его является резкое преобладание песчаников, которые образуют часто довольно мощные пласты.

Чтобы представление о песчаном флише было полнее, приведем несколько цифровых параметров, характеризующих его ритмичность. Используем числовые величины, предложенные Н. Б. Вассоевичем (1948) и чешскими исследователями Э. Менчиком и В. Песлом (Mencik E., Pesl V., 1965). Для определения близости к типичному флишу мы воспользуемся коэффициентом флишевости (Вассоевич, 1948). Он равен $\frac{100-D}{100}$, где D — роль доминирующего типа пород в сложении данной пачки флиша, выраженная в %. Коэффициент „Ф" дает представление о роли второстепенных пород в сложении свиты; чем он больше, тем больше „флишевость" отложений (обычно $\Phi < 0{,}7$).

Из других количественных величин нами использованы:

1) коэффициент цикла (*Кс*), выражающий количество циклов, приходящихся на 1 м мощности пачки, — $Кс = \frac{1}{MC}$, где MC — мощность цикла;

2) коэффициент ритмичности (*KR*), выражающий среднее количество циклов на 1 м мощности данной пачки — $KR = \frac{nC}{\Sigma MC}$, причем

$$\Sigma MC = MC_1 + MC_2 + MC_3 + \ldots MC_n;$$

3) процент песчанистости данной пачки (*Ps*), выражаемый отношением общей мощности всех первых элементов циклов (Σ MIEC) к общей мощности всех измеренных циклов $Ps = \frac{\Sigma MIEC}{\Sigma MC} \cdot 100$, где

$$\Sigma MIEC = MIEC_1 + MIEC_2 + MIEC_3 + \ldots MIEC_n.$$

По преобладающему проценту циклов в определенном интервале мощности чешские ученые (E. Mencik, V. Pesl, 1965) рекомендуют разделять ритмичность на:

1) крупную ритмичность флиша: $KR \leqslant 1$; количество циклов с $Кс \leqslant 1$ превышает 66,6%;

2) среднюю ритмичность флиша: $KR > 1$ до 10; количество циклов; $Кс > 1$ до 10; превышает 66,6%;

3) мелкую ритмичность флиша: $KR > 10$; количество циклов с $Кс > 10$ превышает 66,6%.

В таблице 8 приведено значение параметров, характеризующих песчаный флиш из различных тектонических зон. Из цифровых данных видно, что коэффициент флишевости для песчаного флиша колеблется от 0,10 до 0,32, очень редко он опускается до 0,07.

Коэффициент песчанистости комплекса достигает 68—93%. Коэффициенты ритмичности колеблются от 0,78 до 5,10. В связи с тем, что процент циклов в песчаном флише с коэффициентом цикличности до единицы и от 1 до 10 превышают 66,6%, то ритмичность его определяется как крупная и средняя.

Постоянными спутниками песчаного флиша являются конгломераты и конгломерато-брекчии с хаотическими текстурами оползневого происхождения. Они обычно образуют невыдержанные пласты мощностью от 0,5 до 5 м, реже до 15 м. Но в некоторых районах количество прослоев конгломерато-брекчий значительно увеличивается и тогда песчанистый флиш превращается в дикий флиш. Среди дикого флиша встречаются мелкие глыбы песчаников и известняков, а также отторженцы аргиллитового и аргиллитово-песчаного флиша. В песчаниках и алевролитах дикого флиша часто присутствует обильный обуглившийся растительный детрит и отпечатки стеблей и листь-

Таблица 8

Цифровая характеристика отдельных типов флиша

Тип флиша, зона	Коэффициенты				Количество циклов в %			Ритмичность
	Ф	Ps%	Кс	KR	Кс ⩽ 1	Кс > 1 до 10	Кс > 10	
Песчаный								
Мечетлинская, правый борт р. Ханака	0,11	89	1,0—33	3,1	5	95	—	Средняя
Центральногиссарская, сай Бачаульды	0,07	93	0,4 — 1,7	0 78	90	10	—	Крупная
Центральногиссарская, левый борт р. Дарахти-Сурх	0,21	80	0,6— 2	1.8	32	68	—	Средняя
То же	0,323	68	0,4 — 2	0 83	98	2	—	Крупная
Каравшинская, правый борт р. Каравшин	0,23	83	0,8— 2,8	1,0	30	70	—	Средняя
Высокие предгорья Алая, левый борт р. Каравшин в районе с. Бадек	0,29	70	0,5— 3	5,1	10	90	—	»
Высокие предгорья Алая, бассейн сая Тарджилга	0,20	80	0,5— 2,5	3,0	25	75	—	»
Нормальный								
Мечетлинская, левый борт р. Ханака	0,461	46	0,8 - 12	2.2	15	12	73	Мелкая
Мечетлинская, р. Мубарак	0,456	54	1,5 10	3,6	—	100	—	Средняя
Центральногиссарская, левый борт р. Дарахти-Сурх	0,467	47	12 —50	15 6	—	—	100	Мелкая
Центральногиссарская, сай Бачаульды	0,432	43	3 — 7	4,4	—	100	—	Средняя
Высокие предгорья Алая, сай Тарджилга	0,42	42	1,5— 4.8	4,9	—	100	—	»
Каравшинская, сай Карагаты	0,316	32	0,6—10	2,7	12	88	—	»
Высокие предгорья Алая, левый борт р. Кшемыш	0,415	42	4 — 25	9,9	—	33	67	Мелкая
Высокие предгорья Алая, левый борт р. Кшемыш	0,47	53	2,0—12	5,0	—	68	32	Средняя
Аргиллитовый								
Высокие предгорья Алая, сай Тарджилга	0,22	22	2 —11	6,7	—	67	33	»
Центральногиссарская, сай Снежный (бассейн р. Кара-Куль)	0,13	13	0,5— 5	1,2	10	90	—	»
Каравшинская, правый борт р. Каравшин	0,043	4,3	1,4— 0,5	0,81	86	14	—	Крупная

ев. В основании конгломератов и песчаников резко выражена поверхность размыва с разнообразными гиероглифами. Примером, характеризующим дикий флиш, является разрез среднекаменноугольных отложений по левому борту р. Ханака (рис. 38, *IV*).

1. Грубозернистый песчаник с обильным гравием, массивный — 30 см.

2. Плохо отсортированный среднегалечный конгломерат с редкими валунами. Окатанность галек хорошая. Текстура конгломератов беспорядочная. На предыдущем слое лежит с размывом — 55 см.

3. Сильно известковистый алевролит темного цвета, содержащий обломки и целые раковины брахиопод и гастропод, а также одиночных кораллов — 40 см.

4. На предыдущем слое с размывом залегает грубозернистый песчаник. Нижняя часть пласта сложена гравелито-песчаником с огромным количеством бесформенных обломков алевролитов и мелкой галечки. Очень редко встречаются и более крупные обломки эффузивных пород — 80 см.

5. Тонкое чередование алевролитов и средне-, мелкозернистых массивных песчаников — 70 см.

6. Крупногалечный с редкими валунами конгломерат с обильным песчано-гравийным заполнением зеленоватого цвета. Обломки довольно хорошо окатаны, сортировка плохая. Конгломерат резко сменяется вверх по разрезу гравелитом. В основании конгломерата размыв — 170 см.

7. Гравелит, начинается зоной до 40 см, сложенной почти нацело обломками алевролитов, которая на восток сменяется алевролитами с тонкими прослоями мелкозернистых песчаников. Гравелит вверх по разрезу сменяется песчаником — 105 см.

8. Черный известковистый аргиллит, в восточном направлении целиком исчезает вследствие размыва—8 см.

9. Песчаник среднезернистый массивный — 17 см.

10. Известковистый аргиллит, в восточном направлении целиком размыт — 12 см.

11. Песчаник крупно- и среднезернистый массивный — 86 см.

Последняя разновидность песчаного флиша часто сменяет по простиранию песчано-гравелитово-конгломератовый комплекс, указывая на то, что она формировалась несколько дальше от области сноса. Песчаный флиш является переходным комплексом от песчано-гравелитово-конгломератового к песчано-аргиллитовому (нормальному флишу). Что касается условий образования песчаного флиша, то все признаки (резкое преобладание грубообломочных осадков, размыв в основании ритмов, рябь волнения, косая слойчатость и пр.) указывают, что он формировался в условиях неглубокой части моря. Это была зона, где осадок подвергался интенсивному взмучиванию и переотложению, за счет чего создавалась отсортированная слоистость. Образование песчаного флиша связано со временем резкого подъема областей размыва (кордильер), что вызвало обильное поступление терригенного материала в бассейн осадконакопления. Ритмичное же чередование слоев песчаников и алевролитов было создано в результате мелких частых колебательных движений пульсационного типа, охватывающих не только область размыва, но и область осадконакопления.

Алевролитово-песчаный комплекс

Особой разновидностью аргиллитово-песчаного комплекса может служить недоразвитый флиш, так называемый алевролитово-песчаный комплекс, который встречается в бассейне р. Ханака. Основной породой рассматриваемого комплекса служат граувакковые песчаники,

содержащие разнообразный органогенный детрит, среди которого различаются обломки брахиопод, гастропод, криноидей, водорослей и фораминифер. Вместе с детритом встречаются редкие целые раковины фузулинид и брахиопод. Наряду с раковинным детритом отмечаются и остатки наземных растений в виде мелких обуглившихся кусков древесины и растительного детрита. Органогенный детрит в породе рассеян беспорядочно, какой-либо закономерности в распределении установить не удается.

Песчаники слагают пласты мощностью от 0,2 до 3 м, которые разделены между собой тонкими прослоями сильно известковистых алевролитов, последние в редких случаях переходят в аргиллит. Наиболее мощные пласты песчаников бывают разделены между собой пакетами (от 0,3 до 5 м) тонкого чередования алевролитов и песчаников (табл. II, *1*). В известковистых алевролитах встречаются редкие экземпляры брахиопод, гастропод и единичные кораллы.

Песчаники внизу сложены всегда более грубым материалом, который вверх постепенно или резко сменяется менее грубым. Нижняя основная часть пластов песчаников массивная; верхняя более мелкозернистая с горизонтальной и косой слойчатостью, которая иногда бывает осложнена подводнооползневыми сингенетичными деформациями, наиболее часто отмечающимися в алевролитах в виде неправильных бессистемных складочек и разнообразных колобковых и спиральных структур. Для алевролитов характерна горизонтальная косая и косоволнистая слойчатость. Косая слойчатость обычно встречается в комбинации с горизонтальной.

Контакты алевролитов с песчаниками всегда резкие и четкие. Песчаник на алевролите лежит всегда с отчетливым размывом. Им довольно часто бывают уничтожены полностью или только на отдельных участках слои алевролитов или даже целые пакеты тонкого чередования алевролитов с песчаниками. В этом случае пласт песчаника очередного ритма ложится с размывом прямо на песчаник нижележащего ритма, а о существовании алевролитов указывают лишь значительные скопления обломков неправильной формы в нижней части пласта. Все вышеизложенное свидетельствует о значительном размыве перед отложением очередного ритма. В связи с размывом подошва песчаников всегда неровная, на ней имеются разнообразные гиероглифы. На верхней поверхности песчаников изредка наблюдаются знаки ряби волнения. В алевролитах кроме того отмечаются ходы червей. Примером данной разновидности может служить разрез верхнемосковских отложений по левому борту р. Ханака в южном крыле синклинали.

1. Песчаник внизу грубо- и крупнозернистый массивный, вверху средне-, мелкозернистый с отчетливой горизонтальной слойчатостью, которая несколько осложнена подводнооползневыми деформациями. Подошва песчаника неровная, кровля довольно ровная — 200 см.
2. Известковистый алевролит темного цвета — 6 см.
3. Песчаник массивный очень крепкий от грубозернистого внизу до мелкозернистого вверху. На подстилающем слое лежит с отчетливым размывом. В основании слоя отмечаются обломки алевролитов из подстилающих отложений — 90 см.
4. Алевролит с горизонтальной слойчатостью — 4 см.
5. Песчаник средне- и мелкозернистый с отчетливой микрослойчатостью вверху. На нижней поверхности отпечатки со следов ряби волнения — 80 см.

6. Известковистый алевролит темного цвета, осложненный сингенетичными деформациями. В алевролите встречаются редкие раздробленные раковины брахиопод и гастропод, а также одиночные кораллы — 15 см.

7. Песчаник среднезернистый, массивный, с неясными гиероглифами на нижней плоскости —25 см.

8. Алевролит — 5 см.

9. Песчаник среднезернистый, очень крепкий, косослойчатый, с сингенетическими деформациями вверху — 30 см.

10. Очередной слой крупно- и среднезернистого песчаника с размывом лежит на предыдущем. В основании песчаника отмечаются мелкие редкие обломки алевролитов — 60 см.

11. Алевролит с тонкими частыми прослоями мелкозернистых песчаников — 16 см.

В целом для алевролитово-песчаного комплекса, как видно из разреза, характерна неравномерная, но довольно крупная наслоенность. Стратификация здесь преобладает асимметричного типа, но встречается очень редко и симметричная (маятниковая).

Специфический набор пород, слагающих комплекс, указывает на своеобразные условия осадконакопления. По всей видимости, данный комплекс является недоразвитой разновидностью песчаного флиша.

Песчано-аргиллитовые комплексы

Нормальный флиш

Основными породами комплекса являются: 1) песчаник крепкий, известковистый, внизу крупно- или среднезернистый, вверху мелкозернистый с обильными разнообразными гиероглифами на нижней поверхности; 2) песчаник мелкозернистый алевритистый, переходящий кверху в алевролит, характерны горизонтальная и косая слойчатость, а также сингенетические деформации; 3) известковистый аргиллит, темного цвета, часто алевритистый, иногда с обильным растительным шламом, нередко тонкослоистый от чередования более светлых прослойков, обогащенных алевролитом, и более темных, лишенных или обедненных последним. Среди данного комплекса можно выделить две разновидности.

Первая состоит из ритмичного чередовния зернистых пород с известковистыми аргиллитами. Каждый ритм обычно начинется песчаником, редко гравелитом. Песчаники и гравелиты в структурном отношении образуют единый пласт. Нижняя основная часть пласта сложена более грубым материалом, который постепенно сменяется более тонкозернистым. Мелкозернистый песчаник часто сменяется у кровли песчанистым алевролитом. Иногда мелкозернистый песчаник становится тонкоплитчатым и его можно легко отделить от нижележащей более грубой части пласта. Однако наряду с пластами с отсортированной слойчатостью, встречаются пласты песчаников, где уменьшение частиц снизу вверх отсутствует или выражено очень слабо и только у самой кровли. Нередки случаи, когда в пластах песчаников отсутствуют средне- или мелкозернистые части пластов. Для песчаников характерна горизонтальная и косая микрослойчатость. Косая слойчатость обычно встречается в комбинации с горизонтальной. Иногда в отдельных пластах отмечается разнонаправленная косая слойчатость. На нижних плоскостях пластов в изобилии присутствуют гиероглифы ме-

ханического и биогенного происхождения. Верхняя поверхность напластования обычно ровная или слабо волнистая. В мелкозернистых песчаниках и алевролитах наблюдаются сингенетичные деформации подводнооползневого происхождения.

Мощность песчанистых слоев от 5 до 40 см, реже до 1,5 м, и заметно изменяется по простиранию.

Песчаники разделены слоями или пакетами аргиллитов. Пакеты состоят из частого тонкого чередования аргиллитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников. Мощности пластов обломочных пород в пакетах колеблются от 0,5 до 3 см. Микроскопическое изучение показало, что в этих очень тонких пластах зернистых пород отчетливо отмечается уменьшение зернистости снизу вверх и микроскопическая горизонтальная и косая слойчатость, плохо заметная простым глазом. Мощность чисто аргиллитовых слоев колеблется от 2 до 60 см, а пакетов от 20 до 250 см. Наиболее распространенные средние мощности ритмов в нормальном флише изменяются от 20 до 50 см. Аргиллиты в данном комплексе почти всегда преобладают над песчаниками или присутствуют приблизительно в одинаковом количестве. Для описываемого комплекса характерны отдельные пласты мощностью от 0,5 до 3 м конгломерато-брекчии и конгломератов с хаотичными текстурами подводнооползневого происхождения. Конгломерато-брекчии и конгломераты не выдержаны по простиранию и замещаются крупнозернистыми песчаниками, в которых не отмечается уменьшение зернистости от подошвы к кровле.

Примером интересующей нас разновидности комплекса может послужить разрез, составленный по левому борту сая Тарджилга (рис. 40, *I*).

1. Песчаник серый, очень крепкий, известковистый, грубозернистый внизу и среднезернистый вверху — 20 см.

2. Известковистый аргиллит темного цвета с редкими миллиметровыми прослоями алевролитов — 13 см.

3. Конгломерато-брекчия с обильным глинисто-алевролитово-песчаным цементом, текстура беспорядочная — 60 см.

4. Песчаник известковистый, внизу массивный грубозернистый; среднезернистый тонкослоистый у кровли — 40 см.

5. Аргиллит с редкими прослоями алевролитов — 75 см.

6. Среднезернистый песчаник, постепенно переходящий вверх в мелкозернистый. На нижней поверхности встречаются гиероглифы — 12 см.

7. Известковистый аргиллит с тонкими частыми прослоями мелкозернистых песчаников и алевролитов — 21 см.

8. Мелкозернистый песчаник с мелкими сингенетичными деформациями — 15 см.

9. Известковистый аргиллит — 24 см.

10. Мелкозернистый песчаник с косой слойчатостью диагонального типа с гиероглифами на нижней плоскости — 11 см.

11. Алевролит — 2 см.

12. Аргиллит — 5 см.

13. Среднезернистый песчаник — 4 см.

14. Мелкозернистый песчаник с горизонтальной микрослойчатостью, кверху переходит в песчаный алевролит — 10 см.

15. Аргиллит с миллиметровыми прослоями мелкозернистых песчаников и алевролитов — 80 см.

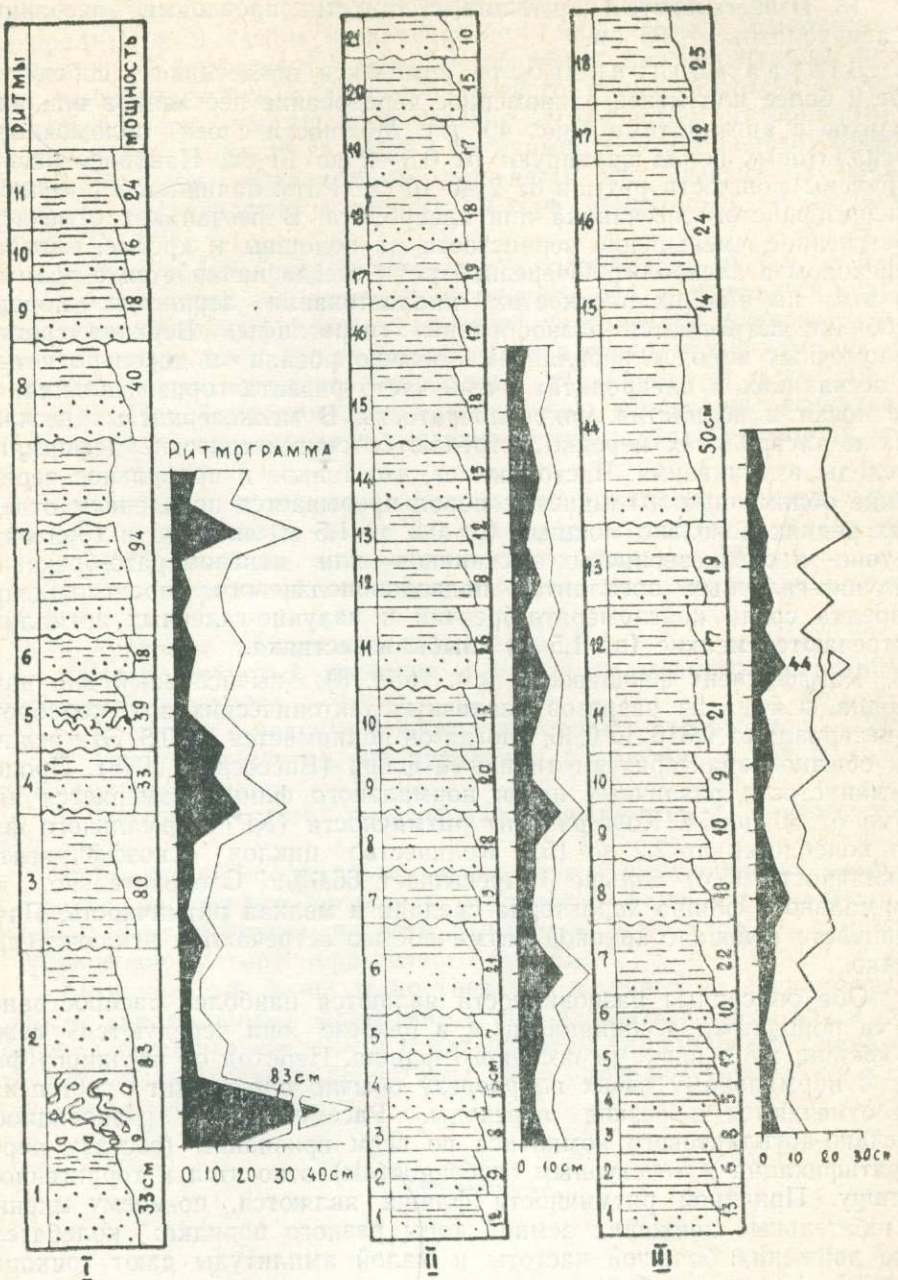


Рис. 40. Характер строения отдельных пачек песчано-аргиллитового и аргиллитового флиша.

I — разрез нормального флиша первой разновидности по саю Тарджилга.
II — разрез нормального флиша второй разновидности по саю Бачаульды.
III—разрез аргиллитового флиша по саю Тарджилга. Условные обозначения те же, что и на рис. 38.

16. Песчаник от грубо- до среднезернистого с гиероглифами на нижней плоскости напластования — 10 см.

17. Песчаник мелкозернистый косослойчатый — 5 см.

18. Известковистый аргиллит с тонкими прослоями песчаников и алевролитов — 65 см.

Вторая разновидность комплекса представляет собою тонкое и более или менее равномерное чередование песчаников или алевролитов с аргиллитами (рис. 40, *II*). Мощности слоев обломочных и аргиллитовых пород варьируют от 0,5—2 до 10 см. Наиболее распространены *мощности ритмов от 2 до 10 см. Ритм начинается с мелко-* и среднезернистого песчаника или алевролита. В песчаниках отмечается постепенное уменьшение зернистости от подошвы к кровле, иногда с переходом в алевролит. Очередной ритм всегда начинается с размыва, поэтому на нижних плоскостях напластования зернистых пород в изобилии встречаются разнообразные гиероглифы. Верхняя граница обломочных пород с аргиллитами обычно ровная и довольно четкая. В песчаниках и алевролитах очень часто развита горизонтальная, реже *косая и волнистая микрослойчатость. В мелкозернистых песчаниках* и алевролитах нередко встречаются сингенетические деформации и следы взмучивания. Часто бывает, что тонкое и правильное чередование обломочных и глинистых пород прерывается появлением отдельных редких довольно мощных (от 0,2 до 1,5 м) пластов и горизонтов крупно- и среднезернистых песчаников или конгломерато-брекчии и валунно-галечных аргиллитов подводнооползневого происхождения. Изредка среди конгломерато-брекчий и валунно-галечных аргиллитов *встречаются мелкие (до 1,5 м) глыбы известняка.*

Коэффициент флишевости (см. табл. 8), вычисленный для пачек флиша, взятых из разрезов различных тектонических зон, колеблется *в интервале от 0,316 до 0,46, иногда он поднимается до 0,5. Эти величи*ны обычно характеризуют типичный флиш (Вассоевич, 1948). Процент песчанистости различных пачек нормального флиша измеряется цифрами от 30 до 54. Коэффициент ритмичности (KR) нормального флиша колеблется от 2,2 до 15,6. Количество циклов с коэффициентом цикличности (Кс) больше 1 превышает 66,6%. Следовательно, для нормального флиша характерна средняя и мелкая ритмичность. Пачки типичного флиша с крупной ритмичностью встречаются исключительно редко.

Обе описанные разновидности являются наиболее распространенными породными ассоциациями и в разрезе они чередуются между собой или же с пачками песчаного флиша. Переход от песчаного флиша к нормальному вверх по разрезу обычно происходит постепенно, но отмечаются и резкие переходы. Рассмотренные разновидности песчано-аргиллитового комплекса по всем признакам (составу пород, стратификации и текстурным особенностям) относятся к терригенному *флишу. Причиной ритмичности флиша являются, по-моему мнению,* колебательные движения земной коры разного порядка: колебательные движения большой частоты и малой амплитуды дают тонкоритмичный флиш, колебательные движения несколько меньшей частоты и большей амплитуды — нормальный среднеритмичный флиш. Накопление флиша происходило, несомненно, в бассейне с большой гидродинамической активностью вод, сейсмичностью и неустойчивым положением осадков. Об этом свидетельствует наличие текстур изменчивых течений, знаков волнения, оползание осадков и грандиозные обвалы.

В данном комплексе резко преобладают аргиллиты (75—95%). Кроме аргиллитов в сложении комплекса принимают также участие алевролиты и в самом незначительном количестве мелкозернистые песчаники. Спорадически здесь встречаются невыдержанные пласты или даже горизонты подводнооползневого происхождения, состоящие из неравномерно обогащенной песчано-алевритистым материалом глинистой массы с редкой галькой и валунами. В целом данный комплекс характеризуется неоднородным строением, что зависит от неравномерного распределения в толщах пластов алевролитов и песчаников (рис. 40, *III*).

Пласты алевролитов и песчаников колеблются от 0,5 до 5 см и встречаются через значительные интервалы. Но в отдельных участках комплекса появляются пакеты тонкого чередования алевролитовых и аргиллитовых слоев, где роль алевролитов несколько возрастает. Процент песчаности аргиллитового флиша варьирует от 5 до 25% (см. табл. 8). Подобные комплексы свойственны в основном верхнекаменноугольной части разреза и слагают верхнюю часть ритмов II порядка.

Примером, характеризующим данный комплекс, могут служить отложения по правому борту сая Снежного (бассейн р. Каракуль).

1. Известковистые аргиллиты черного цвета — 300 см.
2. Мелкозернистый песчаник, к кровле переходящий в алевролит — 6 см.
3. Аргиллит темного цвета — 85 см.
4. Мелкозернистый песчаник с неясными мелкими гиероглифами на нижней плоскости — 4 см.
5. Аргиллит с редкими тонкими прослоями алевролитов — 250 см.
6. Слабо известковистые аргиллиты с пластом в 0,8 м валунно-галечных аргеллитов — 110 см.
7. Тонкое и частое чередование аргиллитов и алевролитов — 100 см.

Из приведенного разреза видно, что в описываемом комплексе главную роль играют аргиллиты и второстепенную алевролиты и песчаники. Этот комплекс, по всей видимости, принадлежит к наиболее глубоководному типу терригенного флиша.

Аргиллитовый флиш тесно связан с песчаным и аргиллитово-песчаным (нормальным) флишами, и они замещают друг друга как в вертикальном разрезе, так и в латеральном направлении. Смена одного типа флиша другим происходит чаще всего постепенно, но встречаются и резкие переходы.

ГЛАВА VII

ФАЦИИ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Приведенные данные по литологии отложений средне—верхнего карбона показывают, что они представляют собой сложный комплекс разнообразных осадочных пород, свидетельствующий о различных условиях осадконакопления. Но прежде чем перейти к характеристике конкретных палеогеографических условий, существовавших в каждой из геотектонических зон в период отложения изученных толщ, мы остановимся сначала на некоторых общих вопросах образования флиша.

Флишевая формация считается одной из наиболее всесторонне изученных. Тем не менее многие вопросы, связанные с ее генезисом, глубиной флишевого бассейна, с ролью течений и др., остаются по сей день спорными и, следовательно, окончательно не решенными. Относительно генезиса флишевых осадков существует много различных гипотез, но наиболее распространенными и конкурирующими между собой в настоящее время являются две: 1) гипотеза эпизодичности и 2) осциляционная гипотеза.

Гипотеза эпизодичности за последнее время получила весьма широкое распространение среди советских и особенно зарубежных геологов. В основу этой гипотезы положено представление о том, что флишевая стратификация является результатом действия подводных суспензионных потоков (turbidity currents) различной плотности. Доказательство существования мутьевых, суспензионных потоков сторонники данной гипотезы видят в градационной слоистости (graded bedding), т. е. в уменьшении обломочных частиц от подошвы к кровле слоя в зернистых породах, вызванной последовательным выпадением из мути в осадок сначала более грубых, а затем все более мелких фракций. Сторонники этой гипотезы предполагают, что мутьевые потоки зарождаются на склонах флишевого трога, где шло накопление в большом количестве песчаного материала. Для возникновения потоков необходима значительная крутизна подводных склонов и, следовательно, большая глубина (800—1000 м) бассейна. На этих больших глубинах шло накопление илистых осадков, временами прерываемое мутьевыми потоками, которые приносили сюда песок и алеврит из прибрежных зон. Причиной возникновения суспензионных потоков могут быть землетрясения, сильные штормы и оползни. Рассматриваемая гипотеза, казалось бы, с первого взгляда довольно просто и убедительно объясняет происхождение флиша. При более тщательном анализе выясняется несоответствие между гипотезой и наблюдаемыми фактами, что она довольно слабо аргументирована, имеет обилие уязвимых мест и множество противоречий. В связи с этим она вызывает законную критику со стороны сторонников осцилляционной гипотезы (Вассоевич, 1951; Рухин, 1959 и др.). Хорошо аргументированной критике в последнее время эта гипотеза подвергалась со стороны

И. В. Архипова (1965). Приведем некоторые доводы этого исследователя, направленные против гипотезы мутьевых потоков.

Мы уже знаем, что основным доказательством гипотезы мутьевых потоков являетя градационная слойчатость внутри пластов обломочных пород в терригенном флише. Но имеющиеся данные по структурно-текстурным и морфологическим особенностям начальных элементов флиша указывают на то, что градационная слойчатость является не единственным признаком элементов флишевых ритмов; кроме нее известны и многие другие, не менее важные виды внутренней слойчатости, возникновение которых не может быть объяснено действием мутьевых потоков. На некоторых из них, отмеченных и в нашем флише, мы остановимся.

1. Имеются пласты обломочных пород, где уменьшение величины частиц снизу вверх отсутствует или выражено очень слабо.

2. Встречается прерывистый тип градационной слойчатости, характеризующийся отсутствием средне- или мелкозернистой части пласта обломочной породы.

3. «Скачкообразный» тип градационной слойчатости, заключающийся в том, что смена снизу вверх грубообломочных фракций происходит не постепенно, а скачкообразно, через определенные интервалы, внутри которых направленного изменения размера обломочных частиц не наблюдается.

4. Тонкая внутренняя слойчатость, характерная для начальных элементов ритма.

5. Мелкая косая слойчатость внутри песчаников и алевролитов с разной направленностью наклона смежных слойков. Косая слойчатость обломочных пород флишевых серий нередко встречается в комбинации с горизонтальной.

Следует обратить внимание, что перечисленные особенности пластов обломочных пород являются не исключением из правил, а весьма типичны для флишевых осадков разных эпох и регионов. Таким образом, сторонники гипотезы мутьевых потоков из большого разнообразия видов внутренней слойчатости, берут только текстуру graded bedding, которая больше всего удовлетворяет их и игнорируют другие, не менее важные, но которые не могут быть объяснены с точки зрения гипотезы мутьевых потоков. Здесь мы замечаем явное преувеличение роли градационной слойчатости и принижение других структурно-текстурных особенностей, присущих флишевым пластам, что и привело к неправильному выводу об условиях флишеобразования.

Гипотеза мутьевых потоков рассматривает лишь терригенный флиш, в то же время известно, что литология флиша очень разнообразна. Довольно часто роль песчаников, алевролитов выполняют глинистые известняки и мергели, нередко глинисто-кремнистые, карбонатно-кремнистые и другие породы. Илисто-карбонатный, карбонатно-кремнистый или кремнисто-карбонатный ил по своим физико-химическим свойствам мало чем отличается от глинистого ила и при осаждении из единого суспензионного потока не получилось бы обособленных пластов, резко отличающихся по составу от подстилающих и перекрывающих глинистых пород.

Невозможно объяснить, по нашему мнению, с позиции этой гипотезы и происхождение двучленного песчано-алевролитового флиша, который широко распространен в Мечетлинской тектонической зоне. Если флиш образовался в глубоком бассейне, в зоне накопления глинистых илов, то как же в данном случае объяснить отсутствие гли-

нистой части ритма? Против глубинности флиша свидетельствуют и такие признаки как трещины усыхания, следы волновой ряби, обилие растительных остатков, резкие фациальные переходы флиша в заведомо мелководные образования, которые типичны для осадков малых и средних глубин.

Все изложенное, по нашему мнению, свидетельствует о том, что мутьевые потоки не являются главным фактором в формировании флишевой ритмичности. Флишевая ритмичность, как правильно отмечает Н. Б. Вассоевич, является частным случаем повторной (периодической) слоистости осадочных образований, поэтому и причины, породившие ее следует рассматривать не сами по себе, взятые изолированно, а в ряду всех тех геологических факторов, которые способны создавать ритмическую стратификацию (Вассоевич, 1951, стр 199). Упрощенное же понимание процесса флишеобразования, основывающееся только на какой-то одной закономерности, может привести только к серьезным ошибкам.

Таких недостатков, с нашей точки зрения, лишена осцилляционная гипотеза. Сторонники этой гипотезы (Н. Б. Вассоевич, В. А. Гроссгейм, Л. Б. Рухин и др.) считают, что ритмичность флиша является результатом пульсационных колебательных движений земной коры. Смена пород раличной зернистости в разрезе создается за счет периодического изменения глубины бассейна и положения береговой линии, вызванных пульсационными колебательными движениями земной коры в сочетании с направленными волновыми движениями зон относительного погружения и воздымания.

Присутствие в толщах терригенного флиша только трансгрессивных и отсутствие регрессивных ритмов, свидетельствует об асимметрии колебательных движений, о чередовании плавных движений с движениями резкими, скачкообразными. Отсутствие регрессивных ритмов показывает, что «колебательные движения состоят в плавном нарастании погружений, прерываемом быстрым поднятием» (Хаин, 1954, 149, стр.). Частоты и амплитуды колебательных движений во времени постоянно менялись. В отдельные периоды отмечалась тенденция увеличения частоты и уменьшения амплитуды, в другие — наоборот, уменьшение частоты и увеличение амплитуды. Это привело к образованию пачек различных типов флиша, чередования которых в разрезе образовали уже более крупные ритмы по сравнению с флишевыми.

Считая первопричиной возникновения флишевой ритмичности дифференцированные колебательные движения, сторонники этой гипотезы ни в коей мере не игнорируют воздействия на процесс флишеобразования таких факторов как климат, морские течения, мутьевые потоки, подводные оползни и др. Такой всесторонний подход к проблеме флишеобразования выгодно отличает данную гипотезу от гипотезы эпизодичности.

Конечно, осцилляционная теория тоже не лишена некоторых недостатков, но она лучше других объясняет все особенности флиша. Поэтому мы остаемся на ее позициях.

Формирование флишевых осадков началось одновременно на значительной территории Гиссаро-Алая, начиная с конца эпохи среднего карбона и продолжалось довольно длительное время, вплоть до конца верхнего карбона. Флишевый режим, установившийся на территории Гиссаро-Алая, пришел на смену после незначительного перерыва, довольно устойчиво существовавшим условиям, в которых формировались карбонатная и спилито-кератофировая формации.

Изучение площадного распределения флиша и расположения областей сноса показывает, что накопление флиша происходило в сравнительно узких (20—40 км) и довольно протяженных прогибах трогообразной формы, ограниченных с двух сторон кордильерными поднятиями.

Прогибы обычно ограничивались по бортам краевыми разломами (Кухтиков, 1968), которые играли часто роль палеогеографических границ. В процессе накопления флишевых толщ эти разломы вели активную жизнь, по ним происходили иногда резкие скачкообразные поднятия кордильер, что приводило к мощным обрушениям и оползням пород в зоне разломов.

Кордильеры, ограничивающие троги с бортов, являются основными поставщиками громадного количества обломочного материала во впадины. Контролирующее влияние близко расположенных кордильер сказалось и на характере распределения осадков во флишевых бассейнах. Распределение фаций осадочных образований на протяжении конца среднего и всего верхнего карбона в различных геотектонических зонах указывает на постоянно существовавшие источники терригенного материала. Прилегающие к кордильерам части флишевых бассейнов сложены преимущественно грубыми обломочными толщами, состоящими из чередования конгломератов, гравелитов, песчаников и пачек песчаного флиша. Эти осадки часто сопровождаются большим количеством экзотических утесов и глыб. Следует однако заметить, что на разных этапах осадконакопления фациальная обстановка в этой зоне на одних и тех же участках существенно менялась. И тогда вместо грубых осадков начинали накапливаться более тонкозернистые, в том числе нормальный и аргиллитово-алевролитовый флиш. Различный состав отложений здесь зависит от тектонических движений и ряда других причин. Области развития дикого и грубого флиша всегда четко вырисовываются в виде узких полос, параллельных крупным структурным элементам Гиссаро-Алая. Эту полосу распространения наиболее мелководных грубых осадков мы будем выделять в самостоятельную прибрежную фациальную зону.

Более удаленные от области сноса участки флишевых бассейнов сложены преимущественно различными типами терригенного флиша и субфлишем. Роль конгломератов и гравелитов здесь сведена до минимума. На отдельных участках удается наблюдать постепенный переход грубых осадков прибрежной зоны в нормальный флиш. Смена грубых осадков прибрежной зоны флишем указывает на увеличение глубины бассейна по направлению к центру впадины. Зону накопления флиша мы выделяем также в самостоятельную фациальную зону. Так обстоит дело с одним бортом флишевого прогиба. Осадки же другого борта обычно отсутствуют или слабо выражены. Эта особенность флишевых трогов впервые была подмечена Н. Б. Вассоевичем (1951) на примере кавказского флиша. В тех же прогибах, где осадки второго борта сохранились, они представлены грубым и диким флишем.

Помимо отмеченных двух основных поставщиков обломочного материала, которые ограничивали прогиб с обеих сторон, внутри самого прогиба часто существовали отдельные внутренние поднятия, на что указывает литологическая изменчивость флиша. Иногда эти поднятия были приурочены к внутризональным разломам.

Приведенные выше особенности условий образования осадков являются общими для всего периода седиментации флиша Гиссаро-

Алая. В то же время некоторая разница в характере литофаций и строении ритмов указывает на то, что в различных геотектонических зонах в период осадконакопления существовали свои специфические условия, которые с течением времени также менялись.

Перейдем к конкретной характеристике фациальных условий, существовавших в отдельные этапы в разных геотектонических зонах. В позднемосковское время после незначительного перерыва в осадконакоплении на территорию Гиссаро-Алая вновь вернулось море. К этому времени исследуемая территория распалась на ряд довольно узких впадин, которые были разделены между собой значительными поднятиями (рис. 41). Каждый прогиб обычно соответствовал одной геотектонической зоне М. М. Кухтикова (1967) или части зоны. Поэтому при описании палеогеографической обстановки мы оставим за впадинами наименования, предложенные М. М. Кухтиковым для тектонических зон.

Разрезы верхнемосковского флиша для одних и тех же фациальных зон во всех геотектонических зонах довольно однообразны, что свидетельствует о сходных условиях седиментации. Во всех геотектонических зонах для периода флишеобразования можно наметить общее пространственное распределение литологических комплексов вдоль поперечного профиля: конгломерато-гравелитово-песчаный комплекс, песчаный (грубый), нормальный, аргиллитовый флиш.

Первые два комплекса характерны для прибрежных, наиболее мелководных частей флишевых бассейнов, прилегающих к кордильерам; остальные присущи более глубоким средним частям флишевой впадины.

На территории Мечетлинской геотектонической зоны в позднемосковское время существовал прогиб, ограниченный с севера Гиссарским поднятием (Османталинская зона М. М. Кухтикова). Границей между ними служил Ходжа-Обигармский краевой разлом. Южная граница прогиба не устанавливается.

Прибрежная зона отчетливо намечается вдоль южной окраины Гиссарского поднятия по отложениям, сохранившимся в бассейнах рек Ханака и Лючоб. Ее южную границу можно провести чисто условно, ибо смена мелководных прибрежных отложений более глубоководным, терригенным флишем происходит постепенно. Это указывает на то, что хотя флиш и образовался в несколько более глубоководных условиях, по сравнению с прибрежными осадками, в целом он формировался, несомненно, в относительно мелководном бассейне.

В истории прибрежной зоны в течение позднемосковского времени отчетливо намечается два этапа, несколько отличающиеся условиями осадконакопления. Для первого этапа характерно развитие грубообломочных пород. Это связано с некоторым подъемом северной кордильеры, что в свою очередь привело к усилению эрозионной деятельности на суше. В прибрежной зоне в это время накапливаются толщи, состоящие из чередования валунно-галечных конгломератов, гравелитов, песчаников и очень редко алевролитов. Иногда среди вышеуказанных пород появляются пачки песчаного флиша. Среди этих отложений отмечаются редкие глыбы биогермовых известняков среднего карбона. Очень характерно, что наиболее грубообломочные осадки распределялись не равномерно в прибрежной зоне, а концентрировались на отдельных участках, сменяясь более тонкими песчано-алевролитовыми или песчано-глинистыми. В плане скопления грубого материала образуют субмеридиональные языки, выклинивающиеся к югу.

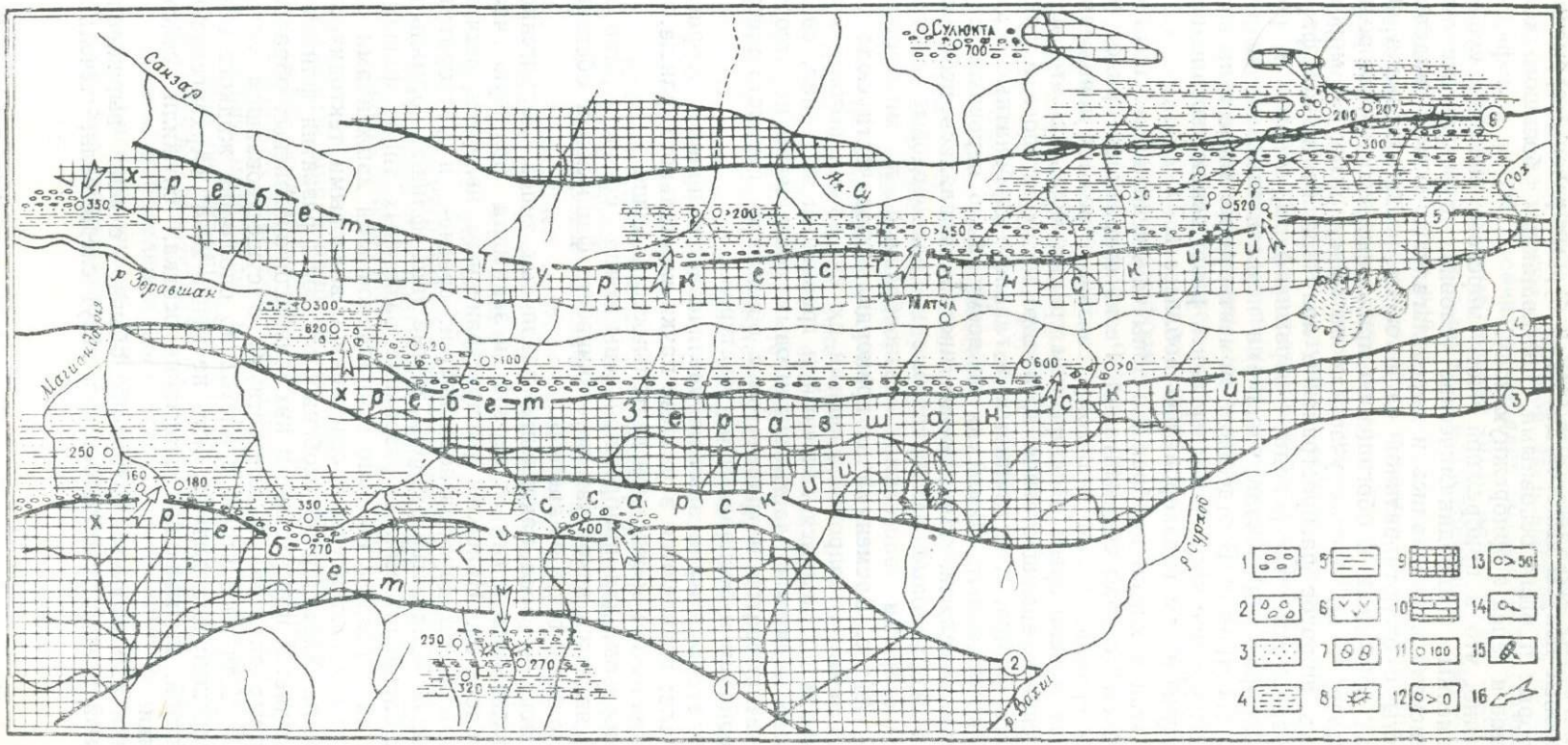


Рис. 41. *Литолого-палеогеографическая карта для конца московского века.*

1 — галечники и гравий; *2* — брекчии и конгломерато-брекчии подводнооползневого происхождения; *3* — пески; *4* — алевриты; *5* — глины; *6* — вулканогенные породы; *7* — известняковые глыбы; *8* — биогермы; *9* — области размыва, сложенные изверженными, метаморфическими и осадочными породами; *10* — области размыва, сложенные карбонатными породами; *11* — разрезы с полной мощностью; *12* — разрезы по обнажениям, мощности не известны: *13* — мощность неполная; *14* — ориентировка гиероглифов: *15*—направление наклона плоских галек; *16*—направление потоков (по преобладающим наклонам косых слойков).

Это своеобразные конусы выносов довольно бурных речек и временных потоков, которые и были основными поставщиками большого количества валунов и галек в прибрежную зону.

Несомненно, что в прибрежной части морского бассейна существовали переменные гидродинамические условия, в результате чего осадки интенсивно взмучивались и переотлагались, о чем свидетельствуют пласты с отсортированной слоистостью. Относительная подвижность вод приводила к обогащению придонных слоев кислородом, что способствовало на многих участках пышному развитию морской фауны. Здесь широкое распространение получила бентонная фауна: кораллы, брахиоподы, гастроподы, фораминиферы, мшанки и реже криноидеи, которые образовали участками незначительные тела типа биогермов и биостромов. В отдельные моменты рифогенные тела выводились из-под уровня моря и подвергались разрушению, возникавшие при этом валуны и глыбы захоронялись поблизости.

Второй этап в жизни прибрежной зоны ознаменовался существенным изменением условий седиментации. Резко сократился принос терригенного материала, что, по-видимому, связано с резким понижением области сноса и некоторым расширением границ моря. В это время шло накопление преимущественно аргиллито-алевролитового и аргиллито-песчаного флиша, т. е. глинистые и глинисто-карбонатные осадки здесь резко преобладают. Дно, судя по всему, было неровным, с углублениями и отмелями. На отмелях иногда появлялись небольшие биогермовые коралловые, водорослевые и брахиоподовые постройки, между которыми расселялся разнообразный и многочисленный мелкий бентос. Временами из прикордильерной части сюда подводными оползнями и сопровождающими их мутьевыми потоками высокой плотности доставлялся галечный и гравийный материал, свидетельством чего являются пласты пудинговых, совершенно не отсортированных конгломератов и гравелитов с обильным глинисто-алевритистым материалом и беспорядочной текстурой.

К концу второго этапа заметно увеличивается принос терригенного материала; появляются в разрезе пачки нормального флиша, что связано с оживлением эрозионной деятельности на суше.

Таким образом, для прибрежной зоны конца среднего карбона характерной является некоторая неустойчивость фациальной обстановки как по площади, так и во времени.

Вторая зона — зона накопления различных типов терригенного флиша располагалась к югу от первой и занимала большую часть флишевого бассейна. Наиболее распространенным является песчано-алевролитовый флиш двух разновидностей: средне- и мелкоритмичный. В меньшем количестве развиты другие типы флиша: нормальный и аргиллито-алевролитовый. Образование различных типов флиша и чередование их в разрезе вызвано осцилляционными движениями различной частоты и амплитуды в сочетании с волновыми тектоническими движениями. Характерной особенностью зоны развития флишевых отложений является присутствие в них подводнооползневых образований. Подводные оползни свидетельствуют о существовавшем уклоне морского дна. Для того чтобы происходило оползание жидкого осадка, уклон морского дна должен быть не менее 2—4° (Архангельский, 1930). Причиной, вызывающей оползание осадка, служили сейсмические толчки.

Песчаники и алевролиты во флише обычно с ясно выраженной горизонтальной и косой слойчатостью и несут следы волн, течений и

различные механоглифы и т. п. Все это указывает, что динамика среды была всегда достаточно активной. Наблюдение над ориентировкой гиероглифов и косой слойчатостью дает возможность установить направление течений. Главные течения были направлены с севера и северо-востока на юг — юго-запад, второстепенные имели широтное направление с востока на запад.

Периодически во время сильных штормов и моретрясений из прибрежной зоны подводными оползнями и грязевыми потоками высокой плотности сюда приносился галечник, гравий и песок. В результате образовались пласты валунно-галечных аргиллитов и пудинговых конгломератов, конгломерато-брекчий и гравелитов с хаотичными текстурами и обогащенные песчано-алевритистой глиной. Одновременно в зону накопления флиша мутьевыми потоками и течениями из прибрежной зоны доставлялся органогенный детрит и обломки растительных остатков. Они — почти синхронные осадконакоплению, но встречаются и асинхронные формы.

Фауна этой фациальной зоны представлена преимущественно червями-илоедами.

Глубина формирования флиша в этой зоне была непостоянна: наименьшей она была при формировании песчаной части ритма и несколько увеличивалась при образовании алевритистой и глинистой части. Если учесть, что расстояние от берега до оси флишевого прогиба не превышает 15—20 км, а уклон дна взять 2—3° (современные донные оползни происходят при этих уклонах), то глубина формирования первого элемента ритма колеблется в интервале от нескольких десятков метров до 300 м в осевой части бассейна.

К концу московского века отмечается значительное обмеление флишевого бассейна и даже частичное прекращение осадконакопления, на что указывает залегание с размывом базальных конгломератов верхнекаменноугольных отложений. В начале позднего карбона резко усилился подъем в области Гиссарского поднятия, что привело соответственно к значительному увеличению поступления грубообломочного материала в бассейн.

Грубообломочный материал концентрировался на участках, существовавших в прибрежной зоне в позднемосковское время. Накопление грубообломочных осадков в некоторые промежутки времени сменялось осаждением более тонкого материала. Об этом свидетельствует чередование пачек, сложенных конгломератами, гравелитами и крупнозернистыми песчаниками, с пачками песчано-алевролитового и песчано-глинистого флиша (рис. 42).

К концу позднего карбона резко сократился принос грубого обломочного материала и в прибрежной зоне в это время накапливались довольно тонкие алевролито-песчаные и глинисто-алевролитовые осадки.

Животный мир в прибрежной зоне в верхнем карбоне по-прежнему оставался богатым, хотя образование рифогенных тел прекратилось, что связано, вероятно, с большим и более частым приносом грубообломочного материала по сравнению с позднемосковским временем. Среди бентоса преобладали брахиоподы, гастроподы и фораминиферы. Реже встречались кораллы, криноидеи и трилобиты.

В южном направлении количество грубообломочного материала постепенно уменьшалось и основную роль в осадконакоплении стали играть песчано-алевролитовые, алевролито-глинистые и песчано-гли-

нистые осадки. Фациальная обстановка сохранилась такой же, какой она была в позднемосковское время.

Основным поставщиком обломочного материала, судя по расположению фациальных зон, терригенно-минералогическим особенностям комплексов и направлению главных течений, на протяжении конца среднего и всего позднего карбона служила южная часть Гиссарского поднятия, сложенная в то время спилито-кератофировой, андезитовой и вулканогенно-осадочной толщами среднего карбона, также, очевидно, прорывающими их гранитоидами Гиссарского плутона.

На территории Центральногиссарской геотектонической зоны, начиная с позднемосковского времени, существовал относительно узкий трогообразный прогиб (шириной в 15—40 км) широтного простирания, ограниченный по бортам краевыми разломами (см. рис. 41). На крыльях этого прогиба возвышались кордильерные поднятия, на юге —Гиссарское, на севере — Ягнобское.

Для верхнемосковских отложений Центральногиссарского прогиба мы выделяем две фациальные зоны: 1) прибрежную, сложенную преимущественно грубообломочными породами и песчаным флишем и в меньшей степени другими разновидностями флиша, и 2) зону преимущественно флишевых накоплений.

Отложения прибрежной зоны сохранились только вдоль южной кордильеры. Осадки второго борта не сохранились. В истории прибрежной зоны в течение позднемосковского времени отчетливо отмечается два этапа. Первый этап характеризуется развитием грубообломочных отложений. В это время на большей части территории прибрежной зоны накапливались значительные толщи преимущественно конгломератового состава и реже песчано-гравийного с пластами и горизонтами конгломератов. Иногда среди них отмечаются редкие глыбы нижне-среднекаменноугольных известняков.

В районе бассейна р. Зидды в позднемосковское время во флишевый бассейн впадала река, в дельте которой формировался галечно-гравийно-песчаный мыс. Временами этот придельтовый мыс погружался ниже уровня моря и тогда здесь на отмелях из песка и галечника создавались благоприятные условия для появления небольших биогермовых построек, сложенных водорослями и табулятами. При обмелении или резком увеличении приноса обломочного материала рекой органогенные постройки разрушались и поставляли материал для крупных валунов и глыб. Река вместе с грубым материалом приносила в бассейн большое количество растительных остатков. Присутствие участками глыб и большого количества валунов среди конгломератов свидетельствует, что берега здесь были возвышенными, местами с крутыми скалистыми уступами. Иногда, по-видимому, под действием сильных землетрясений, конгломераты несколько сползали в глубь бассейна, где перемешивались с глинисто-карбонатным илом и образовывали горизонты валунно-галечных аргиллитов или конгломератов с хаотичными подводнооползневыми текстурами.

Обломочный материал в конгломератах и гравелитах представлен преимущественно разнообразными известняками девонского и каменноугольного возраста, кремнистыми породами, песчаниками, сланцами и аргиллитами, значительно реже встречаются гальки интрузивных и эффузивных пород. Песчаники принадлежат граувакко-аркозовой группе и характеризуются обилием в их составе обломков кварца, полевых шпатов и кремнистых пород, остальные компоненты представлены известняками, сланцами, эффузивами среднего и кислого

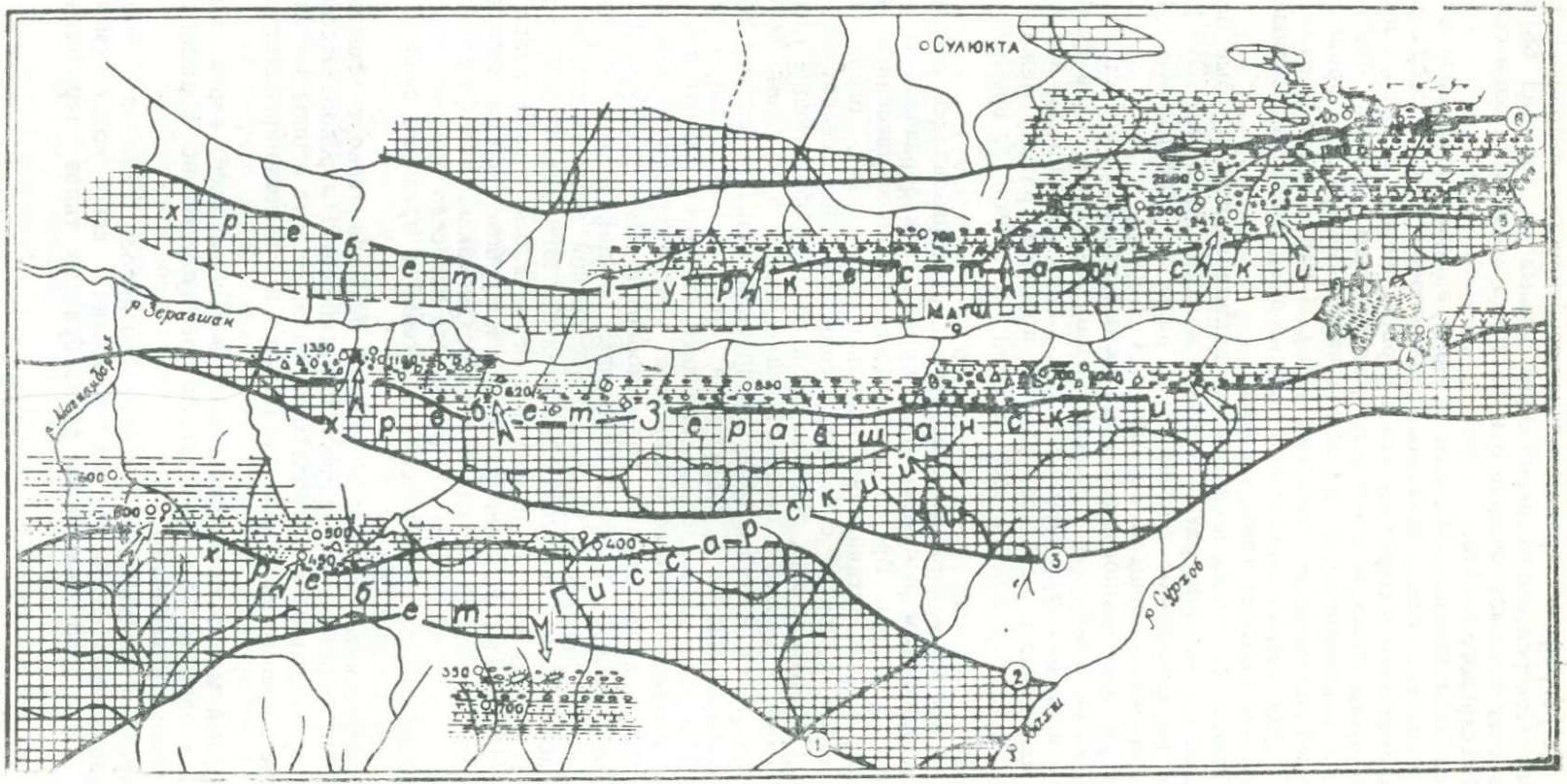


Рис. 42. Литолого-палеогеографическая карта для позднекаменноугольной эпохи. Условные обозначения те же, что и на рис. 41.

состава. Петрографо-минералогические особенности литологических комплексов Центральногиссарской зоны указывают, что они образовались за счет размыва северного и частично южного склонов современного Гиссарского хребта.

Второй этап позднемосковской истории в прибрежной зоне ознаменовался изменениями режима осадконакопления. Резко сократился принос обломочного материала, что в первую очередь связано с понижением области сноса и некоторым расширением границ морского бассейна. Уменьшение приноса обломочного материала привело к резкому увеличению роли глинистых пород. В данный этап накапливались преимущественно глинисто-алевролитовые, глинисто-песчаные и реже песчано-глинистые типы осадков.

В бассейне р. Зидды по-прежнему накапливаются грубые осадки: песчаники и конгломераты, иногда с мелкими глыбами. Это указывает на неравномерное тектоническое развитие прибрежной суши. Ширина прибрежной зоны не превышает 4—8 км.

К северу зона мелководных прибрежных осадков сменяется другой фациальной зоной, где шло накопление различных типов флиша. Она охватывала большую часть прогиба. Смена фациальных зон происходит постепенно и не всегда удается провести границу между ними, тем более, что в течение всей истории она время от времени менялась.

Зона накопления флишевых осадков характеризовалась специфическим тектоническим режимом, что и приводило к образованию флишевой стратификации. Временами процесс флишеобразования прерывался периодами активизации подвижек по разлому, ограничивающему флишевый прогиб с севера и сопровождался сейсмическими толчками. Следствием этих толчков были обвалы, образующие глыбовые включения, и оползни, перерастающие иногда в мутьевые потоки высокой плотности, которые транспортировали вниз по склону крупный обломочный материал прибрежной зоны в центральную часть бассейна. Результатом подводных оползней являются пласты и целые горизонты валунно-галечных аргиллитов, конгломератов и конгломерато-брекчий с характерными подводнооползневыми текстурами.

В начале позднего карбона произошел общий подъем в районе кордильеры, что привело к усилению эрозионной деятельности на суше, и в бассейн стало поступать значительное количество грубого материала. В результате в прибрежной зоне началось формирование горизонтов, сложенных галечно-гравийным и грубозернистым песчаным материалом. Однако на разных этапах осадконакопления фациальная обстановка в зоне несколько менялась. Это зависело прежде всего от дифференцированных тектонических движений в пределах суши и на площади осадконакопления.

Кратковременный подъем в области размыва вскоре сменился некоторым опусканием, что привело к расширению морского бассейна и к резкому сокращению грубого материала. В этот период началось накопление преимущественно песчаного и песчано-аргиллитового флиша.

Животный мир в прибрежной зоне в течение всего верхнекаменноугольного периода был представлен преимущественно фораминиферами и реже брахиоподами.

Прибрежное мелководье к северу сменилось довольно быстро другой фациальной зоной, где на протяжении всей позднекаменноугольной эпохи шло накопление разнообразных типов терригенного

флиша, прерываемое изредка подводными оползнями, которые приводили к образованию пластов или горизонтов валунно-галечных аргиллитов и конгломерато-брекчий с хаотическими текстурами.

Очередной верхнепалеозойский прогиб размещался на территории Зеравшано-Туркестанской геотектонической зоны, занимая преимущественно ее южную часть. С двух сторон прогиб ограничивался кордильерными поднятиями. Вдоль южной кордильеры проходил Зеравшанский краевой разлом. Ширина прогиба колебалась в пределах 15—40 км. На западном фланге он несколько расширялся и сливался с Центральногиссарским прогибом.

Для всего периода флишеобразования намечается следующий пространственный ряд комплексов с севера на юг: 1) прибрежно-морской песчано-гравелитово-конгломератовый, 2) аргиллитово-песчаный, 3) грубый (песчаный) флиш с глыбами, 4) конгломераты и конгломерато-брекчии с огромным количеством глыб и глыбовых брекчий. Расположение комплексов в пространстве указывает на существование прибрежных зон вдоль южной и северной кордильеры. Средняя часть бассейна отвечает зоне накопления терригенного флиша.

Начало позднемосковского периода ознаменовалось трансгрессией моря. В это время в полосе, непосредственно прилегающей к северной кордильере (Туркестанское поднятие), накапливались грубообломочные отложения. Наиболее мелководные прибрежные осадки позднемосковского времени хорошо сохранились в бассейне саев Шингак, Гарибак, а также в районе к. Урмитан.

В бассейне саев Шингак и Гарибак верхнемосковские отложения представлены плохо отсортированными валунно-галечными конгломератами, гравелитами, песчаниками и реже алевролитами. Изредка здесь встречаются глыбы каменноугольных известняков. В песчаниках и алевролитах местами отмечаются скопления растительных остатков.

Чередование вышеперечисленных пород в разрезе вызвано частой сменой характера приносимого обломочного материала и миграцией положения береговой линии.

К югу глубина бассейна заметно возрастала. Уже в районе к. Урмитан среди верхнемосковских отложений совершенно исчезают конгломераты, они замещаются гравелитами, песчаниками, углистыми алевролитами и аргиллитами.

О мелководной обстановке, существовавшей при накоплении охарактеризованной толщи, свидетельствует механический состав пород, окраска красноватая и сиреневая, косая слойчатость и большие скопления остатков наземной флоры. Растительные остатки и грубый материал сносились с рядом расположенной кордильеры и захоронялись в прибрежной зоне. Состав обломочного материала в осадках зоны свидетельствует о сносе его с поднятия, которое существовало в районе осевой части нынешнего Туркестанского хребта. Ширина прибрежной зоны не превышала 5—8 км.

Для второго этапа характерно некоторое расширение и углубление морского бассейна. Прибрежная полоса несколько мигрировала к северу, осадки ее в настоящее время не сохранились. На месте прежней прибрежной зоны в это время шло накопление аргиллитов и углистых алевритистых аргиллитов, чередующихся с алевролитами и редкими прослоями песчаников и гравелитов. Среди этих осадков встречаются изредка известняковые глыбы различной величины, что свидетельствует о значительной крутизне берегов.

В южной основной части впадины верхнемосковские отложения

представлены однообразной толщей, состоящей из чередования различных типов терригенного флиша со знаками течений и многочисленными мелкими и довольно крупными оползневыми деформациями. В незначительном количестве здесь встречаются прослои гравелитов. В южном направлении количество песчаных прослоев значительно возрастает, увеличивается их грубость, появляются отдельные глыбы известняков и песчаников. Все это позволяет предполагать существование второй кордильеры в районе современного Зеравшанского хребта (Ягнобское поднятие). Прибрежные осадки верхнемосковского возраста в настоящее время погребены под верхнекаменноугольными отложениями. Береговая линия располагалась, вероятно, где-то в районе Зеравшанского краевого разлома. Движения по этому разлому на отдельных этапах приводили к обрушению пород в районе кордильеры, которые затем постепенно сползали в зону накопления флиша.

К концу позднемосковского времени происходит некоторое сокращение и обмеление морского бассейна и даже частичный подъем прибрежной зоны из-под уровня осадконакопления. Незначительное сокращение морской акватории в скором времени сменилось новой трансгрессией и расширением морского бассейна. Начало трансгрессии моря запечатлено базальными конгломератами в основании верхнего карбона. Начиная с этого времени, в истории южной прибрежной зоны четко намечаются два этапа. Первый этап характеризуется накоплением значительной толщи, состоящей из чередования конгломерато-брекчий, разногалечных конгломератов, гравелитов, песчаников и реже аргиллитов, среди которых в большом количестве встречаются глыбы и утесы известняка, серицито-хлоритовых и кремнистых сланцев. Судя по размещению фракций и составу обломочного материала и глыб, суша размещалась на территории нынешнего Зеравшанского хребта, сложенного карбонатными породами, глинистыми и кремнистыми сланцами, песчаниками верхнего силура, девона и карбона.

Периодически во время наиболее активных движений по Зеравшанскому разлому в районе Ягнобской кордильеры происходили обрушения огромных масс пород, которые затем сползали в понижения рельефа под действием сил гравитации, где и захоронялись впоследствии в виде отдельных глыб и своеобразных глыбовых брекчий.

Катастрофические землетрясения, являющиеся следствием движений по разлому, приводили не только к обрушению пород в районе кордильеры, но и одновременно к оползанию еще не отвердевших осадков и излиянию грязевых вулканов. Все это в комплексе привело к образованию значительных толщ тиллитоподобных конгломерато-брекчий с огромным количеством глыб и утесов.

Движения по разлому вызвали местами кратковременные подводные излияния, в результате которых были образованы линзообразные тела, сложенные спилитами, туфобрекчиями и туфами. Среди эффузивов отмечаются в значительном количестве глыбы карбонатных пород, линзы конгломератов и конгломерато-брекчий, что свидетельствует о сопровождении подводных излияний обвалами и оползнями.

Второй этап характеризуется накоплением толщ, состоящих из чередования пачек различного типа флиша и флишоидных пород при полном преобладании глинистых пород. Конгломераты из разреза полностью исчезают, а гравелиты сохраняются только в редких прослоях.

Все это связано, по всей видимости, с некоторым расширением и углублением морского бассейна. Прибрежная полоса несколько была отодвинута к югу. Прибрежные фации сейчас не наблюдаются, так

как они находились несколько южнее современных выходов отложений второй половины верхнего карбона и были уничтожены в процессе последующего размыва.

Присутствие среди флишевых отложений большого количества глыб и утесов карбонатных пород указывает, что обвалы береговых уступов были обычным явлением для данного этапа.

Огромные (свыше 1000 м) мощности верхнекаменноугольных отложений свидетельствуют об интенсивном прогибании морского дна в южной части впадины.

На территории двух остальных геотектонических зон (Курганакской и Высоких предгорий Алая) существовал единый морской бассейн, ограниченный с двух сторон значительными поднятиями. Бассейн был вытянут в широтном направлении, ширина его достигала от 50 до 60 км. В восточном направлении бассейн был открыт и соединялся с аналогичным морским бассейном Алайского прогиба, где в это время также накапливались флишевые осадки (Лисицына, 1956). В западном направлении бассейн, вероятно, также был открыт и уходил за пределы исследуемой площади.

Несмотря на то что на территории двух вышеуказанных зон существовал в целом единый морской бассейн, в нем отчетливо можно было выделить два трога, разделенных между собой узкой подводной кордильерой, которая была приурочена к Заамин-Каравшинскому межзональному краевому разлому М. М. Кухтикова (1964). Несомненно, что на отдельных этапах развития подводный барьер превращался в островное поднятие, поставляя во впадины грубообломочный материал. Об этом ярко свидетельствуют горизонты конгломерато-брекчий и конгломератов, отдельные глыбы и утесы известняков, встречаемые здесь во флише. Оба трога, разделенные барьером, характеризовались несколько неодинаковым тектоническим режимом, на что указывают различные мощности флишевых отложений и строение разрезов. Так, в прогибе, расположенном на территории зоны Высоких предгорий Алая, за период от конца среднего до конца верхнего карбона накопилось флишевых осадков от 600 до 1200 м, а в Курганакской зоне за это же время мощности достигли 2000—3000 м. Все это указывает на то, что Каравшинский межзональный разлом, в это время существовал и играл контролирующую роль в процессе осадконакопления.

Начало позднемосковского времени характеризуются усилением нисходящих движений, особенно в средних частях прогибов. Опускание суши вызвало трансгрессию моря. В обеих геотектонических зонах верхнемосковские отложения лежат на размытой поверхности известняков московского возраста.

Осадки прибрежной зоны в Курганакской тектонической зоне сохранились только вдоль северного подножья Туркестанского хребта. Они представлены здесь преимущественно конгломератами и грубозернистыми песчаниками. В отдельные периоды накопление конгломератов сменялось грубым песчаным флишем. Иногда из прикордильерной части сюда сползали отдельные глыбы карбонатных пород и подвергались здесь же захоронению. Участками в наиболее благоприятных условиях в прибрежной зоне шло образование рифогенных известняков. Ширина прибрежной зоны, по-видимому, не превышала 4--6 км.

Дальше к северу принос грубообломочного материала сокращается и осадки мелководной прибрежной зоны сменяются осадками более глубоководной зоны. Это зона накопления преимущественно флиша.

Глубина формирования различных типов терригенного флиша была разная. В наиболее мелководных условиях формировался грубый песчаный флиш, а в более глубоководных частях впадины — субфлиш и алевролито-аргиллитовый флиш. Ведущую роль в формировании флишевых толщ играли дифференцированные колебательные движения различной амплитуды. В соответствии с этими колебательными движениями происходило некоторое смещение фациальных зон и изменение характера осадконакопления. Периодам поднятия кордильеры отвечают песчаный и нормальный флиш, периодам опускания соответствует аргиллитовый флиш и субфлиш .

Широкое развитие в алевролитах и мелкозернистых песчаниках подводнооползневых текстур указывает на существование в зоне образования флиша частых подводных оползней и на значительный уклон морского дна. Наблюдения над складочками оползания показывают, что большинство их опрокинуто своими замками к северу. Это свидетельствует об уклоне морского дна в северном направлении. К средней части впадины дно постепенно выполаживается до минимума, о чем можно судить по исчезновению оползневых текстур.

Иногда в зону образования флиша мутьевые потоки высокой плотности приносили из прибрежной зоны значительное количество грубого материала (валуны, галька и гравий), на что указывает наличие среди флиша пластов пудинговых конгломератов, конгломератобрекчий с хаотичными текстурами и валунно-галечные аргиллиты. Причиной возникновения мутьевых потоков и оползания жидких осадков, судя по всему, были сейсмические толчки и сильные штормы.

Все вышесказанное, а также различного типа слойчатость, отпечатки со следов течения, волочения и размыва указывают на то, что зона флишевого накопления отличалась большой гидродинамической активностью вод и неустойчивым положением осадков. Наблюдения над ориентировкой гиероглифов и наклоном косой слойчатости в песчаниках и алевролитах показывают, что основные течения были направлены с юга и юго-запада на север и северо-запад.

Органический мир, за исключением червей-илоедов, был очень беден. Только отдельные пласты алевролитов и аргиллитов содержат незначительные скопления радиолярий и спикул кремнистых губок, основная же часть пород либо лишена вообще органических остатков, либо содержит незначительное количество детрита, представленного обломками брахиопод и фораминифер. Обломки водорослей и фораминифер встречаются только в песчаниках и, судя по их виду, находятся во вторичном залегании. Из прибрежной зоны сюда в значительном количестве течениями доставлялся растительный детрит, который иногда образует значительные скопления.

Состав обломочного материала и расположение фациальных зон в пространстве указывает на то, что основной областью сноса было Туркестанское поднятие, обрамляющее каравшинский трог с юга.

Такова фациальная обстановка, существовавшая в конце московского века на одном борту флишевого трога. Что касается второго борта, то здесь на всей площади вплоть до второй кордильеры шло накопление преимущественно тонкоритмичного нормального и аргиллитового флиша. В отдельные периоды активизации, когда подводная кордильера испытывала резкие поднятия по Каравшинскому краевому межзональному разлому и частично выводилась из-под уровня моря, принос обломочного материала в бассейн резко увеличивался. В эти периоды активизации вдоль кордильеры формировались гори-

зонты крупноритмичного песчаного флиша, конгломератов и конгломерато-брекчий. Подъем кордильеры сопровождался, по-видимому, катастрофическими землетрясениями, которые вызывали огромные обвалы в районе кордильеры и подводные оползни еще не отвердевших осадков у подножья кордильеры. В результате этого среди флиша образовались специфичные горизонты с глыбами и подводнооползневыми текстурами.

Следует отметить, что наряду с глыбами и обломками пород нижнего и среднего карбона здесь в большом количестве отмечаются глыбы и галька, сложенные органогенными известняками, заключающими фауну, очень близкую по возрасту с вмещающими породами. Очевидно, что на отдельных участках подводной кордильеры создавались подходящие условия для развития рифов, которые затем при дальнейшем подъеме подвергались размыву и разрушению. Рифы поставляли во флишевый бассейн не только материал для глыб и обломков, но и большое количество разнообразного органогенного детрита и перемытых фораминифер.

Почти на всей площади второй впадины, охватывающей зону Высоких предгорий Алая, шло образование терригенного флиша. Причем к северу заметно увеличивается роль глинистых осадков во флише.

Грубые осадки прибрежной зоны вдоль южной кордильеры Высоких предгорий Алая отсутствуют и здесь повсеместно формировался флиш. Но этот флиш во многих своих частях обогащен карбонатными глыбами и утесами.

Грубые осадки в этой зоне сохранились только к востоку от угольного месторождения Сулюкта. Здесь в позднемосковское время существовал остров, к западу от которого шло накопление толщи значительной мощности (до 700 м), состоящей из чередования конгломератов, гравелитов и песчаников. Остров был сложен карбонатными породами девон-каменноугольного возраста и поставлял в бассейн огромное количество обломочного материала. В периоды сильных землетрясений с островного поднятия сползало много глыб и утесов, которые составляли его шлейф. Радиус разноса глыб не превышал 5 км.

Изучение гиероглифов в зоне Высоких предгорий Алая показывает, что они имеют две четко выраженные ориентировки. Одна группа гиероглифов ориентирована своими заостренными концами на север—северо-запад, другая на северо-запад (ближе к широтному). Все это ясно свидетельствует о существовании в описываемом троге морских течений двух направлений: одни течения были направлены с севера—северо-запада на юг—юго-восток, вторые — с северо-запада на юго-восток (почти широтные).

В самом конце среднего и частично в начале позднего карбона произошло некоторое сокращение морской акватории, которое очень скоро сменилось новой трансгрессией. Она зафиксирована в разрезе конгломератами и поверхностью размыва.

В позднем карбоне вдоль южного Туркестанского поднятия попрежнему существовала прибрежная зона. Ширина ее на превышала 5—7 км. В южной, прилегающей к кордильере части этой зоны накапливались преимущественно валунно-галечные конгломераты и гравелиты с редкими глыбами известняка нижне- и среднекаменноугольного возраста. В северном направлении конгломераты и гравелиты сменяются диким и груборитмичным песчаным флишем. Значительно реже здесь происходило образование тонкоритмичного нормального и аргиллитового флиша.

В результате тектонических колебательных движений описанные подзоны прибрежной зоны регулярно перемещались, благодаря чему и была создана сложная толща мощностью около 400 м, состоящая из чередования конгломератов, конгломерато-брекчий, пудинговых конгломератов, гравелитов, разнозернистых песчаников и отдельных пачек песчаного, нормального и аргиллитового флиша. Следует обратить внимание, что вышеуказанные отложения часто сложно деформированы, перемешаны между собой, отчего отдельные пласты, даже значительной мощности, невозможно проследить по простиранию. Конгломераты, конгломерато-брекчии и пудинговые конгломераты очень быстро замещаются по простиранию песчаниками или пакетами песчаного, нормального и аргиллитового флиша и, наоборот, среди конгломерато-брекчий и пудинговых конгломератов встречаются крупные (5—20 м) отторженцы флишевых песчаников, аргиллитов и отдельных пакетов тонкоритмичного флиша. Некоторые пакеты аргиллитово-алевритового флиша содержат в большом количестве гальку и валуны известняков и кремнистых пород, в беспорядке рассеянных в породе. Строение и состав данной толщи указывают на то, что в формировании ее принимали участие не только дифференцированные тектонические колебательные движения, но и подводные оползни, а также, возможно, мутьевые потоки. Не вызывает сомнений, что это была зона большой гидродинамической активности вод и неустойчивого положения осадков. Бури и течения часто взмучивали и перемещали материал, на что указывают отсортированная и косая слойчатость, знаки течения, размыва и волнения.

Органический мир зоны, вероятно, в связи с большой подвижностью осадков был беден, о чем свидетельствуют очень скудные остатки обломков раковин брахиопод, гастропод и фораминифер. Наиболее широкое развитие здесь получили черви, следы жизнедеятельности их встречаются в значительном количестве как в мелкозернистых песчаниках и алевролитах, так и в аргиллитах. С прилежащей кордильеры в прибрежную зону сносилось большое количество растительных остатков, которые частично здесь же и захоронялись.

Вышеописанные грубые отложения несколько севернее перекрыты толщей, сложенной преимущественно черными аргиллитами, чередующимися с пачками тонкоритмичного алевритово-аргиллитового и реже нормального флиша. Характерным для этой части разреза является наличие огромного количества экзотических глыб и утесов, как обособленных друг от друга, так и в виде своеобразных горизонтов глыбовых брекчий обвально-оползневого происхождения. Утесы и глыбы сложены карбонатными породами девонского, нижне- и среднекаменноугольного возраста. По всей видимости, во второй половине позднего карбона произошло резкое опускание морского дна по Туркестано-Алайскому краевому разлому, за счет чего увеличилась глубина моря. Несколько уменьшилась область сноса. Мелководная прибрежная полоса в это время отсутствовала. Глубокая часть моря подходила прямо к крутым скалистым берегам кордильеры, и мелкозернистые илы подходили вплотную к берегу. Скалистые берега в результате подмыва и сильных замлетрясений обваливались в море и давали огромное количество глыб и утесов. Обвалы эти происходили одновременно почти на всем протяжении кордильеры и часто следовали один за другим. В результате образовались горизонты глыбовых брекчий, протягивающиеся на многие километры. Оползневые глыбы, падая в илистые осадки, увлекали с собой жидкие, еще не вполне от-

вердевшие осадки, из-за чего глыбы и глыбовые горизонты часто сопровождаются зонами хаотичных дислокаций со всеми признаками подводных оползней. Животный мир здесь был представлен почти *одними червями-илоедами.*

На остальной части Каравшинского морского бассейна вплоть до второй кордильеры располагалась другая фациальная зона, где на протяжении всего позднего карбона формировалась мощная (свыше 2000 м) толща, состоящая в основном из ритмичного чередования пачек, сложеных различными типами терригенного флиша.

Следует отметить, что в первой половине позднего карбона в момент наибольшей активности кордильеры, когда в прибрежной зоне формировалась толща, состоящая преимущественно из песчаного, дикого и нормального флиша, в интересующей нас зоне соответственно накапливалась толща флиша, в которой песчаники и алевролиты несколько преобладали над глиной. Во второй половине верхнего карбона, когда наметилось опускание морского дна и увеличение глубины моря, роль глинистых осадков во флише резко возросла.

Второй половине верхнего карбона отвечает мощная толща, состоящая из ритмичного чередования аргиллитов, тонкоритмичного аргиллитового флиша и реже нормального флиша. Причем хорошо наблюдается уменьшение роли песчаников и увеличение роли алевролитов и аргиллитов с удалением от кордильеры, поставляющей обломочный материал во флишевый бассейн.

С приближением к северной подвижной кордильере резко возрастает число пачек песчаного (грубого) флиша и их мощность. Появляются пласты и целые горизонты конгломератов. Среди флиша в изобилии появляются известняковые глыбы и утесы, а также горизонты с многочисленными признаками подводных оползней.

Огромная мощность флишевых образований свидетельствует об интенсивном прогибании морского дна, происходящем одновременно с поднятием кордильеры. Поднятие кордильеры связано с движением по Каравшинскому краевому разлому и периодически сопровождалось сильными землетрясениями, которые в свою очередь вызывали крупные обвалы и оползни.

Ведущую роль в распределении обломочного материала несомненно играли морские течения. «Течения, так сказать, брали в свои руки процесс осадочного перераспределения и управляли рассортировкой *по дну его продуктов» (Вассоевич, 1951,* стр. 160). Существование регулярных течений во флишевом бассейне подтверждается наличием в песчаниках и алевролитах большого количества знаков-слепков с борозд размыва и волочения, косой и горизонтальной слойчатостью. Судя по ориентировке гироглифов и косой слойчатости, в позднекаменноугольном бассейне существовали течения двух направлений: одни течения были направлены с севера на юг, другие — с юго-запада на северо-восток (ближе к широтному).

Животный мир почти исключительно был представлен червями-илоедами. Встречающиеся в песчаниках редкие раковины и обломки фораминифер находятся во вторичном залегании и перемыты из более древних по возрасту отложений, поэтому палеогеографического значения они не имеют.

В другом флишевом троге, расположенном на территории зоны Высоких предгорий Алая, в позднекаменноугольное время отмечается некоторая пространственная фациальная зональность в распределении осадков, обусловленная различной удаленностью отдельных

участков от области сноса. Вдоль северных подножий каравшинской подводной кордильеры накапливались осадки с признаками прибрежного мелководья. Ширина этой зоны, по-видимому, не превышала 6—8 км. Осадки прибрежной зоны известны сейчас только в бассейне рек Каравшин и Кшемыш.

Прибрежная зона состояла из двух полос. В полосе, непосредственно прилегающей к кордильере, формировались преимущественно валунно-галечные конгломераты и гравелиты с отдельными редкими глыбами карбонатных пород. По периферии, обращенной в сторону моря накапливался преимущественно грубый (песчаный) флиш. Довольно часто образование флиша прерывалось кратковременным накоплением не выдержанных по простиранию пластов и горизонтов конгломерато-брекчий и тиллитоподобных конгломератов с хаотичными текстурами. Указанные породы были образованы в результате подводных оползней и мутьевых потоков высокой плотности, которые выносили с собой из прикордильерной полосы большое количество гравийно-галечного материала.

На эти осадки с признаками мелководья периодически накладывались фации более глубоководных отложений — аргиллитовый и нормальный флиш, что вызвано резким погружением как самого флишевого бассейна, так и кордильеры.

Осадки, расположенные несколько севернее прибрежной полосы, носят признаки более глубоководных и более удаленных от берега образований. Здесь шло накопление преимущественно песчано-аргиллитового и аргиллитового флиша.

Поступление обломочного материала во флишевый трог Высоких предгорий Алая, *судя по составу обломочного материала и расположению* фациальных зон, происходило в основном с южной кордильеры и крупного островного поднятия, располагавшегося к юго-востоку от угольного месторождения Сулюкта. Южная кордильера была в это время сложена преимущественно карбонатными и частично кремнистыми породами нижнего и среднего карбона, а также песчано-сланцевыми отложениями верхнего силура. Северный остров был представлен карбонатными отложениями девон-каменноугольного возраста.

Кроме упомянутых двух основных источников сноса существовал еще один дополнительный в виде небольшого скалистого острова. Он располагался к северу от южной кордильеры в бассейне сая Гуджигор. На существование этого острова в верхнем карбоне указывает наличие во флише большого количества карбонатных глыб силурийского и каменноугольного возраста, а также горизонтов конгломератов и глыбовых конгломерато-брекчий, окружающих остров своеобразным шлейфом. Об этом свидетельствует и первичное (седиментационное) притыкание пластов флиша к массиву верхнесилурийских известняков в верховьях сая Гуджигор, который является реликтом древнего острова. О сносе обломочного материала с этого острова свидетельствует и направление течений. Наклон косой слойчатости и ориентировка гиероглифов указывают, что течения шли с северо-запада на юго-восток (близкие к широтному).

Вторая половина позднего карбона для прибрежной зоны характеризуется накоплением преимущественно нормального и аргиллитово-песчаного флиша, что указывает на углубление бассейна и уменьшение приноса обломочного материала. На основной же территории Высоких предгорий Алая в это время шло накопление значительной (около 700—800 м) толщи, состоящей преимущественно из чередования

мощных пачек аргиллитов с пакетами (от 1 до 4 м) мелкоритмичного флиша. В отдельные моменты истории описываемого периода происходили активные подвижки в зоне кордильеры, что приводило к резкому усилению приноса терригенного материала и к подводным оползням. В результате были образованы отдельные пласты и горизонты конгломератов и конгломерато-брекчий, а также глыбы карбонатных пород. Направления течений во флишевом бассейне во второй половине позднего карбона сохранились прежние.

В заключение необходимо сказать несколько слов о климате периода формирования флишевых осадков. Он был преимущественно теплым, а в отдельные моменты возможно даже жарким, близким к троническому. На это указывает широкое развитие на исследуемой территории древовидных папоротников и лепидофитов, характерных для вестфальской флористической области. На теплый климат указывает и довольно широкое развитие почти во всех геотектонических зонах рифогеных образований, а также высокая известковистость всех пород. Теплый климат на всей территории Гиссаро-Алая, заставляет отказаться от гипотезы ледникового происхождения некоторых образований, очень напоминающих тиллиты. Их происхождение, несомненно, связано с древними обвалами, подводными оползнями и частично с мутьевыми потоками.

ГЛАВА VIII

ФЛИШЕВАЯ ФОРМАЦИЯ ГИССАРО-АЛАЯ

Анализ изложенного материала по стратиграфии, литологии и условиям образования верхнепалеозойских терригенных отложений позволил нам выделить флишевую формацию Гиссаро-Алая.

Учение о формациях еще по-настоящему не сложилось, оно находится в стадии разработки. До сих пор еще не существует единого мнения о том, что такое формация. Состояние данного вопроса разбирается в Материалах Новосибирской конференции (1955) и в некоторых специальных статьях (Херасков, 1952; Вассоевич, 1966 и др.). Под формацией мы вслед за В. Е. Хаиным (1964) будем понимать: «... закономерное и естественное сочетание (парагенез, комплекс, ассоциация) определенного набора горных пород — осадочных, вулканогенных, интрузивных, образующихся на определенных стадиях развития основных структурных зон земной коры». В. Е. Хаин в учении о формациях стоит на позициях генетического (стадийно-зонального) направления, основанного М. Бертраном и развиваемого Н. Б. Вассоевичем, В. В. Белоусовым, Л. Б. Рухиным. Сторонники этого направления считают, что основным, руководящим фактором, определяющим облик формации является тектонический режим, ибо такие признаки формации, как характер стратификации, мощность, площадь распространения в большой степени зависят от тектонического режима.

Флишевая формация Гиссаро-Алая является сложным геологическим образованием: она состоит из целой серии литологических комплексов, большая часть которых по составу пород, характеру стратификации, текстурным и структурным признакам относится к различным разновидностям терригенного флиша, по Вассоевичу (1948) и Келлеру (1949). Главенствующая роль флиша является одним из ведущих признаков флишевой формации. Встречающиеся среди флиша пачки или горизонты, сложенные конгломерато-гравелитово-песчаным комплексом и аргиллитами, для которых ритмичность (обязательный признак флиша) не характерна, играют второстепенную роль и не меняют общего облика формации. Это прибрежные и глубоководные аналоги флиша и выделять их из флишевой формации у нас нет основания.

Б. М. Келлер (1949) считал характерными спутниками флишевой формации различные подводнооползневые образования. Наглядным примером являются терригенные отложения Гиссаро-Алая. Разнообразные подводнооползневые образования, так же как и флишевая стратификация, свидетельствуют об определенных условиях седиментации и активной тектонической жизни флишевых бассейнов и поэтому их, на мой взгляд, следует отнести к разряду основных признаков. Нет флишевых формаций без подводнооползневых

образований — такой вывод вытекает из наших исследований и анализа литературных данных о флишевых формациях всего мира.

Флишевая формация Гиссаро-Алая имеет сложное строение. Это обусловлено изменениями формации как в латеральном, так и в вертикальном направлениях. В *латеральном направлении изменения* связаны с удалением от источника сноса и изменением фациальных условий в этом направлении. В связи с этим во флишевой формации можно выделить отдельные части, несколько отличные друг от друга, которые В. Е. Хаин (1964) предлагает называть субформациями, а Н. В. Хворова (1961) градациями. В большей части тектонических зон Гиссаро-Алая можно выделить две субформации: краевую и срединную.

Краевая субформация сложена преимущественно конгломератами, гравелитами, песчаниками и в *незначительной степени* аргиллитами. Очень широко здесь распространены глыбовые брекчии и конгломерато-брекчии, отдельные глыбы и утесы обвально-оползневого происхождения.

Вышеперечисленные породы могут быть объединены в литологические комплексы или породные ассоциации, которые хорошо выделяются уже в полевых условиях. Эти ассоциации отличаются одна от *другой набором определенных типов пород и характером стратификации.* Такие комплексы не являются случайным сочетанием пород — они *многократно встречаются в толщах, выполняющих прогибы, связаны* с особыми палеогеографическими *условиями и занимают определен*ное положение в формации, вследствие чего их можно определить как парагенетические сочетания.

В краевой субформации мы выделяем следующие парагенетические комплексы (ассоциации): песчано-гравелитово-конгломератовый, песчаный (грубый) флиш, дикий флиш.

*Это наиболее мелководная часть формации, прилегающая к кор*дильере.

Срединная субформация состоит из чередования разнообразных типов терригенного флиша; здесь же встречаются редкие пачки аргиллитов и довольно часто горизонты и пласты валунно-галечных аргиллитов, брекчий и конгломерато-брекчий с характерными текстурами, которые произошли в результате действия мутьевых потоков и подводных оползней. Изредка встречаются глыбы различных размеров. Чрезвычайно распространенными среди пород срединной субформации являются сингенетичные деформации. Это результат сползания еще не затвердевших осадков. Здесь выделяются следующие *главные парагенетические ассоциации: песчаный флиш, нор*мальный флиш, аргиллито-песчаный и аргиллитовый флиш и редко дикий флиш. Названные ассоциации многократно и закономерно повторяются в разрезе.

Изменения в вертикальном направлении обусловлены закономерной сменой различных парагенетических ассоциаций, что связано соответственно со сменой фациальных условий во времени. Литологические комплексы, многократно чередуясь в разрезе, придают толще ритмичный облик.

*Для флишевой формации Гиссаро-Алая в целом характерна ри*тмичность разного порядка. Помимо мелкой элементарной ритмичности флишевого порядка (когда наблюдается чередование пластов двух классов пород), ярко проявляется ритмичность II и III порядков. Ритмичность II порядка заключается в чередовании пачек разного

типа флиша. Элементами ритмов III порядка служат уже толщи, которые объединяют ритмы II порядка.

Строение ритмов различных порядков обычно однотипно. Характерными признаками для них является: 1) размыв в основании ритма; 2) преобладание в нижней части ритма более грубых осадков и тонкозернистых — в верхней.

Каковы же причины создания такой более или менее правильной ритмичности? Такими причинами, судя по всему, могут быть дифференцированные тектонические движения, ибо только они могут контролировать весь процесс осадконакопления. Крупные ритмы: II, III и IV порядков обязаны своим происхождением тектоническим движениям волнового типа, т. е. движениям, которыми контролируется постоянное опускание прогибов и поднятие кордильер. Мелкая флишевая ритмичность создается за счет колебательных (осцилляционных) движений, которые накладываются на более крупные, волновые. В результате совместных действий этих двух категорий движений и создается сложная ритмичность флишевой формации.

Волновые движения, обуславливающие крупно-ритмичное строение осадочных толщ, обычно захватывают одновременно обширные участки земной поверхности, в связи с чем ритмы III порядка могут служить опорными горизонтами при стратиграфических исследованиях и составлении геологических карт. Такие ритмы, выделяются среди флишевых отложений во всех пяти изученных нами тектонических зонах. Что касается ритмов II порядка, то в отдельных зонах они непосредственно прослеживались на местности до 10 км, но сопоставление этих ритмов как внутри отдельных зон, так и по разным зонам нам не удалось произвести из-за отсутствия маркирующих горизонтов.

Особого внимания заслуживает флишевая ритмичность. В отношении выдержаности флишевых ритмов среди исследователей нет единого мнения. Одни считают, что они выдержаны на десятки и даже сотни километров (Вассоевич, 1948; Гроссгейм, 1961 и др.), другие исследователи (Шалимов, 1963) считают ритмы не выдержанными по простиранию. Нами для выяснения этого вопроса было произведено послойное описание отдельных хорошо выдержанных на местности пачек флишевого разреза. Описание послойных разрезов производилось в зоне Высоких предгорий Алая на левом борту р. Каравшин в бассейне саев Тарджилга и Гуджигор. Из послойных разрезов после обработки строились ритмограммы по методике, предложенной Н. Б. Вассоевичем (1948). Произведенный опыт послойной коннексии разрезов, отстоящих друг от друга от 0,3 до 3 км, показал, что на таком расстоянии удается найти соответствие между отдельными ритмами или в крайнем случае между группами ритмов (рис. 43). Все это убеждает нас в том, что в терригенном флише ритмы довольно хорошо выдержаны, по крайней мере, на первые километры. Как себя ведут ритмы по простиранию на более значительные расстояния неизвестно, но работы, произведенные в этом направлении Н. Б. Вассоевичем (1948, 1963) и В. А. Гроссгеймом (1961), позволяют думать, что они выдержаны на значительные расстояния. Возможность сопоставления по флишевым ритмам разрезов, далеко отстоящих друг от друга, недавно математически обосновал С. А. Афанасьев (1967).

Флишевая формация Гиссаро-Алая довольно четко ограничена во времени. Фундамент флишевой формации гетерогенный: в Высоких предгорьях Алая, Курганакской и Центральногиссарской зонах она лежит с размывом на известняках московского яруса среднего карбо-

на (карбонатная формация); в Мечетлинской зоне — на мощной спилито-кератофировой формации среднего карбона; и, наконец, в Зеравшано-Туркестанской зоне ее подстилает кремнисто-карбонатно-глинистая формация также среднего карбона. В части тектонических зон флишевая формация трансгрессивно с угловым несогласием перекрывается молассой нижней перми. Пространственная связь с другими формациями на исследуемой территории не наблюдается.

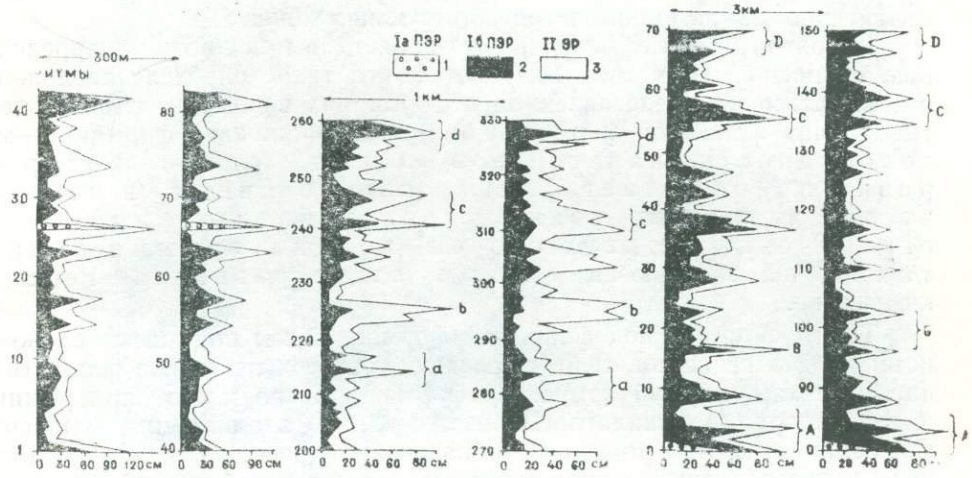


Рис. 43. Коннексия разрезов терригенного флиша в бассейне сая Тарджилга (левый борт р. Каравшин):

1 — Ia подэлемент ритма (пэр)—гравелиты и конгломераты; *2* — Iб (пэр) — песчаники и алевролиты; *3* — II элемент ритма (эр) — известковистые аргиллиты.

По положению флишевой формации в общем формационном ряду ее следует относить к последнему этапу развития геосинклинали, после чего геосинклиналь переходит уже в совершенно новое качественное состояние — горно-складчатую область. Для этого периода характерно, что геосинклиналь распадается на систему узких прогибов и поднятий, которые устойчиво существуют на протяжении всего этого времени. Эти поднятия и прогибы обычно соответствуют геотектоническим зонам, выделенным М. М. Кухтиковым для герцинского этапа развития геосинклинали. Ширина флишевых прогибов колебалась в пределах от 20 до 50 км, а длина достигла нескольких сот километров. Флишевые прогибы на крыльях ограничивались краевыми разломами. В течение всего периода флишеобразования прогибы неизменно опускались, на что указывают значительные мощности флишевых осадков, а поднятия (кордильеры) постоянно воздымались, в связи с чем осадки в области кордильер не сохранились или же вовсе не образовались.

Временами нормальный процесс флишеобразования прерывался активными движениями по разломам, следствием чего являлись сейсмические толчки, сопровождавшиеся обвалами и оползнями. Результатом этих обвалов и оползней являются обособленные глыбы, глыбовые брекчии и разнообразные горизонты с включениями, располагающиеся внутри толщи терригенного флиша и приуроченные к приразломным частям флишевого бассейна. Оползни иногда перерастали в мутьевые потоки, которыми транспортировался из прибрежной зоны в центральные части бассейна не только гравий и песок, но и

галечный материал. Об этом свидетельствуют пласты валунно-галечных аргиллитов, пудинговых конгломератов и конгломерато-брекчий с подводнооползневыми текстурами среди мелкоритмичного аргиллито-алевролитового и нормального флиша и даже среди аргиллитов, т. е. осадков, наиболее удаленных от области сноса и наиболее глубоководных.

Мощности флишевой формации в различных тектонических зонах колеблются от 700 до 3500 м, что указывает на различную степень интенсивности прогибания в соответствующих зонах.

Изложеный выше материал позволяет нам подойти к определению флишевой формации. Разумеется, что такое определение должно основываться на представлениях о формациях вообще и оттенять черты отличия флишевой формации от других. Флишевая формация—это совокупность парагенезов пород (среди которых резко преобладает флиш), образованных в сейсмически активных узких трогообразных прогибах, ограниченных с двух сторон кордильерными поднятиями, на заключительном этапе развития геосинклинали.

Таким образом, под флишевой формацией мы понимаем сложное историко-геологическое тело, включающее в себя не только флиш (как наиболее характерный компонент формации), но и его прибрежные и глубоководные аналоги. Обязательными элементами флишевой формации являются различные образования древних обвалов и оползней — своеобразных индикаторов той палеогеографической обстановки, в которой формировалась формация, как геологическое тело.

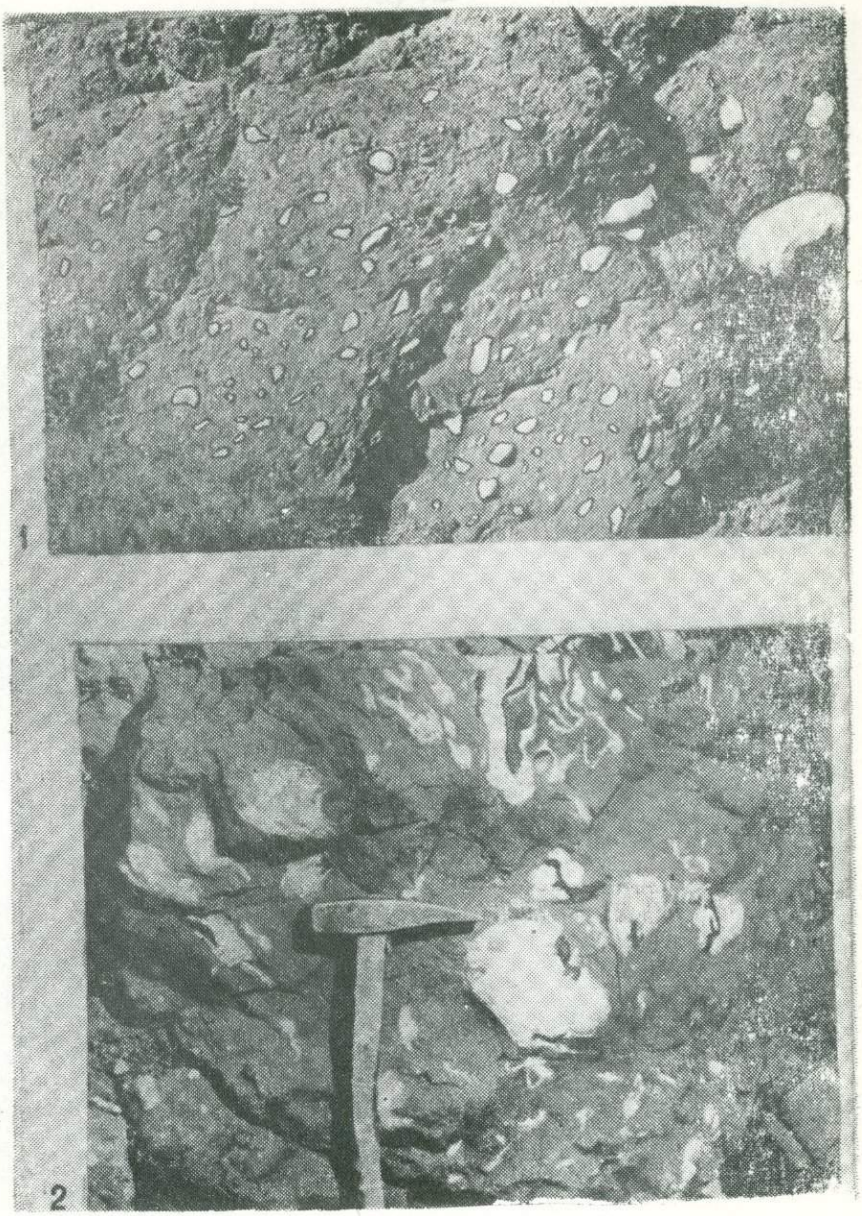
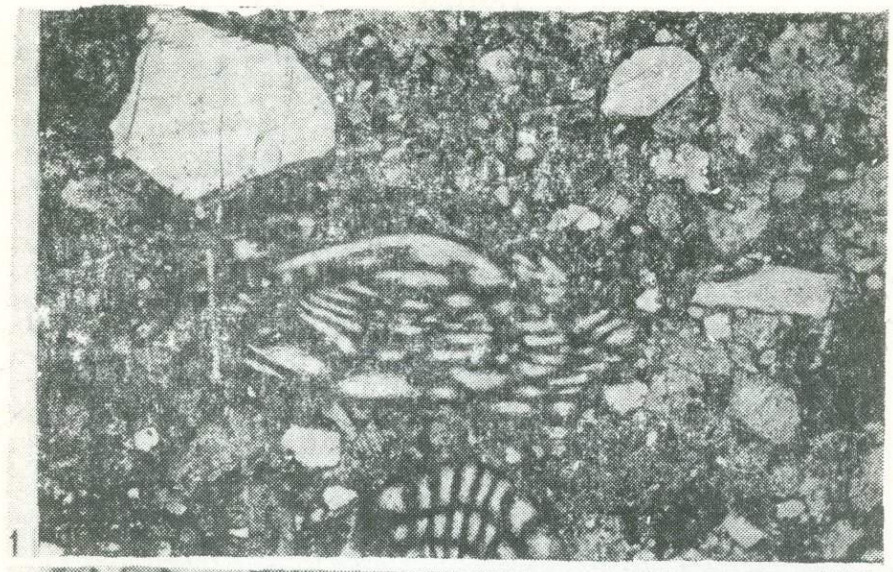


Таблица I. *1* — тиллитоподобные конгломераты (р. Мадм); *2* — включения песчаников в основной массе тиллитоподобных пород (р. Ханака).



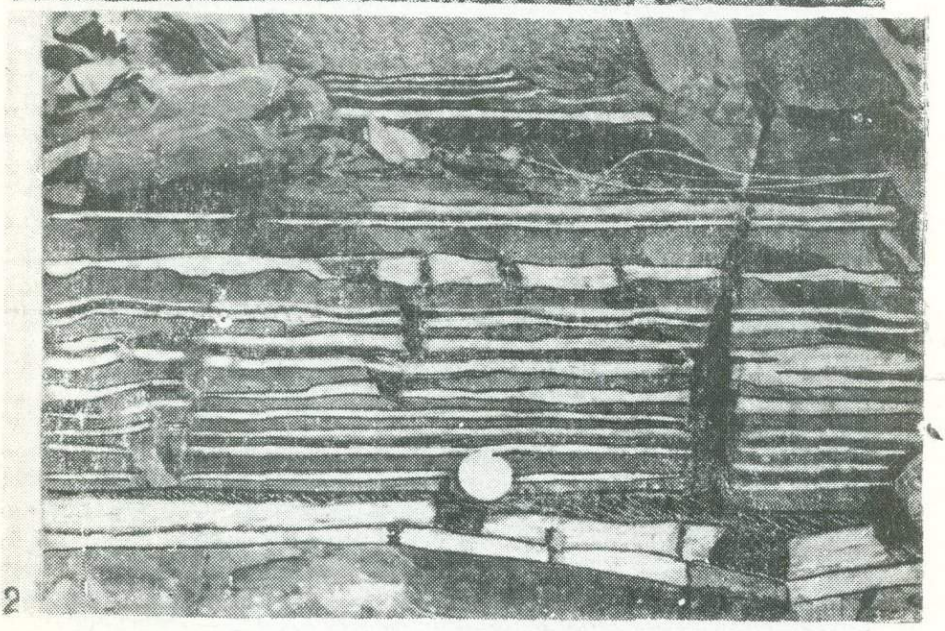


Таблица II. *1* — остатки фораминифер в основной массе тиллитоподобных конгломератов; *2* — чередование мелкозернистых песчаников и алевролитов в неполном двухкомпонентном ритме (р. Ханака).

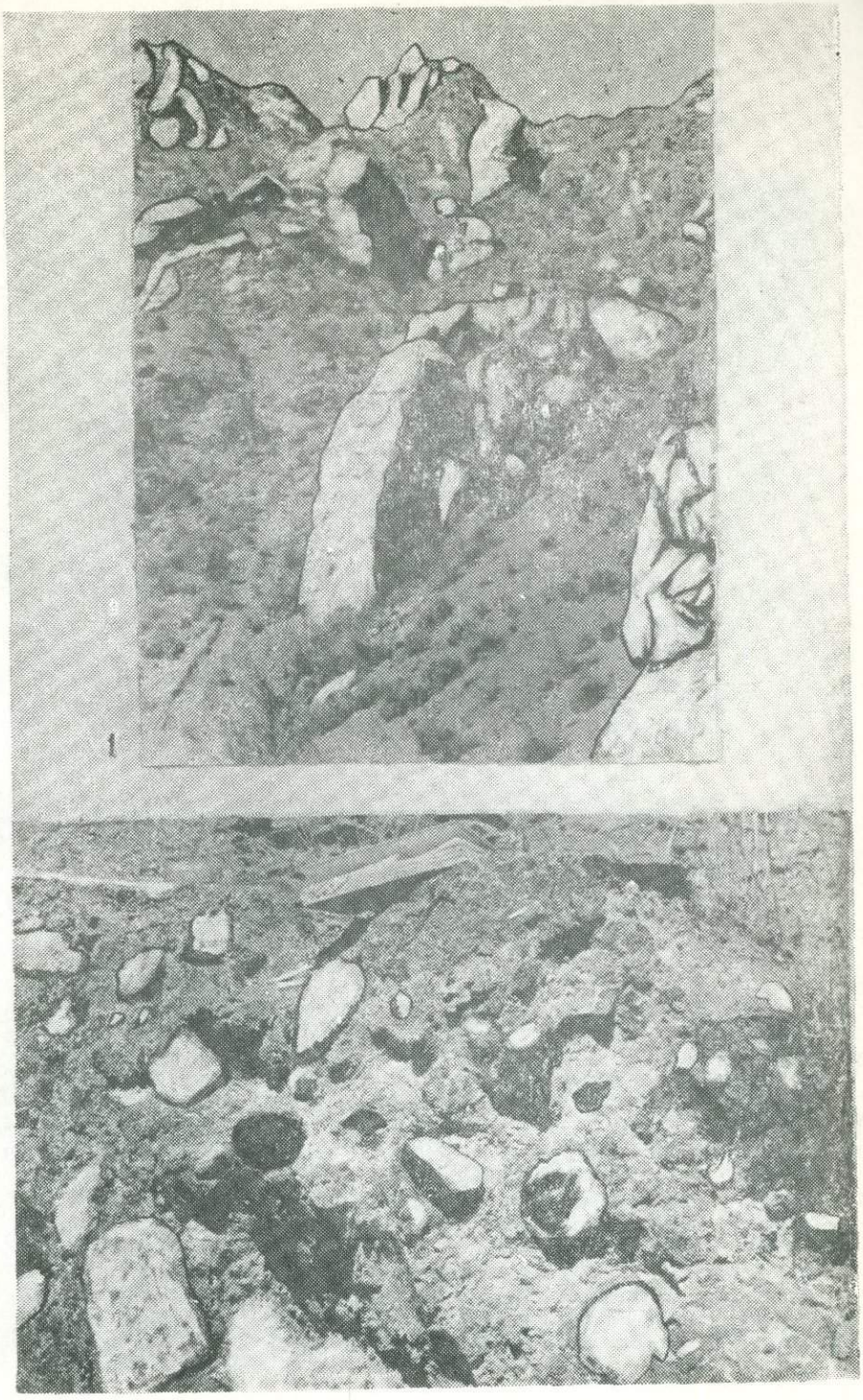


Таблица III. *1* — глыбы известняка девонского возраста в конгломератах подводнооползневого происхождения (р. Мадм); *2* — известняковая брекчия подводнооползневого происхождения (бассейн сая Тарджилга).

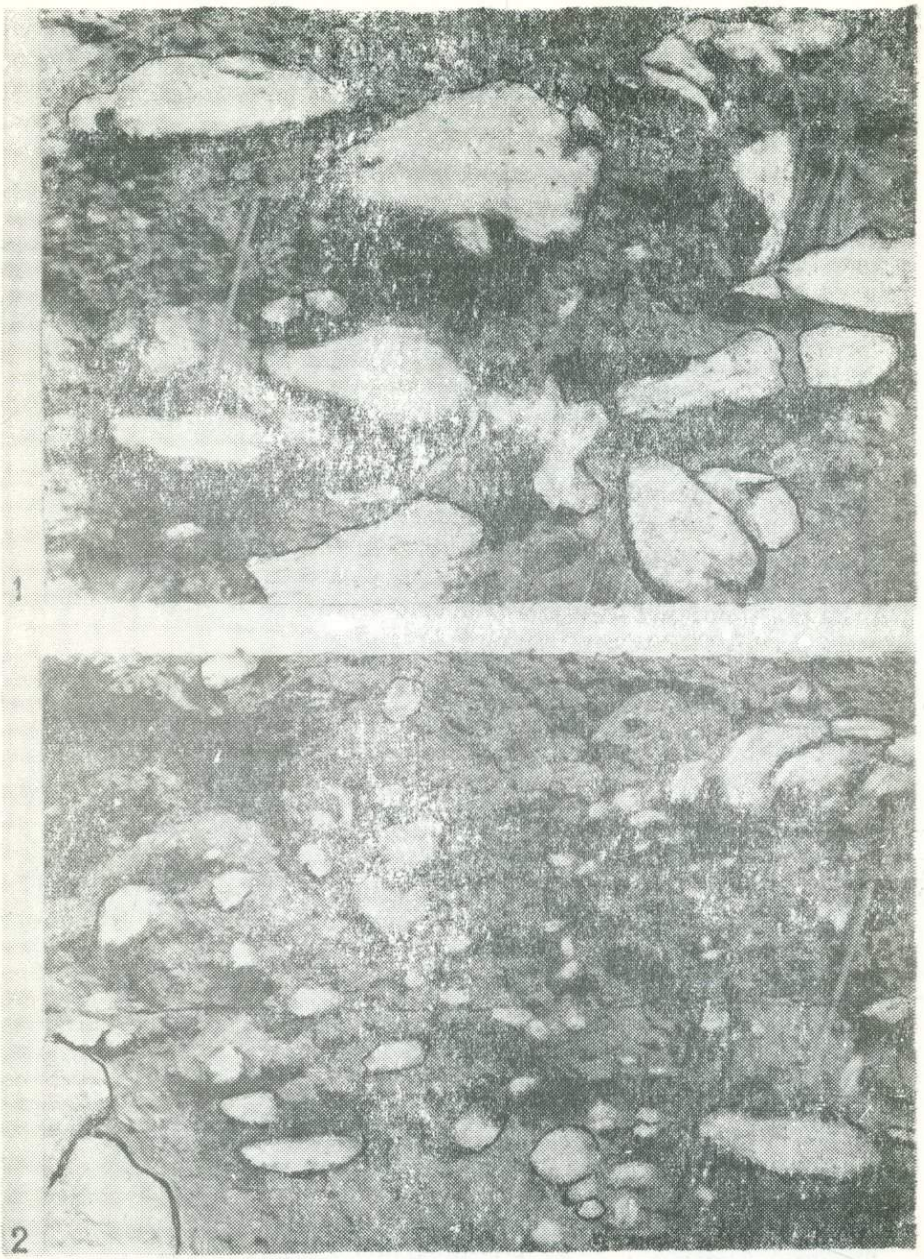


Таблица IV. *1* — скопление глыб песчаника среди тиллитоподобных конгломератов (р. Мадм); *2* — конгломерато-брекчия подводнооползневого происхождения с мелкими глыбами (р. Мадм).

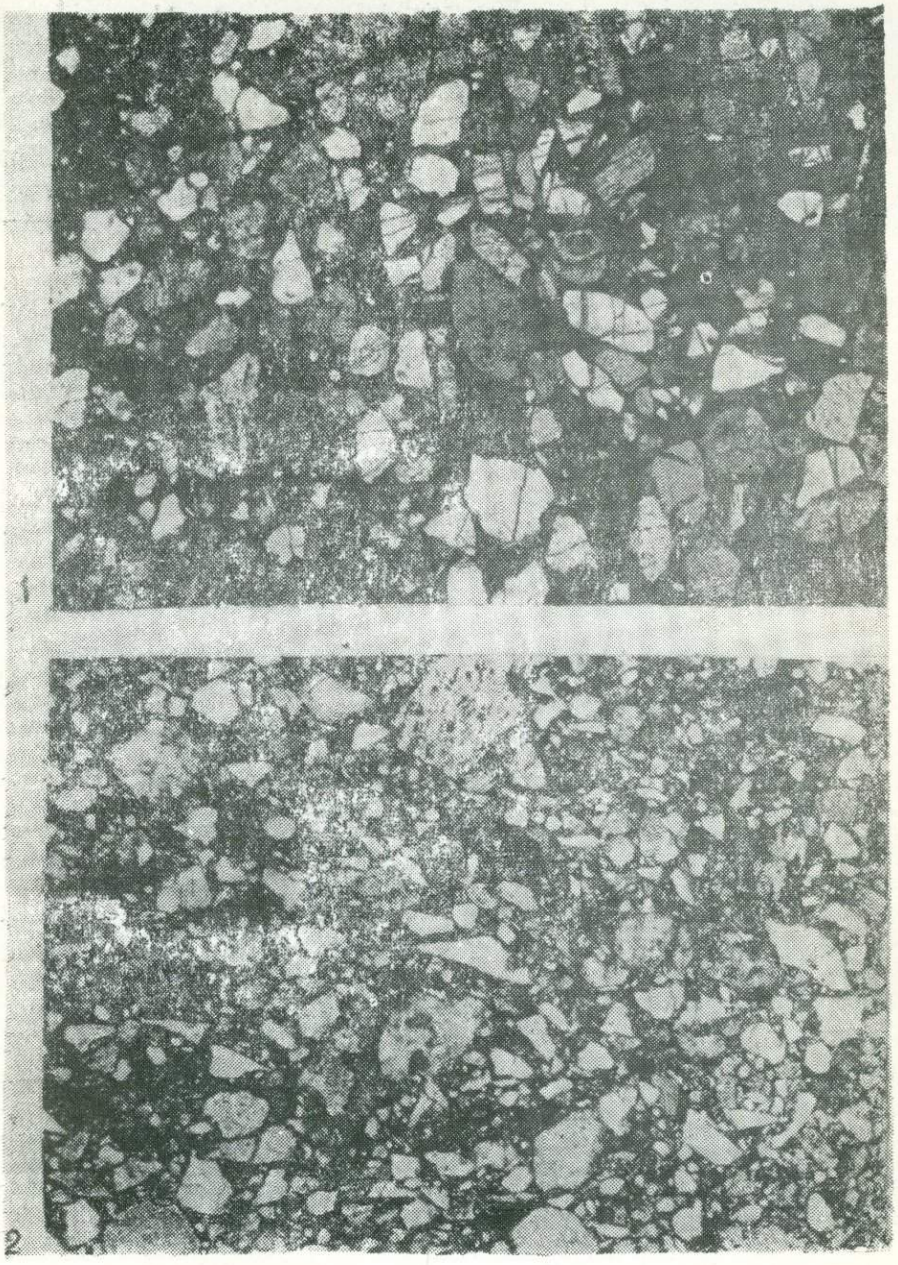
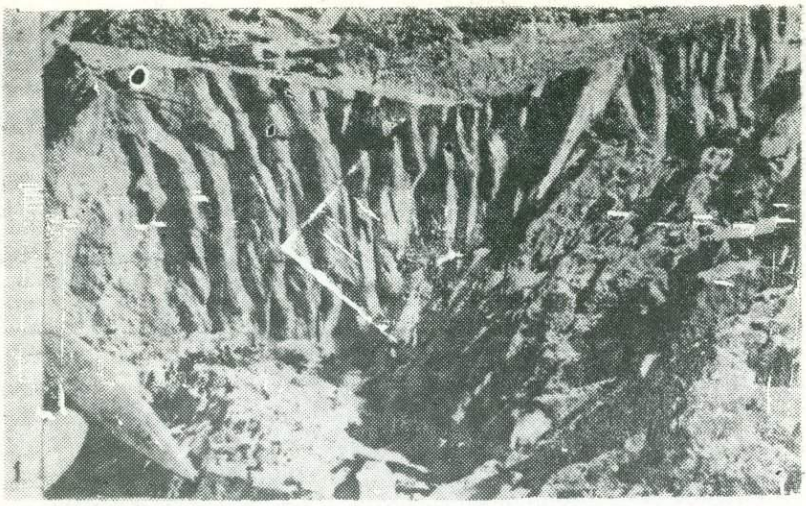


Таблица V. *1* — песчаник первой разновидности. Увел. 25; *2* — песчаник второй разновидности. Бросается в глаза плохая окатанность зерен и слабая их отсортированность. Увел. 25.



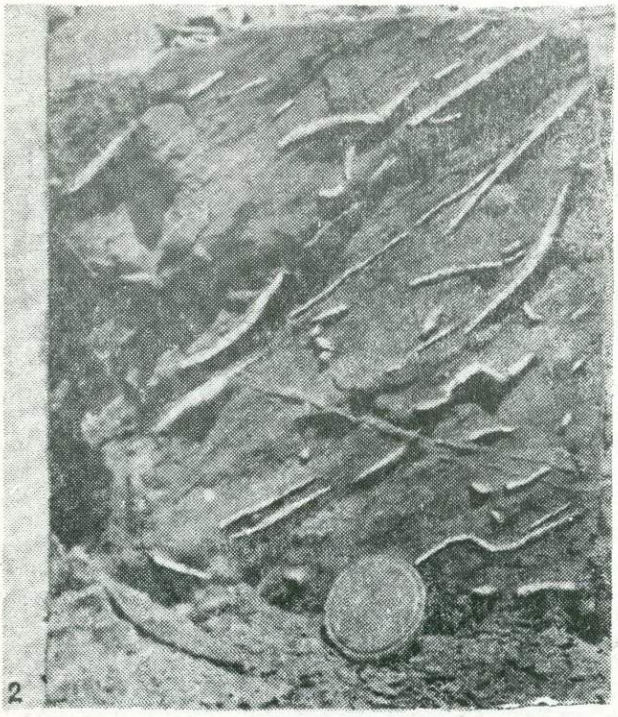
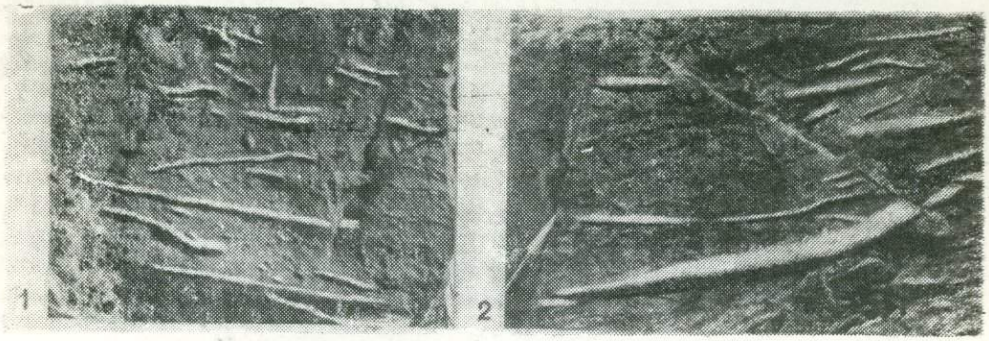


Таблица VI. 1 — слепки борозд размыва на нижней поверхности песчаника. Верхняя часть московского яруса, сай Тарджилга; 2 — разнообразные гиероглифы—слепки с борозд размыва, следов волочения и царапин. Верхняя часть московского яруса, сай Тарджилга.



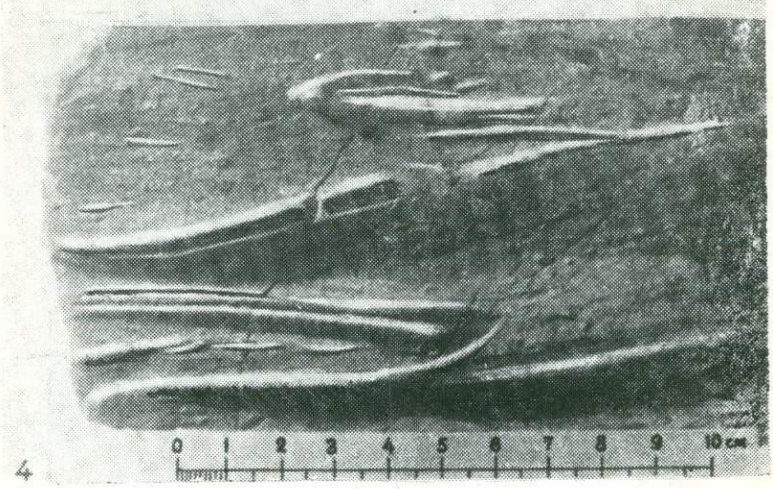


Таблица VII. *1* — слепок с царапин на нижней поверхности песчаника (р. Каравшин); *2*—валикообразные гиероглифы — следы волочения (р. Кара-Куль); *3*—серия параллельных борозд—царапин и следы ползанья червей (сай Тарджилга); *4* — совместное нахождение следов ползанья червей с царапинами (р. Кшемыш).

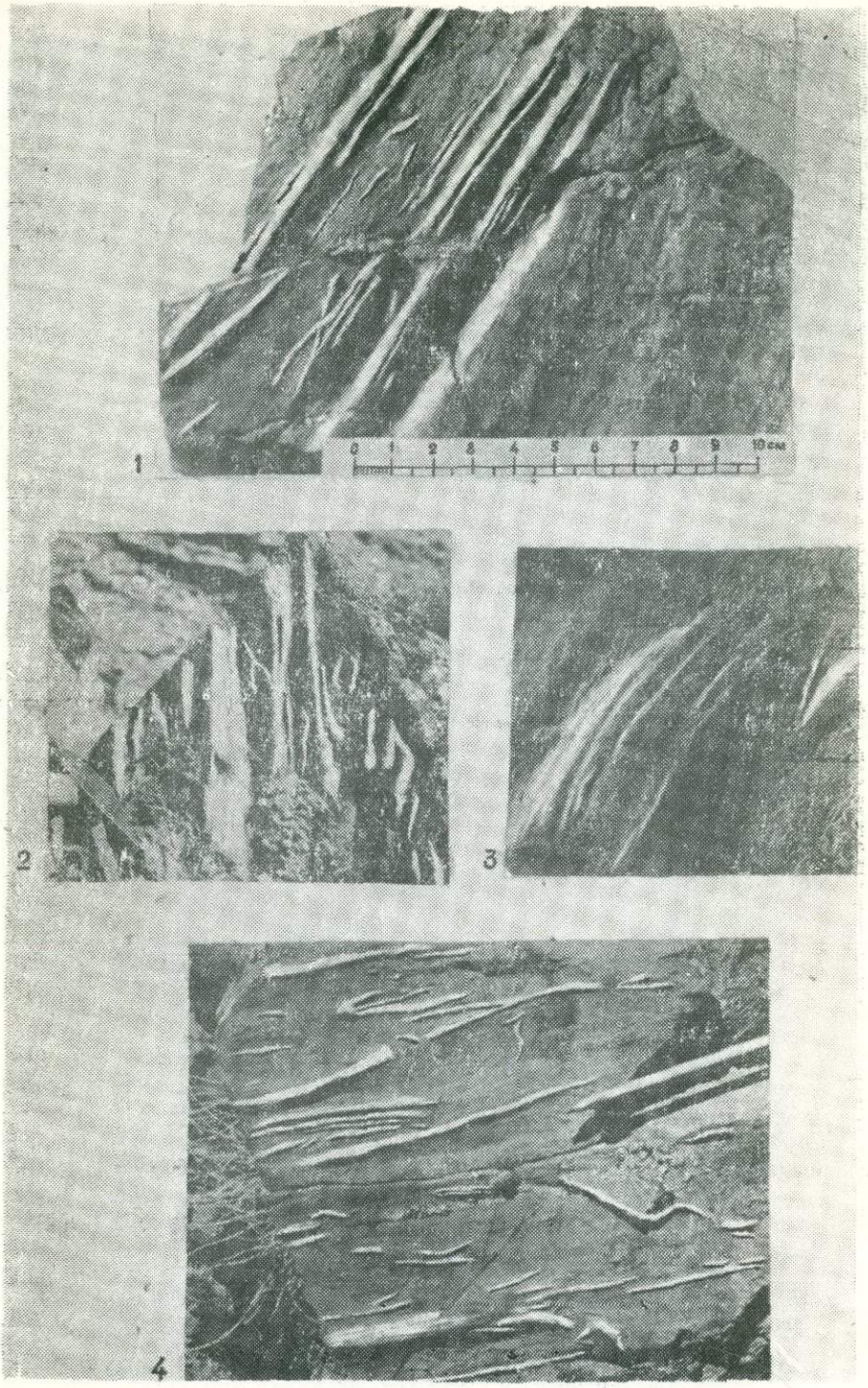


Таблица VIII. *1* — слепок борозд, оставленных плавающими стеблями и стволами растений (верховья р. Каравшин); *2* — следы волочения (сай Тарджилга); *3*—слепок царапин, образовавшихся на глинистом осадке (сай Гуджигер); *4*—совместное нахождение слепков-царапин и следов ползания червей (р. Урта-Чашма).

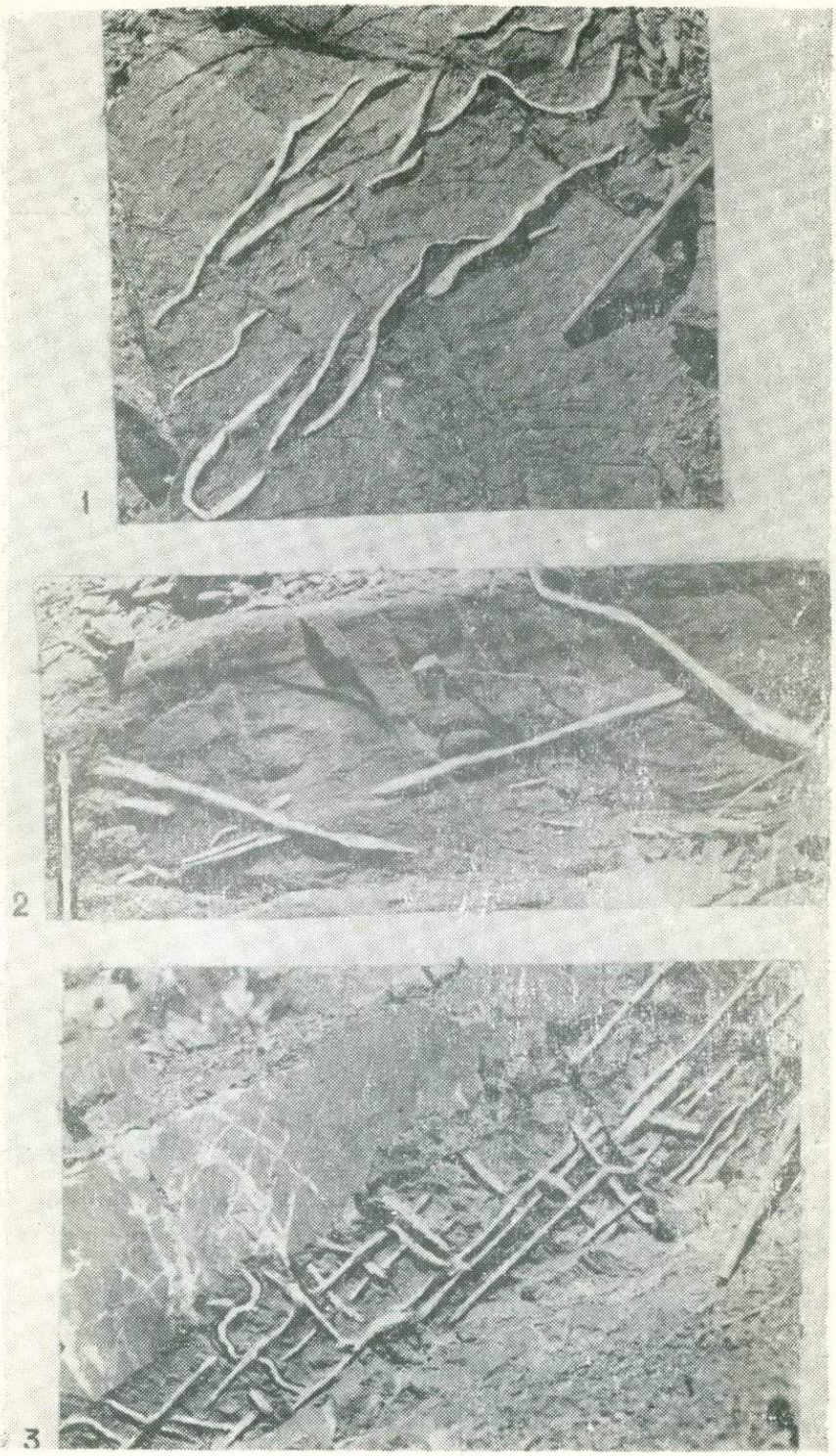


Таблица IX. *1* — следы ползанья червей (биоглифы). Сай Бачаульды; *2* — две генерации знаков-слепков: царапины и наложенные на них биогенные знаки в виде валиков (сай Бачаульды); *3* — совместное нахождение борозд-царапин и следов ползанья червей (сай Тарджилга).

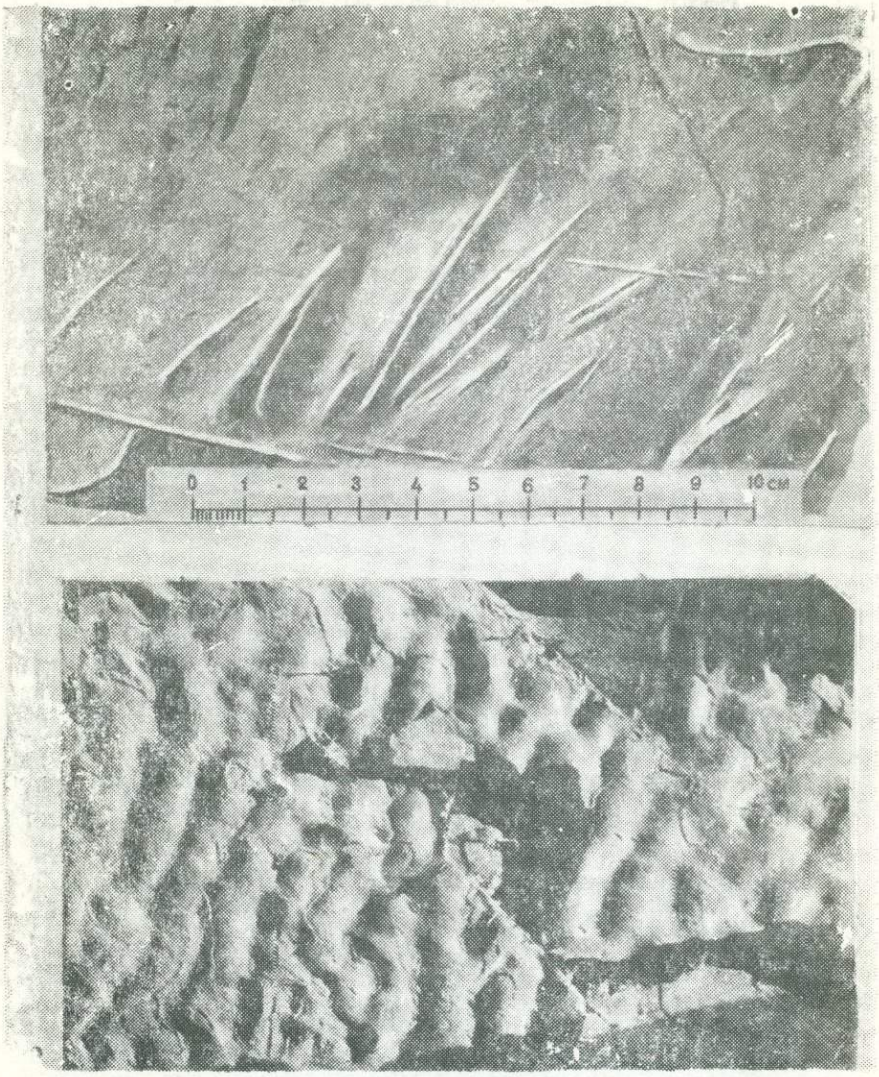


Таблица X. *1* — различные хребтикообразные и валикообразные гиероглифы биогенного происхождения (бассейн р. Каравшин); *2* — знаки ряби волнения на поверхности песчаника (р. Ханака).

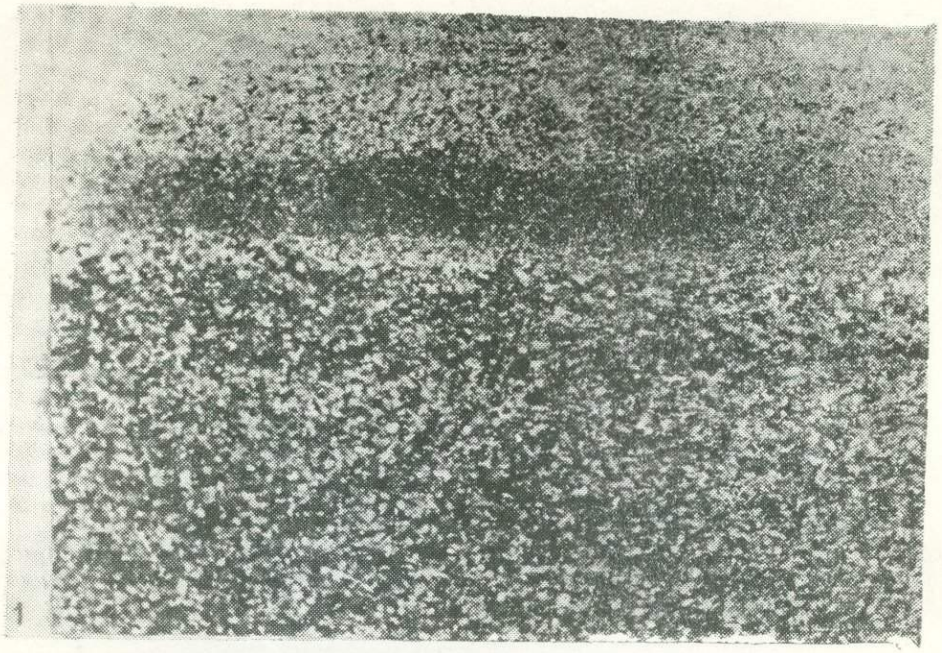


Таблица XI. *1* — известковистый алевролит, вверх переходящий постепенно в аргиллит (р. Ханака); 2—песчаный флиш. Песчаные слои разделены тонкими глинистыми прослоями (р. Каравшин).

ЛИТЕРАТУРА

Архангельский А. Д. Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 8, вып. 1—2, 1930.

Архипов И. В. По поводу одной гипотезы происхождения флиша. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 10, вып. 3, 1965.

Афанасьев С. Л. Выдержанность слоев во флише. Бюлл. МОИП, отд. геол., том 12, вып. 3, 1967.

Бабаев А. Г. Литология, палеогеография и нефтегазоносность меловых отложений Западного Узбекистана. Ташкент, 1959.

Белостоцкий И. И. О тектонических покровах и гравитационных структурах западной части Центральных Динарид. Ст. 2. Гравитационные структуры. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 39, вып. 1, 1964.

Белостоцкий И. И. Тектонические покровы в бассейне р. Девола в Динаридах. «Геотектоника», № 6, 1967.

Беиш Ф. Р. Стратиграфия и фораминиферы карбона Южного Гиссара. Изд-во «ФАН», Ташкент. 1969.

Бискэ Ю. С. История палеозойских структур восточной части Туркестанского хребта. Автореф. канд. дисс. Л., 1966.

Брежнев А. Е., Довжиков Г. В., Иванов Г. Е. Палеозойские отложения системы хребтов Кок-Шаала. Сб. «Вопросы геологии Средней Азии». Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 169. Л., 1970.

Вассоевич Н. Б., Коротков С. Г. К познанию явлений крупных подводных оползней в олигоценовую эпоху на Северном Кавказе. Тр. НГРИ, сер. А, вып. 52, 1935.

Вассоевич Н. Б. К методике геологических исследований областей развития флишевых отложений. Тр. по вопросам нефт. геол., 1939.

Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. Гостоптехиздат, М.—Л., 1948.

Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. Гостоптехиздат, М.—Л., 1951.

Вассоевич Н. Б. Флиш и астрогеология. Геогр. сб., т. 15, Астрогеология. М., 1962.

Вассоевич Н. Б., Бежаев М. Н. Опыт коннексии разрезов верхнекарбонового флиша на Урале. ДАН СССР, т. 149, № 6, 1963.

Вассоевич Н. Б., Бежаев М. Н. Происхождение глыбовых брекчий и конгломератов в каменноугольном флише восточного склона Среднего Урала. «Литология и полезные ископаемые», № 6, 1964.

Вассоевич Н. Б. История представлений о геологических формациях (геогенерациях). Сб.: «Осадочные и вулканогенные формации». Тр. ВСЕГЕИ, т. 128. Л., 1966.

Былдан И. В. О флишевой формации в Горном Алтае. Тр. Томского гос. ун-та, т. 184. Томск. 1966.

Геология СССР, т. 24, ч. 1, Таджикская ССР. М., 1959.

Голубятников В. Д. Явления древних подводных оползней и внутриформационные нарушения. Мат-лы ВСЕГЕИ, сб. 7. Л., 1946.

Горецкая Е. Н. Флишевая каменноугольная формация южного склона Гиссарского хребта. Тр. Ин-та геол. АН Тадж. ССР, т. 4. Душанбе, 1961.

Горянов В. Б., Миклухо-Маклай А. Д., Поршняков Г. С., Яговкин А. Н. Стратиграфия палеозоя Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса. Уч. зап. САИГИМС, вып. 6. Ташкент, 1968.

Гроссгейм В. А. Дибрарские утесы юго-восточного Кавказа. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1948.

Гроссгейм В. А. О возможности послойного сопоставления разрезов флиша на больших расстояниях (телеконнексией). Изв. АН СССР, сер. геол., № 12, 1961.

Гроссгейм В. А. Опыт изучения литологической изменчивости карбонатного флиша (на примере Северо-Западного Кавказа). Изв. ВУЗов, геол. и развед., № 9, 1962.

Грецкая Т. А. Тиллиты и их значение для решения геологических задач. Итоги науки. Общая геология, стратиграфия (1963—1964). М., 1966.

Грамберг И. С., Спиро Н. С., Аполонова Э. Н. Стратиграфия и литология пермских и триасовых отложений северной части Приверхоянского прогиба и сопредельных складчатых сооружений. Тр. Научно-иссл. ин-та геол. Арктики, т. 118. М., 1961.

Золотницкий Н. С. О явлениях подводного оползания осадков на северо-восточном Кавказе в олигоценовую эпоху и об их геологическом значении. Научн. зап. Львовск. политехн. ин-та, вып. 53, 1959.

Камалетдинов М. А. О клиппенах на Среднем Урале. ДАН СССР, 146, № 5. 1962.

Келлер Б. М. Верхнемеловые отложения Западного Кавказа. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. вып. 48, № 15. М., 1947.

Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Залаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 104, № 34. М., 1949.

Келлер Б. М., Меннер В. В. Палеогеновые отложения Сочинского района и связанные с ним подводные оползни. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 20, вып. 1—2, 1945.

Келлер Б. М., Пущаровский Ю. М. Каменноугольный флиш бассейна р. Сакмары. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1945.

Клунников С. И. Геологические исследования в Магиан-Фарабском районе летом 1930 г. Изв. Всесоюз. геол. развед. объед., т. 50, вып. 68, 1931.

Книппер А. Л. О происхождении тиллитоподобных конгломератов Южного Ала-Тау (Центральный Казахстан). Изв. АН СССР. сер. геол., № 4, 1962.

Круглов С. С., Портнягина Л. А., Смирнов С. Е. О переотложении остатков фауны и флоры во флише и молассах Советских Карпат. Палеонт. сб., № 4, вып. 1. Изд-во Львовск. ун-та, 1967.

Кухтиков М. М. Тектонические зоны палеозойской складчатой области Гиссаро-Алая в пересечении Душанбе—Шахристан. Тр. Ин-та геол. АН Тадж. ССР, т. 7. Душанбе, 1963.

Кухтиков М. М. Межзональные краевые разломы складчатой области Гиссаро-Алая. Проблемы геологии Таджикистана (сб., посвященный XXII сессии МГК в Дели). Душанбе, 1964.

Кухтиков М. М. Тектоническое районирование и история развития Гиссаро-Алая в палеозое. Проблемы геологии Ср. Азии и Казахстана. «Наука», М., 1967.

Кухтиков М. М. Тектоническая зональность и важнейшие закономерности строения и развития Гиссаро-Алая в палеозое. Изд-во «Дониш», Душанбе, 1968.

Кухтиков М. М., Салтовская В. Д., Черенков И. Н. К вопросу стратиграфии палеозойских терригенных отложений центральной части Зеравшано-Гиссарской горной области. Докл. АН Тадж. ССР, вып. 22, 1957.

Кухтиков М. М., Салтовская В. Д., Черенков И. Н. Новые данные о каменноугольных отложениях и геологическом строении южного склона гор Чумкар-Тау (западная оконечность Туркестанского хребта). Зап. Тадж. отд. Всесоюз. минерал. о-ва, вып. 1. Душанбе, 1959.

Кухтиков М.М., Черенков И. Н. О возрасте палеозойских терригенных толщ Сулюктинского района (Юго-Западная Фергана). Мат-лы по региональной стратиграфии СССР. Госгеолтехиздат. М., 1963.

Лаврусевич А. И., Гриненко Г. С., Лелешус В. Л. К стратиграфии ордовика и нижнего силура Зеравшано-Гиссарской горной области. Докл. АН Тадж. ССР, т. 5, № 2, 1962.

Лисицына Н. А. Условия образования верхнепалеозойских отложений восточной части Алайского хребта. Бюлл. МОИП, т. 31, вып. 2, 1956.

Лунгерсгаузен Г. Ф. Периодические изменения климата и великие оледенения Земли (некоторые проблемы исторической палеогеографии и абсолютной геохронологии). «Сов. геология», 1957, № 59.

Лунгерсгаузен Г. Ф. Следы оледенений в позднем докембрии Южной Сибири и Урала и их стратиграфическое значение. В кн.: «Междунар. геол. конгр., 21 сесс. Докл. сов. геологов». Проблема 8. Изд.-во АН СССР, М., 1960.

Марковский А. П. Новые данные по стратиграфии и тектонике восточной части Зеравшано-Гиссарской горной области. Изв. ГГРУ, т. 50, вып. 50, 1931.

Марковский А. П. Основные черты геологического строения средней части Центрального Таджикистана. Тр. ТПЭ 1932 г., вып. 4. Л., 1934.

Марковский А. П. Геология южной части бассейна рек Ляйляк и Ак-Су. Тр. ТПЭ 1934 г., вып. 53. Л., 1936.

Марковский А. П. Зеравшано-Гиссарская горная область. Тр. ТПЭ, 1935 г. М.—Л., 1937.

Мартышев В. Р. Стратиграфия среднепалеозойских отложений Центральной

части Зеравшано-Гиссарской горной области. Сб. мат-лов ВСЕГЕИ по геол. и полезн. ископ. Ср. Азии. вып. 10. Л., 1956.

Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях. Т. 1. Новосибирск, 1955.

Михайлов А. Е. О происхождении известняковых глыб (утесов) в нижнекаменноугольных отложениях восточной части Алайского хребта. Бюлл. МОИП, Отд. геол., т. 22, вып. 2, 1947.

Москвин М. М., Семихатов М. А. Подводнооползневые нарушения в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Дагестана. Изв. АН СССР, сер. геол., № 10, 1956.

Муратов М. В. Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области Европейской части СССР и сопредельных стран. Тектоника СССР, т. 2. Изд-во АН СССР. М.—Л., 1949.

Мучандзе Д. Р., Трифонов Б. А., Шванов В. Н. Закономерности изменения состава терригенных комплексов в разрезе палеозоя Зеравшано-Гиссарской зоны южного Тянь-Шаня. Ст. 1. Терригенно-минералогические типы и химический состав отложений. Вестн. ЛГУ, сер. геол. и геогр., вып. 3. 1967.

Овчинников С. К. Новые данные по геологии западной части южного склона Гиссарского хребта. Изв. ТФАН СССР, № 11, 1946.

Овчинников С. К. Каменноугольные отложения Центрального Таджикистана. Геология СССР, т. 24, ч. 2, Таджикская ССР. М., 1959.

Патрулус Д., Попеску Гр. Фации дикого флиша и клиппены осадочного происхождения в Буковине и Марамуреше. Сб.: «Мат-лы Карпато-Балканской ассоциации», № 1. Киев, 1960.

Пейве А. В., Смирнов А. Д. Новые данные по стратиграфии и тектонике западной части Зеравшано-Гиссарской горной области. Сб. «Геол. и полезн. ископ. Зеравшано-Гиссарской горной системы (Таджикистана)». Госгеолиздат, М., 1940.

Пейве А. В. Разломы и тектонические движения. «Геотектоника», № 5. 1967.

Попов В. И., Гриднев Н. И. Схема ритмостратиграфии кайнозойских моласс Южно-Таджикской депрессии. Тр. Ин-та геол. Узб. АН ССР, № 9. Ташкент, 1953.

Поршняков Г. С. Тектонические структуры палеозоя Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса. Уч. зап. САИГИМС, вып. 6. Ташкент, 1961.

Поршняков Г. С. О тектонической позиции известняков со «смешанной» фауной в среднем карбоне Алая. Сб. «Вопросы региональной геологии». Изд-во ЛГУ, 1968.

Пущаровский Ю. М. Геологическое развитие северной части Восточных Карпат в меловое и палеогеновое время. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 149, геол. сер., № 62. М., 1953.

Резвой Д. П. Новые находки кембрийских отложений в Туркестано-Алайской горной системе. ДАН СССР, т. 93, № 6, 1953.

Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Изд-во Львовск. ун-та, 1959.

Рубанов Д. А. Краткий очерк геологического строения Западного Гиссара. Изд-во «Фан». Ташкент, 1968.

Рудик В. А. Ритмостратиграфия нижнемеловых отложений Западного и Юго-Западного Узбекистана. Бюлл. МОИП, геол., т. 40, вып. 6, 1965.

Рухин Л. Б. Основы палеогеографии. Гостоптехиздат, Л., 1959.

Сагындыков К. Вендская (нижнекембрийская?) вулканогенно-терригенная железно-рудная формация типа Джетым-Тоо. Сб. «Формация позднего докембрия и раннего палеозоя Северной Киргизии». Фрунзе, 1967.

Салтовская В. Д. Стратиграфия среднекаменноугольных отложений Зеравшано-Гиссарской горной области. Тр. Ин-та геол. АН Тадж. ССР, т. 7. Душанбе, 1963.

Салтовская В. Д. К стратиграфии терригенных толщ девона и карбона Зеравшано-Гиссарской горной области. Проблемы геологии Таджикистана (Сб., посвященный XXII сессии МГК в Дели). Душанбе, 1964.

Салтовская В. Д. Стратиграфия каменноугольных отложений Зеравшано-Гиссарской горной области (Южный Тянь-Шань). Автореф. канд. дисс., Душанбе, 1966.

Сикстель Т. А. О континентальных отложениях перми в Средней Азии. Сб. научн. тр., вып. 4. Ташкент, 1964.

Совчик Я. В. Типы захоронения и признаки переотложенности крупных фораминифер в карпатском флише. Палеонтолог. сб., вып. 1. № 4. Изд-во Львовск. ун-та, 1967.

Соловьева М. Н. Стратиграфия и фузулинидовые зоны среднекаменноугольных отложений Средней Азии. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 76. М., 1963.

Тихомиров В. В., Хаин В. Е. Подводные оползни и обвалы в третичных

отложениях Северо-Восточного Азербайджана. ДАН СССР, 48, № 1, 1947.

Успенская Н. Ю. Геологические исследования в Талгинском районе Северного Дагестана. Тр. геол. службы Грознефти, вып. 3. ОНТИ, Грозный — М., 1936.

Хаин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Азнефтьиздат, Баку, 1954.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. «Недра», М., 1964.

Хворова И. В. О некоторых поверхностных текстурах в каменноугольном и нижнепермском флише Южного Урала. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 155, № 66. Изд-во АН СССР, М., 1955.

Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. Изв. ВУЗов, сер. геол. и развед., № 2, 1960.

Хворова И. В. Флишевая и нижнемолласовая формации Южного Урала. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 37. Изд-во АН СССР, М., 1961.

Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения). Бюлл. МОИП. отд. геол., т. 27. вып. 5, 1952.

Черенков И. Н. Экзотические глыбы и массивы в верхнепалеозойских отложениях Центрального Таджикистана. Тез. докл. науч. конф. молодых ученых. Душанбе, 1961.

Черенков И. Н. Верхнепалеозойский флиш в бассейне рек Кшемыш и Каравшин (северный склон Туркестанского хребта). Тр. Ин-та геол. Тадж. ССР, т. 7. Душанбе, 1963.

Черенков И. Н. Обвалы и оползни во флишевых отложениях бассейна р. Каравшин (северный склон Туркестанского хребта). «Литология и полезн. ископ.». № 6, 1964.

Чумаков Н. М. О некоторых докембрийских тиллитоподобных породах СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1965.

Шабалин В. В. Литологическая характеристика и вопросы генезиса так называемых «верхних тиллитоподобных конгломератов» (байконурская свита, эокембрий) в северо-восточной части хребта Джетым-Тоо (Тянь-Шань). Сб. «Мат-лы по геологии Тянь-Шаня», вып. 4. Фрунзе, 1964.

Шалимов А. И. Вопросы стратиграфии и происхождения флишевой таврической серии (Горный Крым). Тр. Ленингр. о-ва естествоиспыт., т. 73, № 1. Л., 1963.

Шатский Н. С. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. Избран. тр., т. 3. Изд-во АН СССР, М., 1965.

Швецов М. С. Геологическое строение хребтов, примыкающих к Гиссарской долине между Каратагом и Душанбе. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 5, вып. 3—4, 1927.

Эйнор О. Л., Салтовская В. Д. К стратиграфии карбона Гиссарского хребта. Сб.: «Мат-лы по геол., геофиз. и геохим. Украины, Казахстана, Забайкалья», № 1. Изд-во Киев. ун-та, 1963.

Яскович Б. В. К стратиграфии кембрийских отложений Южной Ферганы. Тр. Узб. геол. упр., сб. 1. Ташкент, 1960.

Bailey C. B., Collet L. W. and Field R. M. Paleozoic submarine landslips near Quebeccity. Jour. Geol., vol. 34, 1928.

Baldry R. A. Spip-planes and breccia Zones in the Tertiary rocks of Peru «Quart. Journ. Geol. Soc.», vol. 94, 1938.

Beete C. Miocene submarine disturbances of strata in northern Italy. Jour. Geol., vol. 54, 1938.

Boswell P. G. H. The alleged subaqueous sliding of large sheets of sediment in the Silurian roks of North Wales. «Liverpul and Manchester Geol. Journ.», vol. 1, 1952.

Dott R. H. Sguantum «tillits», Massachusettes—evidence of glaciation or subaqueous mass movements. Bull. Geol. Soc. America, 72, N 9, 1961.

Hadding A. On subaqueous slides. Förh. Geol. För. Stockh., 53, 1931.

Kuenen P. H. Slumping in carboniferous rocks of Pembrokshire. Quart. Journ. Geol. Soc., vol. 104, pt. 3, 1949.

Kuenen P. H. Estimated size of the Grand Banks turbidity currents. Amer. Journ. Sci., vol. 250, 1952.

Kuenen P. H. and Migliorini C. V. Turbidity currents as a cause of graded bedding. Journ. Geol. vol. 58, 1950.

Ksiazkiewicz M. Uwarsstwienie frakc jonale in laminowane we fliszu karpackim. Roczn. Polsk. tow. geol., t. 22, zecz. 4, 1952.

Lugeon M. Sur l'origin de blocks exotiques du prealpin. «Ecl. geol. Helvetiae», vol. 14, 1916.

Mencik E., Pesl V. Rytmicnost fluse. Vestnik ÚÚG, roc. 40, 1965.

Newell N. D. Supposed Permian tillites in Northern Mexica are submarine slide deposites. Bull. Geol. Sec. Amer., vol. 68, 1957.

Renz O., Lakeman R. van der Meulen R. Submarine sliding in Western Venezuella. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 39, N 10, 1955.

Schuchert C. and Dunbar C. O. Stratigraphy of western Newfoundland. Geol. Soc. America Mem. 1, 1934.

ОГЛАВЛЕНИЕ

		Стр.
Введение.	. . . . .	3
Глава I.	Краткий очерк истории исследования.	5
Глава II.	Краткая тектоническая характеристика района.	9
Глава III.	Стратиграфия флишевых отложений.	19
	1. Принципы расчленения и сопоставления опорных разрезов. .	—
	2. Описание основных разрезов.	24
Глава IV.	Минералого-петрографическая характеристика главнейших типов пород.	61
Глава V.	Обвально-оползневые образования во флишевых отложениях Гиссаро-Алая.	92
Глава VI.	Естественные комплексы пород (ассоциации пород). . .	114
Глава VII.	Фации и условия образования.	130
Глава VIII.	Флишевая формация Гиссаро-Алая.	150
Таблицы.	. . . . .	155
Литература.	. . . . .	166

Печатается по постановлению
Редакционно-издательского совета
АН Таджикской ССР

Иван Николаевич ЧЕРЕНКОВ

Ответственный редактор
Михаил Михеевич КУХТИКОВ

**ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ
ФЛИШЕВАЯ ФОРМАЦИЯ
ГИССАРО-АЛАЯ**

Редактор издательства **Л. А. Липаева**
Художественный редактор **А. К. Разыграева**
Технический редактор **З. С. Одегова**
Корректор **Л. Д. Полисская**

КЛ 02716. Сдано в набор 13 IX 1972 г. Подписано к печати 22 I 1973 г.
Формат 70×108$^{1}/_{16}$. Печ. 10,6 л. Приведено к формату 60×90—14,85 л. Уч.-изд. 12,0 л.
Бум. тип. № 2. Сорт 2. Тир. 1385. Зак. 804. Цена 1 р. 20 к., в переплете № 5—1 р. 30 к.

Типография издательства «Дониш», Душанбе, ул. Айни, 121, корп. 2.

Цена 1 руб. 20 коп.

477