ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

ТОМ 2

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

ТЕРМИНОЛОГИЧЕСКИЙ СПРАВОЧНИК

ТОМ 2

ОСАДОЧНЫЕ,
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ
И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

3864

МОСКВА "НЕДРА" 1982

УДК 551.263

Геологические формации (терминологический справочник). Т. 2. Осадочные, вулканогенно-осадочные и метаморфические формации. Под ред. Г. Л. Кирилловой, Ю. А. Косыгина, В. А. Соловьева. М., Недра, 1982, 397 с.

В справочнике впервые в мировой литературе сконцентрирован весь материал об осадочных, вулканогенно-осадочных и метаморфических формациях. Приведены все классификации и систематики в хронологическом порядке их появления, что дает возможность проследить эволюцию идей и принципов определения и классификации формаций. Специальный раздел посвящен конкретным типам формаций с подразделением на платформенные, геосинклинальные и орогенные классы. Рассмотрено состояние учения о метаморфических формациях, особое внимание уделено формациям архея.

Для широкого круга геологов, а также для студентов и преподавателей геологической специальности вузов.

Табл. 26, список лит. — 490 назв.

Составители:

В. Ю. Забродин, Г. Л. Кириллова, В. А. Кулындышев, В. А. Соловьев, Р. Ф. Черкасов

Под редакцией

Г. Л. Кирилловой, Ю. А. Косыгина, В. А. Соловьева

Рецензент — канд. геол.-мин. наук *А. В. Долицкий* (ВИЭМС)

Г $\frac{1904010000-434}{043(01)-82}$ «Подписное» КБ—48—89—1981

© Издательство «Недра», 1982

ПРЕДИСЛОВИЕ

Исследования в области систематизации понятий и упорядочения геологической терминологии вообще и тектонической терминологии в частности начали проводиться в конце 50-х годов. Первым крупным итогом явилось издание «Справочника по тектонической терминологии» (1970 г.). Принципы и методы терминологических исследований, воплощенные в этой работе, получили общее признание, что побудило авторов к составлению новых терминологических справочников, отражающих уже состояние понятийной базы ряда разделов тектонической науки. Так, появился на свет второй терминологический справочник «Формы геологических тел» (1974 г.), в котором собрана исчерпывающая информация по морфологической тектонике или структурной геологии. Интерес к этому справочнику оказался столь велик, что вскоре пришлось прибегнуть ко второму изданию (1977 г.).

Третьим терминологическим справочником, выдержавшим также два издания за короткий срок, были книги «Тектоника континентов и океанов» (1976 г.) и «Структура континентов и океанов» (1979 г.). В том, что они успели стать библиографической редкостью, может убедиться каждый, кто пожелает приобрести эти книги. Думается, что такой высокий спрос на указанные справочники объясняется тремя причинами: во-первых, они удовлетворяют спрос геологов-практиков при оформлении отчетов по геологосъемочным и геологопоисковым работам; во-вторых, они служат легкодоступным информационным банком для тех, кто пробует свои силы на поприще научной деятельности, желая сопоставить свои достижения с достижениями предшественников; в-третьих, они удовлетворяют спрос огромной аудитории студентов и преподавателей вузов, часто заменяя им учебные пособия. Все эти особенности характерны и для очередного издания — второго тома справочника «Геологические формации». Он посвящен осадочным и метаморфическим формациям, т. е. объектам, с которыми связаны ценные для промышленности и сельского хозяйства полезные ископаемые.

Хочется надеяться, что грандиозная по своей трудоемкости работа составителей окажется полезной не только для развития учения о геологических формациях, но и для приложения достижений этой науки в практике. Так или иначе, но после ознакомления со справочником приоритет отечественной науки в области учения о геологических формациях становится еще более очевидным.

ВВЕДЕНИЕ

С 1971 г. лаборатория теоретической тектоники ИТиГ ДВНЦ АН СССР ведет работу по составлению терминологических справочников. Уже имеются два издания справочника «Формы геологических тел» (1974, 1977 гг.), два издания справочника «Структура континентов и океанов» (1976, 1979 гг.), вышли из печати справочники «Иерархия геологических тел» (1978 г.) и «Общая стратиграфия» (1979 г.). Новый справочник «Геологические формации» задуман как двухтомник. Первый том включает общие вопросы учения о геологических формациях и разделы, посвященные магматическим и гидротермалитовым формациям. Предлагаемый второй том отражает состояние понятийной базы науки об осадочных и метаморфических формациях. Интерес к осадочным формациям становится понятным, если учесть, что с ними связана «наибольшая часть полезных ископаемых, необходимых нашей промышленности и сельскому хозяйству: все энергетическое сырье (уголь, нефть, горючие сланцы, газы), хлоридные, сульфатные и карбонатные соли, сырье для основной химической промышленности; фосфориты и калийные соли, большая часть строительных материалов, огнеупоров, керамического, стекольного сырья и флюсов; промышленные руды железа, марганца и алюминия более чем на 90 % имеют осадочное происхождение; по преимуществу в осадочных породах наблюдаются промышленные концентрации ряда других важнейших элементов: ванадия, молибдена, никеля, кобальта, серы, радиоактивных элементов, частично также меди, свинца и цинка и др., а также россыпные месторождения металлов» [Решение..., 1959].

Много полезных ископаемых заключено и в метаморфических формациях. В процессе геологосъемочных и поисковых работ на эти виды минерального сырья часто сталкиваешься с вопросом, как определить и назвать конкретные парагенезы и ассоциации осадочных и метаморфических пород? В условиях отсутствия единой систематики этих объектов ответить на этот вопрос непросто, хотя бы потому, что вся информация оказывается распыленной по отдельным книгам и статьям. Наблюдается процесс своеобразного «разубоживания» информации. На поиск нужной информации тратится время. Предлагаемый справочник разрешает эту проблему тем, что сосредоточивает в себе почти все имеющиеся в литературе классификации и определения терминов. В результате составительской работы информация предстает теперь в концентрированном виде. Более того, в отличие от нормативных

словарей («Геологический словарь», «Петрографический словарь» и др.) справочник не навязывает исследователю какого-то одного смысла термина, а дает возможность выбора при сравнении своих данных с теми результатами, которые уже достигнуты в науке об осадочных и метаморфических формациях. Творческий вклад составителей выразился лишь в группировании определений по разделам и более мелким подразделениям и формировании смысловых групп. Итак, в концентрированном представлении информации и экономии времени на ее поиск заключается практическая ценность работы.

Научное значение справочника состоит в использовании его как информационной основы при разработке систематики осадочных и метаморфических формаций. Поэтому для научных сотрудников, связавших свои интересы с этой проблемой, он будет также полезным. Наконец, нельзя не отметить и дидактического значения работы. Действительно, при отсутствии специальных книг по курсу «Геологические формации» справочник может служить учебным пособием для преподавателей и студентов.

Принципы представления информации остались теми же, что и в предыдущих справочниках. Сначала приводятся общие определения, затем идут классификации и систематики и заканчиваются разделы определениями формационных видов данного класса или группы формаций. Отклонения от этой общей схемы в том или ином разделе незначительны. Так, составители раздела «Осадочные формации», не нарушая этой схемы, сочли возможным начать изложение материала не с общих определений «осадочная формация», а с раздела «Общие проблемы учения об осадочных формациях», в котором отражены исторически сложившиеся взгляды на проблему выделения, определения и классификации формаций, цели и задачи формационных исследований.

Как всегда, наибольшие трудности и разногласия возникали у составителей при отборе материала. Чтобы ввести какие-то разумные ограничения, была принята идея иерархии геологических тел. Казалось бы, что в иерархическом ряду минерал — порода — геоформация — геокомплекс — геосфера место геоформаций определено точно. Но при отборе конкретного материала границы перехода от породы к геоформации и от геоформации к геокомплексу часто трудно установить, особенно если опираться формально только на термины. Эта нечеткость границ нашла, очевидно, отражение и в справочнике. Но в любом случае право на включение того или иного термина оставалось за составителем, который при этом не мог опираться ни на что другое, как на свой опыт. Поэтому как редакторы, так и составители тома далеки от мысли, что все разделы и более мелкие подразделения отражают состояние терминологии учения об осадочных и метаморфических формациях с одинаковой глубиной и полнотой. В любом случае ответственного за составление того или иного раздела можно найти по оглавлению. Учитывая то, что учение о метаморфических формациях начало развиваться лишь в последние 15 лет, в соответствующий

раздел включены не только формации мирового распространения, но и региональные формации, причем регион указывается в скобках вслед за названием формации. Кроме того, для облегчения работы со справочником часть слов из многословного названия формации, которые, по мнению составителя, являются второстепенными, заключена в скобки и приведена в конце названия. Например, термин «эпизонная метапелоидная серицит-хлорит-бурошпатовая филлитовая формация» дается в таком написании: «серицит-хлорит-бурошпатовая филлитовая формация (эпизонная метапелоидная)». Указание на дометаморфический состав формации по возможности опускалось, если оно имеется в названии раздела, в котором помещена метаморфическая формация. Ввиду ограниченности объема справочника из него исключены разделы, посвященные направлениям в изучении метаморфических формаций, их терминологии и номенклатуре, близким и смежным понятиям (метаморфические субформации, формационные ряды, ассоциации, парагенерации, серии, комплексы, фации, зоны, пояса и т. д.), раздел о строении осадочных формаций, а также ряд таблиц классификации, которые следует искать в первоисточниках. Кроме того, пришлось почти полностью исключить раздел, посвященный фациально-петрографическим формациям В. И. Попова. При этом редакторы тома руководствовались тем, что этот материал в систематизированном виде уже изложен в монографии В. И. Попова [1968], поэтому ограничились лишь табл. 7, чтобы сохранить в справочнике термины, а их определение читатель может найти в упомянутой книге В. И. Попова.

При составлении справочника использовалась литература, изданная только на русском языке.

Определения терминов давались, насколько это было возможно, максимально близкими к тексту источника. Если формулировка определения является цитатой или незначительно изменена (изменение падежа, числа, исключение не относящихся к определению вводных слов и придаточных предложений и т. д.), то после определения указывается фамилия автора (название работы) в именительном падеже [например, Попов, 1968; Решение..., 1959]. Если изменения являются более значительными (определение составлено из отдельных частей, разделенных в источнике предложениями иллюстративного, разъяснительного или полемического характера, или оно путем перефразировки приведено к обычной форме определения и т. д.), то фамилия автора (название работы) приводится в дательном падеже с добавлением предлога «по» [например, по Попову, 1968]. С точки зрения составителя, во всех случаях авторский смысл определения сохраняется без искажения. Если в использованном источнике дается заимствованное определение, то в справочнике указывается вначале автор определения, затем источник (например, В. И. Васильев, 1958 г., из: Хаин, 1973).

Определения терминов, имеющих несколько значений, сгруппированы по смыслу. Под одним номером приводятся формулировки

с незначительными, по мнению составителя, смысловыми различиями. Если какое-то определение отличается от приведенного лишь словесной конструкцией, оно указано как близкое и в справочнике не дается. Под первыми номерами приводятся обычно основные и наиболее рациональные, с точки зрения составителя, определения.

Для некоторых терминов определений найти не удалось и вместо них приведены описания или перечисление признаков объекта, в какой-то мере заменяющие определения. Определения таких общих терминов, как «формация», «геологическая формация», даны лишь в тех случаях, когда из контекста ясно, что речь идет именно об осадочных или метаморфических формациях. В тексте и подзаголовках первых двух разделов вместо полного названия «осадочные и вулканогенно-осадочные формации» для краткости часто используется термин «осадочные формации» или просто «формации», который сокращается до буквы «ф.».

Для удобства пользования справочник снабжен предметным указателем. В отличие от предыдущих справочников не приводятся переводы терминов на иностранные языки, что связано с трудностями отыскания адекватных иностранных терминов.

Научное редактирование справочника осуществлено Г. Л. Кирилловой, Ю. А. Косыгиным и В. А. Соловьевым. Ряд вопросов, связанных с составлением справочника, отбором материала и теорией формационного анализа, обсуждался с Н. Б. Вассоевичем, В. И. Драгуновым, Д. А. Кириковым, И. О. Мурдмаа, В. Т. Фроловым, В. М. Цейслером, что явно стимулировало составительскую деятельность.

В оформлении рукописи приняли участие Л. Е. Волошенко, Г. П. Марина, Л. И. Завьялова, Н. К. Оканова, В. Ф. Рыженко, Е. Ф. Силкина, А. В. Ставрова, Г. Е. Филиппова. Предметный указатель составлен Л. И. Завьяловой.

ОСАДОЧНЫЕ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ КОНТИНЕНТОВ

ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ УЧЕНИЯ ОБ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЯХ

ЦЕЛИ, ЗАДАЧИ, ИСХОДНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ УЧЕНИЯ ОБ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЯХ

УЧЕНИЕ ОБ ОСАДОЧНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЯХ.— 1. Наука которая призвана изучать строение земной коры на уровне геологических ф.— природных ассоциаций горных пород [Геологические формации, 1979]. 2. Самостоятельная область знания или одна из геолого-минералогических наук, подобная минералогии, литологии, петрографии, палеонтологии. Объектом учения о ф. являются однородные ассоциации тел, сложенных горными породами и характеризующихся как наборами определенных видов последних, так и видом (типом) соотношений этих тел. Эти ассоциации представляют собой индивидуальные элементарные объекты учения о ф. [Драгунов и др., 1974].

Син.: формационный анализ (s. lato) [В. И. Драгунов, из: ГС, 1973], учение о геоформациях, геогенерациях, геоформациология, литоценология, литомономия [Вассоевич, 1978б].

Примеч.: 1. У. о. о. г. ф. весь комплекс исследований — от обоснования выделения геологических ф. по наборам слагающих их пород до обоснования палеотектонических режимов и палеогеографических обстановок по наборам геологических ф. В У. о. о. г. ф. «анализ ф.» выступает в качестве первого этапа формационных исследований, «формационный анализ» — как второй их этап. В специальной литературе выражения *«анализ формаций»* и *«формационный анализ»* иногда рассматриваются как равнозначащие, а иногда резко противопоставляются. Пожалуй, настало время договориться и более четко определить смысл обоих выражений. По-видимому, оба рассмотренных понятия *являются составными частями более общего понятия* «учение о геологических ф.» [Геологические формации, 1979].

2. У.о.о.г.ф. возникло при решении смежных вопросов стратиграфии, литологии, тектоники, палеогеографии, генетической основы поисков полезных ископаемых [Цейслер, 1977].

ЗАДАЧИ УЧЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЯХ.— *Выделение и изучение формаций для палеотектонических* реконструкций, тектонического районирования и прогнозной оценки площадей на различные виды полезных ископаемых [Цейслер, 1974б].

— Выделение формационных тел и их описание [Косыгин, 1980].

— Изучение вещественного состава крупных осадочных комплексов и реконструкции на этой основе палеогеографических и палеотектонических обстановок областей их распространения [Шванов, 1965].

Примéч.: 1. Если ограничиться только теоретической стороной дела, то выделение ф. в качестве главной задачи имеет в виду разграничение и сравнительную характеристику основных отличительных особенностей последовательных этапов развития больших тектонических структур и целых тектонических регионов. Поэтому в отличие от фаций, границы, объем и вещественная характеристика которых может видоизменяться в зависимости от целей исследования, ф. мыслятся только как совершенно однотипно построенные парагенезы, различающиеся строго определенными чертами петрографического состава, форм напластования *и типов сочетания образующих их горных пород.* Только при этом условии вполне конкретный историко-тектонический смысл приобретает построение формационных рядов, сравнительное изучение которых позволяет обнаружить как черты различия, так и черты сходства в эволюции *разных структурных элементов* земной коры и тем самым приблизиться к пониманию общих закономерностей ее развития. В то же время это позволяет понять общие закономерности структурно-тектонической локализации типичных комплексов горных пород и связанных с ними полезных ископаемых, что крайне важно с точки зрения прогноза их поисков. Иными словами, только при условии достаточно четкого разграничения понятий «фация и ф.» формационный анализ превращается в достаточно определенный и самостоятельный метод исследования с четко ограниченным кругом задач и возможностей.

Вторая, также важная и иногда приобретающая вполне самостоятельное значение задача выделения ф.— это выделение и сравнительная оценка *общих особенностей* крупных циклов эволюции климатов для разных районов земного шара. Однако, поскольку понятие «ф.» является категорией преимущественно историко-тектонической, эту задачу приходится все же рассматривать в качестве подчиненной [Шанцер, 1966].

2. Как со стороны стратиграфии, так и со стороны учения о ф. проявляется определенная недооценка роли историко-геологического подхода к расчленению — стратиграфическому, в одном плане, и формационному, в другом — региональных *серий слоев. Но именно в историко-геологическом* подходе к этому, одновременно и стратиграфическому и формационному расчленению, результат которого должен быть, очевидно, единым, задачи и пути стратиграфического и формационного исследования должны были бы соединиться. И если *в настоящее* время они здесь не соединяются, то это одинаково отрицательно отражается как на развитии стратиграфии, так и на развитии учения о ф. Стратиграфия лишается при этом весьма существенного стимула развития в историко-геологическом (геостратиграфическом) направлении, учение же о ф. ограничивается в своих возможностях использованием в качестве формационных единиц неполноценных в историко-геологическом отношении литостратиграфических подразделений. Эту ограниченность учение о ф. пытается иногда преодолеть путем «формационного» расчленения региональных серий слоев, подменяющего региональное геостратиграфическое расчленение последних. Но для одной и той же серии слоев не может быть двух *полноценных и одновременно* различных историко-геологических схем расчленения. Разработка полноценной региональной геостратиграфической схемы требует использования всего арсенала методов стратиграфии, включая геологическое картирование, весь комплекс *палеонтологических методов, фациальный анализ* в классическом его понимании и т. д. Региональное формационное расчленение этого арсенала методов не использует, заменяя многие из них общими «стадийно-зональными» представлениями, позволяющими уложить данную региональную последовательность «формаций» в ту или другую общую «стадийно-зональную» схему. В результате же региональное формационное расчленение оказывается, как правило, неполноценным суррогатом историко-геологического геостратиграфического расчленения. К сожалению, в нашей геологической литературе последних лет региональные «формационные» схемы подобного характера стали появляться довольно часто.

Их появление — результат смешения задач исследований: формационного, с одной стороны, и геостратиграфического, с другой. Задачей первого из них является установление формационных типов (абстрактных ф., по Хераскову) путем типизации формационных единиц (конкретных ф.) и выяснение закономерностей распределения ф. определенного типа во времени и в пространстве. *Задачей второго — является расчленение региональных серий слоев на комплексы* отложений, отвечающие последовательным этапам (циклам) геологического развития данного региона, и выяснение состава, строения и геологического возраста соответствующих комплексов отложений (региональных осадочных циклов) и их взаимоотношений с аналогичными комплексами смежных регионов.

Именно эти естественные геостратиграфические комплексы отложений (региональные осадочные циклы) и должны, очевидно, рассматриваться как конкретные осадочные ф., как те формационные единицы, которые должны лечь в основу геолого-формационного анализа. Однако подход к этим единицам с позиций задач геостратиграфического и формационного исследования будет различным.

В свете задач стратиграфии выделение естественных геостратиграфических единиц с полноценным историко-геологическим содержанием является основной целью исследования. Эти единицы интересуют стратиграфа прежде всего сами по себе, с точки зрения их границ, состава, строения, палеонтологической характеристики, заключенных в них полезных ископаемых, обстановки их образования и, наконец, их геологического возраста.

В свете *задач формационного анализа те же естественные геостратиграфические* единицы интересны уже не сами по себе, а лишь как исходный материал — как формационные единицы — для выделения формационных типов. Что при стратиграфическом изучении является целью работы, то в учении о ф. *служит отправным пунктом исследования.*

При сравнении и сопоставлении естественных стратиграфических единиц друг с другом стратиграф, прежде всего, будет стремиться к объединению и классификации этих единиц по их геологическому возрасту, по признаку принадлежности их к той или другой геологической эпохе. Вследствие этого для стратиграфии наибольший интерес представляют всегда такие черты состава и строения рассматриваемых единиц, которые в наибольшей степени отражают эпоху их образования.

В свете задач формационного анализа объединение и классификация тех же естественных стратиграфических единиц (рассматриваемых уже как формационные единицы) будет производиться, наоборот, вне зависимости от их геологического возраста, но с учетом особенностей их состава и строения, отражающих обстановку их формирования.

Исследования в области региональной стратиграфии и учения о формациях не должны, следовательно, ни противопоставляться друг другу, ни подменять друг друга; и то, и другое одинаково отрицательно отражается как на развитии региональной стратиграфии, так и на развитии учения о ф. Наоборот, ясное понимание общности задач исследования в области выделения естественных геостратиграфических (историко-геологических) и одновременно формационных единиц при сохранении самостоятельности своих собственных задач и целей обеспечит, несомненно, всестороннее полноценное развитие как стратиграфической, так и формационной геологии [Леонов, 1974].

3. Термин «формация» (и все предлагаемые вместо него) употребляется в двух смыслах: а) ф. — это сложное геологическое тело и б) ф. — класс таких геологических тел. Для конкретного анализа вначале необходимо сформулировать понятие о ф. — телах как элементарных, четко фиксируя цели, во имя которых вводится это понятие, и установить четкие процедуры выделения, описания и классификации этих тел. Для выделения и описания ф. — классов следует указывать, какие из характеристик ф.— тел выбраны для фиксации класса и указать критерии для оценки такого выбора. Очевидно, что для *разных целей формационного анализа организация эффективных классов может* оказаться различной. С формальных позиций задача формационного анализа может быть разбита на две задачи: а) группирование элементарных геологических тел, б) распознавание сложных геологических тел, полученных путем группирования элементарных [Воронин, Еганов, 1968].

4. *Типизация ф. позволяет* провести типизацию тектонических структур на основе вещественного состава ф., отражающего историю развития тектонической структуры и во многом определяющего последующие формы дислокаций слоев [Муратов, Цейслер, 1968б].

5. В настоящее время можно выделить два основных направления, конкретизирующих исходные положения формационного анализа:

а) в отношении ф. как объектов исследования представители первого направления полагают, что осадочные ф. есть не что иное, как реально существующие геологические тела наподобие минералов и слоев осадочных пород и что они представляют собой некий *промежуточный таксон* между породой и земной оболочкой в целом. В такой постановке задача заключается в том, чтобы найти, и притом в полевой обстановке [Шатский, 1960], границы этих тел;

б) представители *второго направления* считают, что ф. как реальные геологические тела не существуют, а становятся геологической плотью лишь в процессе реализации «модели формации», построенной в процессе исследования для достижения конкретной цели [Хаин, 1959; Страхов, 1956; Вассоевич, 1966; *Романовский*, 1968] (Ю. А. Воронин и Э. А. Еганов, 1967 г.).

АНАЛИЗ ОСАДОЧНЫХ Ф.— Комплекс литологических исследований по изучению состава, строения, условий накопления и преобразования осадочных толщ и *слагающих их пород. Эти* исследования могут проводиться с разной степенью детальности и могут быть завершены на разных этапах, однако литологические исследования *осадочных* толщ можно по праву называть анализом ф. в том случае, когда все показатели осадочной толщи изучаются и анализируются в связи с объемами, которые они занимают; осадочные ф. при этом рассматриваются не в качестве простого набора горных пород, а в качестве единого «организма», построенного по своим законам. При анализе ф. исследователь работает с породами; изучая их состав и размещение в пространстве, он приходит к *пониманию строения более* сложного объекта, который они образуют,— геологической ф. А. о. ф. направлен на выяснение состава, строения и происхождения и на диагностику ф. Нетрудно увидеть, что при анализе ф. решаются задачи, которые некоторые литологи [Тимофеев, 1977] ставят перед учением о геологических ф. вообще, считая, что выделение ф. является конечной целью формационных исследований [Геологические формации, 1979].

ЦЕЛЬ АНАЛИЗА *ОСАДОЧНЫХ* ФОРМАЦИЙ.— Литологическое изучение осадочного слоя земной коры и выделение в нем геологических ф. [Геологические формации, 1979].

***ФОРМАЦИОННЫЙ* АНАЛИЗ.**— Метод, который опирается на изучение закономерностей размещения геологических ф. в земной коре и позволяет на этой основе реконструировать палеотектонические и палеогеографические обстановки и прогнозировать полезные ископаемые. Объектом исследования в данном случае служат не слои горных пород, а тела осадочных ф. [Геологические формации, 1979].

ЦЕЛЬ ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА.— *Установление* закономерностей состава, строения и истории формирования осадочного слоя земной коры на основе изучения размещения в нем геологических *ф. [Геологические* формации, 1979].

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ В УЧЕНИИ ОБ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЯХ.— Исторически сложившиеся подходы к определению, выделению и классификации осадочных ф. [Леонов, 1974].

Примеч.: 1. К концу XVIII в. уже существовало два понятия, отражавшие два подхода к комплексам горных пород, — петрографо-стратиграфическое (И. Г. Леманн и Г. Х. Фюксель) и чисто петрографическое (А. Г. Вернер). *Для первого понятия был предложен термин „series montana“*, который можно перевести как «серия горных пород», для второго — «формация». В двадцатых годах XIX в. целый ряд исследователей вкладывал в понятие о ф. фациальный смысл. Александр Броньяр и Жорж Кювье различали девять генетических ф. Генетический, фациальный смысл термину «формация» придали К. Прево и отчасти А. Грессли.

Петрографо-стратиграфическое направление значительно укрепилось в середине прошлого столетия в Германии. Вскоре во многих странах ф. стали именовать крупные стратиграфические единицы. В. Ю. Соймонов [1829] считал ф. литолого-стратиграфическими комплексами. *То же или близкое понимание ф.* придают и многие другие русские исследователи (Е. П. Ковалевский, Д. И. Соколов).

В 1881 г. II Международный геологический конгресс, уделивший большое внимание вопросам геохронологической (стратиграфической) терминологии, исключит из этой терминологии слово «формация». То же решение вынесла месяц спустя русская подкомиссия по единообразию геологической терминологии. Стратиграфическое, верхнее литолого-стратиграфическое, понимание ф. не стало однако достоянием истории, а дожило до наших дней. Особенно глубокие корни оно пустило в США, где было узаконено решениями специального комитета, созданного в 1933 г. Для американских геологов ф. до сих пор является основной единицей местных стратиграфических подразделений (как у нас свита).

Другое, фациальное, понимание ф., истоки которого можно обнаружить у А. Г. Вернера, но подлинное начало которому положили французские и швейцарские геологи, стало укрепляться в конце прошлого века и начале нашего. Так, Э. Реневье (Renevier, 1897 г.) считал, что термин ф. предпочтительнее для обозначения геологических образований, генетически существенно отличающихся друг от друга (например, ф. осадочные — морские, пресноводные, ф. вулканические и т. д.), а термин «фация» — для обозначения уже деталей обстановки их формирования. Такое понимание ф. и фаций унаследовали Э. Ог (E. Haug), А. А. Борисяк, В. А. Обручев, М. Жинью, Д. В. Наливкин.

Подлинным основоположником того прогрессивного направления в развитии учения о ф. (геогенерациях), которое можно назвать историко-геотектоническим, был М. Бертран. В 1894 г. на VI Международном геологическом конгрессе он впервые определил флиш и молассы как закономерные стадийные фации или ф. Это направление стало по-настоящему развиваться лишь в нашем веке. *Спустя четверть века после доклада М. Бертрана родилось понятие о тектонических (геотектонических) фациях.* В 1919 г. П. Арбенц стал говорить об «орогенических фациях», а несколько позже Л. Кобер уже вполне определенно утверждал, что флиш и молассы характеризуют определенные стадии орогенеза. В дальнейшем необходимость фациально-тектонического (или структурно-фациального) анализа и синтеза стала подчеркиваться многими передовыми исследователями (К. И. Богданович, А. Гейм, К. З. Толвинский, В. И. Попов, П. Н. Кропоткин, Н. П. Херасков, А. А. Полканов, Ж. Терсье, Н. М. Страхов, Л. В. Пустовалов, В. А. Николаев) [Вассоевич, 1966].

2. Остро дискуссионен вопрос о соотношениях парагенетического и генетического направлений формационного анализа. Среди генетических направлений различаются палеогеографическое (фациальное) и геотектоническое (стадийно-зональное), магматическое и метасоматическое направления [Предисловие, 1968].

3. Проблема выделения ф. рассматривается с двух точек зрения: а) генетической (В. Е. Хаин, Н. Б. Вассоевич, Л. Б. Рухин, В. В. Белоусов) и

б) структурной (Н. П. Херасков, Н. С. Шатский, Б. М. Келлер, Н. А. Штрейс, Ю. А. Кузнецов, А. Л. Яншин, В. И. Драгунов) [Романовский, 1968].

4. Анализ *истории вопроса показывает*, что могут быть выделены три направления — стадийно-зональное (М. Бертран, В. В. Белоусов, В. Е. Хаин и др.), парагенетическое (Н. С. Шатский, Н. П. Херасков и др.) и ландшафтно-геологическое (Е. Реневье, Д. В. Наливкин, Н. М. Страхов, Г. Ф. Крашенинников и др.). И. В. Хворовой [1961] эти направления определены: первое — как литолого-тектоническое, второе — как палеогеографо-тектоническое, третье — как седиментационное. Эти три направления И. В. Хворовой, однако, достаточно четко не различаются и рассматриваются, скорее, лишь как различные аспекты единого представления о ф. На состоявшейся в 1953 г. в Новосибирске конференции по учению о геологических ф. речь шла, *например, о трех основных* направлениях в данном учении: Шатского — Хераскова, Усова и Попова. Первое из них (Шатского — Хераскова) названо нами парагенетическим. Направление Усова — это направление стратиграфической, но не формационной геологии. «Направление» же Попова — это сложный переплет различных представлений, выделить в котором какую-либо линию вообще трудно. Фактически, таким образом, на Новосибирской конференции было представлено лишь одно направление — парагенетическое. Другие же два — стадийно-зональное и ландшафтно-геологическое (элементы которого имелись в «направлении» Попова) — как самостоятельные направления в учении о ф., на Новосибирской конференции представлены не были. Смешанный характер имеет выдвинутое Н. Б. Вассоевичем представление о геогенерациях, в котором совмещаются элементы стадийно-зональных и ландшафтно-геологических представлений [Леонов, 1974].

5. Стратиграфическое направление формационного анализа развивалось в Америке, в СССР в 1936 г. его возглавил М. А. Усов. Ф. выделялись наравне со свитами и являлись стратиграфическими подразделениями. В настоящее время стратиграфическое направление понимания ф. утвердилось в США.

Фациальное направление формационного анализа (Э. Ог, А. А. Борисяк, В. А. Обручев) понимает ф. как фацию — обстановку условий осадконакопления (лагунно-озерные, аллювиальные и другие ф.). Д. В. Наливкиным «формация — море» и «формация — континент» выделяются как крупнейшие фациальные единицы. В настоящее время фациальное направление развивается Н. М. Страховым, В. И. Поповым, которые считают климат главным фактором, определяющим типы литогенеза. Однако оно в должной мере не учитывает тектонику.

Начало новому, названному Н. Б. Вассоевичем [1966] «историко-геотектоническим», направлению в учении о ф. положил М. Бертран (M. Bertrand, 1897 г.). Он впервые флиш и молассы *отнес к ф., свойственным* определенным стадиям развития геосинклиналей. Это направление в начале XX в. продолжили П. Арбенц (P. Arbenz, 1919 г.) и Л. Кобер (L. Kober, 1921 г.).

Новый импульс в учении о ф., в основном парагенетического плана, связан с именами советских геологов [Шатский, 1939, 1945, 1954, 1955, 1960; Белоусов, 1948, 1962; Пейве, 1948; Рухин, 1953, 1961; Хаин, 1950, 1959, 1964; Хворова, 1963; Херасков, 1952, 1967]; изучаются также и отдельные типы ф. (Н. Б. Вассоевич, 1948; Жемчужников, 1955; А. А. Иванов, 1966 г.; Г. А. Иванов, 1959 г., 1967; Каледа, 1966; Келлер, 1949; Королюк, 1962; В. Н. Григорьев, М. А. Семихатов, 1961 г., В. И. Драгунов, 1966 г.; М. А. Семихатов, 1966 г.; Н. В. Логвиненко, 1966; Э. И. Чечель, 1969 г.). Эти работы, положившие начало современному учению о ф., развивают историко-геотектоническое направление, которое разделяется на «стадийно-зональное» в понимании М. Бертрана и «парагенетическое», заложенное Н. С. Шатским.

Стадийно-зональное учение успешно развивается В. В. Белоусовым и В. Е. Хаиным [Малич, 1974].

6. В учении о ф. исторически сложились три основных направления: стратиграфическое, генетическое *и парагенетическое, которые* объединяют различные течения и концепции. Внутри генетического направления различаются фациальное (палеогеографическое) и геотектоническое (стадийно-зональное). В парагенетическом направлении кроме классической линии Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова различаются еще три подхода: Ю. А. Воронина и Э. А. Еганова (целевой подход), Ю. А. Косыгина, В. А. Соловьева и других (системный подход), В. И. Драгунова, А. И. Айнемера, В. И. Васильева, И. В. Крутя, Д. В. Рундкви-

ста, А. А. Смыслова, основывающихся на концепции уровней организации объектов геологии в содержательном аспекте и на теории типов теории множеств в формальном аспекте. Вторая и третья линии теоретических разработок в самое последнее время все более сливаются [Драгунов и др., 1974].

7. В настоящее время в содержании понятия ф. можно выделить четыре главных аспекта: тектонический (историко-геотектонический, структурный, стадийно-зональный), петрографический (фациальный, литологический, парагенетический), иерархический и целевой [Вотах, 1976].

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКОЕ НАПРАВЛЕНИЕ.— Направление, основывающееся на представлении о ф. как эмпирически выделяющихся парагенезах горных пород. Парагенез понимается при этом лишь в смысле совместного нахождения составляющих ф. горных пород, вне зависимости от их генезиса, равно как и причин, которым они обязаны своим сонахождением [Леонов, 1974].

Син.: палеогеографо-тектоническое [Хворова, 1961].

Примеч.: 1. Основоположниками П. н. являются Н. С. Шатский и Н. П. Херасков. Н. П. Херасков считает, что, следуя Шатскому, парагенетическую связь горных пород, составляющих ф., следует понимать чисто эмпирически, лишь как совместное нахождение, но отнюдь не генетически, как общее образование. Эмпирический подход к выделению ф. диктуется, по мнению Хераскова, необходимостью поставить учение о ф. на твердую почву фактов, в то время как наблюдающаяся иногда генетическая близость пород внутри ф. — признак часто лишь гипотетический и, во всяком случае, не универсальный.

2. Проблема выделения формационных единиц («конкретных формаций») трактуется Н. П. Херасковым противоречиво. Признается, что разработка классификаций формационных типов должна производиться на базе выделения и изучения конкретных ф. и что выделение конкретных ф. является самостоятельной и сложной задачей. При этом указывается, что определение критериев выделения таких сложных образований, какими являются ф., может быть лишь намечено. В то же время, не делая, как правило, различия между понятиями формационной единицы и формационного типа, Н. П. Херасков исключает практически выделение конкретных ф. из круга актуальных вопросов учения о ф.

3. Существенным в трактовке Н. П. Херасковым понятия ф. является представление о независимости критериев выделения ф. от приуроченности их к тому или другому структурному элементу земной коры. Связь ф. с определенными структурами, указывает Н. П. Херасков, понимается Н. С. Шатским в том смысле, что сначала на основе парагенезиса устанавливаются ф., а затем изучается их связь со структурами. Именно эта независимость критериев выделения ф. и делает учение о ф. самостоятельным и важным методом исследования.

4. Представления о ф. Шатского — Хераскова вызвали резкую, но вполне основательную в целом критику со стороны ряда советских исследователей (В. И. Попова, Н. М. Страхова, Н. Б. Вассоевича и др.). Критиковался, прежде всего, с общих методологических позиций эмпирический подход к выделению ф., лишающий представления о ф. определенного генетического содержания. Очевидно, что при парагенетическом представлении о ф. последние, как бы они в принципе не рассматривались, могут получать любое содержание: и литологическое, и тектоническое, и просто литологическое, и любое другое. В определенном смысле парагенетическое направление перекрывает все другие, являясь по отношению к ним более широким и свободным [Леонов, 1974].

— Аспект, при котором к изучению ф. подходят так же, как к изучению горных пород. Ф., как и горные породы, выступают здесь как определенные геологические тела [Вотах, 1976].

Син.: петрографический аспект [Вотах, 1976]; парагенетический аспект [Вотах, 1976], фациальный аспект [Вотах, 1976], литологический аспект [Вотах, 1976].

РАНГОВЫЙ (ИЕРАРХИЧЕСКИЙ) АСПЕКТ.— Аспект исследований, при котором ф. рассматриваются как определенный ранг иерархии геологических тел [Вотах, 1976].

Син.: системный подход [Драгунов и др., 1974], иерархический аспект [Вотах, 1976].

Примеч.: 1. В качестве самостоятельного направления Р. а. был подчеркнут В. И. Поповым на Новосибирском совещании в 1953 г. [Вотах, 1976].

2. Одна из линий парагенетического направления — системный подход — получает наиболее ясное выражение в последних работах Ю. А. Косыгина, В. А. Соловьева и др. (Ю. А. Косыгин, О. В. Вотах, В. А. Соловьев и др., 1972 г.; Ю. А. Косыгин, В. А. Соловьев, 1969 г.; Ю. А. Косыгин, Ю. С. Салин, В. А. Соловьев, 1973 г.).

Ю. А. Косыгин в своих монографиях по проблемам тектоники [Косыгин, 1969, 1974], придавая большое значение в их разрешении учению о ф., последовательно развивает парагенетическое направление. В его трудах и трудах его сотрудников обобщены результаты, полученные советскими исследователями ф., показаны возможности дальнейших разработок идей Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова в условиях математизации геологии. С одной стороны, учение о ф. стало быстро освобождаться от некоторых ранее нечетко сформулированных и даже ошибочных выводов, логически противоречиво включенных в систему производных понятий учения и не следующих из его основных исходных положений, с другой — появилась возможность развивать систему производных понятий, основывающихся на исходных принципах, сформулированных Н. С. Шатским и Н. П. Херасковым.

Другая линия разработок, развиваемая В. И. Драгуновым, В. И. Васильевым, А. И. Айнемером, И. В. Крутем, Д. В. Рундквистом и А. А. Смысловым, основывается на концепции уровней организации объектов геологии в содержательном аспекте и на теории типов теории множеств в формальном аспекте.

Следует заметить, что обе линии теоретических разработок в самое последнее время все более сливаются [Драгунов и др., 1974].

ЦЕЛЕВОЙ АСПЕКТ.— Аспект исследований, при котором обнаруживается явная зависимость результатов формационного анализа от целей исследования [Вотах, 1976].

Син.: целевой подход [Драгунов и др., 1974].

Примеч. 1. Сторонниками Ц. а. (Ю. А. Воронин, Э. А. Еганов, В. В. Груза и др.) сделан вывод о том, что единых «естественных», независимых от способа выделения и устремлений исследования, вариантов группирования геологических тел в ф. не существует [Вотах, 1976].

2. Формализация оказалась действенной в тех отраслях, где уже разработана содержательная теория, и бессильной за пределами ее применимости. В отраслях геологии, располагающих теорией и методами оперирования с такими естественными телами, как атом, молекула, минерал, горная порода, палеонтологические объекты, достаточно быстро распространились различные математические приемы обработки наблюдений. Пропагандируемый же Ю. А. Ворониным и Э. А. Егановым «целевой» подход к выделению ф. на практике означает отказ от выделения ф. как самостоятельного объекта геологии и ведет к подмене формационных исследований минералогическими и геохимическими, которые основываются на объектах, понятия о которых формализованы [Драгунов и др., 1974].

СТРУКТУРНЫЙ ПОДХОД.— Такой подход к формационному анализу, когда предполагается построение теории на базе изучения вещества и структуры пород, слагающих ф., без привлечения каких-либо генетических априорных предположений о способах ее образования [Романовский, 1968].

Примеч.: В такой постановке задача выделения ф. неразрешима, а при привлечении каких-либо свойств, характеризующих вещества и структуру осадочных пород, будет иметь бесчисленное множество решений. Причем каждое такое решение при использовании одного алгоритма расчленения разреза будет соответствовать разбиению его на некие «части». Однако назвать их ф., как нам представляется, нет оснований [Романовский, 1968].

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ НАПРАВЛЕНИЯ. — Направления, которые исходят из представления о ф. как образованных в определенных условиях комплексах свит, отложений, фаций осадочных и осадочно-вулканогенных толщ. Генетические направления преследуют преимущественно цели объяснения и иллюстрации истории развития крупных участков земной коры. Различаются палеогеографическое (фациальное) и геотектоническое (стадийно-зональное) направления [Предисловие, 1968].

ГЕНЕТИЧЕСКОЕ НАПРАВЛЕНИЕ. — Направление, основывающееся на представлении об определяющем влиянии условий среды при возникновении ф. определенного вида [Драгунов и др., 1974].

Син.: генетический подход [Романовский, 1968; Хаин, 1973б; Вассоевич, 1978], историко-геологический подход [Вассоевич, 1978б], структурно-формационный подход [Вассоевич, 1978б], литолого (фациально)-тектонический подход [Вассоевич, 1978б], геогенерационный [Вассоевич, 1978а, б].

Примеч.: 1. При генетическом подходе к формационному анализу ф. рассматривается в аспекте тех гипотетических предпосылок, которые положены в основу данной модели. Сила такого подхода состоит: в максимальной конструктивности исходных понятий, в возможности формальной постановки задачи и в алгоритмизируемости процедуры ее решения. Кроме того, модельный подход имеет большую эвристическую ценность, так как без ущерба логической строгости позволяет интерполировать генетические выводы. При моделировании возможен, наконец, переход от декларации парагенетических связей между членами ф. к детальному их изучению и выяснению природы этих связей [Романовский, 1968].

2. Из всех подходов к выделению геоформаций самый интересный, многообещающий и самый трудный — генетический, именуемый то историко-геологическим, то структурно-формационным, то литолого(фациально)-тектоническим, то геогенерационным. Нередко противопоставляют друг другу два подхода к изучению геоформаций («парагенераций») — генетический и так называемый (только в СССР!) парагенетический, являющийся в сущности морфологическим. Имеются приверженцы одного подхода, отвергающие другой, так сказать, экстремисты. Известны лица, которые признают целесообразность и того и другого подходов, но раздельно во времени — сначала изучается морфология отложений, а затем решается вопрос их генезиса. Правильней, однако, не разрывать оба подхода, а органически сочетать их, одновременно решая обе задачи с самого начала наблюдений, буквально с первого часа. Следует все время стремиться отвечать на вопросы — «Как? Почему?». Они стимулируют друг друга, делают работу творческой, интересной, увлекательной, максимально плодотворной [Вассоевич, 1978б].

3. К термину «парагенез» существуют принципиально разные подходы. Ряд исследователей вслед за Н. П. Херасковым и Н. С. Шатским в учении о ф. понимают парагенез Г. н. как их постоянное сонахождение, возрождая представления, высказанные Севергиным еще в начале XIX в. Второе направление в понимании парагенеза горных пород развивается В. И. Поповым и Н. М. Страховым. Горными породами, образующими парагенез, они считают только те, которые возникли в общих ландшафтно-тектонических условиях. Поэтому для возникновения ф. необходимы два условия: а) длительное сохранение на более или менее значительном участке земной коры однотипного в плане тектонического режима; б) длительное поддержание в области седиментации однотипных ландшафтно-климатических условий. Этот подход к пониманию ф. является генетическим, сами ф. поэтому выделяются не простым наблюдением соотно-

шений горных пород в разрезах, а после фациального их анализа и детального петрографического изучения. Формационный анализ в данном случае является логическим продолжением и завершением фациального анализа (Н. М. Страхов, из: ГС, 1973).

4. В геологической литературе [Попов, 1959; Вассоевич, 1966; Драгунов, 1968] (Волочкович, 1971 г., и др.) неоднократно обсуждался вопрос о существовании двух принципиально различных методических направлений при выделении ф.: генетического (В. И. Попов, Н. М. Страхов и др.) и парагенетического (Н. С. Шатский, Н. П. Херасков и др.), о преимуществах и недостатках каждого из этих направлений. Анализ всех материалов позволяет нам видеть значительно больше общего в существе понятий, вкладываемых в термин «формация» представителями обоих направлений, чем это, казалось бы, должно быть при сравнении формулировок [Косыгин, 1958; Попов, 1959; Вассоевич, 1966]. Сближение направлений в учении о ф. было, в частности, продемонстрировано на совещании по геологическим ф., организованном во ВСЕГЕИ в мае 1968 г. [Баскина, Круть, 1968]. Подавляющее большинство участников этого совещания рассматривали ф. как выделяющиеся особенностями состава и строения естественные литологические комплексы и считали, что образование ф. обусловлено тектоникой и климатом, а сами ф. являются историко-геологическими категориями, эволюционирующими в ходе развития оболочек Земли. На этом совещании была достигнута договоренность, что генетическое и парагенетическое направления являются этапами исследования ф. [Крашенинников, 1968; Драгунов, 1973; Цейслер, 1977].

СТАДИЙНО-ЗОНАЛЬНОЕ НАПРАВЛЕНИЕ.— Направление, основывающееся на представлении о ф. как о комплексах отложений, сформировавшихся на определенных стадиях отдельных геотектонических циклов в пределах различных структурных элементов земной коры — платформ, геосинклиналей и их основных зон, краевых прогибов и т. п. [Леонов, 1974. Близк. опред.: Предисловие, 1968; Драгунов и др., 1974].

Син.: литолого-тектоническое [Хворова, 1961], историко-геотектоническое направление [Вассоевич, 1966], тектоническое направление [Леонов, 1974], геотектоническое [Предисловие, 1968; Драгунов и др., 1974].

Примеч.: 1. Число и характер ф., выделяющихся в с.-з. н., определяются представлениями исследователя о количестве стадий геотектонического цикла и числе структурных зон земной коры. Детализация тектонических классификаций влечет за собой и эквивалентное этой детализации «измельчение» представления о ф.

Представление о ф. как об отложениях определенных стадий геотектонического цикла не может служить критерием геостратиграфической классификации, так как оно лишено реального историко-геологического содержания [Леонов, 1974].

2. Геотектоническое (стадийно-зональное) направление в учении о ф., в своих основных чертах определенное М. Бертраном в конце прошлого века, в настоящее время развивается В. В. Белоусовым, Н. Б. Вассоевичем и В. Е. Хаиным. Сторонники данного течения считают, что значение стадии геотектонического этапа и положения в геотектонической зоне для образования ф. определенного вида являются определяющими. М. В. Муратов и В. М. Цейслер отмечают, что реально существующие взаимоотношения ф. и структур земной коры значительно сложнее по сравнению с принимаемыми сторонниками тектонического подхода. Л. Б. Рухин, в целом поддерживая тектонический принцип выделения ф., большое значение придает их литолого-структурным особенностям. Геотектонический принцип выделения угленосных ф. используется Ю. А. Жемчужниковым, Г. А. Ивановым, Н. И. Погребновым, П. П. Тимофеевым [Драгунов и др., 1974].

— Аспект исследований, при котором ф. представляются как исторические категории, отражающие динамику развития участков земной коры [Вотах, 1976].

3864

Син.: тектонический аспект [Вотах, 1976], тектонический подход [Вотах, 1976], тектоническое направление [Вотах, 1976], историко-генетический аспект [Вотах, 1976], структурный аспект [Вотах, 1976], зонально-стадийный аспект [Вотах, 1976].

Примеч.: Начало тектоническому аспекту в учении о ф. положил в 1894 г. М. Бертран, который отнес флиш и молассы к ф., свойственным определенным стадиям развития геосинклиналей. Это направление в XX в. продолжали П. Арбенц и Л. Кобер. Тектонический подход к изучению геологических ф. в нашей стране сначала, видимо, разрабатывался М. А. Усовым. Н. С. Шатский также неоднократно подчеркивал, что понятие ф. является прежде всего тектоническим. На Ленинградском совещании по проблеме «Геологические формации» 21—24 мая 1968 г. этот аспект был обособлен как геотектоническое или стадийно-зональное направление [Вотах, 1976].

ЛАНДШАФТНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ НАПРАВЛЕНИЕ. — Направление, основывающееся на представлении о ф. как генетических типах отложений [Леонов, 1974].

Син. и близк. термины: генетическое направление [Попов, 1959а; Вассоевич, 1966; Драгунов, 1968; Леонов, 1974; Цейслер, 1977]; фациально-генетическое, фациально-петрографическое направление [Попов, 1959а; 1968а, 1972], седиментационное направление [Хворова, 1961].

Примеч.: С наибольшей полнотой Л.-г. н. развивается в работах Н. М. Страхова и Л. Б. Рухина. Страхов при выделении ф. во главу угла ставит представление об обстановке их образования, соответствие которой является, по его мнению, основным, определяющим критерием выделения ф., так как последние, это прежде всего, комплексы пород, возникшие в общей физико-географической обстановке.

Вкладывая в понятие ф. региональное историко-геологическое (ландшафтное) содержание, близкое к таковому понятию этапа или регионального цикла осадконакопления, Н. М. Страхов не находит, однако, путей реализации этого принципа при выделении конкретных формационных единиц, сводя фактически представление о последних к весьма общим литолого-стратиграфическим характеристикам [Леонов, 1974].

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ (ФАЦИАЛЬНОЕ) НАПРАВЛЕНИЕ. — Направление, основывающееся на представлении о ф. (геогенерациях) как образованиях определенных фациальных обстановок (Д. В. Наливкин, В. И. Попов, Н. М. Страхов). Классификация ф. ведется соответственно по палеогеографическим — фациальным признакам [Предисловие, 1968].

Син.: фациальное (палеогеографическое) течение [Драгунов и др., 1974].

Примеч.: Фациальное (применительно к изучению осадочных толщ — палеогеографическое) течение, связываемое в своем становлении в начале XIX в. с именами С. Брейслака и К. Прево, получило некоторое развитие в трудах Э. Ога, Э. Реневье и особенно интенсивно стало совершенствоваться А. А. Борисяком, В. А. Обручевым, Д. В. Наливкиным, Н. М. Страховым, В. И. Поповым. Сторонники фациального палеогеографического подхода к Ф. полагают их образованиями определенных фациальных, преимущественно палеогеографических обстановок [Драгунов и др., 1974].

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ НАПРАВЛЕНИЕ. — Направление, основывающееся на представлении о ф., как единицах региональной стратиграфии [Леонов, 1974].

Примеч.: 1. С. н. основали А. Гумбольдт и Д. Доломье, которые придали термину ф. стратиграфическое содержание. Позднее это направление развивали геологи Сибири во главе с М. А. Усовым [Драгунов и др., 1974].

2. С. н. — это направление стратиграфической, но не формационной геологии, так как ф. М. А. Усова как историко-геологические типы естественных ассоциаций горных пород никогда никем не рассматривались. Как и ф. геологов США, ф. М. А. Усова — это единицы региональной стратиграфии [Леонов, 1974].

ПОНЯТИЕ «ОСАДОЧНАЯ ФОРМАЦИЯ»

ФОРМАЦИЯ КАК АССОЦИАЦИЯ ИЛИ ПАРАГЕНЕЗ

ОСАДОЧНАЯ ФОРМАЦИЯ.— 1. Естественные комплексы (сообщества, ассоциации) горных пород, отдельные члены которых (породы, пачки пород, свиты, отложения) парагенетически связаны друг с другом как в латеральных направлениях, так и в вертикальной стратиграфической последовательности [Шатский, 1960. Близк. опред.: Шатский, 1945; СГН, 1952; Шатский, 1954а, б; Кузнецов, 1955; СГН, 1958; Шатский, 1965; КГЭ, 1964; Херасков, 1964; Котляр, 1970].

— Естественные ассоциации горных пород и связанных с ними минеральных образований, отдельные члены которых (породы, слои, толщи и т. д.) в результате парагенетических отношений тесно связаны друг с другом как в пространственном, так и в возрастном отношении (перекрывание и другие виды чередования, некоторые направленные ряды) [Херасков, 1952. Близк. опред.: О состоянии ..., 1952; Резолюция ..., 1955; ПС, 1963; Конюшков, 1966; Лазько, 1971б; Архипов, 1974; Титанова, 1974].

— Естественные комплексы (сообщества, ассоциации) видов горных пород, отдельные члены которых — слои, пачки (но не свиты!) — парагенетически связаны друг с другом как в латеральных направлениях, так и в стратиграфической последовательности [Цейслер, 1974б].

Примеч.: 1. Ф. характеризуются составом горных пород, строением и взаимоотношениями с другими ф.; меньшее значение имеют форма и размеры. От смежных ф. данную ф. отделяет часто некоторый скачок, свидетельствующий о качественном изменении условий образования; это вызывает относительно резкие верхние и нижние границы слоистых ф., а иногда даже перерывы, но перерывы и вообще резкие границы могут быть и внутри ф. и далеко не всегда встречаются на границах ф.

Иногда целесообразно проводить различие между конкретными ф., как геологическими телами и системами тел, для которых может быть указан определенный возраст и местонахождение, и формационным типом, объединяющим сходные конкретные ф. независимо от их возраста и местонахождения [Херасков, 1952].

Ф. представляют собой парагенезы горных пород, поэтому каждый вид отличается от другого своим, особым парагенезом пород, а также составом слагающих его членов (пород, пачек, отложений) и пространственным взаимоотношением между ними. Хотя и существует явление конвергенции формационных парагенезов, т. е. случаи внешнего сходства ф., относящихся к весьма различным, иногда противоположным группам, однако внимательное петрографическое изучение пород таких ассоциаций позволяет легко вскрыть сущность этого сходства.

Ф. — самые крупные таксономические единицы осадочной оболочки. Они представляют собой естественные сложные сообщества, членами которых являются различные по типу и происхождению осадочные породы и отложения. Особенности этих сообществ связаны с особенностями развития крупных тектонических структур земной коры, поэтому в систематике ф. основные подразделения различаются по тектоническому принципу (платформенные, геосинклинальные ф. и т. д.). Характерно для ф. также и то, что в некоторые из таких напластованных толщ входят не только осадочные породы и отложения, но и вулканиты, лавы и их пирокластические дериваты. Только в таксономических единицах этой категории могут ставиться и решаться вопросы о влиянии на осадкообразование вулканических процессов.

Выделение ф. на основании полевых наблюдений и изучения смены одних парагенезов другими является единственно возможным. Выделение ф. на основе надуманных, односторонних классификаций (климатическая, тектоническая) и других теоретических предпосылок, хотя бы, видимо, и очень широких, вряд ли будет способствовать особому прогрессу в деле изучения ф. Только изучая по-

родные парагенезы, мы можем легко и правильно выделять естественные ассоциации пород и выявлять их происхождение: этот метод вносит много нового и в изучение самих осадочных пород, так как, рассматривая их в естественных сообществах, мы подмечаем новые характерные черты их и свойства. Изучая парагенезы, мы решаем вопрос о закономерностях совместного нахождения горных пород и о происхождении слагаемых ими отложений. Словом, парагенезы пород — это не только определение ф., но и метод их изучения [Шатский, 1960].

Виды ф. так же, как и само существование ф., как определенных сообществ горных пород, устанавливаются эмпирически по постоянной повторяемости одних и тех же или близких ассоциаций горных пород в различные геологические периоды, но всегда в близких однообразных тектонических условиях [Шатский, 1955].

Ф. определяется прежде всего составом входящих в них пород и строением, т. е. особенностями сочетаний пород. Так как парагенезы пород могут быть многостепенными и мелкие тела парагенетически связанных пород могут являться соответственными частями более крупных, то в данном случае ф. следует называть более крупный парагенез пород, но сохраняющий свою отчетливую характеристику. Ф. имеют определенный генезис, который нужно отличать от генезиса различных входящих в ф. пород [Херасков и др., 1953].

Оригинальность формулировки Н. С. Шатского, обеспечившая ей широкое признание, заключается в том, что ф. определяются им при помощи парагенеза пород — нового понятия, введенного им в науку в дополнение к ранее существовавшим терминам «парагенез минералов» и «парагенез элементов в минерале». Смысл и значение такого способа определения хорошо раскрыты самим Н. С. Шатским: 1) в определении нет никаких гипотетических предпосылок, 2) определение указывает метод изучения, 3) определение указывает место ф. в общем ряду геологических тел: горная порода — генетический тип отложений — формация — формационный ряд [Николай Сергеевич Шатский ..., 1963].

2. Представления о ф. Шатского — Хераскова вызвали резкую, но вполне основательную в целом критику со стороны ряда советских исследователей (В. И. Попова, Н. М. Страхова, Н. Б. Вассоевича и др.). Критиковался, прежде всего, с общих методологических позиций эмпирический подход к выделению ф., лишающий представление о ф. определенного генетического содержания. Указывалось также на неоправданную широту и расплывчатость определения ф. Н. С. Шатским и Н. П. Херасковым. Н. Б. Вассоевич, например, прямо пишет, что если из этого определения отбросить лишние слова, «то от него останется лишь следующее: ф. — это парагенезис пород». Менее существенный и менее определенный характер имеют замечания, направленные в сторону того конкретного содержания, которое вкладывалось Шатским и Херасковым в понятие ф., и тех конкретных ф., которые данными авторами выделялись. По-видимому, подавляющее большинство тех «парагенезов» горных пород (слоев, толщ, фаций), которые рассматривались как ф. Шатским и Херасковым, рассматриваются как таковые и другими исследователями, критикующими представления Шатского и Хераскова о ф. в общей форме. Критика с общих позиций не привела в данном случае к существенным расхождениям в конкретном приложении и использовании представления о ф. [Леонов, 1974].

3. Кто хотя бы на время освободился от гипноза крупного тектониста и прочтет внимательно, начиная с заглавия, слово за словом, фразу за фразой, абзац за абзацем, хотя бы первые страницы статьи Н. С. Шатского «Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формации» (Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1960 г.), тот не может не заметить ни противоречий и логических ошибок, ни рыхлости, многословия и неопределенности формулировки понятий о ф., повторенной (в который раз!) Н. С. Шатским [Вассоевич, 1978б].

Следовало в разрядку печатать не это определение (см. с. 19), а приводимые ниже его собственные пояснения: «... ф — прежде всего понятие тектоническое или общегеологическое, так как ф. прежде всего связаны с определенными тектоническими формами ... Характер ф. определяется несколькими факторами; главнейшим из них является тектоника, тектонические процессы и движения, выражающиеся в рельефе и вулканизме и, следовательно, в мощности слоистых образований, в их составе, структуре и текстуре и др.; вторым фактором надо считать климат, косвенным образом также связанный с тектоникой

и являющийся одним из главнейших условий образования различных типов ф.; наконец, свойства ф. определяются также возрастом, временем их образования, что связано с общим развитием земной коры, особенно, вероятно, с общей термической ее эволюцией: далее, изменения пород, входящих в ф., связаны с изменчивостью морских бассейнов, изменениями живого вещества, эволюцией организмов и т. д.» [Шатский, 1955]. Все это, однако, не попало в приведенное выше определение ф. По существу, это лишь половина полного определения. Любое явление, любой предмет определяются, как учит логика, через ближайший род и видовые отличия. Н. С. Шатский в своем определении ограничился лишь характеристикой рода, но ничего не включил из видовых отличий. В какой-то мере мешало ему и отсутствие необходимых терминов. Подобное определение ф. позволяет отнести к ним и отдельные флишевые «ритмы» (многослои), и небольшие пачки пород, и целевые свиты, и серии свит [Вассоевич, 1966].

4. Понятие о парагенезисе, трактуемое обычно как «сонахождение» или «сопроисхождение», приобретает конкретный смысл лишь тогда, когда указана система, элементы которой и образуют парагенезис. Специфика его целиком зависит от характера системного представления объекта, от тех критериев, которые при этом использовались. Парагенезис — сонахождение элементов в системе, сопроисхождение их в рамках генезиса системы, что вовсе не означает тождественности происхождения самих элементов. Так, уголь и известняк, которые могут входить в состав угленосной ф., генетически связаны лишь в рамках этой ф., т. е. связаны общностью тех тектонических и климатических условий, в соответствии с которыми указанная ф. выделена, в то же время условия образования данных пород как самостоятельных систем значительно отличаются друг от друга, поскольку уголь образуется в болоте, а известняк — в море.

Из определений, даваемых сторонниками парагенетического направления, можно заключить лишь, что ф. — это какие-то системы, состоящие из горных пород. Однако указания на специфику таких систем, на характер отношений между их элементами, т. е. на критерии, по которым они должны выделяться, отсутствуют. По существу этим определениям удовлетворяют любые ассоциации горных пород. Один из основоположников теории систем Л. фон Берталанфи указывал: «Свойства предметов и способы действия на высших уровнях не могут быть выражены при помощи суммации свойств и действий их компонентов, взятых изолированно. Если, однако, известен ансамбль компонентов и существующие между ними отношения, то высшие уровни могут быть выведены из компонентов» (1973 г., с. 24). Противоречие в трактовке ф. Н. С. Шатским, Н. П. Херасковым и некоторыми их последователями заключается в том, что они, с одной стороны, понимают ф. специализированно, как единицы, отвечающие тем или иным тектоническим и климатическим условиям, а с другой стороны, дают такие определения, которые позволяют именовать ф. любые ассоциации пород. Как справедливо заметил Н. Б. Вассоевич [1966], в этих определениях указывается лишь род, но не дается видовое отличие [Дюфур, 1976].

5. Применяя формационный метод к конкретным регионам, пытаясь выяснить специфику их строения и историю и в особенности пытаясь понять историю развития их отдельных частей, мы встаем перед необходимостью, кроме понятия «парагенез пород», привлекать иные понятия и признаки, так как только в этом случае может быть выявлена специфичность строения данного региона или его частей, сходство с одними и отличия от других регионов. Возникает, таким образом, необходимость выделения геологических ф. не по одному, а по нескольким, точнее, по определенной совокупности признаков. Совокупность формационных признаков, с нашей точки зрения, включает: 1) парагенез горных пород, 2) тип стратификации, выраженный в порядке смены одних пород другими или проявлении цикличности, 3) степень дифференциации или степень зрелости вещества, слагающего осадочные, в особенности обломочные и глинистые, породы, 4) присутствие органического вещества, 5) объем вулканических продуктов [Шванов, 1976].

— Устойчивые в пространстве и повторяющиеся во времени однородные по составу и строению литологические комплексы — ассоциации горных пород, отдельные члены которых парагенетически связаны друг с другом. Ф. являются парагенезисами горных пород. Их можно рассматривать также в качестве пара-

генезисов генетических типов отложений. О. ф. сопоставляются со стратиграфическими подразделениями (от подъяруса до отдела) международной стратиграфической шкалы, со свитой или несколькими свитами региональной шкалы [Цейслер, 1977].

— Эмпирически устанавливаемые крупные естественные парагенезы или сообщества горных пород, закономерно повторяющиеся с незначительными отличиями в толщах напластований разного геологического возраста в сходной историко-тектонической и палеоклиматической обстановке. Каждый такой парагенез характеризуется своим определенным набором петрографических типов и разновидностей горных пород, своим определенным типом их сочетания и замещается в разрезе и по простиранию иными по составу и строению парагенезами [Шанцер, 1966. Близ. опред.: Историческая геология, 1974].

Примеч.: Первый вопрос, который возникает перед нами — это вопрос о соотношении понятий ф. и «фация». В самом деле, замещение одной ф. другой по горизонтали представляет собой не что иное, как фациальный переход, а сами ф. можно поэтому с известным правом рассматривать как фации толщ большого стратиграфического диапазона. Удачный пример такого рода был приведен Н. С. Шатским [1960], справедливо указавшим, что угленосная ф. Донбасса и одновозрастные ей карбонатные ф. Московской синеклизы с этой точки зрения являются фациями средне- и верхнекаменноугольных отложений вместе взятых. По существу именно так решает вопрос Н. М. Страхов, когда придает ф. в понимании Н. С. Шатского значение фациальных зон своих более сложных и крупных ф. [Шанцер, 1966].

— Комплекс пород, связанных между собой совместным залеганием, определенной общностью вещественного состава и (или) специфической упорядоченностью их взаимного сочетания в пространстве, отражающими близость времени, места и в значительной мере условий образования пород. Эти ассоциации пород (формации) всегда четко коренными, качественными скачками обособлены от смежных с ними других ассоциаций подобного рода, что выражается прежде всего в изменении вещественного состава и строения геологических тел [Берге, 1968, 1970].

— Определенная закономерная ассоциация горных пород, отличающаяся от других соседних ассоциаций первичным составом осадков, степенью их зрелости, типом стратификации, объемом вулканических продуктов и участием органического вещества [Периодические ..., 1976].

— Естественное сообщество осадочных пород, парагенетически тесно связанных друг с другом, образующих закономерные, упорядоченные сочетания, связанные общей структурой, устойчиво возникающие в разных местах земного шара одновременно или в различное геологическое время в определенных тектонических условиях и в однородной климатической обстановке [Янов, Малич, 1968].

— Естественная парагенетическая ассоциация горных пород — является фоссилизированной функцией дифференцированных колебательных движений определенной стадии либо части стадии тектонического этапа [Малич, 1975].

— Самые крупные категории осадочных образований, являющиеся естественно сложившимися сообществами различных по типу и происхождению осадочных горных пород и отложений [Шатский, 1965. Близк. опред.: Пущаровский, 1959; Бутов, 1972; Сиворонов, 1975].

— Естественные сложные сообщества горных пород и отложений разных генетических типов, объединяемых единством тектонических условий образования [Шатский, 1955].

— Комплекс осадочных и вулканогенных пород, парагенетически тесно связанных друг с другом [Шатский, 1939. Близк. опред.: Николай Сергеевич Шатский, 1963].

— Единое в структурно-вещественном отношении сообщество горных пород [Васильев, 1968].

— Парагенетически связанный комплекс пород, характеризующийся определенным (простым или сложным, но в разных участках одинаковым или близким) составом, типом стратификации и определенной мощностью [Шванов, 1965].

— Соединение горно-каменных пород. Отдельность всякого горного образования или ф. познается: одинаковостию пород, оное составляющих; одинаковостию состава и расположения пород в образованиях сложных и наконец согласностию напластования [Соймонов, 1829].

— Естественные сообщества парагенетически связанных между собой осадочных пород [Ажгирей, 1956, 1966. Близк. опред.: Серпухов, 1967].

— Комплексы пород, образующиеся при сходном тектоническом режиме и имеющие одинаковое происхождение [Михайлов, 1958; 1973].

— Комплекс горных пород, в т. ч. и полезных ископаемых, парагенетически связанных между собой, возникающий в определенной структурно-фациальной зоне. Ф. представляют собой геологические тела, часто значительной мощности и приурочены к определенным тектоническим формам [ГС, 1955, 1960. Близк. опред.: Пейве, 1948; Бондарчук, 1961].

— Комплекс пород, формирование которых происходит при одноименных условиях: тектоническом режиме, климате и др. Ф. может состоять из пород разного фациального типа [МСЭ, 3-е изд.].

— Образования, характеризующиеся некоторыми общими литологическими признаками, специфические для различных крупных структур и стадий их геотектонического развития. Исследование ф. является одной из важных научных проблем современной геологии. Изучение ф. проливает свет, с одной стороны, на закономерности развития крупнейших элементов земной поверхности, с другой стороны, — на закономерности размещения полезных ископаемых в земной коре. Сказанным определяется большое теоретическое и практическое значение проблемы [Косыгин, 1958].

2. Комплекс пород одной или ряда пространственно (географически и стратиграфически) и хронологически смежных фаций, объединяемых определенным сходством существующих в их пределах тектонических, климатических и иных условий (определяющих собой характер процессов породообразования) или специфической упорядоченностью чередования этих условий во времени и пространстве (Бергер, 1968).

— Естественные комплексы осадочных пород, отложений, фаций, парагенетически тесно связанных друг с другом, т. е. образующих закономерные, упорядоченные сочетания, устойчиво возникающие в разных местах земного шара и (или) в различное геологическое время в определенных тектонических условиях и в однородной или разнородной климатической обстановке [Янов, Малич, 1968].

— Парагенетические ассоциации осадочных горных пород (литофаций), образовавшиеся на определенных стадиях развития геотектонических циклов в определенных структурных зонах [Виноградов, 1960, 1973. Близк. опред.: Саркисян, 1963; Никольская и др., 1963].

— Парагенетические сообщества фаций (пород), более или менее устойчивые во времени и пространстве [Логвиненко, 1967, 1974].

— Комплекс фаций, толща осадочных (континентальных, морских, лагунных или тех и других совместно) и вулканических пород, связанных общими тектоническими условиями образования [Левитес, 1979. Близк. опред.: Левитес, 1965].

— Естественный комплекс парагенетически связанных друг с другом пород или литологических фаций [К вопросу ..., 1951. Близк. опред.: Валитов, 1974; Белоусов, 1976].

Примеч.: В отличие от Н. С. Шатского, который подчеркивает парагенез горных пород, мы делаем упор на парагенезис фаций. Однако нам кажется, что это отличие указывает лишь на разные этапы изучения ф. Первичное установление может быть сделано по породам, окончательное определение — по фациям.

Существенным признаком ф. является парагенезис. В одном случае это парагенезис фаций, или фации выяснены и доказаны. В другом случае это парагенезис пород, если фациальная принадлежность их еще не доказана [Жемчужников, 1955].

3. Естественный генетический комплекс горных пород, связанный с определенной тектонической обстановкой его формирования. Изучение ф., представляющих собою совокупность одинаковых или различных фаций, сменяющих друг друга во времени, позволяет выяснить общий план тектонического строения земной коры и проследить его преобразования [Келлер, 1949].

— Комплекс генетически связанных горных пород, в т. ч. полезных ископаемых, совместное образование и нахождение которых в земной коре обусловлено определенными условиями геологической среды (тектонический режим, климат и т. д.) [БСЭ, 2-е изд. Близк. опред.: Букановский, 1960].

— Парагенезис, сочетание пород, то сочетание, которое мы видим в обнажении, изучаем с молотком в руках, описываем в полевой книжке, зачастую не разобравшись еще в тектонике района [Келлер, 1955].

Примеч.: Несмотря на то, что большинство исследователей рассматривают ф. широко, имеется также тенденция сузить это понятие до значения характерного типа отложений. Такая тенденция отчетливо проявляется во взглядах Б. М. Келлера. Ф., по Келлеру, это только часть того естественноисторического тела, которое *большинством геологов* определяется как формация. Это по существу наиболее характерная часть последней — тот «ведущий» комплекс отложений, который определяет ее облик. Можно, конечно, условиться определять формацию так, как Б. М. Келлер, но тогда мы обязательно придем к необходимости ввести новую номенклатурную категорию для образования, которое многими геологами называется формацией и для которого был предложен Н. Б. Вассоевичем термин «геогенерация». Необходимость этого будет особенно ощущаться при региональных исследованиях, когда потребуется полная характеристика всей толщи отложений, а не только ее характерной части. Заменять же широко вошедший в практику термин «формация» другим представляется нецелесообразным [Хворова, 1961].

ГИЛЕАЦИЯ (от древнегреческого ὑλη — гиле — вещество, материя). — Понятие, которое характеризуют следующими пятью признаками:

1) вещественный состав, складывающийся из: а) петрографических типов осадочных пород, б) минералогических особенностей пород каждого типа, отражающих петрофонд или, что особенно важно, степень проявления осадочной дифференциации;

2) характер стратификации, степень проявления упорядоченной стратификации (ритмичности, цикличности), ее морфологию и устойчивость проявления этого признака в разрезе и плане;

3) количество и состав вулканогенной составляющей, накладывающейся на осадочный процесс и осложняющей его;

4) по-видимому, наряду с главными типами пород, занимающими небольшие объемы, должны учитываться второстепенные, но очень заметные «акцессорные» породы и минералы — глауконит, рассеянные гидроокислы железа, фосфориты и органическое вещество;

5) необходим учет мощности толщи, в которой устойчиво сохраняются указанные признаки [Шванов, 1980].

Син.: литологическая ф., литоформация [Шванов, 1980].

Примеч.: Г., будучи ограничена определенным набором признаков, может служить основной элементарной единицей формационных подразделений, подобно тому, как свита является основной единицей местных стратиграфических шкал. Можно заметить, что по своему объему Г. ближе всего к свите, поскольку последняя представляет относительно однородную совокупность горных пород

[Стратиграфический кодекс ..., 1977], но не тождественна ей — во-первых, потому что может не удовлетворять требованию приблизительной одновозрастности слагающих ее отложений, во-вторых, может не иметь четких горизонтальных и латеральных границ раздела, в третьих — типизирована (в отличие от свиты) в отношении состава образующих ее пород. Г. не является абсолютно однородной и в конкретных геологических разрезах может быть подразделена на более мелкие единицы, которые в системе эмпирических формационных понятий следует называть, применяя терминологию Н. Б. Вассоевича [1978], литомами — нано-, микро-, мезолитома в зависимости от порядка наблюдаемых единиц. Вместе с тем для установления наиболее характерной, наиболее важной особенности Г., в ней можно попытаться выделить самую типичную породную ассоциацию в отношении состава и особенностей стратификации: типовой цикл в угленосной толще, типовой многослой — ритм во флише, типовой слой в отношении зернистости и слойчатости в кварцево-песчаной толще типа ижорских песков Ленинградской области и т. д. Такую типичную для Г. элементарную однопородную или многопородную ассоциацию можно назвать типовой микролитомой, или, давая развернутое название последней, литосомой, используя название, принятое в американской литературе для однопородных сообществ горных пород (Толковый словарь, 1978 г.). Г., сходные по морфологическим признакам, могут образовывать и чаще всего как раз и образовывают более крупные сообщества, которые условно можно назвать мегагилеациями. Последние ограничены резкими изменениями состава пород, угловыми стратиграфическими несогласиями или иными отчетливыми геологическими границами. В стратиграфическом объеме мегагилеации наиболее близки к стратиграфическим сериям, в геотектоническом смысле — к тому, что чаще всего и называют формациями, геоформациями или геогенерациями.

Таким образом, суть предложений заключается в необходимости создания эмпирически устанавливаемых надпородных ассоциаций разного масштаба, где важнейшими, а может быть, и исчерпывающими категориями являются литосома — гилеация — мегагилеация. Далее следуют общеизвестные формационные группы, горизонтальные и вертикальные ряды. Можно пояснить сказанное на достаточно хорошо известном объекте, выбрав, например, таврическую серию Крыма. При ее исследовании широко применяются введенные Н. В. Логвиненко с соавторами (1961 г.) понятия — песчаный флиш, нормальный тонкоритмичный, песчано-аргиллитовый флиш и субфлиш. Очевидно, что каждое тело, сложенное той или иной разновидностью флиша, представляет самостоятельную Г. Каждая из Г. характеризуется определенным типовым набором слагающих ее пластов песчаника, алевролита, аргиллита и сидеритсодержащих слоев определенной мощности и последовательности в расположении по вертикали, образующих типичную для толщи литосому. Г. объединяются в единый комплекс, охватывающий всю таврическую серию, — мегагилеацию по общности стиля проявления ритмичности и степени зрелости пород (глинистые породы представлены гидрослюдами с примесью хлорита, песчаники — лититовыми кварцевыми граувакками).

От эмпирически выделенной Г. (мегагилеации) как вещественного тела можно перейти к генетическому — тектоническому, палеогеографическому, а также стратиграфическому ее пониманию. Поскольку Г. несет в себе определенное вещество — производное от петрофонда, тектоники и климата, определенную стратификацию — производную от палеоландшафта и его изменений, учитывает роль вулканических процессов и амплитуду погружения, зафиксированную в мощности, можно видеть несколько путей понимания и использования гилеации в генетическом аспекте.

От Г. — через дополнительное исследование структурно-текстурных признаков пород и палеонтологических сообществ — к фациальным комплексам *различного порядка от фаций до нимий в понимании Д. В. Наливкина* [1956].

— Через сравнительный анализ вертикальных рядов Г. и изучение тектонических структур к установлению их места в тектонической истории регионов — т. е. к геогенерациям Н. Б. Вассоевича [1940] или их составным частям.

— Через прослеживание Г., их «узнавание» на площади — к созданию литостратиграфических схем — «простратиграфии» (Шиндевольф, 1975 г.), предшествующей созданию биостратиграфических схем, если таковые вообще возможны в данных условиях.

ОСАДОЧНАЯ ФОРМАЦИЯ.— 1. Статическая система со структурой, определяемой парагенетическими (пространственными) отношениями элементов (слоев, пачек, геологических тел), субстанция которых выражена петрографическим составом [Косыгин, Соловьев, 1969].

— Ассоциации горных пород, объединяющиеся по их совместному нахождению в крупные геологические тела; такие ассоциации характеризуются определенной структурой, определенным закономерным сочетанием пород, которые их составляют [Косыгин, 1969].

— Наиболее крупные геологические тела, структуры которых обладают свойством периодичности, что позволяет выделять ф. по структурно-вещественным признакам подобно тому, как выделяются горные породы (породные тела) по минеральному составу и петрографической структуре [Косыгин, 1974].

Примеч.: 1. Представление ф. в качестве систем позволяет уточнить критерии выделения формационного типа или, как это иногда называют, «абстрактной ф.». К определенному типу при таком подходе можно относить лишь ф., обладающие одинаковым составом, одинаковой структурой, конечно, с учетом точности оценки этих характеристик. Ф., обладающие одинаковой структурой, хотя и принадлежащие разным типам, могут именоваться изоморфными (терригенный и карбонатный флиш с одинаковым характером ритмического напластования).

Из приведенного определения ф. как статической системы вытекают и важные следствия, касающиеся описания ф. При описании необходимо не только перечислить элементы, образующие ф., но и, что самое главное, представлять в явном виде те отношения и связи, в которых они находятся друг с другом.

Следует различить по крайней мере два вида отношений между элементами ф. Во-первых, отношение корреляции между породами или между породами и минералами. Имеется и другой вид отношений, связывающий элементы в геологическую ф., — это отношение последовательности. С ними мы встречаемся наиболее часто. Любая осадочная ф. характеризуется определенной последовательностью напластования пород.

Чтобы отразить отношение последовательности, в тектонике, например, используется термин «вертикальный ряд ф.», районы считаются тождественными в тектоническом смысле и относятся к одному типу структурных элементов осадочной оболочки, если у них не только сходный набор ф., но и одинаковая последовательность их расположения в вертикальном ряду [Косыгин, Соловьев, 1969].

2. Отметим, что ф. понимается нами как геологическое тело в статическом пространстве. Только в таком смысле понятие «формация» отвечает требованиям тектонического районирования. Следует иметь в виду, что часто термин «формация» употребляется в других смыслах, причем понятие, обозначаемое этим термином, принимает историко-геологическое (этапы, стадии) или генетическое (климат и т. д.) значение. По историко-геологическим и генетическим характеристикам нельзя выделять формационные тела в статическом пространстве. Эти характеристики являются производными и могут быть построены для тел, выделенных по структурно-вещественным признакам на основе анализа их вещественного состава, главным образом петрографических и биостратиграфических характеристик и пространственных соотношений с другими формационными телами [Косыгин, 1974].

2. Природное тело, состоящее из элементов — парагенезисов минералов (преимущественно монопородных тел), находящихся в однородных структурных отношениях. Вид ф. определяется набором слагающих ее видов парагенезисов (набором видов горных пород, слагающих монопородные тела) и видом структурной связи их в пространстве [Васильев и др., 1972].

Примеч.: Определив структуру как статистически однородную совокупность расположения и связей элементов, можно прийти к выводу, что отношения элементов находят отражение в порядке (последовательности) их взаиморасположения в трехмерном пространстве, а связи элементов — в характере их границ. Порядок расположения элементов может быть либо анизотропным (направленным) по определенному вектору, либо однородным при неоднократной повторяемости в пространстве эквивалентных образований. Оба этих типа структур свойственны двум основным типам объектов в пределах каждого уровня организации: 1) элементарным ячейкам как наименьшим неделимым объектам данного уровня, 2) объектам, представляющим однородную совокупность элементарных ячеек [Васильев и др., 1972].

3. Структурно-вещественные ассоциации горных пород (и других минеральных масс) и их сочетаний, относящихся к самостоятельному классу естественных тел определенного уровня организации вещества, находящегося между уровнями горных пород и регионально-этажных подсистем литосферы [Круть, 1968, 1973].

— Сочетание седиментитов, как систем, основным элементом которых являются породы, т. е. систем следующего, более высокого уровня (обычно именующегося формационным), чем породный [Вассоевич, 1978б].

Примеч.: 1. Ф. образуют элементарные ячейки одного из видов геологического пространства, занимающего определенное положение в ряду между пространствами минеральных масс и регионально-этажных подразделений литосферы. Геологические ф. являются системами целостного типа, в пределах которых свойства могут измеряться однородно, переменно и направленно. Элементы ф. — тела горных пород (и других минеральных ассоциаций и смесей), а также тела элементарных и сложных их сочетаний (интрасистем), которые могут быть многоступенчатыми (различного порядка). Эти элементы взаимодействуют по типу парагенетических (в том числе генетических) связей и отношений, при которых члены ассоциаций сопряжены пространственно и во времени, либо же при отсутствии такой сопряженности произошли из одного источника или один из другого. Геологические ф. являются компонентами тел регионально-этажных подразделений литосферы, в пределах которых образуют парагенетические формационные ряды.

Понятие о горных породах является исходным для развития понятия о геологических ф. Но последние могут состоять как из одной (даже мономинеральной) горной породы, так и из сложнейших их многоступенчатых ассоциаций и давно возникший вопрос о существовании промежуточных классов тел (вероятно, не более одного или двух) и степени их самостоятельности не решен. Трудно признать правильной точку зрения Н. С. Шатского и Г. Ф. Крашенинникова о генетических типах отложений как промежуточных иерархических единицах, так как она противоречит исходным принципам выделения ф. Вероятно, решению вопроса более способствует представление об элементарных породных ассоциациях (И. В. Хворова). При решении иерархической проблемы нужно учитывать, что помимо основной линии иерархического ряда классов объектов, по всей вероятности, имеются побочные его ответвления. Этот вопрос совершенно не разработан [Круть, 1968].

2. В. И. Драгунов [1973 и др.] и И. В. Круть [1968 и др.] трактуют ф. очень широко, как тела, отвечающие определенному уровню организации вещества, промежуточному между уровнями горных пород и земных оболочек. Нетрудно видеть, что такому пониманию отвечают любые ассоциации пород, выделенные как системы на основе учета тех или иных связей, в том числе и фации в той их трактовке, которая вслед за А. Грессли принимается большинством геологов. В результате формационный анализ становится синонимом системного анализа ассоциаций горных пород вообще.

3. Внутри указанного уровня организации можно выделить множество подуровней и типов организации, которым отвечают определенные классы породных ассоциаций (например, фации А. Грессли, формации М. Бертрана и т. д.). Каждая такая ассоциация оказывается представителем определенного, исторически сложившегося их типа (генетического типа), т. е. может рассматриваться как

член какой-то систематики, поскольку абсолютно единична лишь Вселенная в целом. Ассоциации пород, относящиеся к различным подуровням и типам организации, могут вкладываться одна в другую, могут пересекаться, а могут и полностью соответствовать друг другу по объему входящих в них пород и отличаться лишь характером связей, объединяющих их в системы, которые выделяются геологами в зависимости от цели исследования. Непротиворечивость трактовки ф. достигается В. И. Драгуновым и И. В. Крутем ценой потери конкретности, специфики тех единиц, для обозначения которых, начиная с М. Бертрана, использовался этот термин [Дюфур, 1976].

4. Под i-формацией понимается сложное геологическое тело B_i, принадлежащее определенному классу тел. Этому телу в пространстве системы свойств F можно приписать фиксированную односложную область G_i^F.

Сложное геологическое тело B_i таково, что:

а) оно получено за счет действий P (группирования) над элементарными телами класса A, составляющими геологическое пространство класса R;

б) его область G_i может быть определена системой свойств на основании алгоритма Q по областям q_i в пространстве свойств, которые могут быть приписаны элементарным телам A, слагающим сложное тело B;

в) ему можно однозначно приписать форму t_i, размер v_i, положение центра масс m_i, ориентацию r_i, вещественный состав b_i, структуру c_i, вещественную ассоциацию d_i, возраст T_i.

Таким образом, в соответствии с данным определением i-формация описывается следующими 14 параметрами R, A, B, P, Q, G_i^F, t_i, v_i, m_i, r_i, b_i, c_i, d_i, T_i.

Определим теперь понятие ф. (абстрактной) как множества i-формаций, описанных только десятью параметрами R, A, B, P, Q, G_i^F, b_i, c_i, d_i, T_i (очевидно, что для целей формационного анализа параметры t_i, v_i, m_i и r_i несущественны) (Воронин, Еганов, 1972).

Примеч.: Несмотря на осознание большинством геологов того факта, что ф. являются целостными природными объектами, в некоторых концепциях о них наблюдается своего рода «потеря объекта». Так иногда говорят об иерархии ф. или о том, что они могут быть многоступенчато вложенными друг в друга. В действительности же речь может идти об иерархии парагенезов пород, а также об иерархии понятий в систематике. Нередко к ф. относятся тела различных классов и уровней, что характерно для формализованных схем, в которых геологическая ф. является лишь частным случаем ассоциаций геологических тел любых порядков в любых формализованных геологических пространствах.

Крайняя позиция занята Ю. А. Ворониным и Э. А. Егановым, которые, предлагая свою формализованную схему, по существу отрицают наличие в природе естественных геологических тел: «Естественных вариантов группирования любых тел в ф., «независимых» от целей исследования и обладающих универсальностью, не существует» (Второе Сибирское совещание ..., 1967 г., с. 24) [Круть, 1973].

5. Крупные геологические тела, составляющие слоистую оболочку земной коры, тела естественно обособленные составом или строением парагенетических комплексов горных пород, обязанных своим накоплением определенному тектоническому режиму и клима-

гической обстановке, длительно проявившимся на фоне общей эволюции земной коры [Муратов, Цейслер, 1968а, б. Близк. опред.: Цейслер, 1967а, б].

— Геологическое тело, устанавливаемое эмпирически и характеризующееся определенным географическим местонахождением, возрастом, особенностями состава и (или) строения, а также структурным модулем. При названии конкретной ф. используется стратиграфическая либо географическая привязка в сочетании с литологическим признаком, который введен в типовое название ф. [Малич, 1975].

— Обособленные в пространстве геологические тела, состоящие из закономерной ассоциации пород, слоев различного минерального состава, которые парагенетически связаны друг с другом во времени и пространстве, отделены от других аналогичных образований перерывом или постепенным переходом, соответствуют определенной стадии в развитии тектонической структуры и отвечают по объему ритмической единице VII порядка. Таким образом, ф. — это, прежде всего, крупные геологические тела, характеризующиеся общностью их вещественного состава и строения, определяемых особенностями развития тектонической структуры, фациальных условий и климата [Вылцан, 1974].

— Естественное геологическое тело, сложенное парагенетически тесно связанными горными породами (их слоями, толщами, горизонтами и т. д.), которое отображает определенную стадию развития территории своего распространения [Балабанов, 1977].

— Тело пород, достаточно однородных по составу и структуре, отделяющееся от окружающих пород достаточно четкими поверхностями контакта, которые могут быть выделены и прослежены в поле и изображены на картах соответствующего масштаба в виде линии (линия контакта ф.), оконтуривающей распространение этих пород на местности. В общем случае ф. — это самостоятельная в генетическом отношении единица, образовавшаяся в определенных геологических условиях. Нередко все породы единой ф. имеют один и тот же возраст или же их образование относится к определенному отрезку времени. Однако эта способность не является обязательным свойством ф.; некоторые из них отчетливо пересекают временные границы.

— Объективно существующие геологические тела, закономерно возникшие в процессе геологического развития того или иного региона (или совокупности регионов) [Халфин, 1959].

ФОРМАЦИЯ КАК СТАДИЙНО-ЗОНАЛЬНАЯ КАТЕГОРИЯ

ОСАДОЧНАЯ ГЕОГЕНЕРАЦИЯ.— 1. Геологическая формация (геоформация), выделяемая по геотектоническим и палеоклиматическим признакам. Это — крупный комплекс отложений (обычно мощностью $n \cdot 10$—$n \cdot 10^3$ м), отвечающий свите или чаще ряду свит и характеризующийся определенной общностью в отношении состава, строения и распространения. Такая внутренняя общность геогенерации, сопрягающаяся с ее индивидуализированностью, с ее большей или меньшей обособленностью от смежных геогенераций, обусловлена тем, что она формировалась в определенных палеогеографических условиях, господствующих на определенном этапе развития определенной геотектонической области (зоны) со свойственным ей тектоническим режимом и климатом [Вассоевич, 1966. Близк. опред.: Вассоевич, 1948а, 1951].

Примеч.: 1. Геогенерация выделяется первоначально как литолого-стратиграфическая единица, но она вовсе не обязательно должна отвечать на всем своем протяжении определенному отрезку геохронологической шкалы. Ее нижняя и верхняя границы могут в известной мере скользить во времени, как сколь-

зят границы ряда свит. Многие (но далеко не все) типы геогенераций, будучи связаны с определенными этапами геотектонических циклов, повторяются на разных стратиграфических уровнях. Однотипность геогенераций в таких случаях никогда не переходит в тождество. Это исключается поступательным ходом геологического развития Земли.

В наше время понятие о ф. как геогенерациях включает в себя, как говорят философы, в снятом виде ряд других понятий более низкой категории. Оно органически синтезирует в себе представления об определенных геотектонических зонах и этапах их развития, об определенных полезных ископаемых и т. д. С понятием о ф. (геогенерациях) ассоциируются представления о разнообразных геологических процессах. Учение о ф. неизбежно объединяет, цементирует, собирает как в фокусе ряд основных положений частных научных дисциплин общей геологической науки — стратиграфии, литологии, учения о фациях, палеонтологии, тектоники, учений о самых различных полезных ископаемых и т. д. Важность для современной геологии очень богатого содержанием многогранного понятия о ф. (геогенерациях), пока еще далеко не раскрытого полностью, признается теперь почти всеми геологами [Вассоевич, 1966].

2. Мне кажется наиболее правильным трактовать ф. почти так же, как понимали ее Фюксель (автор этого геологического термина) и Ч. Ляйэлль (указавший, что «название ф. выражает в геологии всякую группу пород, имеющих нечто общее по происхождению, времени образования или составу»), но только более широко. Ф. можно называть всякое более или менее крупное геологическое образование (вещественное), например, комплекс отложений, характеризующийся в той или иной степени отчетливо выраженным единством в любом, важном для целей данного исследования, отношении. Ф. можно выделить по самым различным категориям признаков: по литологическому составу, по наличию какого-либо полезного ископаемого, по степени метаморфизма и т. д. Для нас ф., прежде всего, термин свободного пользования. Необходимо, однако, создать и более узкие, специальные термины.

Семейства фаций могут быть объединены в более крупные единицы, в геотектонические отряды фаций, которым соответствуют геоисторические (историко-геологические) ф. или геогенерации как комплексы отложений, характеризующие определенные исторические этапы, генетические стадии в развитии определенных геотектонических участков земной коры [Вассоевич, 1948а].

3. Поскольку, однако, эмпирический парагенетический подход к выделению формационных единиц (геогенераций) Вассоевичем категорически отклоняется, он стоит, по-видимому, на методических позициях «генетических» направлений, т. е. придерживается принципа выделения формационных единиц не на основе непосредственно присущих им признаков, а на основе представления об условиях (тектонических, палеогеографических) их образования. Этот вывод находит себе подтверждение и в самом определении геогенерации.

Если, однако, следуя примеру самого Вассоевича, из этого, на первый взгляд, весьма обстоятельного и развернутого определения исключить лишние слова, то оно, как и сокращенное Вассоевичем определение ф. Шатского — Хераскова, сведется лишь к одному положению: осадочная геогенерация — это крупный комплекс отложений, выделяющийся по геотектоническим и палеогеографическим признакам. Никаких других указаний, которые могли бы быть использованы при выделении геогенераций, определение Вассоевича не заключает. Практически это определение является столь же широким и свободным, как и определение: «формация — это парагенезис пород», так как любая толща пород обладает «определенной общностью», любая толща пород «более или менее обособлена» от других, любая толща пород сформировалась в «определенных условиях», на «определенном этапе развития», «определенной геотектонической области», и, следовательно, любая толща пород мощностью от $n \cdot 10$ — до $n \cdot 10^3$ м может рассматриваться в рамках данного определения как геогенерация. Очевидно, что исследователя, использующего понятие геогенерации, будет ориентировать не это определение, а имеющиеся у него общие «стадийно-зональные» и «фациально-тектонические» (ландшафтно-геологические) представления, следуя которым он и будет выделять геогенерации в стратиграфическом разрезе того или другого региона.

Характерно, что Вассоевич не различает понятий конкретной геогенерации (формационные единицы) и абстрактной геогенерации (формального типа), употребляя термин «геогенерация» как в том, так и в другом смысле. Неразделение этих понятий характеризует, как мы видели, «генетические» направления в учении о формациях, в рамках которых, вопреки *определениям*, принципиальное значение получает лишь формационный тип — «флиш», «моласса» и т. п., — формационные же единицы (конкретные геогенерации) играют лишь роль примеров, в качестве которых используются фактически те или другие литостратиграфические *подразделения*.

В целом, таким образом, представление о ф. как о геогенерациях должно быть определено, по-видимому, как генетическое в широком смысле (s. l.), совмещающее черты стадийно-зональных и ландшафтно-геологических представлений [Леонов, 1974].

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ. — Закономерное сочетание парагенетически взаимосвязанных литофаций, возникших в определенной геохимической и геотектонической обстановке; число основных ф. соответствует четырем стадиям развития трех главнейших структурных зон земной коры — платформ, внешних и внутренних зон геосинклинальных областей в течение геотектонического цикла [Хаин, 1954. Близк. опред.: Чарыгин, 1963; Геологические формации..., 1973].

— Ассоциация парагенетически связанных осадочных и вулканогенных пород, образовавшихся в *близких (или изменявшихся в определенных пределах)* тектонической, геохимической и климатической обстановках и динамических условиях среды осадконакопления [Ронов, Хаин, 1954].

Примеч.: 1. Ф. это не только сумма определенных фаций, но и вполне закономерное сочетание в разрезе [Хаин, 1950].

2. Одним из дискуссионных вопросов является взаимоотношение ф. и фаций. Некоторые исследователи [Попов, Хаин] рассматривают ф. как совокупность фаций, как высшую таксономическую единицу в их классификационной системе. С этим нельзя согласиться, так как фации — понятие седиментационно-палеогеографическое, а ф. — понятие литолого-тектоническое [Хворова, 1960].

ОСАДОЧНАЯ ФОРМАЦИЯ. — 1. Комплекс фаций осадочных толщ, соответствующий определенной стадии геотектонического цикла. Правильнее будет сказать, что каждая осадочная ф. соответствует определенной геотектонической зоне [Белоусов, 1948, 1954, 1962. Близк. опред.: Сигов, 1955; Решение..., 1959; Беляевский, Горский, 1961; Горский, 1962; Саркисян, 1965].

— Генетические сообщества фаций, устойчиво образующиеся на более или менее обширном участке земной поверхности при определенном тектоническом и климатическом режиме. Ф. накапливаются в течение длительных отрезков времени: периодов, отделов или, по крайней мере, ярусов. Комплексы же фаций, образующиеся в течение менее длительных отрезков времени (доли ярусов), следует, как правило, рассматривать как субформации, т. е. как части каких-то более крупных ф. [Рухин, 1959, 1962. Близк. опред.: Рухин, 1953; Шванов, 1965].

— Высшая таксономическая единица в классификации фаций. Если фация представляет собой парагенетическое сообщество горных пород, то ф. — парагенетическое сообщество фаций. Поскольку фация есть понятие генетическое, то и ф. представляет *собой генетическое, но отнюдь не только* тектоническое понятие. Поэтому противопоставление ф. фациям нецелесообразно. Геологические ф. — это естественные парагенетические ассоциации фаций, возникших в единой области седиментации в сходных климатических, структурных и *историко-геологических условиях*. Но ф. — это не просто набор определенных типов фаций, но также закономерное их сочетание в разрезе. Следует особо подчерк-

нуть, что ф. — это историко-геологическое, но не стратиграфическое в узком смысле понятие [Бабаев, 1966].

— Крупное, примерно отвечающее по объему геологическим системам, отделам или их частям, закономерно повторяющееся сочетание определенных типов горных пород, свидетельствующее об устойчивости обстановки их образования. Каждая ф. характеризуется общностью состава, строения и распространения, отражающих ее формирование в определенных палеогеографических условиях, господствующих на определенном этапе развития той или иной тектонической области (зоны), со свойственным ей тектоническим режимом и климатом. Ф. — это комплексы фаций и генетических типов отложений. Границы ф. могут скользить во времени; различные типы ф., повторяясь в отложениях разного возраста, несколько изменяют свои особенности [БСЭ, 3-е изд.].

— Естественно обособленный комплекс литофаций [Потапов, 1964].

Примеч.: 1. Анализируя определение В. В. Белоусова, легко убедиться, что либо оно содержит в себе порочный круг, либо предполагает, что ф. устанавливаются после того, как другим способом были выяснены стадии геотектонического цикла и геотектонические зоны. Последнее, по-видимому, и соответствует истине, судя по принятому им порядку изложения и по тому, что вообще в тектонических построениях В. В. Белоусова и В. Е. Хаина ф. не играют или почти не играют никакой роли [Херасков, 1952].

2. Нельзя согласиться с определением В. В. Белоусова. Дело в том, что наши знания, вернее умозаключения о циклах и зонах, могут быть основаны лишь на выделении, описании и выяснении последовательности и взаимного расположения геологических объектов, тел, ф. Следовательно, определение ф. не может основываться на представлениях о циклах и зонах. По той же причине нельзя согласиться с В. Е. Хаиным [Косыгин, 1969].

3. Нередко производится попытка определить ф. не через горную породу, а через посредство понятий о геологическом теле, субформации, структурно-формационной, структурно-тектонической зоны, этапа или стадии тектонического развития и т. д. Эти понятия недостаточно формализованы и неравноправны с понятиями о горной породе и геологической ф.

Понятие времени, стадии или этапа тектонического развития устанавливается на основе структурных взаимоотношений пород внутри ф. и самих ф., т. е. также является производным, а не фундаментальным, и не может быть введено в определение ф.

Определение ф. через понятия «структурная, структурно-тектоническая или структурно-формационная» зона предполагает интуитивное, априорное постижение этих понятий и замыкает логическую цепь рассуждений в порочный круг. Эти понятия являются производными, вторичными по отношению к понятию «геологическая ф.» и потому не могут служить основой при формационном анализе. Действительно, если структурно-формационная зона является фундаментальным понятием при выделении геологических ф., то каким образом установлено, что зона — формационная? [Васильев, 1968].

4. Ф. может состоять из пород, слоев, пачек и т. д., но не из фаций. Образование пород, слагающих ф., может происходить в разнообразных фациальных условиях и, следовательно, эти породы могут обладать различными фациальными особенностями. Выясняя фациальные особенности образования осадков, мы тем самым выясняем их генезис, а также в значительной степени генезис пород, образующихся из этих осадков. При выделении же ф. для нас необязательно знание генезиса пород, а следовательно, необязательно определение фаций. Уже по одному этому ф. нельзя рассматривать как сочетание или совокупность фаций. Однако необязательность определения фаций совершенно еще не говорит о нежелательности такового определения. Понимая ф. как парагенез пород, необходимо в процессе ее изучения стремиться к выяснению генезиса как отдельных членов ф., так и ф. в целом. Знание генезиса горных пород необязательно для выявления и описания ф., но строго необходимо для углубленных исследований закономерностей их строения и формирования [Косыгин, 1969].

5. Оба определения (Л. Б. Рухина и В. В. Белоусова) требуют от формационного комплекса не только известных литологических и, в частности, фациальных особенностей и их сочетания, но и геотектонических признаков, которые должны быть предварительно исследованы. Таким образом, сначала опре-

деляются тектоническая *зона* и *стадия* геотектонического цикла, а потом уже выясняется, составляет ли ф. данный комплекс. И если два исследователя смотрят на эти сложные вопросы *неодинаково, то один* из них может признать данный комплекс фаций или пород ф., а другой — нет. Решение вопроса будет стоять в зависимости от геотектонических воззрений. *На первом этапе* возможны споры и разногласия при установлении закономерностей в распространении ф., но нельзя вводить спорное начало в самое определение. Это может *только* усложнить вопрос [Жемчужников, 1955].

6. Основной подход Л. Б. Рухина к ф. как комплексам пород, возникших в *общей физико-географической* обстановке, правилен, но не нов: это общая установка советских геологов, за исключением немногих (Н. П. Хераскова, Н. С. Шатского и *др.). Однако реализация* этого подхода на деле, то, как выделяются и характеризуются ф., вызывает ряд недоумений. Ведь если ф. — совокупность пород, объединенных *общей обстановкой* образования, то при каждой ф. необходимо: ясно очертить круг пород, входящих в ф., охарактеризовать верхнюю и нижнюю границы ф., а *также указать соседние* с ней ф.; во-вторых, детально разобрать физико-географическую обстановку образования ф. и показать, что входящие в нее породы действительно образуют *единство* и отвечают этой обстановке, отражают ее в своих особенностях. Между тем характеристика подавляющего большинства ф. дана Л. Б. Рухиным так, что *трудно представить* себе, какие же породы образуют эти ф., где в разрезах провести их верхнюю и нижнюю границы, словом, как с уверенностью опознать в природе эти ф. *Вместе с тем при описании* ф. Л. Б. Рухин ограничивается лишь беглыми и расплывчатыми петрографическими их характеристиками, совершенно не разбирая физико-*географической обстановки* их отложения и не доказывая, что выделенные им комплексы пород действительно связаны единством среды образования, отражают ее в себе. *При такой «подаче»* ф. читателю непонятно, почему выделенные им комплексы нужно называть именно ф., а не просто толщами, свитами, сериями. И действительно, если Л. Б. Рухиным комплексы вместо ф. называть просто толщами или свитами, т. е. терминами, не имеющими генетического смысла, дело ничуть не изменится. Совершенно ясно, что принципиальное определение ф. Л. Б. Рухина как «генетической совокупности фаций» это одно, а реально выделенные ф. — нечто другое, не отвечающее *определению этого понятия*; иначе говоря, учение о ф. явно не доработано в его главнейшей части [Страхов, 1955].

2. Совокупность отложений, образовавшихся в сходной тектонической обстановке, и *выделяющаяся среди других* особенностями состава, строения и мощности осадков. Ф. связаны с крупными структурами земной коры и отвечают определенным этапам развития этих структур. *Вследствие этого размещение* ф. в земной коре закономерно. Ф. имеют сложное строение, но для каждой из них характерны определенные породные ассоциации, не встречающиеся в других ф. или имеющие в *них незначительное развитие* [Хворова, 1960].

— Совокупность отложений, связанных единством трех условий: петрогенетических, тектонических и климатических [Хворова, 1961. Близк. *опред.: Верниковский*, Хижняков, 1975].

Примеч.: Три главных фактора определяют образование ф.: исходное *вещество, физико*-географическая обстановка накопления осадков и тектоника. Именно эти три фактора создают специфическую совокупность пород, которая естественно *выделяется среди смежных* образований и может быть определена как геологическая ф. [Хворова, 1965].

ФОРМАЦИЯ КАК ЛАНДШАФТНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СООБЩЕСТВО

ФОРМАЦИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД. — 1. Каждый парагенетический *комплекс* осадочных пород, развитый на более или менее значительных участках земной

коры и обязанный своим возникновением длительному локальному развитию какой-либо модификации любого типа осадочного процесса [Страхов, 1956б].

— Комплексы осадочных пород, парагенетически связанных друг с другом и потому встречающиеся в сходном составе в разные эпохи истории Земли [Н. М. Страхов, из: ГС, 1973].

— Естественные сообщества, связанные с развитием крупных, устойчиво сохраняющихся в течение длительного времени (зональных и региональных) типов ландшафтов [Синицын, 1967].

Син.: осадочная формация [Страхов, 1956а].

Примеч.: 1. Определение ф., данное выше, существенно отличается от *других определений*, имеющихся в литературе. Во-первых, из него следует, что всякая ф. есть многопородное тело, всегда сообщество пород; однородных ф., как это допускается, например Н. П. Херасковым [1952], нет и быть не может по самому понятию ф. Во-вторых, всякая ф. сложна и по фациальному своему составу, включая отложения всех тех фациальных условий, в которых развивалась породившая ее модификация данного типа осадочного процесса. Поэтому с развиваемой точки зрения, например к верхнемеловой ф. Русской платформы, должна быть отнесена не только толща писчего мела, отложенная в центральных частях морской платформенной области, но и все ближе к берегу расположенные *кремнистые породы и мергели, а также* фосфорито-глауконитовые и кварцевые пески. Эти породы представляют собой разные фациальные члены той модификации гумидного осадочного процесса, которая начиналась еще на пенепленизированной водосборной площади выносом растворенных и взвешенных частиц, а заканчивалась дифференцированным оседанием этого материала на разных участках платформенного морского дна. По тем же соображениям к флишевой ф. должен относиться не только флиш собственно, но и «дикий» флиш, грубозернистые прибрежные аналоги его и флишоидные породы центральных частей трога — между кордильерами. К галогенным же ф. принадлежат не только собственно соли, но и отложения более ранних стадий аридного химического осадконакопления, начиная от карбонатных пород, и так далее. Такое понимание ф. определяет их как более или менее крупные тела, бо́льшие по сравнению с теми телами, какие предусматриваются некоторыми другими определениями, имеющимися в литературе. Только после проведения такого сравнительно-фациального анализа пород можно говорить о действительном установлении парагенезов пород или парагенетических комплексов их, отвечающих понятию «формация». Всякого рода эмпирически выделяемые *в разрезе толщи*, свиты, как бы ярко ни бросались они в глаза, до проведения их фациального анализа и раскрытия условий их отложения, еще не могут называться ф., ибо на деле могут оказаться лишь осадками отдельных фациальных зон внутри ф. [Страхов, 1956б].

2. Н. М. Страхов указывает, что фациальные зоны его ф. слагаются теми самыми сочетаниями пород или толщами, которые обычно выделяются в качестве эмпирически устанавливаемых парагенезов, т. е. являются ф. в понимании Н. С. Шатского. Таким образом, вся ф. Н. М. Страхова в целом рисуется как эквивалент целого латерального формационного ряда Н. С. Шатского. Если бы это соответствие *было вполне точным, то разница обеих точек зрения* сводилась бы фактически только к чисто таксономическим разногласиям. На деле, однако, такого полного соответствия нет. Во избежание терминологической путаницы гораздо рациональнее было бы, по-видимому, ввести какой-либо новый термин для обозначения ф. в толковании Н. М. Страхова. Можно было бы предположить, например, наименование «седиментационный комплекс», хотя настаивать на нем мы не считаем себя вправе.

Н. М. Страхов понимает ф. тоже как парагенез пород, особенности которого обусловлены климатической и тектонической обстановкой. Однако само это понятие строится им не в связи с задачей решения конкретных *историко-тектонических* вопросов, а в связи с разработкой общей теории литогенеза. Отсюда, собственно, и проистекают все его расхождения со сторонниками точки зрения Н. С. Шатского.

Для Н. М. Страхова важно не выделение ф. как реальных морфологических элементов развивающейся структуры земной коры, а объяснение характерного для них сочетания осадочных пород как материального выражения зако-

номерностей одной из частных форм проявления осадочного процесса. Этого можно достигнуть только путем выяснения генетических связей между породами, составляющими данный осадочный комплекс, при помощи фациального анализа. Поэтому и сам формационный анализ рисуется ему просто прямым продолжением фациального анализа, лишь его более высокой ступенью, основным содержанием которой как раз и является задача выделения естественных сообществ горных пород или ф. как некоторых генетически цельных единств. Иными словами, для Н. М. Страхова ф. представляется, в первую очередь, не исходным пунктом и объектом, а конечным результатом и целью исследования [Шанцер, 1966].

3. Н. М. Страхов, рассматривая осадочную ф. как ландшафтно-тектоническое сообщество пород, полагает, что «однопородных и монофациальных ф. не существует и существовать не может». Последнее утверждение справедливо лишь в том смысле, что абсолютно чистых объектов быть не может. Тем не менее геологическая ф. может практически состоять из одной породы и даже быть мономинеральной (но не монокристальной). Яркий пример: третично-меловая известняковая ф. Багамских островов, мощность которой, по данным бурения, превышает 4000 м [Круть, 1968].

4. В определении Н. М. Страхова на каждую ф. накладываются генетические ограничения (связи с определенной модификацией или типом осадочного процесса), тогда как мы знаем, что многие ф., выделяемые как ассоциации горных пород, могут быть гетерогенными, разнофациальными и быть связанными с различными модификациями осадочного, да и не только осадочного процесса [Косыгин, 1969].

ОСАДОЧНАЯ ФОРМАЦИЯ.— 1. Историко-геологический тип парагенетических ассоциаций генетических типов отложений или фаций, отвечающий устойчиво существовавшей в пределах того или иного региона геологической обстановке, в свою очередь определявшейся сочетанием эндогенных и экзогенных условий — тектоническим режимом, климатом и порожденным ими рельефом [Фролов, 1978. Близк. опред.: Голубовский, 1978; Фролов, 1980].

— Геологическое тело, представленное комплексом генетических типов отложений, парагенетически тесно связанных друг с другом и образовавшихся в единой тектонической и климатической обстановке [Крашенинников, 1962].

Примеч.: При изучении антропогеновых отложений выделение ф. не только обязательно включает в себя выделение и изучение генетических типов континентальных осадочных образований, но и в значительной мере заменяется последним, играющим в четвертичной геологии роль, во многом аналогичную роли собственно формационного анализа в геологии более древних напластований [Шанцер, 1966].

2. Естественный парагенетически связанный (местом и условиями образования) крупный комплекс фаций, приуроченный к определенной палеотектонической структуре (или ее части) и соответствующий определенной стадии геотектонического развития. Ф.— это крупные геологические тела определенного генетического облика, раскрывающего причинные связи не только их внутреннего строения и природы вещественного состава, но и соотношения со смежными ф., это тела, которые приурочены к определенным палеотектоническим структурам и характеризуют последовательно сменяющиеся этапы и особенности их геологического развития. При подобном формационном анализе главенствующая роль принадлежит восстановлению генезиса осадков в процессе детального литолого-фациального анализа [Тимофеев, 1977, 1978].

— Пространственно развитое геологическое образование, возникшее в определенных фациальных, климатических условиях, связанное с определенными тек-

тоническими элементами и структурами Земли и сложенное комплексами, толщами, свитами пород (отложениями) определенного состава, находящихся в границах этого геологического образования в тесной парагенетической и пространственной связи (фациальные переходы, чередование, переслаивание) [Иванов, Левицкий, 1960].

— Естественные комплексы парагенетически связанных друг с другом пород, образующихся на определенных стадиях развития основных структурных зон земной коры. При этом большинство ф. состоит из нескольких (трех-четырех) горных пород, каждая из которых формировалась в определенных физико-географических условиях. Таким образом, ф. представляют собой устойчивые и закономерные сочетания многих фаций. Так, например, угленосная ф. состоит из чередования песчаников, алевролитов, глин, углей, иногда с прослоями известняков, конгломератов, находящихся в закономерной связи друг с другом и представляющих собой отложения болот, речных русел и пойм, дельт, лагун и прибрежного морского мелководья. Следовательно, этот комплекс пород формировался в условиях прибрежной заболоченной аллювиально-дельтовой равнины, периодически заливаемой морем [Горшков, Якушова, 1973].

— Собрание пород, объединенных общим генетическим признаком, что соответствует фациальным комплексам. Иначе говоря, фация, как понятие биономическое и хронологическое, заменяется в стратиграфии словом «формация». Ф. может соответствовать двум, трем и более ярусам в одном месте и быть параллельной целой системе в другом [Мазарович, 1936, 1938].

— Ландшафтно-тектонические сообщества пород [Страхов, 1960].

Примеч.: 1. Только генетический подход позволит обнаружить и отбросить неправильно выделенные ф., кажущиеся парагенезы которых не соответствуют определенным генетическим типам и являются, следовательно, случайными сочетаниями. Именно для этого следующего этапа изучения ф., когда оно переходит с эмпирической на генетическую основу, приемлемо определение ф., предложенное выше [Крашенинников, 1962].

2. Важно подчеркнуть, что генетический подход в принципе закономерен и элемент его в той или иной степени необходим на разных уровнях и всех стадиях геологических исследований. Главная ошибка заключается в опережении, а иногда и в подмене структурно-системного (парагенетического) анализа анализом генетическим [Круть, 1968].

3. Представляется очевидным, что поскольку ф. как реальные геологические тела раз и навсегда не заданы, то и не может быть ни универсального их определения, ни «естественных» границ ф. Поэтому целесообразно определить ф. в рамках предполагаемой структурно-динамической теории формационного анализа [Романовский, 1968].

ФОРМАЦИЯ.— 1. Комплекс нимий — крупнейшая составная часть земной поверхности. Обычно выделяют три ф.: континентальную, лагунную и морскую, но практикуется выделение и других ф., например, геосинклинальной, объединяющей все области осадков — морские, лагунные и прибрежно-континентальные. Ф. соответствует комплекс осадков, связанный с большими архипелагами, например, Индонезийским или Вест-Индским. В ископаемом виде ф. представляют все отложения Уральской геосинклинали [Наливкин, 1955, 1956. Близк. опред.: Малахов, 1962, 1969].

— Большое, иногда очень большое по мощности и по распространению подразделение. Мощность Ф. нередко измеряется километрами, а протяженность — сотнями и тысячами километров. Состав и соответственно названия разнообразны. В докембрии Ф. — это наиболее крупное подразделение, соответствующее группе или системе: гнейсовая ф., кварцитовая ф. Нередко они носят географические названия: ф. кейв, карельская ф. В палеозое и выше Ф. выделяются по литологии, по содержанию характерного минерала или полезного ископаемого: флишевая ф., соленосная ф. Ф. подразделяются на серии и свиты [Наливкин, 1962].

— Высшая таксономическая единица в иерархии фаций [Хаин, 1973б].

— Высшая таксономическая единица в понятии о фациях, совокупность родственных, парагенетически связанных фациально-геотектонических ритмов осадконакопления различных порядков [Иванов, 1967].

— Парагенетические комплексы осадочных (эффузивно-осадочных включительно) отложений смежных фаций (макрофаций или мезофаций) или многократно ритмично повторяющихся фаций (мезофаций и микрофаций) [Теодорович, 1959].

Примеч.: Ф. могут представлять парагенетические сочетания не только макрофаций (нижний, по Д. В. Наливкину), но и непосредственно мезофаций (сервий, по Д. В. Наливкину). Поэтому Ф. не является всегда определенной категорией фаций [Теодорович, 1958].

2. Категория отложений, различающихся по своей фации, но образовавшихся при аналогичных условиях [Ог, 1914].

Примеч.: Говоря о происхождении отложений, мы часто употребляем термин «формация», который имеет более широкое содержание и поэтому является менее точным. Мы его употребляем для обозначения категории отложений, различающихся по своей фации, но образовавшихся при аналогичных условиях [Ог, 1938].

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ.— «Климатическая» ф., выделение которой основывается исключительно на признаках, обусловленных климатом времени и места их образования [Синицын, 1967].

Примеч.: Для того чтобы отвлечься от влияния тектонического фактора и правильно определить зональный или региональный тип Л. ф., необходимо в первую очередь обращаться к осадкам, формирующимся в обстановке плоского малоподвижного и слабо дифференцированного рельефа, т. е. к осадкам платформ и срединных массивов, где влияние климата на процессы литогенеза является доминирующим. Л. ф. различаются между собой по характеру и интенсивности воздействия климата на процессы осадкообразования: по степени проработки пород субстрата выветриванием, степени дифференциации продуктов выветривания в процессе переноса и отложения, масштабам и продуктам аутигенного минералообразования. Поскольку характер и ареалы распространения Л. ф. всегда обусловлены климатом, они могут быть использованы при реконструкциях климатов прошлого [Синицын, 1967].

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ.— Определение см. в т. 1.
ОБЛАСТНАЯ ФОРМАЦИЯ.— Определение см. в т. 1.
ФАЗОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Определение см. в т. 1.
ФОНОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Определение см. в т. 1.

ФОРМАЦИЯ КАК СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ИЛИ КАРТИРУЕМАЯ ЕДИНИЦА

ФОРМАЦИЯ.— 1. Толща, обособленная чисто стратиграфическим методом, все члены которой связаны непрерывною последовательностью образования и которая отделена от других ясными перерывами [Усов, 1936. Близк. опред.: Попов, 1947; Усов, 1960].

— Толща непрерывных осадков, отделенная от других ф. тектоно-денудационным перерывом. Ф. конкретно в объемном отношении и по своей мощности бывает представлена одной фацией при подчиненном положении других фаций, занимающих притом окраинное положение. Выделяемые новые Ф. могут в эпиконтинентальных условиях казаться залегающими совершенно согласно, но де-

тальные исследования показывают, что это скрытое несогласие, вскрываемое лишь на геологической карте [Усов, 1945].

— Естественноисторические парагенетические комплексы пород, основные элементы земной коры, все члены которых связаны между собой непрерывно прерывистым процессом развития в конкретном геотектоническом регионе; ф. — естественные единицы региональной стратиграфии; по простиранию они изменяются в узких фациальных рамках, а в почве и кровле ограничиваются ясным или скрытым несогласием [Коровин, 1955. Близк. опред.: Борукаев, 1955б; М. К. Коровин, 1941 г., из: Лавров, 1955; Сивов, 1955].

— Естественная единица локальной стратиграфии, представляющая собой индивидуальный комплекс отложений, все члены которого связаны непрерывной последовательностью образования и который в целом меняется по простиранию в узких фациальных рамках, имея верхней и нижней границами перерыв седиментации [Халфин, 1955].

— Геологическое тело, сложенное породами примерно с одинаковым минеральным составом терригенных и примерно одинаковым составом хемогенных компонентов. Осадочные ф. образуют в пространстве и времени генетические ряды, отражающие в своем составе изменения тектонического режима. Набор осадочных ф., соответствующий фазе тектогенеза или полному циклу денудации в областях размыва, мы называем осадочной серией [Казаринов, 1962; Литология ..., 1964; Осадочные формации ..., 1964].

— Совокупность осадочных пород, отложившихся в течение одного осадочного цикла [Усов, 1945. Близк. опред.: Халфин, 1960] (В. П. Казаринов, 1965 г.).

Син. и близк. термины: горная формация [Эйхвальд, 1846], свита [Усов, 1936; Мазарович, 1938; Келлер, 1950; Леонов, 1956; ГС, 1973], осадочная серия (В. П. Казаринов, 1965 г.), геостратиграфическая единица [Леонов, 1974], осадочный цикл [Леонов, 1974], серия [Вылцан, 1974].

Примеч.: 1. Весьма примечательно, что на первом этапе развития геологических исследований задача стратиграфического расчленения решалась обычно в тесной зависимости от взглядов того или иного ученого на условия образования горных пород. Исследователи XVII и XVIII веков (Н. Стенон, П. Фюксель, А. Вернер), устанавливая тот или иной стратиграфический ряд отложений, приписывали обычно каждому члену этого ряда особые условия образования. Подобный, генетико-стратиграфический подход к возрастному расчленению горных пород нашел свое выражение в понятии Ф., толщи слоев, образовавшихся в одинаковых условиях и отвечающих определенной эпохе в жизни Земли, введенный в геологию Фюкселем в 1762 г. Впоследствии, однако, в течение XIX в. в связи с развитием палеонтологического метода проблемы стратиграфии стали рассматриваться все более независимо от условий образования отложений. Основное внимание исследователей этого периода было направлено на параллелизацию палеонтологическим методом отложений различных стран друг с другом и с эталонными разрезами Центральной Европы. И только в XX в., уже на современном этапе развития геологии пути стратиграфии — учения о последовательности образования отложений, и литологии — учения об условиях образования осадков, снова начинают сближаться. Это сближение обусловлено новыми, более высокими требованиями, которые предъявляют в наши дни практика геологических исследований, особенно в области изучения каменноугольных и нефтяных месторождений как к стратиграфии осадочных образований, так и к их литологии; оно осуществляется в настоящее время на основе детальной и многосторонней методики исследования и огромного фактического материала, собранного в результате предшествующих регионально-геологических работ. В связи с этим на современном этапе развития геологии стратиграфические подразделения перестают быть единицами чисто хронологического значения и снова все больше начинают наполняться определенным историко-геологическим «формационным содержанием» [Леонов, 1956].

2. Для выделенных тем или иным методом естественных регионально-стратиграфических подразделений нет, к сожалению, общепринятого наименования. Некоторые авторы называют их ф.; нередко также употребляется в этом же смысле выражение «ярус», некоторые геологи обозначают их как свиты, толщи и т. д. [Леонов, 1956].

У ряда авторов под названием «комплексы», «циклы осадконакопления», «толщи», «свиты» и «горизонты» фигурируют те самые тектоно-стратиграфические единицы, которые мы называем «формациями» [Коровин, 1955].

3. Ф. индивидуальны, что и естественно, ибо каждая из них представляет новое качественное образование, возникшее в результате скачков, которые имели место в перерывы между отложением Ф. и которые обусловили несогласное их залегание [Усов, 1936].

4. Ф. могут и должны находить отражение в местных, региональных, стратиграфических схемах. Однако Ф. не являются основными единицами стратиграфии; таковыми являются свиты, горизонты, серии и т. д. По-видимому, чаще всего (хотя и не всегда) Ф. являются более крупными по объему единицами, нежели свиты. Иначе говоря, свиты и горизонты, являющиеся элементарными единицами региональных стратиграфических схем, объединяются в более крупные единицы — Ф., некоторые исследователи те же единицы называют комплексами [Кузнецов, 1955].

М. А. Усов впервые, кажется, в круг регионально-стратиграфических представлений русских геологов вводит представление о Ф. как основной единице региональной стратиграфии. При этом в своем представлении о Ф. Усов ссылается не на американских авторов, а на Фюкселя, подчеркивая этим, очевидно, *свое более широкое понимание* Ф., чем таковое геологов США. И хотя этого более широкого понимания Усову достичь не удалось, его принципиальная точка зрения в данном вопросе сохраняет свое значение и представляет несомненно значительный интерес. Одним из наиболее характерных элементов регионально-стратиграфических представлений М. А. Усова было представление о четкой этапности геологического развития и соответственно четкой обособленности отвечающих отдельным этапам этого развития Ф., всегда разделенных, по Усову, перерывами, сопровождающимися угловыми несогласиями. Вытекающее отсюда представление о самостоятельности, независимости основных регионально-стратиграфических единиц, если вкладывать в него более общий историко-геологический смысл, имеет весьма существенное значение, так как оно ориентирует исследователя на выявление соответствующих этапов, установление их границ, выделение отвечающих им комплексов отложений [Леонов, 1974].

5. Выделение Ф. производится путем группирования литостратиграфических единиц (свит, толщ и т. п.), обычно выделяемых на картах среднего масштаба, в более крупные подразделения на основе установления общности их литологического состава. Конкретная Ф. может соответствовать одной свите или включать несколько смежных свит [Парфенов, 1975].

6. Термин «формация» в смысле стратиграфической единицы решительно должен изгоняться из всех работ, издающихся в Советском Союзе [Келлер, 1950].

При геологическом картировании, при составлении листов государственной геологической съемки надо запретить выделение Ф. в качестве стратиграфических подразделений [Штрейс, 1955].

Ф. нельзя отождествлять со свитами: первые — литолого-тектонические комплексы, а вторые — обычно литолого-стратиграфические понятия с собственными названиями, отражающими их геохронологическое положение; это представление явно отлично от *тектоно-стратиграфических универсальных Ф. (в неправильном* понимании М. А. Усова), отделенных друг от друга перерывами. В общем виде Ф. и свита, или серия, представляют различные категории, но в частных случаях они практически совпадают друг с другом (например, таврическая ф. Крыма) [Теодорович, 1959].

7. Если рассматривать стратиграфию, как науку о слоях (или о слоистости структуры коры), то многие осадочные и некоторые магматические ф. находят в ней определенное место, так как сами часто являются слоями или их сочетаниями. Эти ф. могут рассматриваться как литостратиграфические единицы. Такая точка зрения принята многими американцами, а также — с теми или иными оттенками — некоторыми отечественными геологами (М. А. Усов, Л. Л. Халфин, Г. П. Леонов, Ю. А. Косыгин). Правильное представление о распространенном совпадении Ф. со стратиграфическими единицами часто приводит к ошибочному отождествлению тех и других, что особенно опасно в тех случаях, когда границам стратиграфического подразделения представляется требование обязатель-

ной изохронности в физическом времени, как это имеет место в господствующей у нас официальной стратиграфической концепции.

Можно полагать, что принципиальное решение вопроса соотношений между стратиграфическими подразделениями и осадочными ф. сводится к следующему:

1) латеральные ограничения Ф. происходят путем выклинивания или имеют фациальный характер и являются асинхронными;

2) вертикальные ограничения Ф. очень часто совпадают с границами литологических слоев и в этом смысле могут быть стратиграфическими (точнее, литостратиграфическими). Но такие границы всегда являются диахронными, т. е. (при высокой точности наблюдений) скользящими во времени (более в случае терригенных пород, менее в случае *хемогенных осадков*). *Несогласие* может рассматриваться как односторонняя стратиграфическая граница (также диахронная). Хроностратиграфические границы (изохроны физического времени) являются условностью, допустимой и полезной в пределах определенной степени точности исследования. Эти положения были доказаны еще в прошлом веке (Н. А. Головкинский, Х. Вильямс);

3) пространство, занимаемое Ф. или литостратиграфическим подразделением, может быть неадекватно пространству, занимаемому биостратиграфическим подразделением, границы которого в общем случае также диахронны. Совпадение литостратиграфических границ, как и вообще границ геологических тел, с биостратиграфическими границами обычное, но не обязательное явление.

Традиционный стратиграфический аспект учения о Ф. распадается на два направления:

1) Ф. в слоистой структуре земной коры и

2) геохронология Ф.

В задачу стратиграфии по-прежнему входит установление относительного положения и возраста осадочных и магматических ф., как, впрочем, и любых других геологических образований [Круть, 1968, 1973].

2. Те конкретные ассоциации «слоев, толщ, фаций», которые должны служить исходным материалом геолого-формационного анализа [Леонов, 1974].

— Историко-геологический тип ассоциаций горных пород, генетических типов или фаций, отвечающий устойчиво существовавшей в пределах того или иного региона геологической обстановке, в свою очередь определяемой тем или иным сочетанием тектонической и климатической обстановок. Следовательно, Ф. — это «формационный тип», к которому следует относить ту или иную «конкретную ф.» (свиту или магматический комплекс). Номенклатура Ф., складывавшаяся исторически, непоследовательна и отражает то петрографический состав, то особенности строения, то *генетический состав* [Фролов, Фролова, 1977].

Примеч.: Наиболее полно историко-геологическому содержанию Ф. отвечают подразделения региональных стратиграфических шкал — геостратиграфические единицы Г. П. Леонова [1974], в СССР называемые свитами. Они и выделяются как толщи, отвечающие этапам развития региона. От смежных свит отличаются литологическим составом и поэтому на большей площади распространения имеют четкие литологические границы, т. е. являются естественными телами в той мере, в которой это вообще возможно для единиц такого масштаба и ранга. Ведущим признаком при выделении из разреза свит выступает, однако, не петрографический состав, а внутренняя структура, т. е. особенности строения в разрезе (смена слоев) и на площади (фациальная изменчивость). Наличие внутренней структуры обусловливает свойство неделимости — важнейший признак элементарности природных единиц. Свита поэтому может быть расчленена лишь на ее части — подсвиты (в разрезе) и фации (в плане), которые не являются самостоятельными — это «органы» целого организма [Фролов, Фролова, 1977].

3. Основное первичное официальное подразделение литостратиграфической классификации; тело слоев горных пород промежуточного ранга в иерархии литостратиграфических подразделений. Ф. являются единственными литостратиграфическими подразделе-

ниями, на которые везде, на основании литологии пород, должна быть полностью подразделена вся стратиграфическая колонка [Международный..., 1978. Близк. опред.: Классификация..., 1974; Аркелл, 1961; Данбар, Роджерс, 1962; Джекобс, Рассел, Уилсон, 1964; Американский, английский и французский стратиграфические кодексы, из: Жамойда и др., 1968].

Примеч.: 1. При таких условиях Ф. является генетической единицей, которая может представлять собой длинный или короткий период времени, может содержать породы различного происхождения и включать второстепенные перерывы в последовательности отложения. В виде исключения, в случае целесообразности, Ф. может также включать и более крупные перерывы в отложении.

Выбор Ф. должен быть таким, чтобы он лучше всего согласовывался с практическими и научными запросами пользующихся геологическими картами. Обыкновенно на такой карте невозможно изобразить границы каждого литологического изменения и геолог должен сам выбрать для разграничения Ф. такие горизонты изменений, которые лучше всего отразили бы геологическое развитие и строение района и создали бы для Ф. наиболее возможное единство состава. При определении такого единства должны быть учтены все возможные доказательства (признаки), т. е. литологический состав, ископаемые, структурные взаимоотношения и несогласия.

Каждая Ф. содержит в себе между верхней и нижней границами или: а) породы одного преобладающего типа или фаций, или б) повторяющееся переслаивание двух или более литологических типов или фаций, как, например, чередование глинистого сланца и песчаника. В некоторых районах основанием для выделения Ф. может напротив служить чрезвычайное разнообразие состава, само по себе могущее составить вид единства.

Если вертикальный переход через последовательность слоев от одного типа слоев к другому является совершенно постепенным — может явиться необходимость отделить две смежные Ф. произвольной линией; равным образом подразделение на две Ф. может быть желательным, если палеонтологические данные указывают, что последовательность слоев, очень литологически схожих, не представляет непрерывного отложения, а вмещает в себе очень важное, хотя и скрытое несогласие. При таких условиях отделение Ф. должно исключительно основываться на ископаемых.

Тем не менее стратиграфическая единица, отличающаяся от окружающих пород только своими ископаемыми, не составляет обычно Ф., но классифицируется как палеонтологическая зона. Хотя удобство картирования является основным фактором при выделении Ф., оно может быть в исключительном случае отброшено. Может представиться невозможность выделить даже на очень подробной карте мелкие стратиграфические единицы, которые на основании других соображений являются настоящими Ф.

Мощность Ф. не является определяющим признаком для ее распознавания. Ф. только 10 футов мощности может быть смежной с Ф. в 5000 футов мощности.

Поскольку Ф. понимается как генетическая единица, образовавшаяся в большинстве случаев при единообразных условиях или при чередовании одних и тех же условий, и поскольку эти окружающие условия являются местными и временными, должно быть принято, что каждая Ф. должна быть ограничена в своем горизонтальном протяжении. Ф. должна быть выделена и названа одним и тем же именем на всем ее протяжении и должна быть идентичной по литологическим признакам, стратиграфической ассоциации и содержанию ископаемых. Нет необходимости в том, чтобы Ф. в различных местностях была точно одного и того же возраста. Переслаивающиеся и картографически неотделимые осадочные и вулканические породы могут быть объединены в одну Ф. Чередующиеся осадочные и вулканические ф. могут быть объединены в группу.

Выделение Ф. среди метаморфических пород, в особенности в качестве картографических единиц, основывается прежде всего на их петрографических признаках. Тем не менее в этих границах стратиграфические единицы должны быть установлены, чтобы насколько возможно показывать: а) соотношения ф. между

собой и к другим геологическим телам, б) их родственные структурные черты, как сланцеватость, кливаж и милонитизация, которые могут служить важным показателем их происхождения и истории [Классификация ..., 1934].

2. Какой должна быть единица, чтобы в качестве формационной быть полноценной в историко-геологическом отношении? Очевидно, такой, которая отвечает определенному этапу геологического развития естественно обособленной геологической области или региона. Поэтому и границы такой единицы будут наиболее четкими, что облегчает ее выделение. Литостратиграфические единицы в качестве Ф. американских геологов имеют четкие границы, но они не отвечают первому условию, поскольку разновозрастны в разных местах региона и не охватывают его целиком (являются чаще всего лишь фацией того или иного естественного тела), т. е. не отвечают целостному этапу развития геологической области. Ни первому, ни второму условию не удовлетворяют подразделения в объеме международной стратиграфической шкалы, за исключением районов их выделения, где эти подразделения естественны [Фролов, Фролова, 1977].

3. Ряд пластов, образованных одинаковым образом непосредственно друг за другом [по А. Г. Вернеру (A. G. Werner, 1787, 1791), из: Эйхвальд, 1846. Близк. опред.: Г. Фюксель, из: Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, 1923 г.].

— Стратиграфический термин, применяемый к пачке пластов, характеризуемых рядом общих литологических и палеонтологических признаков [Ган, 1926].

— Последовательный ряд слоистых или неслоистых горных пород, принадлежащих к одной и той же эпохе первоначального происхождения и представляющих много общих свойств, так что на картах и планах их можно обозначать особыми знаками или красками [Фохт, 1865].

— Комплексы слоев, толщ, фаций, тесно, парагенетически связанных как в пространственном (горизонтальном), так и в возрастном (вертикальном) отношении, и одновременно — комплексы отложений, каждый из которых сформировался в пределах одного естественного геологического бассейна на протяжении одного из этапов развития последнего, т. е., применяя выражение Страхова, в условиях определенного геологического ландшафта и относительного постоянства тектонического и физико-географического режима осадконакопления [Леонов, 1974].

Син.: осадочная формация [Леонов, 1974].

Примеч.: Выделение этапов осадконакопления и отвечающих им регионально-стратиграфических подразделений должно базироваться на использовании трех взаимосвязанных фундаментальных понятий геологии — фации, осадочного цикла и Ф. Опираясь на последние, и может быть развито представление о синтетическом, ведущем критерии геостратиграфического расчленения. Далеко не всегда, однако, эта триада понятий используется должным образом в регионально-стратиграфических построениях и далеко не всегда содержание понятий, обозначающихся как «фация», «осадочный цикл» и «формация», трактуется однозначно.

Как бы «формация» ни определялась — как «парагенез пород», как отложения стадии геотектонического цикла, как отложения стадии развития геологического ландшафта или как-нибудь еще — в качестве конкретных ф. прямо или косвенно, всегда называются при этом те или другие литостратиграфические единицы. Об этих литостратиграфических единицах, бóльшей частью, при этом о единицах типа Ф. геологи США, говорят, имея в виду конкретные ф., Н. П. Херасков, В. И. Драгунов, В. Е. Хаин, Н. Б. Вассоевич и многие другие авторы. Литологической трактовкой исходных единиц формационного анализа — конкретных ф.— и стираются прежде всего принципиальные, в частности методологические, особенности различных направлений в учении о ф. Однако типизация литологических, по своему содержанию формационных, единиц может привести только к установлению литологических типов отложений — литологических ф., но не геологических, не «геоформаций», которые должны представлять собой, по Н. Б. Вассоевичу, геогенерации.

Отсутствие у литостратиграфических подразделений определенной внутренней структуры обусловливает то обстоятельство, что формационные единицы, в качестве которых эти подразделения называются, характеризуются, как правило, лишь в литологическом отношении. Элементы же строения формационных

единиц — их размеры, форма, взаиморасположение и взаимоотношения входящих в их состав «слоев, толщ, фаций» — в их характеристиках, за единичными исключениями не находят своего отражения.

Геостратиграфические подразделения регионального масштаба могут мыслиться, как мы видели, как региональные осадочные циклы, элементы которых (слои, толщи) связаны вполне определенными фациальными взаимоотношениями, что позволяет рассматривать их как фации данной геостратиграфической единицы (регионального осадочного цикла), а саму эту единицу — как закономерно построенный фациальный комплекс.

Рассматриваемые геостратиграфические единицы отвечают, очевидно, представлению о неделимости и структурности формационных единиц, а также и представлению об их элементарности, если рассматривать последнюю в историко-геологическом смысле. В этом плане региональные осадочные циклы являются несомненно элементарными историко-геологическими единицами, обособление которых отражает региональный ритм движений земной коры.

Более сложными, уже не элементарными единицами являются в общем случае те конкретные ф. («крупные скопления пород», «крупные свиты») типа верхнеюрских отложений Русской плиты, которые имеет в виду Страхов. Они охватывают ряд элементарных геостратиграфических единиц (региональных осадочных циклов), и, очевидно, судить об их структурности, равно как и об их объеме и границах, можно лишь на основе данных о структуре, объеме и границах составляющих их элементарных подразделений. Подобные «крупные свиты» представляют собой, следовательно, уже не конкретные формации, а те или другие комплексы ф.

Именно эти естественные геостратиграфические комплексы отложений (региональные осадочные циклы) и должны, очевидно, рассматриваться как конкретные осадочные ф., как те формационные единицы, которые должны лечь в основу геолого-формационного анализа. Однако подход к этим единицам с позиций задач геостратиграфического и формационного исследования будет различным.

Некоторые исследователи, смешивая литогенетические и ландшафтные понятия с регионально-стратиграфическими, в качестве старших членов ряда генетико-ландшафтных единиц рассматривают уже неясно определенные региональные-стратиграфические (геостратиграфические) комплексы слоев. Это имеет, например, место в классификации Крашенинникова, Васильева. Система регионально-стратиграфического расчленения П. В. Васильева представляется, на первый взгляд, весьма стройной, естественной и практически осуществимой. Нетрудно убедиться, однако, что такое впечатление обманчиво и что система расчленения, подобная таковой Васильева, является искусственным построением, успешная реализация которого практически невозможна. Она встречает те же затруднения, которые препятствуют стратиграфическому использованию генетико-палеогеографического представления о фации собственно, умноженные еще новыми, проистекающими от наличия в разрезе не просто чередования элементарных литогенетических единиц — «фаций», а их сочетаний в определенной последовательности, что отвечает степени близости их генетического родства [Леонов, 1974].

ФОРМАЦИЯ КАК ФАЦИАЛЬНО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ЕДИНИЦА

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ.— Естественноисторический, обособленный в земной коре комплекс генетически связанных сопряженных горных пород, жидкостей и газов (в том числе полезных ископаемых), отвечающий определенной единице геологической среды, т. е. фации [Попов, 1959а. Близк. опред.: Попов, 1959б, 1960б; БСЭ, 2-е изд.].

— Закономерно обособляющееся в земной коре и ее провинциях петрогенетическое и парагенетическое сочетание горных пород, т. е. сочетание пород, объединенных друг с другом непрерывностью своего вещественного развития

и распространения времени и в пространстве и, напротив, отделены перерывом, качественным скачком этого развития от других сочетаний пород, смежных с данным во времени и пространстве [Попов, 1955. Близк. опред.: Попов, 1954а].

— Естественноисторическое сообщество генетически связанных сопряженных горных пород, которые отвечают определенной динамически обусловленной единице геологической среды, т. е. фации, закономерно возникающей на определенной стадии и этапе развития геологического региона земной коры [Руководство . . ., 1963; Попов, 1968].

— Областная вещественная типовая формационная единица, местное областное проявление петрографической ф. и соответствующей ей фации, характеризуемое своими местными особенностями и ограниченное в своем распространении определенными местными возрастными и пространственными рамками [Попов, 1955].

Примеч.: 1. По В. И. Попову [1960] различаются три формы образования ф., неразрывно связанные друг с другом. А именно: петрогенетическая (каждая ф. и слагающие ее породы понимаются как возникшие в результате петрогенетической дифференциации и интеграции общей массы образовавших ее исходных веществ), фациальная (ф. понимается как образовавшаяся в результате петрогенетического развития слагающего ее вещества, которое происходит в определенной фации, проявляясь зонально в соответствии с основными фациальными законами) и историко-геологическая (абстрактно-петрографический тип) проявляется в виде конкретных ф., каждая из которых отличается по своему региональному положению и возрасту; фациально-петрографические типы ф. изменялись на разных этапах геологической истории) [СТТ, 1970].

2. Ф. образуют ряд градаций последовательно соподчиненных формационных единиц разного порядка, от крупных до мелких, расчленяющихся соответственно подразделением фациальных единиц (табл. 1). Многостепенность геологических ф. является отражением многостепенности фациально обусловленных петрогенетических связей между слагающими их горными породами, т. е. отражает многостепенность соответствующих фациальных единиц их среды (см. табл. 1). Любая и каждая ф. крупного или мелкого порядка неразрывно связана с соответствующей фациальной единицей геологической сферы [Попов, 1959б].

3. В. И. Попов и некоторые другие исследователи под фацией понимают среду осадконакопления; считают, что объем Ф. соответствует объему определенного фациального комплекса, фациальной свиты или фациальной пачки, и не допускают выделения «смешанных» ф., например, континентально-морских (паралических) или вулканогенных плюс осадочных (чередование осадочных и вулканогенных пород). По мнению В. И. Попова, ф. не всегда представляют собой единые тела, они часто распадаются на отдельные изолированные формационные залежи. Понятие о парагенетическом (совместном) залегании пород относится лишь к отдельным залежам, но не охватывает всей совокупности сопряженных формационных залежей, так как в разных залежах парагенез может изменяться [Решение . . ., 1959].

4. Учение о геологических ф. в работах В. И. Попова — это учение об условиях образования горных пород, о генетических типах отложений [Цейслер, 1977].

«Направление» Попова — это сложный переплет различных представлений, выделить в котором какую-либо линию вообще трудно [Леонов, 1974].

Если в ранних работах В. И. Попов, как и М. Бертран, именовал ф. стадийно-зональные образования, то позже [Попов, 1966 и др.] он стал трактовать это понятие значительно шире, называя термином «формация» различные комплексы пород, выделяемые по тем или иным генетическим признакам (т. е. многопородные генетические статические системы вообще) [Дюфур, 1976].

По В. И. Попову, ф. в равной мере являются и отдельные слои горных пород, и стратиграфические горизонты, и толщи, и свиты, и фации, и ф. в нашем изложении. Но такое сверхширокое понимание содержания термина «формация», с одной стороны, вносит путаницу в терминологию, а с другой — задачи учения о ф. в известной степени подменяют задачами стратиграфии и задачами учения о фациях, которые давно уже выделились в самостоятельные дисциплины геологических знаний с четко очерченными своими кругами подлежащих реше-

Таблица 1

Соотношение многостепенных градаций фациальных и петрографических формационных единиц
[Попов, 1959б]

Многостепенные градации соподчиненных единиц разного порядка	Соответствующие градации формационных единиц
I. Фациальные комплексы: простые (орографические — горообразовательный и др., гидрографические — наземный, подводный) или сложные орогидрографические (наземных поднятий, наземных равнин, подводных равнин)	I. Комплекс простой или сложный; расчленяются также в зависимости от их принадлежности к терригенному или аутигенному, или вулканогенному ряду осадочных отложений
II. Часть орогидрографического фациального комплекса, отвечающая определенному климатическому фациальному комплексу (обнимает два или более фациальных поясов)	II. Толща
III. Стадийный полидинамический фациальный пояс (например, склоновый или подгорновеерный, подводнодельтовый или волноприбойный и т. д.)	III. Фациальная свита
IV. Фазово-дифференцированная фациальная зона того или иного пояса (например, склоновообломочная или склоновомелкоземистая, веернообломочная или веерномелкоземистая, прибойнообломочная или прибойноиловая и т. д.)	IV. Фациальная пачка
V. Литогенетический тип, т. е. микрофация (например, веерногрусловая или веернопойменная, прибойнопляжевая или прибойноваловая и др.)	V. Сложный пласт (многослой)
VI. Петрографическая (литологическая) фация	VI. Пласт, слой

нию вопросов. Такое понимание термина неизбежно будет уводить исследователя настоящих ф. в сторону от решения насущных теоретических и практических задач этой новой, еще только складывающейся, но очень важной геологической дисциплины [Херасков и др., 1953].

ПРОБЛЕМЫ КЛАССИФИКАЦИИ ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИЦИРОВАНИЯ

КЛАССИФИЦИРОВАНИЕ.— Процесс отнесения классифицируемого объекта к определенному подразделению какой-либо классификации, производимый на основе определения наличия или отсутствия заданного признака (признаков) у классифицируемого объекта [Иерархия..., 1978].

Примеч.: 1. Выделение ф. на основании полевых наблюдений и изучения смены одних парагенезисов другими является единственно возможным. Выделение ф. на основе *надуманных*, односторонних классификаций (климатическая, тектоническая) и других теоретических предпосылок, хотя бы, видимо, и очень широких, вряд ли будет способствовать *особому прогрессу* в деле изучения ф. [Шатский, 1960].

Подобно тому, как горные породы характеризуются и *систематизируются*, исходя из их *минерального* состава и строения (структуры и текстуры), точно так же должны характеризоваться и систематизироваться по своему строению и составу ф. Естественную *классификацию* ф. представляется правильным основывать на наблюдаемых парагенезах ф., т. е. на том же принципе, на котором основано выделение самих ф. [Херасков, 1967б].

Разработка классификаций осадочных (и осадочно-вулканогенных) ф. представляет собой дело ближайшего будущего. Несомненно, что такая классификация должна основываться на *вещественной* и структурной характеристике ассоциаций пород. Если парагенетический ряд ф. рассматривать как разработанную для одного разреза классификацию ф., по *последовательности которых* можно судить *об особенностях* развития данного района, в частности, о смене стадий развития, то общая классификация ф. должна быть построена так, чтобы *по* последовательности ф. *по вертикали и латерали* можно было бы судить об отличии отдельных районов по типам развития и об особенностях развития каждого из районов. Иными словами, *надлежащая классификация* ф. должна *быть основой* тектонического районирования и сравнительного анализа тектонических районов с различными типами развития [Косыгин, 1969].

В классификационных схемах (особенно ясно это выражается у В. Е. Хаина) предполагается, что тектоническое районирование и установление стадийности развития уже произведены до *выделения ф. и они служат* основой для *выделения* ф. и их классификации. Однако, поскольку любые представления о типах развития и стадийности могут вытекать только из наблюдаемых *в осадочной оболочке пространственных* соотношений геологических тел, горных пород, ассоциации горных пород — геологических ф. или их комплексов (рядов, парагенезов), должно быть очевидным, что упомянутые классификационные схемы представляют собой не необходимый исследовательский инструмент, которым должна являться классификация, а замкнутый круг суждений, *который в конечном счете не способствует ни* выделению ф., ни выделению типов развития, ни выделению стадий [Косыгин, 1969].

Классификация геологических ф. *может быть* осуществлена по целому ряду их признаков — в частности, по их генетическим особенностям (например, геосинклинальные, платформенные и переходные ф.; *континентальные, лагунные, морские и смешанные ф.*; гумидные, аридные, ледовые ф. и т. п.), по присутствующим в составе ф. полезным ископаемым (например, угленосные, железорудные и т. п. ф.) и т. д. *Однако классификационные* системы подобного рода не являются собственно формационными, а представляют собой отражение существующих в настоящее время классификаций *географических и геотектонических зон земной коры*, видов полезных ископаемых и т. д.

Основная классификационная система геологических ф. в соответствии с *логическими* правилами *построения классификаций* должна быть основана на сравнении главных, наиболее существенных признаков ф. — их вещественного состава и строения (отражающих, естественно, *специфику генезиса ф.*). Именно *по этим признакам* выделяются такие геологические ф., как, например, флишевая, молассовая, гипсово-доломитовая, кварцево-песчаная, гипербазитовая, ф. ультраосновных — *щелочных пород и карбонатитов* и др.

Этот общий принцип (учет особенностей вещественного состава и строения геологических тел), очевидно, должен лечь в *основу выделения* любых *категорий геологических* ф. При этом со временем окажется возможным построение целой системы таксономических категорий геологических ф., *начиная от их* типов и подтипов *и кончая их видами* и разновидностями.

Выделение наиболее крупных таксономических категорий этой системы (типы геологических ф.) должно быть основано на сравнении *наиболее значительных особенностей* вещественного состава и строения геологических тел. Разработка конкретных критериев для выделения различных таксономических кате-

горий геологических ф. представляет собой дело будущего. В качестве одного из оснований системы критериев, на которую должна опираться систематика геологических ф. осадочного типа, может рассматриваться предложенная Л. В. Пустоваловым классификация таксономических категорий осадочных горных пород.

Одновременно необходима разработка последовательной системы объективных критериев внутреннего подразделения формационных единиц (с выделением в их составе субформаций и других, еще более мелких геологических образований) и критериев объединения геологических ф. в различного рода ассоциации (комплексы, ряды и пр.) с четким определением объема и границ каждого типа геологических формационных образований [Бергер, 1968].

Мы считаем, что в основу классификации ф. должен быть положен предложенный Н. С. Шатским парагенетический принцип. Стадийно-зональный подход не способствует полноценному применению формационного анализа, поскольку основывается на выделении ф. в соответствии с заранее известными стадиями развития тектонических зон, т. е. неизбежно приводит к тому, что каждая «формация» будет совпадать со структурным этажом (структурным ярусом) и полезность их выделения станет сомнительной.

Классификация по фациальным признакам недостаточно полно отражает генетические соотношения между ф., определяемые, в первую очередь, тектоническим фактором, а намечаемые при этом ф. обычно представляют собой гетерогенные образования, не обладающие общностью состава и строения (например, платформенная ф. гумидных равнин).

Парагенезы ф. могут быть выявлены путем сравнительного анализа рядов ф. всех структурных элементов главнейших регионов СССР, что позволяет подойти, с одной стороны, к более обоснованному выделению структурно-формационных зон, а с другой — к выявлению регионов с разным типом тектонического развития. В результате намечаются обобщенные типовые формационные ряды, которые являются основными единицами естественной классификации ф. [Янов, Малич, 1968; Принципы классификации ..., 1972].

Преодолеть существующие затруднения в учении о ф. можно путем введения понятия о ф. как естественных индивидуальных телах. Эти тела рассматриваются как вещи и их классы, а само научное описание является группированием, классификацией в широком смысле, которая подразделяется в содержательном аспекте на составляющие: иерархизацию, систематизацию и целевые классификации.

Систематизированные объекты можно группировать по каким-либо другим свойственным им признакам или по особенностям их положения в различных ценотических и других ассоциациях. Такое дополнительное группирование систематизированных тел (минералов, горных пород, ф.), а также и тех или иных таксонов в каких-либо целях будем называть целевым классифицированием, а результаты этого группирования — целевыми классификациями. Среди целевых классификаций ф. особое значение имеют стратиграфическая, тектоническая и минерагеническая, а также наиболее тесно связанная с систематикой — филогенетическая [Драгунов и др., 1974].

2. В настоящее время наиболее употребительны следующие подходы к выделению, классификации и наименованию осадочных ф.:

1) по эмпирически устанавливаемым парагенезам пород (ф. «песчано-глинистая», «карбонатная» и т. д.),

2) по отношению к стадиям тектонических циклов в сочетании с вещественным составом («нижняя терригенная ф.», «молассовая ф.» и т. д.),

3) по тектоническому режиму соответствующих регионов (ф. «многоеосинклинальная», «платформенная» и т. д.),

4) по палеогеографическим условиям осадконакопления (ф. «гумидных равнин», «рифовая ф.» и т. д.),

5) по полезным ископаемым (ф. «угленосная», «фосфоритоносная» и т. д.).

Кроме того, часто встречается смешение разных принципов классификации, что приводит к особенно неудовлетворительным результатам: например, выделение в одной последовательности (или ряде) ф. «молассовой», «угленосной», «красноцветной» и т. д.

В зависимости от степени изученности региона и конкретных задач исследования возможно выделение и классификация ф. по разным признакам. Но для сопоставлений между регионами и для выводов общего порядка целесообразно иметь единую схему классификации.

Первоначально выделение ф. целесообразно осуществлять по характерным ассоциациям слагающих их пород и давать выделяемым таким образом ф. соответствующие литологические наименования. Исходной должна быть классификация, основанная, по возможности, на наиболее объективно («эмпирически») определяемых признаках, а именно — на вещественном составе и строении раз-

Таблица 2

Распределение рядов осадочных формаций по тектоническим и климатическим обстановкам
[Крашенинников, 1968]

Климат	Платформенные области		Краевые и внутренние прогибы	Геосинклинальные области		Океаны
	Устойчивые (древние)	Подвижные (молодые)		Краевые и стабилизированные внутренние зоны	Внутренние наиболее подвижные зоны	
Холодный (нивальный)	1	5	9	13	17	21
Влажный умеренный (гумидный умеренный)	2	6	10	14	18	—
Влажный жаркий (гумидный тропический)	3	7	11	15	19	22
Сухой (аридный)	4	8	12	16	20	—

реза. В качестве такой может быть принята с некоторыми дополнениями и изменениями классификация, предложенная в Атласе литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления [1962]. При этом границы между ф. проводятся по существенным изменениям этих признаков, обусловленных изменениями режима осадконакопления, т. е. генетическими причинами. Таким образом, уже первая «эмпирическая» классификация имеет генетическую сущность.

В дальнейшем, по мере хода исследования, выделенные ф. все больше и все яснее наполняются генетическим содержанием, а соответственно уточняются границы и названия ф. На этой более продвинутой стадии исходная классификация дополняется генетическими данными и в результате принимается классификация, основанная на сочетании трех генетических показателей: 1) тектонического положения, 2) климатической обстановки и 3) конкретных условий осадконакопления (табл. 2). Каждая графа в этой таблице и соответствующая ей цифра отвечают не одной ф., а определенному формационному ряду, как это предложил Е. Кауч (1967 г.), а каждый такой ряд объединяет три группы ф.: континентальную, прибрежно-морскую (паралическую) и морскую. Естественно, что только две крайние справа графы табл. 2 не дают таких рядов.

Таким образом, в ходе исследования ф. переходят из разряда эмпирически выявленных парагенезов в разряд генетических комплексов пород, что позволяет наиболее рационально использовать их при прогнозе и выявлении закономерностей размещения полезных ископаемых. Кроме того, такой путь дает возможность выявить общие закономерности строения и истории развития соответствующих регионов земной коры, в частности, последовательность стадий в этом развитии [Крашенинников, 1968].

Генетический подход к определению ф. осадочных пород позволил указать рациональные принципы их классификации. Все Ф. о. п. подразделяются на четыре семейства, каждое из которых отвечает типу литогенеза (ледовому, гумидному, аридному, вулканогенно-осадочному). Внутри семейства ф. подразделяются на группы ф., различаемые по фациальным условиям их образования (внутриконтинентальные, паралические на наклонных к морю равнинах и морские), внутри групп выделяются типы ф. и ряды ф. [Страхов, из: ГС, 1973].

Совершенно очевидно, что для того, чтобы правильно классифицировать ф., необходимо определить ее положение в каждом из трех генетических рядов ф. — динамическом, геоструктурном и фациальном. Каждая конкретная ф. лежит на пересечении этих трех «ординат», определяющих ее положение в пространстве среди других ф., а также совокупность свойственных ей признаков [Грамберг, 1968].

Первой задачей формациологии является типизация конкретных ф., т. е. установление, или выделение формационных типов. В соответствии с генетическим пониманием геоформаций и определением их через парагенез генетических типов отложений и геологическую обстановку типизация должна производиться по этим взаимосвязанным и взаимообусловленным признакам.

Формационные типы, или геоформации, могут классифицироваться по разным признакам: вещественному составу, строению в разрезе и плане, содержанию полезных ископаемых, по климату, палеогеографической и тектонической обстановке и, наконец, стадиям геотектонического цикла. Однако важнейшей является их классификация по собственному формационному признаку — по геологическим обстановкам образования. Эта классификация должна быть основой всех других, уже специальных классификаций [Фролов, 1980].

3. Классификация ф. должна иметь два «входа». Прежде всего ф. следует подразделять по тектоническому режиму, поскольку он определяет основные особенности вулканизма и рельефа, а следовательно, в значительной мере и состав образующихся отложений. Вторым классификационным признаком должен быть климат [Рухин, 1961].

Используя с некоторыми изменениями схемы Н. М. Страхова и В. Е. Хаина, можно предложить следующий способ классификации ф. Во-первых, разделить все ф. на группы, исходя из их структурно-тектонической приуроченности (платформенные, геосинклинальные и др.). Во-вторых, выделить семейство чисто осадочных и вулканогенно-осадочных ф., причем каждое разделить на четыре фациальные группы: наземную, паралическую, мелководно-морскую и глубоководно-морскую. Первые три группы, в свою очередь, разделить на подгруппы по климатическому признаку (ледовые, гумидные, аридные).

Вещественный состав ф. отражается в названии. Отмечу, что сейчас можно говорить лишь о принципах классификации ф.; для того же, чтобы дать их более или менее полную классификацию, необходимо изучить больше различных ф., одновременно типизируя их, выявляя характерные и местные особенности [Хворова, 1965].

Классификационным критерием, пригодным для всех категорий геологических ф., являются тектонические условия их образования. Поэтому единственно возможная универсальная классификация ф. должна быть основана на этом критерии. Преимущество такой классификации состоит еще и в том, что она определенным образом «дисциплинирует» само выделение ф.: число ф. должно примерно соответствовать числу основных структурных элементов земной коры и стадиям их развития. Проявление климатической зональности ведет к усложнению этой схемы, но все же не выводит число основных ф. за пределы нескольких десятков. Следует подчеркнуть, что это требование не является чем-то искусственным, извне навязываемым природе, оно вытекает из самой сути процесса естественного обособления ф. в результате дискретного развития земной коры в пространстве (структурные элементы, разграниченные разломами) и во времени (стадии развития, разделенные скачками).

Основное назначение тектонической классификации заключается в использовании ф. для диагностики структурных элементов земной коры и стадий их развития, а не в решении обратной задачи — установлении типа ф., где такая классификация играет вспомогательную роль. Эта роль может быть существен-

ной в тех случаях, когда ф. смежных зон, *в частности многосинклиналей* и зон перикратонных опусканий платформ, нередко отличаются друг от друга, что чаще всего наблюдается в середине тектонического цикла, в период максимальной трансгрессии [Хаин, 1973б].

Только два фактора могут претендовать на то, чтобы их считали ведущими при формировании геогенераций, — режим движений земной коры и климат. В ряде случаев бывает трудно решить, чему следует отдать предпочтение, что является *решающим — геотектоника или климат*. Этот вопрос имеет прямое отношение к классификации геогенераций. Нам представляется, что геогенерации прежде всего должны подразделяться по геотектоническому принципу, а затем — по климатическим условиям их формирования. Учитывать надо, конечно, не только особенности области седиментации, но и зон питания ее осадочным материалом [Вассоевич, 1966].

В соответствии с наличием двух факторов образования ф. — тектоники и *климата — наметились* два направления классификации ф. Выделение рядов ф., отвечающих различным тектоническим зонам, производилось В. В. Белоусовым, А. В. Пейве, В. М. Синицыным, В. И. Поповым, В. Е. Хаиным и др. Эти «тектонические» классификации отличаются друг от друга в зависимости от числа и названия различаемых крупных структурных зон; наиболее полной в этом смысле является классификация В. И. Попова, охватывающая не только материковые, но и океанические участки земной коры. Другим отличием классификации подобного типа является число различаемых стадий (этапов) тектонического цикла; оно колеблется от трех до пяти.

Классификация ф., в основе которой лежит климатический фактор, была предложена Н. М. Страховым. В настоящее время стало очевидным, что необходима классификация, которая отразила бы в полной мере оба фактора — тектонику и климат.

В учении о ф. существует два подхода к проблеме полезных ископаемых. С одной стороны, выделяются такие геологические ф., как флишевая, молассовая, зеленокаменная, ф. гумидного типа, ф. краевых прогибов и т. д., причем в каждой из них присутствуют разнообразные виды полезных ископаемых. При таком подходе анализируются закономерности распределения полезных ископаемых в тех геологических условиях, на основании которых выделены соответствующие группы ф. С другой стороны, выделяются ф. по видам полезных ископаемых, как, например, железорудные, бокситоносные, нефтеносные, угленосные, соленосные и т. д. Взаимоотношения между двумя данными подходами еще недостаточно *определены, и разработка их является одной* из задач дальнейших исследований.

Выделение ф. по полезным ископаемым позволяет анализировать закономерности распределения последних в определенных типах ф., в зависимости от изменения тектоники, палеогеографии, климата, фациальных, геохимических условий и других геологических показателей [Решение ..., 1959].

Существуют две главные точки зрения на ф. Одна из них исходит из общих *геологических условий и, в частности*, тектоники и климата как важнейших факторов обособления ф. во времени и пространстве, другая классифицирует ф. по видам полезных ископаемых (угленосная, железорудная, бокситовая и пр.) [Беляевский, Горский, 1961].

Классификация ф. в крупных подразделениях должна основываться на тектонических категориях понятий. С другой стороны, проводимая типизация ф. является надежной базой для классификации тектонических структур. *Все ф. на основе их пространственной* приуроченности можно подразделить на ф. чехла платформ — платформенные ф., ф. геосинклинальных складчатых поясов и ф. областей эпиплатформенного орогенеза. Принадлежность конкретной ф. к тому или иному подразделению определить довольно сложно, если рассматривать ф. в отрыве от ряда, в составе которого она находится; в то же время изучение всего комплекса ф., вертикальных и латеральных рядов, формы тела конкретной ф. и закономерностей изменения ее состава и строения позволяют установить принадлежность ф. к определенной категории структур и на этом основании проводить формационный анализ [Муратов, Цейслер, 1968б].

4. В качестве критериев при выделении отдельных ф. может быть указана лишь сумма факторов. Классификация ф., основанная на каком-либо одном

признаке, например, тектоническом, без учета всех условий образования отдельных типов ф., на наш взгляд, не может иметь успеха.

К основным критериям при выделении ф. следует относить следующие.

А. Литологические: состав пород, образующих ф.; парагенетические ассоциации; происхождение (генезис) как ф. в целом, так и составляющих ее отдельных пород; занимаемая ф. площадь и мощность ф.

Б. Тектонические: режим тектонических движений; место в общей структуре земной коры; строение постели (ложа), на которой возникает ф.

В. Климатические.

Г. Геохимические: химизм среды, в котором образуется ф.; условия концентрации отдельных элементов; условия концентрации отдельных минералов и их ассоциации [Михайлов, 1969].

Классификация осадочных ф. должна базироваться на разумном сочетании тектонического и литолого-структурного принципов при преобладающей роли объективного анализа литологических и структурных особенностей ф. При этом *необходимо учитывать, что для различных подразделений классификации* ведущими окажутся различные признаки. Другими словами, при разработке классификации осадочных ф. необходимо использовать группы признаков, сочетание и относительная роль которых будут изменяться на разных ступенях систематизации [Бутов, 1972].

Схема классифицирования, по Ю. П. Бутову [1972], может быть представлена так:

Классы ф. (*по тектоническому режиму*) — *платформенный, геосинклинальный* и орогенный.

Подклассы ф. (по цвету) — сероцветные, красно-пестроцветные.

Группы ф. (по литологическому признаку) — терригенная, глинистая, карбонатная, карбонатно-терригенно-глинистая, вулканогенно-осадочная, кремнистая, эвапоритовая и т. д.

Подгруппы ф. (по главным членам ф.) — песчано-галечниковая, известняково-доломитовая и др.

Семейства ф. (по особенностям минералого-петрографического состава и химизма пород) — полимиктовых, аркозовых, кварцевых и т. д.

Типы ф. (по направленности строения разрезов) — трансгрессивные, регрессивные, стабильные.

Подтипы ф. (по особенностям стратификации и степени упорядоченности строения) — ритмично-цикличный, цикличный, апериодичный, направленный и т. д.

Для обозначения основного видового названия ф. целесообразно использовать, как предлагал Н. С. Шатский, прописные буквы русского алфавита. Принадлежность ф. к конкретным классу, подклассу (подтипу), с другой стороны, может быть указана дополнительными индексами из строчных букв выше и ниже основного индекса. Например, индекс НТ $_{\text{пптк}}^{\text{гст}}$ будет обозначать нижнюю терригенную ф., относящуюся к классу геосинклинальных, подклассу сероцветных, группе терригенных ф. (верхний дополнительный индекс), подгруппе песчаных, семейству полимиктовых, типу трансгрессивных, подтипу крупноцикличных ф. (нижний дополнительный индекс). Вероятно, целесообразно также указание типовой ф. данного формационного вида [Бутов, 1972].

В основу выделения осадочных ф. и их систематики должны быть положены признаки, заключающие наиболее важные генетические особенности крупных вещественно-исторических единиц и вместе с тем такие, которые могут быть установлены эмпирически путем *непосредственных наблюдений над естественными* геологическими объектами. Такими признаками являются:

1) характер породных ассоциаций — признак, широко используемый в геологической практике, однако недостаточный для определения границ ф., установления ее систематического положения и понимания ее генезиса;

2) степень дифференциации слагающего ее вещества, степень его зрелости. Наибольшее значение при этом имеет анализ хемогенных продуктов с точки *зрения их места в ряду осадочной* химической дифференциации и изучение зернистых пород как членов ряда вулканогенные-полимиктовые-мезомиктовые-кварцевые песчаники. Анализ этого признака создает предпосылки для классифика-

ции осадочных ф. по принципу, сходному с принципом систематики осадочных горных пород;

3) характер стратификации осадочных тел и как наиболее важная его составная часть — степень проявления ритмичности (цикличности), что наряду с пониманием природы упорядоченной стратификации позволяет устанавливать генетические особенности объектов. По этому признаку осадочные ф. образуют определенные ряды, крайними членами которых являются упорядоченные (флишевые, паралические, угленосные и другие), с одной стороны, и неупорядоченные (маломощные песчаные или глинистые) ф. — с другой;

4) количество и состав вулканогенных продуктов является признаком, независимым от степени проявления осадочной дифференциации, наложенным на собственно осадочный процесс и поэтому руководящим для выделения некоторых групп крупных геологических тел;

5) количество органического вещества, его состав и форма проявления — находится ли оно в рассеянном состоянии или локализовано в определенных геологических телах — угольных пластах или газово-нефтяных залежах. Этот признак, важный в практическом отношении, часто не является признаком естественной систематики, поскольку, как известно, продукты преобразования органического вещества могут быть не связаны генетически с теми крупными геологическими телами, в которых они залегают; учет этого признака не всегда необходим в естественной классификации ф.

Каждая конкретная осадочная ф. находится на пересечении рядов, построенных по отмеченным пяти руководящим признакам, и поскольку каждый из них отражает определенные ландшафтные и тектонические условия, ф., выделенные по этим признакам, служат целям палеогеоморфологических, палеоклиматических, палеотектонических и иных реконструкций, решаемых методами формационного анализа [Шванов, 1978].

В основу выделения ф. должны быть положены объективно измеряемые с определенной точностью свойства, которые и следует использовать в классификациях. В этом смысле привлекает внимание попытка классификации регионально-метаморфических ф., предпринятая Н. Л. Добрецовым, В. С. Соболевым и В. В. Хлестовым (1969 г.). Эта классификация основана на двух характеристиках: типе метаморфизма и составе пород, точность измерения которых оговорена. Таким образом, использованы только структурно-вещественные признаки, не связанные с разного рода представлениями и гипотезами. Хотя с формальной точки зрения данная классификация еще далека от совершенства, принцип ее построения представляется совершенно верным. По-видимому, и при построении классификаций осадочных и магматических ф. необходимо использование количественных характеристик при соблюдении формальной строгости. Таким путем должны быть построены классификации перечисления. После этого возможной окажется классификация формационных рядов [Борукаев, Парфенов, 1972].

КЛАССИФИКАЦИИ ОТЕЧЕСТВЕННЫХ И ЗАРУБЕЖНЫХ АВТОРОВ

А. Вернер, 1777 г.

КЛАССИФИКАЦИЯ ФОРМАЦИЙ основана на представлении о последовательном химическом осаждении ф. земной коры: гранит, гнейс, кристаллические сланцы, базальт, порфир и сиенит. На этих *первозданных* слоях (Urgebirge) лежат ф. *переходной* группы (Übergangsgebirge), куда относятся частью химические осадки (граувакки и известняки), но также и первые механические отложения, свидетельствующие о понижении уровня Мирового океана, открывшего вершины гор, которые и стали им разрушаться и давать материал для осадков. Еще новее следующие *слоистые* ф. (Flötzgebirge), осадки отступающего далее моря,

занимающие поэтому наиболее низкие области поверхности земли; химические осадки играют среди них значительную роль, и главную массу образуют механические отложения (песчаники, известняки, гипс, соль, уголь, базальт, порфир). Наконец, самые новые — наносные ф. (Aufgeschwemmtes Gebirge) [Борисяк, 1922, 1932, 1934, 1935].

С. Куторга, 1858 г.

КЛАССИФИКАЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ приведена В. И. Поповым [1966].

Ч. Ляйэлль [1866]

КЛАССИФИКАЦИЯ ФОРМАЦИЙ включает: слоистые и неслоистые, пресноводные и морские, водные и вулканические, древние и новые, металлоносные и неметаллоносные ф.

Е. Реневье, 1884 г.

КЛАССИФИКАЦИЯ ФОРМАЦИЙ включает:

А. *Морские формации:*
- а) абиссальные формации с пятью фациями,
- б) батиальные формации с шестью фациями,
- в) литоральные формации с пятью фациями.

Б. *Континентальные формации:*
- а) каспийские (или соленых озер) формации,
- б) солоноватоводные формации с двумя фациями,
- в) лимнические формации с четырьмя фациями,
- г) субаэральные формации с четырьмя фациями [Вассоевич, 1948].

Примеч. Классификация Е. Реневье не отличалась особенной терминологической правильностью, но основные типы комплексов фаций были подмечены им верно.

Реневье пояснил, что термином «фация» называют все различия, какими бы они не были, которые могут существовать между отложениями одного возраста [Вассоевич, 1948а].

М. Бертран, 1894 г.

КЛАССИФИКАЦИЯ ФОРМАЦИЙ основана на идее цикличности истории гор на Земле. В начале каждого цикла образуются гнейсы, за которыми следует сланцевый флиш или «флиш В», затем собственно флиш или «флиш С» («грубый флиш») и, наконец, пудинги и молассы или красноцветные песчаники. Этот цикл, установленный в альпийской складчатой зоне, характеризует также герциниды, каледониды и даже гуронский орогенез [Вассоевич, 1966].

Примеч.: В 1894 г. на VI Международном геологическом конгрессе М. Бертран в своем докладе впервые определил флиш и молассы как законо-

мерные стадийные фации или ф. (les facies ou formations de montagne), проявляющиеся на определенных этапах горообразования. М. Бертран первый составил таблицу горных серий (орогенных ф.) или, говоря современным языком, геосинклинальных геогенераций [Вассоевич, 1966].

Г. Мюллер, 1901 г.

ФОРМАЦИИ Фрейбергского горного округа [по Попову, 1966] приведены в т. 1.

Э. Ог. 1914, 1922, 1924, 1932, 1934, 1936 гг. [1938]

КЛАССИФИКАЦИЯ ФОРМАЦИЙ проведена в зависимости от среды осаждения. Для континентальной среды выделены *субаэральные* (вулканическая, эоловая, ледниковая, элювиальная и осыпная фации) и *аллювиальные* (галечниковые, песчаные, илистые, угольные, известковые, травертиновые фации) ф., для среды лагун и устьев—*соляные, лагунно-озерные, эстуариевые* и *дельтовые* ф., для морской среды — *прибрежные* (песчаные, мергелистые, органогенные, рифовые фации), *батиальные* и *абиссальные* ф.

А. А. Борисяк [1922, 1932, 1934, 1935]

КЛАССИФИКАЦИЯ включает *морскую, континентальную* и *лагунную* ф. и основана на понимании ф. как совокупности фаций.

У. Твенхофел, 1925 г. [1936]

КЛАССИФИКАЦИЯ ОТЛОЖЕНИЙ и их ассоциаций приводится в соответствии с классификацией обстановок или областей седиментации, среди которых выделены: *континентальные* обстановки (наземные, пустынные, ледниковые, речные, предгорные, болотные, озерные, пещерные); *смешанные* континентальные и морские обстановки (береговые, краевые, лагунные, устьевые, дельтовые); *морские* обстановки (неритовые, батиальные и абиссальные).

В. А. Обручев, 1927 г. [1932]

КЛАССИФИКАЦИЯ ФОРМАЦИЙ проведена в зависимости от среды осаждения.

В континентальной среде различают следующие четыре формации с соответствующими каждой из них фациями:

	Субаэральная	*Ледниковая*	*Аллювиальная*	*Озерная*
Фации	Вулканическая	Моренная	Пролювиальная	Торфяная
	Эоловая	Флювиогляциальная	Речная	Пресноводная
	Осыпей	Зандровая	Источников	Солоноводная
	Элювиальная	Озовая	Угольная	Угольная
	Делювиальная	Фирновая		

Переходной между средой континентальной и морскими является среда лагун и устьев, в которой также различают несколько ф. с соответствующими им фациями:

	Соляная	*Лагунно-озерная*	*Эстуариев*	*Дельт*
Фации	Поваренной соли	Песчаная	Песчаная	Галечная
	Гипса	Глинистая	Илистая	Песчаная
	Калийных солей	Илистая	Нефтяная	Песчано-илистая
	Горьких солей	Угольная		Угольная

Морская среда представляет три области, отличающиеся друг от друга по условиям жизни организмов и образования осадков. Формации и фации неритовой области следующие:

	Прибрежная	*Собственно неритовая*	*Органогеновая*	*Наносная*
Фации	Песчаная	Конгломератовая	Рифовая	Коралловых брекчий
	Галечно-валунная	Песчаная	Банковая	Коралловых песков
	Береговых кос	Мергельная	Костяных брекчий	Раковинных известняков
	Скальная	Илистая	Белого мела	Известково-песчаная
		Химическая (известковые и железные оолиты)		

Батиальной области различают только две формации:

	Илистая	*Известковая*
Фации	Песчаного ила	Глинисто-известковая
	Голубого ила	Известковая (кораллового ила)
	Глинистого сланца	Губкового известняка
	Септариевой глины	

Абиссальной области различают ф. *красной глины* и *органогеновых илов* с фациями глобигериновой, птероподовой, диатомеевой и радиоляриевой.

В. И. Попов [1938, 1968]

КЛАССИФИКАЦИЯ ТИПОВ осадочных ф. включает:

А. *Депрессионные формации* (соответствуют геосинклинальным). Образуют мощные толщи, выдержанные в вертикальном разрезе:

1) молассы (фации подножий, включая красноцветные ф.: континентальные, морские*, смешанные,

* *Позднее выделены автором в тип шлировых ф.*

2) флиш (темноцветные отложения водоемов, *частью наземные*, угленосные*): континентальные и смешанные (угленосные*, содержащие озерные осадки), морские (включая флишеподобные ф.),
3) известняки (мелководные отложения и морских водоемов): рифовые, прочие,
4) кремнистые (глубоководные?),
5) углистые графитовые сланцы (сероводородные бассейны).

Б. *Переходные формации* от депрессионных (геосинклинальных) к эпиконтинентальным (т. е. платформенным) (отвечают постумным постгеосинклинальным). Мощные пестроцветные отложения водоемов, состоящие из часто чередующихся слоев разного состава: смешанные глинисто-известняковые ф. с прослоями гипса, песчаников и конгломератов.

В. *Эпиконтинентальные формации*, по А. А. Борисяку [1922] (отвечают платформенным). Образуют маломощные толщи, также состоящие из часто чередующихся слоев разного состава: преимущественно молассовые, преимущественно флишевые (точнее, песчанико-пелитовые), подчиненные глинистые и известняковые.

А. А. Богданов, 1941, 1945 гг.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ дается только для осадочных ф. по А. А. Богданову (1941, 1945 гг.) [Попов, 1966]:

Формации геосинклинальных областей: рифогенная, карбонатно-мергелистая, флишевая, молассовая.

Формации краевых прогибов: терригенная, карбонатная, соляная, красноцветная мощная.

Формации платформ: соляная, красноцветная.

Н. М. Страхов [1946]

ТИПЫ ФОРМАЦИЙ выделены по сочетанию определенных комплексов фаций и представлены ф. *гумидных равнин*, ф. *аридных равнин*, ф. *межгорных котловин и предгорных впадин*, ф. *ледниковых областей*.

А. В. Пейве [1948]

КЛАССИФИКАЦИЯ ФОРМАЦИЙ представлена в виде парагенетических рядов, характеризующих различные группы глубинных тектонических структур (табл. 3). При этом в каждом ряду ф. расположены в их исторической последовательности сверху вниз, свойственной большинству разрезов.

---

* Позднее угленосные ф. отнесены к молассовым.

Таблица 3

Парагенетические ряды формаций, характеризующие различные группы глубинных тектонических структур
[Пейве, 1948]

Парагенетический ряд	Формация
1 — геосинклинальные формации (геосинклинали и геоантиклинали)	1. Молассовая 2. Флишевая 3. Рифовых и пелитоморфных известняков 4. Терригенных сероцветных морских отложений 5. Яшмовая 6. Спилито-кератофировая
2 — брахигеосинклинальные формации (брахигеосинклинали и поднятия)	1. Угленосная 2. Органогенно-обломочных известняков 3. Терригенных красноцветных континентально-лагунных отложений 4. Порфировая 5. Терригенных сероцветных морских отложений (*местами типичная моласса*)
3 — формации краевых прогибов	1. Молассовая 2. Терригенных красноцветных континентально-лагунных отложений 3. Соленосная 4. Угленосная 5. Группа карбонатных

В. В. Белоусов [1948, 1954, 1962]

КЛАССИФИКАЦИЯ ФОРМАЦИЙ проведена в соответствии с периодичностью колебательных движений в геосинклиналях и платформах. В геосинклиналях выделены следующие сменяющие друг друга во времени формации:

I. *Нижняя терригенная* ф.
II. *Известняковая* ф.
III. *Верхняя терригенная* ф.
IV. *Лагунная* ф.
V. *Молассовая* ф.
VI. Ф. *наложенных мульд и внутренних впадин.*

Флиш не находит вполне определенного места в схеме, так как он приурочивается к различным стадиям развития геосинклинали и соответствует не столько определенной стадии, сколько каким-то более общим тектоническим условиям.

Каждая ф. или группа их также образует линзу с наибольшей мощностью в том месте, где во время накопления происходило максимальное прогибание. По этому признаку выделяются сле-

дующие группы ф.: 1) доинверсионные, с наибольшей мощностью на месте интрагеосинклиналей, 2) ф. краевых прогибов, образовавшиеся сразу после инверсии в прогибах, которые возникают у подножия центрального поднятия, 3) ф. межгорных и передовых прогибов с максимальным накоплением там, где доинверсионные ф. обладают минимальной мощностью, 4) ф. внутренних впадин и наложенных мульд.

К группе 1 относятся нижняя терригенная и известняковая ф., к группе 2 — верхнетерригенная ф., к группе 3 — лагунная и молассовая ф. Положение группы 4 видно из ее названия. За некоторыми исключениями ф. платформ имеют сходство с геосинклинальными и образуются в течение цикла в той же последовательности. Но из платформенных ф. выпадает флишевая подформация. Поскольку на платформах частных инверсий не происходит, все ф. без исключения накапливаются преимущественно в субгеосинклиналях и в меньшей мере на субгеоантиклиналях, перекрывая друг друга. Как и в геосинклиналях, последовательность ф. на платформах может быть усложнена дополнительными циклами.

В. Е. Хаин [1950]

КЛАССИФИКАЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ проведена по геотектоническим зонам и стадиям геотектонического цикла (см. т. 1).

М. Жинью [1952]

ТИПЫ ОСАДОЧНЫХ СЕРИЙ подразделены на *континентальные, морские, эпиконтинентальные* и *геосинклинальные.*

В. И. Попов [1952]

КЛАССИФИКАЦИЯ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ построена с учетом зональности рельефа и роли ф. в горообразовательном и равниннообразовательном процессах (табл. 4).

Л. Б. Рухин [1953, 1961]

КЛАССИФИКАЦИЯ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ проведена в соответствии с особенностями тектонических режимов (табл. 5). В каждой из групп встречаются свои специфические виды полезных ископаемых. Так, в группе ф., сформированных при геосинклинальном типе движений, присутствуют месторождения высококачественных пластовых фосфоритов, бокситов и иногда железных руд. К группе ф., возникающих при переходном типе режима, приурочены месторождения каменных углей, нефти, разнообразных солей, марганцевых и железных руд. Платформенный режим ведет к образованию месторождений бурых углей, бокситов и же-

Схема классификации осадочных формаций
[Попов, 1952]

Основные типы формации	Подтипы (оротектонические подразделения)		
	I. Формации горообразовательные (орогенные)		II. Формации равнинно-образовательные (пленогенные)
	А. Формации поднятий (геоантиклинальные)	Б. Формации депрессий (геосинклинальные)	Формации поднятий (антеклиз) и депрессий (синеклиз)
Внутриконтинентальные	Перерывы Водораздельные — склоновые Долинные (ледниковые, речные)	Молассы ангарского типа (сероцветные, угленосные с железными рудами, бокситами) Молассы гобийского типа (красноцветные, частью соленосные и гипсоносные) Замкнутых морей — лагун понто-каспийского типа (соляно-гипсовые и глинистые сероводородные)	Молассовидные (аллювиально-равнинные и эолово-равнинные) Эпиконтинентальные (лагунные и нормально-морские)
Окраинные	Рифовые известняково-доломитовые	Молассы альпийского типа (континентальные, частью морские) Флиши карбонатные, глинисто-сланцевые Слоистые известняково-доломитовые Аспидно-сланцевые толщи Кремнисто-углистые формации	Конденсированные (по мощности) углисто-кремнисто-сланцевые и карбонатные (шельфовые)
Внутриокеанические	Рифовые известняково-доломитовые	Неизвестны	Батиально-иловые Абиссально-иловые Данауская формация

Таблица 5

Сопоставление особенностей тектонических режимов и образующихся при них осадочных формаций
[Рухин, 1953]

Особенности режимов	Типы режимов		
	Платформенный	Переходный	Геосинклинальный
Дифференцированность колебательных движений	Неотчетливая	Редко отчетливая	Обычно очень резкая
Амплитуда колебательных движений	Незначительная	Значительные погружения	Значительные поднятия и опускания
Очертание областей с данным типом тектонического режима	Округлые области	Широкие полосы	Широкие полосы
Характер рельефа	Весьма пологий	Пологий	Часто пересеченный Весьма характерны сильно вытянутые формы
Влияние климата на осадкообразование	Отчетливое	Отчетливое	Менее отчетливое
Мощность формации	Незначительная (обычно десятки метров)	Значительная (сотни и тысячи метров)	Большая (тысячи метров)
Постоянство мощности	Значительное	Иногда изменчивое (в краевых прогибах)	Весьма изменчивое вкрест простирания
Скорость отложения	Малая	Иногда очень большая	Большая
Присутствие вулканогенных формаций	Как правило, отсутствуют; образующиеся иногда вулканогенные толщи своеобразны (платобазальты)	Часто отсутствуют	Как правило, присутствуют

Особенности режимов	Типы режимов		
	Платформенный	Переходный	Геосинклинальный
Характерные формации	Песчаные, глинистые, карбонатные	Песчаные, глинистые, карбонатные, угленосные, соленосные, нефтематеринские	Глинистые, карбонатные, кремнистые, флишевые, молассовые
Характер конгломератовых отложений	Не типичны; если присутствуют, то обычно весьма маломощны и однородны по составу	Наблюдается; обычен полимиктовый состав	Типичны для эпохи закрытия геосинклинали; характерен полимиктовый состав
Характер песчаных отложений	Кварцевые песчаные толщи	Полевошпатово-кварцевые красноцветные и сероцветные отложения, реже полимиктовые	Полимиктовые толщи (граувакки, аркозы)
Характер глинистых и алевролитовых отложений	Часто типичные глины; встречаются каолиновые разновидности	Обычно алевролиты, реже типичные глины	Обычны, образуют мощные толщи; часты алевролиты пестрого минерального состава

лезных руд (представленных более бедными и сравнительно небольшими по запасам разновидностями), фосфоритов, огнеупорных глин и стекольных песков.

В. Е. Хаин [1954]

КЛАССИФИКАЦИЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ проведена по геотектоническим зонам и стадиям геотектонического цикла с указанием характерных пород, минералов, фауны, текстур и мощности (см. т. 1).

М. К. Коровин [1955]

ПЕТРОГРАФО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ТИПОВ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ проведена по Л. Б. Рухину [1953].

Н. М. Страхов [1956а, б, 1960]

ТИПЫ ФОРМАЦИЙ выделены как ландшафтно-генетические категории и группы их или семейства соответствуют четырем типам осадочного процесса: 1) *ледовому,* 2) *гумидному,* 3) *аридному,* 4) *эффузивно-осадочному.*

I. Типы *ледовых* ф.:
1) ф., отвечающая обширным материковым оледенениям,
2) ф., отвечающая горным оледенениям.

II. Типы *гумидных* ф. (табл. 6).

III. Типы *аридных* ф.:
1) платформенная терригенная ф. аридных равнин,
2) терригенная ф. межгорных котловин аридной зоны,
3) платформенная морская известняково-доломитовая ф.,
4) аридные соленосные ф.:
а) доломито-ангидритные,
б) галититовые,
в) полноразвитые сульфатные галогенные,
г) полноразвитые хлоридные галогенные.

IV. Типы *эффузивно-осадочных* ф.:
1) собственно эффузивная ф., представленная лавами и туфами,
2) эффузивно-терригенная ф., когда помимо лав и туфов в составе ф. заметную роль играют песчаники и глины,
3) эффузивно-кремнистая ф., в составе которой помимо лав, туфов и терригенных пород принимают участие кремнистые породы (яшмы, кремнистые сланцы).

В. Е. Хаин [1959]

КЛАССИФИКАЦИЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ проведена по геоструктурным зонам и в соответствии со стадиями тектонического цикла (см. т. 1).

Примеч.: В соответствии с тем, что все разнообразие литологических ф. объясняется взаимодействием трех основных факторов: тектоники, климата и вулканизма, можно сами ф. подразделить на три группы в зависимости от того, какой из членов данной триады является определяющим в образовании каждой из этих групп. С указанной точки зрения, к тектогенным ф. можно отнести все существенно обломочные ф.: флиш, молассы, платформенные терригенные ф. и пр. К ф. климатогенным относятся карбонатные и соленосные ф., а кремнистые ф. целесообразнее включить в группу вулканогенных ф.

В отличие от тектоники климат не является ни универсальным, ни вполне независимым фактором обособления литологических ф. Только некоторые типы ф. (например, угленосные, соленосные, в общем «стеноклиматические», по Г. А. Каледе) дают непосредственные указания на климатические условия их образования, многие же другие («эвриклиматические», по Г. А. Каледе), например, вулканогенные, флишевые, ничего не говорят в этом отношении [Хаин, 1959].

Таблица 6

Типы гумидных формаций на основных структурных единицах земной коры
[Страхов, 1960]

Группы формаций	Типы формаций	Ряды формаций			
		Платформенный	Геосинклинальный в стадии нормального режима	Геосинклинальный в стадии замыкания	
				Предгорные прогибы	Внутригорные впадины
I. Внутриконтинентальные	1. Формации гумидных равнин (эпейрогенные)	+++	—	—	—
	2. Формации межгорных впадин (континентальные моласы — орогенные)	++	+?	—	+++
II. Паралические — на наклонных к морю равнинах	3. Эпейрогенные — впадины от формирующейся горной цепи	+	+?	—	—
	4. Орогенные — вблизи от формирующейся горной цепи	+	—	+++	+++
III. Морские	Эпейрогенные				
	5. Формации морей с плоским и низким водосбором (карбонатные)	+++	+	—	—
	6. Формации морей с умеренно расчлененным водосбором (терригенно-карбонатные, терригенно-кремнистые)	++	++	—	—
	7. Формации морей с сильно расчлененным водосбором (терригенные)	+	+++	+++	+++
	Орогенные				
	8. Флишевые и флишеподобные формации (терригенные)	—	+++	+++	+?
	9. Морские молассовые формации (терригенные)	—	—	+++	+++

Примечание. + — встречается редко; ++ — встречается обычно; +++ — весьма типичен для данного гомологического ряда; — отсутствует; ? — предположительное наличие.

Г. И. Теодорович [1959]

ТИПЫ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ можно объединить в следующие главные группы: 1) ф., характеризующие тектонические элементы земной коры и отвечающие определенным стадиям тектонического развития, что особенно четко выражается в краевых прогибах, 2) ф., связанные в основном не только с тектоническими, но и с климатическими условиями, что более наглядно видно на многих континентальных и лагунных ф., 3) ф. сходные как в геосинклиналях, так и в платформенных регионах, когда решающим признаком отличия становится мощность отношений (это относится к карбонатным ф.), 4) эффузивно-осадочные и эффузивно-туфогенно-осадочные ф., представляющие крайние типы осадочных формаций.

В. И. Попов [1960б]

КЛАССИФИКАЦИЯ ОСАДОЧНЫХ И ЭФФУЗИВНЫХ ФОРМАЦИЙ основывается на выделении формационных рядов, классов и комплексов или геогенераций *.

А. П. Виноградов (ред.) [Атлас..., 1961—1962]

КЛАССИФИКАЦИЯ ФОРМАЦИЙ проведена в связи с составлением палеотектонических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления масштаба 1 : 5 000 000 и отражена в легенде к ним, где выделены следующие группы ф.:

Группа терригенных формаций

Сланцевая (аспидная) формация	Моласса	*Нижняя морская моласса*
Формация темных глин		Верхняя морская моласса
Формация кварцевых песков и глин		Верхняя континентальная моласса
Формация глауконитовых и фосфоритовых песков и песчаников		Формация битуминозных глин, мергелей и горючих сланцев
		Соленосная формация
Формация кварцевых и аркозовых песков и песчаников	Флиш	Карбонатный флиш
		Терригенный флиш
Формация полимиктовых песков		Терригенная флишоидная формация
Красноцветная формация		
Формация кремнистых глин и опок		Туфогенный флиш

Группа карбонатных формаций

Формация мела и мелоподобных мергелей
Формация пелитоморфных известняков и мергелей

* Более детальную классификацию см. табл. 7.

Формация зоогенных известняков
Формация доломитов и ангидритов (гипсов)
Рифовая формация. Зоны развития рифов

Группа угленосных формаций

Паралическая угленосная формация (нижняя угленосная моласса)
Лимническая угленосная формация

Л. Б. Рухин [1962]

ГРУППЫ ФОРМАЦИЙ выделены в соответствии с основными типами структур земной коры.

I. *Геосинклинальная группа ф.* Образуется в эпоху общего погружения геосинклинальной системы и поэтому сложена морскими осадочными и вулканогенными отложениями. Она включает:
1. Эвгеосинклинальные ф., образующиеся в прогибах между сближенными дугами. Вулканогенные толщи широко распространены.
2. Миоэвгеосинклинальные ф., возникающие в прогибах между умеренно удаленными дугами. Вулканогенные толщи играют второстепенную роль.
3. Миогеосинклинальные ф., сложенные преимущественно осадочными породами:
а) внешние — накапливающиеся с внешней стороны дуг (одиночных или значительно удаленных друг от друга двойных дуг),
б) внутренние — образующиеся с внутренней стороны дуг.
4. Эвгеосинклинальные ф., формирующиеся с внешней стороны дуг.

II. *Переходная группа формаций.* Образуется во время общего подъема горных сооружений и поэтому сложена главным образом континентальными и лагунными отложениями. Она включает:
1. Ф., образующиеся в эпоху общего поднятия геосинклинальных систем:
а) ф. внешних прогибов, расположенных с внешней стороны дуг;
б) ф. тыловых прогибов, образующихся с внутренней стороны дуг.
2. Ф., накапливающиеся у подножия поднимающихся глыбовых гор:
а) ф. межгорных депрессий;
б) ф., образующиеся на периферии глыбовых гор.

III. *Платформенные группы ф.* включают:
1. Ф. участков платформ, прилежащих к действующим геосинклинальным системам.
2. Ф. участков платформ, смежных с недавно потерявшими активность геосинклинальными областями.
3. Ф. наиболее стабильных участков платформы.

М. В. Чуринов, И. М. Цыпина, В. П. Лазарева, 1962 г.

В зависимости от структурно-тектонических условий ф. подразделяются *на геосинклинальные, платформенные* и *переходные*. Различают ф. коренных и поверхностных отложений. Среди первых называются: 1) ф. интрузивных пород, 2) ф. эффузивных пород, 3) ф. метаморфических пород, 4) терригенная (сероцветная) ф., 5) терригенно-*карбонатная* ф., 6) карбонатная ф., 7) молассовая ф., 8) флишевая ф., 9) угленосная ф., 10) соленосная ф., 11) красноцветная ф. Среди генетических типов ф. поверхностных отложений авторы перечисляют много разных типов, например, моренный, озерно-болотный, аллювиальный, гравитационный, туфовый и туфолавовый и т. д. [Вассоевич, 1966].

А. В. Орлова, Е. Т. Шаталов, 1963 г.

Фациально-петрографическая классификация осадочных и вулканогенных *пород* (*формаций* — В. Попов) приведена в монографии В. И. Попова [1966].

Н. П. Херасков [1963, 1967б]

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ФОРМАЦИЙ, которая вместе с тем является и тектонической классификацией, имеет следующий вид:

I. *Платформенные ф.:*	II. *Геосинклинальные ф.:*	III. *Орогенные ф.*
а) автохтонные,	а) автохтонные,	(автохтонные):
б) аллохтонные.	б) аллохтонные.	1) геоантиклинальные,
		2) эпигеосинклинальные,
		3) катаплатформенные,
		4) метаплатформенные.

И. И. Потапов [1964]

ФОРМАЦИИ ПОДРАЗДЕЛЕНЫ на три группы: *тектогенные, климатогенные* и *вулканогенные ф.* К тектогенным принадлежат все существенно обломочные ф.: аспидная, флиш, молассы, терригенные и др.; к климатогенным — карбонатные, соленосные, ледниковые, красноцветные, к вулканогенным — спилито-кератофировые, порфиритовые, кремнистые и др. Климатогенные и в особенности вулканогенные ф. в *значительной* степени зависят, конечно, и от тектонического фактора.

Схема классификации ф. (типовые формационные ряды основных геоструктурных зон) И. И. Потапова приведена в т. 1.

Л. Д. Белый [1964]

СХЕМА КЛАССИФИКАЦИИ ФОРМАЦИЙ И КРУПНЫХ ВНУТРИФОРМАЦИОННЫХ ТАКСОНОМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ, составленная по литологическим, тектоническим и климатическим признакам, приведена в т. 1.

В. И. Попов, 1964 г. [1966]

КЛАССИФИКАЦИЯ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ разработана на фациально-петрографической основе (табл. 7).

Примеч.: Опыт классификации осадочных формаций, предложенный В. И. Поповым [1966], нельзя признать удачным из-за чрезвычайной громоздкости, а главное — из-за невыдержанности основных принципов классификации [Крашенинников, 1968].

Я. М. Левитес [1965, 1979]

КЛАССИФИКАЦИЯ ФОРМАЦИЙ НА ГРУППЫ основана на связи *их с крупными структурами земной коры.*

Группа геосинклинальных ф.: глинисто-сланцевые ф., кремнисто-вулканогенные ф., карбонатные ф., флишевые ф., молассовые ф.

Группа платформенных ф.: угленосно-бокситово-железистые ф., кварцево-песчаные ф., известняковые ф.

В. Н. Шванов [1965]

КЛАССИФИКАЦИЯ ТЕРРИГЕННЫХ ТИПОВ ФОРМАЦИЙ построена с учетом конвергенции признаков (табл. 8).)

В. М. Синицын [1967]

КЛАССИФИКАЦИЯ ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ проведена по климатической зональности и выделены:

I. Формации тропического и почти тропического климата.
   1. Континентальные: олигомиктовая, близкая мономиктовой, олигомиктовая (пестроцветы), олигомиктовая, переходная к мезомиктовой (преимущественно красноцветы), карбонатные и гипсоносные мезомиктовые красноцветы, сильно карбонатные и гипсоносные (пустынные), полимиктовые красноцветы.
   2. Морские: высококарбонатная и экстракарбонатная, карбонатно-сульфатная и соленосная.

II. Сильно ослабленного тропического и субтропического климата.
   1. Континентальные: олигомиктовая, близкая мезомиктовой (полулатериты), мезомиктовая угленосная, карбонатные

Таблица 7

Фациально-петрографическая классификация осадочных формаций
[Попов, 1966]

Комплексы формаций	Формации	Динамические фациальные свиты
Ряд А. Алюмосиликатные формации (терригенные осадочные и туфогенные вулканогенно-осадочные)		
I семейство. Перерывные терригенные формации (в поднятиях, осадочные и туфогенные вулканогенно-осадочные)	I. Перерывные нерасчлененные	
Iа. Комплекс Р, П, Пр наземных перерывных ф. СО, ПО, ОД, ПОр, КП, ГЯ, ГМЯ, Пс, Пл, ПП	Iа. Р, П, Пр наземные перерывные нерасчлененные Iа1. Р, П, Пр наземная перерывная сероцветная (ледовая, холодноклиматическая) Iа2. Р, П, Пр наземная перерывная серо-буроцветная умеренно климатическая) Iа3. Р, П, Пр наземная перерывная зелено-красноцветная (сухо-жарко-климатическая) Iа4. Р, П, Пр наземная перерывная темно-пестроцветная (влажно-жаркоклиматическая) Iа5. Р, П, Пр наземная перерывная туфо-лаво-конгломератовая	Элювиальная, склоновая, долиннопотоковая
Iб. К, Р, П, Пр подводных перерывных ОД, ПОр?, (КП?), ГЯ, ГМЯ, (Пс?), Пл	Iб. Р, П, Пр подводные перерывные нерасчлененные Iб1. Р, П, Пр подводная перерывная брекчиевая	Подводно-склоновая
II семейство. Наземные терригенные (моласовые) формации (осадочные и вулканогенно-осадочные)	II. Наземные терригенные нерасчлененные	

Комплексы формаций	Формации	Динамические фациальные свиты
IIа. К, Р, П (подгорных наземных) молассовых (в узком смысле) СО, ПО, ОД, ПОр, ГЯ, ГМЯ, Пс, ПП Подкомплекс собственно молассы Подкомплекс туфомолассовые ф.	IIа. Р, П (подгорные наземные) молассовые нерасчлененные IIа1. Р, П молассовая сероцветная (ледовая холодноклиматическая) IIа2. Р, П молассовая серо-буроцветная (умеренно климатическая) IIа3. Р, П молассовая зелено-красноцветная (сухо-жаркоклиматическая) IIа4. Р, П молассовая темно-пестроцветная (влажно-жаркоклиматическая угленосная) IIа5. Р, П туфомолассовая сероцветная (ледовая холодноклиматическая) IIа6. Р, П туфомолассовая серо-буроцветная (умеренно климатическая) IIа7. Р, П туфомолассовая зелено-красноцветная (сухо-жаркоклиматическая) IIа8. Р, П туфомолассовая темно-пестроцветная (влажно-жаркоклиматическая угленосная)	Подгорно-веерная, равниннодолинная (эолово-равнинная)
IIб. К, Р, П (равнинно-наземных) молассовидных КП, Пл	IIб. Р, П (равнинно-наземные) молассовидные нерасчлененные IIб1. Р, П молассовидная сероцветная (ледовая холодноклиматическая) IIб2. Р, П молассовидная серо-буроцветная (умеренно климатическая) IIб3. Р, П молассовидная зелено-красноцветная (сухо-жаркоклиматическая) IIб4. Р, П молассовидная темно-пестроцветная (влажно-жаркоклиматическая угленосная)	

Комплексы формаций	Формации	Динамические фациальные свиты
III семейство. Прибрежные терригенные формации (осадочные и туфогенные вулканогенно-осадочные)	III. Прибрежные туфогенные нерасчлененные	
IIIа. К, Р, П (центрально)-озерных прибрежных (КП?), (ГЯ), Пс, Пл, ПП	IIIа. Р, П (центрально)-озерные прибрежные нерасчлененные IIIа1. Р, П озерная прибрежная песчанико-пелитовая	Подводнодельтовая (мелкозаливная), волноприбойная
IIIб. К, Р, П лагунных и морских (горно-прибрежных терригенных, шлировых) РО?, СО, ПО, ОД, ПОр, ГЯ, ГМЯ, Пс, ПП	IIIб. Р, П лагунные и морские (горно-прибрежные терригенные) шлировые нерасчлененные IIIб1. Р, П лагунная и морская шлировая (собственно) IIIб2. Р, П лагунная и морская туфо-шлировая	
IIIв. К, Р, П лагунных и морских (равнинно-прибрежных терригенных шлировидных КП, Пл	IIIв. Р, П лагунные и морские (равнинно-прибрежные) шлировидные нерасчлененные IIIв1. Р, П лагунная и морская шлировидная сероцветная (ледовая холодноклиматическая айсберговая) IIIв2. Р, П лагунная и морская шлировидная серо-буроцветная (умеренно климатическая) IIIв3. Р, П лагунная и морская шлировидная зелено-красноцветная (сухо-жаркоклиматическая) IIIв4. Р, П лагунная и морская шлировидная темно-пестроцветная (влажно-жарко-климатическая) IIIв5. Р, П лагунная и морская шлировидная кварц-песчаная (жарко-климатическая)	

Комплексы формаций	Формации	Динамические фациальные свиты
(IIIг) (Р?П) (паралические псевдофлишоидные полиформационные толщи; ритмическое частое переслаивание наземно-равнинных и прибрежно-морских формаций) Пс, ПП	IIIг. С, П (паралические псевдофлишоидные нерасчлененные толщи) IIIг1. (П) [паралическая псевдофлишоидная зелено-красноцветная (сухо-жаркоклиматическая) толща] IIIг2. (П) [паралическая псевдофлишоидная темно-пестроцветная (влажно-жаркоклиматическая) толща]	Равнинно-долинная, подводнодельтовая и др.
IV семейство. Удаленные терригенные формации (осадочные и вулканогенно-осадочные) IVа. К, СР, СП (центрально)-озерных пелитовых СО, ПО?, ПОр, (КП?), (ГЯ), Пс, Пл, ПП	IV. Удаленные терригенные нерасчлененные IVа. СР, СП (центрально)-озерные пелитовые нерасчлененные IVа1. СР, СП кратерно-озерная пелитовая IVа2. СР, СП озерная мелководная пелитовая IVа3. СР, СП озерная глубоководная пелитовая IVа4. СР, СП озерная битуминозно-сланцеватая	Доннотечениевая, центрально-отстойная
IVб. К, С лагунных пелитовых КП, ГЯ, ГМЯ, Пс, Пл, ПП	IVб. С лагунные пелитовые нерасчлененные IVб1. С лагунная (окислительная) пелитовая (несоленосная, безрудная) IVб2. С лагунная (окислительная) пелитовая (соленосная) IVб3. С лагунная застойная пелитовая окислительная рудоносная IVб4. С лагунная застойная пелитовая углеродистая	Доннотечениевая, центрально-отстойная

Комплексы формаций	Формации	Динамические фациальные свиты
IVв. К, С морских удаленных пелитовых (аритмичных или грубоаритмичных) РО, СО, ПО, ОД, ПОр, КП, ГЯ, ГМЯ, Пс, Пл, (ПП?)	IVв. С морские удаленные пелитовые нерасчлененные IVв1. С морская удаленная аспидная IVв2. С морская удаленная подводно-тиллитовая (айсберговая) IVв3. С морская удаленная туфопелитовая IVв4. С морская удаленная тонкопелитовая (аритмичная) IVв5. С морская удаленная тонкопелитовая рудоносная	То же и айсберги, доннотечениевая, центрально-отстойная
IVг. К, С морских флишоидных (правильно ритмичных) РО, СО?, ПО, ОД, ПОр, КП, ГЯ, ГМЯ	IVг. С морские флишоидные нерасчлененные IVг1. С морская собственно флишоидная (двухкомпонентная) IVг2. С морская флишевая (трехкомпонентная) IVг3. С морская туфофлишоидная	Мутьевые, вторичная, доннотечениевая (флюксотурбидиты), центрально-отстойная Центрально-отстойная
IVд. К, С абиссальных оозовых красноглинных РО, СО, ПО, ОД	IVд. С оозовые красноглинные нерасчлененные IVд1. С оозовая красноглинная внетропическая IVд2. С оозовая красноглинная тропическая	

Несиликатные (осадочные и пневмато-гидротермальные осадочные) формации

Ряд Б. Силицитовые формации

V семейство. Силицитовые формации (хемогенные, биогенные осадочные и пневмато-гидротермально-осадочные) Va. К, СР, СП (центрально)-озерных силицитовых (КП?), (ГЯ), (Пс?), Пл, ПП	V. Силицитовые нерасчлененные Va. СР?, СП (центрально)-озерные силицитовые нерасчлененные Va1. СР? озерная диатомитовая Va2. СР?, СР озерная спонголитовая	Подводнодельтовая, мелкозаливная, центрально-отстойная

Комплексы формаций	Формации	Динамические фациальные свиты
Vб. К, СР, СП лагунных и морских прибрежных силицитовых ОД, ПОр, ГЯ, ГМЯ?, Пс?, Пл, (ПП)	Vб. СР, СП лагунные и морские прибрежные силицитовые нерасчлененные Vб1. СР, СП лагунная и морская прибрежная туфо-силицитовая Vб2. СР, СП лагунная и морская прибрежная песчанико-силицитовая	Подводнодельтовая, мелкозаливная, волноприбойная
Vв. К, СР, СП лагунных и морских удаленных силицитовых РО, СО, ПО, ОД, ПОр, КП, ГЯ, ГМЯ, Пс, Пл	Vв. СР, СП лагунные и морские удаленные силицитовые нерасчлененные Vв1. СР, СП лагунная и морская удаленная (частью прибрежная?) силицито-пелитовая Vв2. СР?, СП лагунная и морская удаленная (частью прибрежная?) силицито-углеродистая Vв3. СР, СП лагунная и морская удаленная опоко-яшмовая Vв4. СР?, СП лагунная и морская удаленная марганцовисто-железисто-силицитовая Vв5. СР, СП лагунная и морская удаленная железисто-силицитовая (джеспилитовая) Vв6. СР, СП лагунная и морская удаленная (частью прибрежная) диатомитовая Vв7. СР, СП лагунная и морская удаленная (частью прибрежная?) спонголитовая	Доннотечениевая, центрально-отстойная
Vг. К, С абиссальных оозовых силицитовых РО, СО, ПО, ОД	Vг. С абиссальные оозовые силицитовые нерасчлененные Vг1. С оозовая диатомитовая Vг2. С оозовая радиоляриевая Vг3. С оозовая спонголитовая	Центрально-отстойная

Комплексы формаций	Формации	Динамические фациальные свиты
	Ряд В. Карбонатные формации	
VI семейство. Карбонатные формации (хемогенные и биогенные осадочные)	VI. Карбонатные нерасчлененные	
VIа. К, СР, СП (центрально)-озерных карбонатных КП, ГМЯ, Пс, Пл, ПП	VIа. СР, СП (центрально)-озерные карбонатные нерасчлененные	Мелкозаливная, центрально-отстойная
	VIа1. СР, СП озерная пелитоморфная карбонатная	
	VIа2. СР, СП озерная прибрежно-карбонатная	
	VIа3. СР, СП озерная мергельно-известняковая	
VIб. К, СР, СП лагунных карбонатных КП, ГЯ, ГМЯ, Пс, Пл, ПП	VIб. СР, СП лагунные карбонатные нерасчлененные	Мелкозаливная, волноприбойная, центрально-отстойная
	VIб1. СР, СП лагунная карбонатная слоистая	
	VIб2. СР, СП лагунная карбонатная рифогенная	Рифогенная
	VIб3. СР?, СП лагунная мергельная и карбонатно-сланцевая	Доннотечениевая?
VIв. К, СР, СП морских мелководных прибрежных и карбонатных РО, СО, ПО, ОД, ПОр, КП, ГЯ, ГМЯ, Пс, Пл, ПП	VIв. СР, СП морские мелководные прибрежные карбонатные нерасчлененные	Мелкозаливная, волноприбойная
	VIв1. СР, СП морская мелководная карбонатная слоистая	
	VIв2. СР, СП морская мелководная отдаленная карбонатная массивно-слоистая (ургонская)	
	VIв3. СР, СП морская мелководная карбонатная рифогенная (прибрежная и отдаленная)	Рифогенная

Комплексы формаций	Формации	Динамические фациальные свиты
VIг. К, СР, СП морских мелководных удаленных карбонатных РО, СО, ПО, ОД, ПОр, КП, ГЯ, ГМЯ, Пс, Пл, ПП	VIг. СР, СП морские мелководные удаленные карбонатные нерасчлененные VIг1. СР, СП морская мелководная удаленная карбонатная слоистая VIг2. СР, СП морская мелководная удаленная мергельная и карбонатно-сланцевая	Доннотечениевая, центрально-отстойная
	VIг3. СР, СП морская мелководная удаленная карбонатно-флишевая	Мутьевые, вторичная доннотечениевая (флюксотурбидиты)
VIд. К, СР, СП морских глубоководных удаленных карбонатных	VIд. СР, СП морские глубоководные удаленные карбонатные нерасчлененные	Центрально-отстойная, доннотечениевая, мутьевые
РО, СО, ПО, ОД, ПОр?, (КП?), ГЯ, ГМЯ, Пс?	VIд1. СР, СП морская глубоководная карбонатная слоистая VIд2. СР, СП морская глубоководная мергельная и карбонатно-сланцевая	Доннотечениевая
	VIд3. СР, СП морская глубоководная карбонатно-флишевая	Мутьевые, вторичная доннотечениевая (флюксотурбидиты)
VIе. К. СР, СП абиссальных оозовых карбонатных *РО, СО, ПО, ОД*	VIе. С морские абиссальные оозовые карбонатные нерасчлененные VIе1. *С морская оозовая* птероподовая VIе2. С морская оозовая глобигериновая	Центрально-отстойная

Комплексы формаций	Формации	Динамические фациальные свиты
	Ряд Г. Галогенные формации	
VII семейство. Галогенные формации (*хемогенные и* пневмато-гидротермально-осадочные)	VII. Галогенные нерасчлененные	
VIIа. К, Р, П (*центрально*)-озерных и (солончаковых) галогенных (эвапоритовых)	VIIа. Р, П (центрально)-озерные (и солончаковые) галогенные (эвапоритовые) нерасчлененные	Равнинно-долинная, мелкозаливная, центрально-отстойная
(КП?), ГЯ, Пс, Пл, ПП	VIIа1. Р, П озерная (и солончаковая) *гипсовая* VIIа2. Р, П озерная (и солончаковая) сульфат-галитная VIIа3. Р, П озерная (и солончаковая) полигалогенная VIIа4. Р, П озерная (и солончаковая) селитряная	
VIIб. К. Р. П *лагунных* галогенных (эвапоритовых) (21, 65) КП, ГЯ, Пс, Пл, ПП	VIIб. Р, П лагунные галогенные (эвапоритовые) нерасчлененные VIIб1. Р, П лагунная доломито-гипсовая VIIб2. Р, П лагунная *гипсоангидритовая* VIIб3. Р, П лагунная сульфат-галитная VIIб4. Р, П лагунная полигалогенная калиеносная бессульфатная VIIб5. Р, П лагунная полигалогенная калиеносная сульфатная	Мелкозаливная, центрально-отстойная

Формационные ряды: СО — срединноокеанические, РО — равнинно-океанические, ПО — периферийно-океанические, ПОр — праорогенные, ОД — островные дуги, *КП* — квазиплатформенные, ГЯ — геосинклинальные ядерные, ГМЯ — геосинклинальные междуядерные, Пс — постумные, Пл — платформенные, ПП — постплатформенные. *Этап ряда и соответствующие формации:* Р — *ранняя*, СР — средне-ранняя, С — средняя, СП — средне-поздняя, П — поздняя, Пр — промежуточная. Цифры в скобках обозначают порядковые номера данного комплекса в обобщенном формационном ряду. *Алюмосиликатные формации:* а — терригенные нерасчлененные, б — пелитовые нерасчлененные, в — красноцветные, г — застойные, д — рудоносные *формации*.

Таблица 8

Классификация терригенных типов формаций и групп конвергентных типовых формаций
[Шванов, 1965]

I. Группа угленосных формаций

Тип 1. Паралические толщи континентальных, морских и переходных осадков с олигомиктово-кварцевой песчаной терригенной частью. Мощность — десятки или сотни метров. Сформированы на приморских равнинах	Синеклизы устойчивых платформ	Нижневизейские отложения Московской синеклизы
Типы 2 и 3. Паралические толщи континентальных, морских и переходных осадков с олигомиктово-полимиктовой песчаной и грубообломочной терригенной частью. Мощность — сотни и тысячи метров. Сформированы на приморских равнинах	Подвижные платформы	Ашлярикская и нижняя часть карагандинской свиты Карагандинского бассейна
	Передовые прогибы	Угленосная толща Донецкого карбона
Типы 4 и 5. Лимнические толщи, близкие к паралическим, но лишенные морских отложений. Обломочные породы представлены олиго- и полимиктовыми песчаниками, гравелитами, реже — конгломератами. Мощность обычно — тысячи метров. Сформированы на внутриконтинентальных равнинах	Подвижные платформы	1. Юрские отложения Южной Якутии 2. Верхняя часть карагандинской и алабасская свиты Карагандинского бассейна
	Краевые прогибы	Балахонская и кольчугинская свиты Кузбасса
Типы 6, 7 и 8. Лимнические толщи, фациально не выдержанные по простиранию. Обломочные породы представлены полимиктовыми песчаниками и конгломератами. Встречается пирокластический материал. Мощность — сотни метров. Сформированы в межгорных и предгорных впадинах	Послеинверсионные прогибы геосинклиналей	Нижний карбон восточного склона Среднего Урала
	Доинверсионные прогибы геосинклиналей	Средняя юра Ткибульского района
	Прогибы в областях активизации	Нижне- и среднеюрские отложений Средней Азии

2. Группа флишевых формаций

Типы 1 и 2. Формации терригенно-карбонатного флиша	Внутригеосинклинальные послеинверсионные и передовые прогибы	Меловые и палеогеновые флишевые отложения Кавказа
	Синеклизы платформ (?)	Верхнекембрийские отложения Суханского прогиба (Сибирская платформа)
Типы 3 и 4. Формации терригенного флиша	Внутригеосинклинальные послеинверсионные и передовые прогибы	Средне-верхнекаменноугольные отложения Южного Урала
	Прогибы начальных этапов развития геосинклиналей	1. Таврическая свита Крыма 2. Нижний кембрий Тейско-Канского прогиба

3. Группа сланцево-граувакковых формаций

(встречается только в геосинклинальных областях. Примеры: зилаирская серия Южного Урала, толщи средней, верхней юры Юго-Восточного Кавказа, нижнесреднекембрийские отложения Кузнецкого Алатау, нижнекембрийские граувакковые толщи Приенисейского прогиба)

4. Группа глинисто-сланцевых формаций

Типы 1—4. Глинисто-сланцевые формации, в той или иной степени обогащенные песчаными и алевролитовыми породами	Платформы (глинисто-сланцевые формации в граптолитовых фациях)	Силурийские отложения северо-западной части Сибирской платформы
	Прогибы начальных этапов развития геосинклиналей (в том числе «аспидные» формации и глинисто-сланцевые в граптолитовых фациях)	Силурийские отложения Туркестано-Алайской области
	Прогибы средних этапов развития геосинклиналей (терригенные аналоги карбонатных формаций)	Нижнепермские отложения Верхоянского хребта
	Передовые прогибы заключительных этапов развития геосинклиналей (глинистые формации майкопского типа)	Средний олигоцен — нижний миоцен Предкавказья

Тип. 5. Глинисто-сланцевые толщи в переслаивании с туфо-песчаниками, туфами и эффузивами	Внутренние прогибы начальных этапов развития геосинклиналей («аспидные» формации и глинисто-сланцевые подформации в осадочно-вулканогенных формациях)	Отложения силура — нижнего девона Южного Урала
Типы 6—8. Кремнисто-глинисто-сланцевые толщи	Внутренние прогибы начальных этапов развития геосинклиналей	Нижняя часть сакмарской свиты Южного Урала
	Внешние прогибы средних этапов развития геосинклиналей	Отложения нижнего карбона Зилаирского синклинория (Куруильская формация)
	Передовые прогибы поздних этапов развития геосинклиналей	Менилитовая свита Карпат
Тип 9. Известняково-глинисто-сланцевые толщи	Внутренние прогибы средних этапов развития геосинклиналей	Нижнекембрийские отложения Приенисейского прогиба

5. Группа морских конгломерат-песчано-глинистых формаций (нижняя морская сероцветная моласса)

В составе морской молассы можно выделить несколько породных ассоциаций, каждая из которых сформирована в определенных физико-географических условиях. Такими ассоциациями являются: 1) континентальные дельтовые и мелководно-морские толщи песчано-гравийно-конгломератовых пород, 2) морские песчано-алевролито-глинистые отложения, 3) глинистые, нередко битуминозные и глинисто-алевритовые породы, 4) обломочно-глинисто-карбонатные и 5) карбонатные известняково-доломитовые отложения. Указанные ассоциации закономерно сменяют друг друга в направлении от высокоподнятой суши формирующейся складчатой области в сторону прилежащей платформы. Примеры: миоценовые отложения Альп, нижнепермские отложения Южного Урала, осадки хадумского горизонта и нижней части неогена Юго-Восточного Кавказа.

6. Группа сероцветных континентальных песчано-конгломератовых формаций, известных под названием верхних моласс

Группа включает два литолого-структурных типа моласс: окраинные, накоплением которых завершается развитие геосинклинальных областей (например, продуктивная толща Апшеронского полуострова) и внутриконтинентальные, образованные в областях тектонической активизации (неогеновые сероцветные молассы Средней Азии).

7. Группа красноцветных формаций

Тип 1. Красноцветные прибрежные и прибрежно-континентальные толщи с олигомиктово-кварцевой песчаной обломочной частью. Мощность — метры и десятки метров	Устойчивые платформы	Оболовые песчаники *нижнего ордовика* северо-западной части Русской платформы
Тип 2—4. Красноцветные континентальные толщи с олигомиктовой песчаной обломочной частью. Мощность — десятки и сотни метров	Устойчивые платформы	Средне-верхнедевонские отложения северо-запада Русской платформы.
	Подвижные платформы	Отложения среднего триаса Волго-Эмбенской области
	Складчатые области эпохи пенепленизации	Триасовые отложения Тянь-Шаня
Типы 5—9. Красноцветные толщи преимущественно аллювиального происхождения с полимиктовыми песчаниками, конгломератами и иногда эффузивными породами кислого состава и их туфами	Синеклизы подвижных платформ	Джезказганская свита медистых песчаников Центрального Казахстана
	Депрессии ранних этапов развития зон активизации	Нижнемеловые отложения Средней Азии
	Поздние этапы развития зон активизации (красноцветные внутриконтинентальные молассы)	Нижняя часть разреза неогеновых моласс Средней Азии
	Передовые прогибы (красноцветные окраинные молассы)	Отложения уфимского яруса западного Приуралья
	Внутренние прогибы орогенных этапов развития складчатых зон	Пермо-триасовая ханакинская свита Гиссарского хребта

8—9. Группа сероцветных континентальных песчано-глинистых и группа морских флишоидных формаций

пестроцветы, пестроцветная монтмориллонитовая, карбонатные полимиктовые сероцветы.

2. Морские: умеренно карбонатная.

III. Умеренного и арктического климата.

1. Континентальные: полимиктовая, эоловая формация: а) пески, б) лессы; ледниковая континентальная: льды.
2. Морские: бескарбонатная, ледниковая-морская.

Примеч.: Для палеоклиматических реконструкций выделение ф. осадочных пород должно основываться исключительно на признаках, обусловленных климатом времени и места их образования. Такие «климатические» ф. принято называть литогенетическими, в отличие от обычных литологических ф., учитывающих в основном тектонические условия образования осадков [Синицын, 1967].

В. Е. Хаин [1964, 1973] *

КЛАССИФИКАЦИЯ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ, построенная на основе анализа типовых формационных рядов основных геоструктурных зон, приведена в т. 1.

Н. В. Логвиненко [1967, 1974]

КЛАССИФИКАЦИЯ ФОРМАЦИЙ проведена по тектоническому, фациальному и вещественному принципам.

По *тектоническому* принципу выделены:
геосинклинальные — глинисто-сланцевые, флишевые, вулканогенно-кремнистые, карбонатные, угленосные, молассовые и некоторые другие; переходные — нефтематеринские, молассовые, красноцветные, лагунно-соленосные и др.; платформенные — глауконито-фосфоритовые, карбонатные, некоторые угленосные и др.

По *фациальному* принципу:
континентальные аридные, континентальные гумидные, континентальные нивальные, переходные лагунно-заливные и дельтовые, морские шельфовые, морские батиальные, морские абиссальные.

По *вещественному* составу: терригенные, карбонатные, соленосные, глауконито-фосфоритовые, бокситовые, вулканогенно-осадочные, железисто-марганцевые и другие формации.

А. П. Виноградов (ред.) [Атлас..., 1967—1969]

КЛАССИФИКАЦИЯ ФОРМАЦИЙ разработана в связи с составлением палеотектонических карт СССР масштаба 1 : 7 500 000 и служит легендой к ним, где выделены следующие группы:

Группа терригенных, терригенно-карбонатных и угленосных формаций. Преимущественно платформенные формации: песчано-галечная, песчаная, глинистая, горючих сланцев, битуминозных мергелей и глин, кремнистых глин

---

* Классификация, опубликованная в 1964 г., имеет некоторые несущественные отличия от приводимой.

и опок, песков и глин, терригенная с существенным содержанием глауконита, терригенная с существенным содержанием красноцветов, лимническая угленосная, паралическая угленосная. Преимущественно геосинклинальные формации: аспидная, граувакковая, терригенная флишоидная; флиш — терригенный, карбонатный, карбонатно-терригенный, туфогенный. Преимущественно орогенные формации: моласса — нерасчлененная, песчано-глинистая, соленосная, грубообломочная, угленосная, красноцветная.

Группа хемогенно-биогенных формаций. Платформенные формации: соленосная, гипсоносно-карбонатная, доломитовая, известняково-доломитовая, известняково-доломитово-терригенная, известняково-доломитово-терригенно-гипсоносная, доломитово-терригенная, мела и мелоподобных мергелей. Геосинклинальные формации: известняковая органогенная, известняковая, известняково-глинистая, карбонатно-терригенная, рифовая, карбонатно-кремнистая, кремнистая, кварцито-сланцевая.

Группа вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций. Преимущественно платформенные формации: андезито-базальтовая, платобазальтовая (трапповая), трахибазальтовая. Преимущественно геосинклинальные формации: кератофир-спилит-диабазовая, базальто-андезитовая и андезитовая (порфиритовая), вулканогенно-кремнистая. Преимущественно орогенные формации: липаритовая, липарито-дацитовая (порфировая), андезито-липаритовая, андезитовая (базальто-андезитовая, дацито-андезитовая), андезито-базальтовая, трахитовая, щелочных базальтоидов.

М. В. Муратов, В. М. Цейслер [1968б]

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ФОРМАЦИЙ выделены для складчатых геосинклинальных поясов (табл. 9).

Э. Н. Янов и др. [Рабочая легенда..., 1968]

КЛАССИФИКАЦИЯ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ разработана в связи с составлением карты осадочных и вулканогенных формаций СССР масштаба 1 : 2 500 000 во ВСЕГЕИ (табл. 10). Поскольку рабочая легенда этой карты, разработанная в 1968 г., полностью отражает результаты классифицирования, она приводится без изменений.

Типы осадочных формаций:

Геосинклинальная надгруппа формаций: рифовая, слоистоизвестняковая (геосинклинального типа), доломитовая, кремнисто-карбонатная, карбонатно-глинисто-песчаная, глинистая (геосинклинального типа), полимиктовая глинисто-песчаная, граувакковая (в т. ч. подформации — алеврито-песчаная, песчаю-конгломератовая), туфо-алеврито-песчаная, туфо-песчано-конгломератовая, флишевая [в т. ч. подформации — «дикого флиша», песчаного флиша, глинистого («черного») флиша, карбонатного флиша, туфогенного флиша, кремнистого флиша, суб-

Основные типы формаций складчатых геосинклинальных поясов
[Муратов, Цейслер, 1968б]

Геосинклинальных структур				Орогенные (молассовые)			Состав		Строение
Геосинклинальных прогибов		Геоантиклинальных поднятий	Срединных массивов	Горных поднятий	Прогибов				
„Ранних"	„Поздних"				Межгорных	Предгорных			
Глинисто-сланцевые, граувакковые		Песчано-конгломератовые, угленосные, глинисто-сланцевые красноцветные, пестроцветные и сероцветные, песчано-глинистые	Кварцево-глауконитовых и полимиктовых песчаников	Песчано-конгломератовые Кор выветривания	Песчаниково-конгломератовые (грубая моласса), красноцветные, пестроцветные и сероцветные песчано-глинистые, угленосные (лимнические, паралические)		Песчано-глинистые	Осадочные	Флишевые и флишоидные | Груборитмичные и направленного строения
Темных тонкослоистых и массивных известняков, мелоподобных известняков, известняково-доломитовые		Рифовых известняков, брекчиевидных известняков	Слоистых пелитоморфных известняков, органогенных известняков, известняково-доломитовые		Рифовых известняков, ракушечных известняков. Тонкослоистых битуминозных известняков		Карбонатные		
			Галогенно-сульфатные		Сульфатные галогенные		Галогенные		
Кератофировая, спилито-диабазовая, спилито-кератофировая, порфиритовая, (андезитовая), дацитовая трахиандезитовая, яшмовая, кремнисто-сланцевые Туфогенный флиш		Порфиритовая (андезитовая), кварц-кератофировая		Базальтовая, базальтово-андезито-дацитовая, липаритовая (дацито-липаритовая)	Вулканогенно-терригенные	Не характерны	Вулканогенные и вулканогенно-осадочные		
Терригенный флиш «Глинистый флиш»	Карбонатный флиш					Терригенный флиш	Осадочные		

Таблица 10

Классификация осадочных формаций
[Яков, Малич, 1968]

Надгруппа	Геосинклинальная		Переходная (орогенная)			Платформенная		
Группа	Геосинклинальная	Геоантиклинальная	Эпигеосинклинальная	Постконсолидационная	Катаплатформенно-авлакогенная	Платформенная		Квазиплатформенная
Подгруппа	Эвгеосинклинальная	Приокеосинклинальная	Приеосинклинальная	Межгорная	Авлакогенная	Перипорогенная	Перикратонная	Кратонная
	Флишево-миогеосинклинальная	Геоантиклинальная	Краевых прогибов	Рудгорная	Катаплатформенная	Межгорная		
	Миогеосинклинальная		Межгорная	Предгорная		Рудгорная		
	Приокеосинклинальная		Приеосинклинальная	Межгорная		Краевых прогибов		
	Геоантиклинальная		Геоантиклинальная			Приеосинклинальная		
	Приокеосинклинальная		Миогеосинклинальная			Флишево-миогеосинклинальная		
	Геоантиклинальная		Эвгеосинклинальная			Эвгеосинклинальная		

флиша, пестроцветного песчано-глинистого флиша], олигомиктовая глинисто-песчаная подформация, песчано-конгломератовая подформация, менилитовая, кремнисто-карбонатно-глинисто-песчаная, известково-глинистая (мергельно-глинистая), туфо-карбонатная — песчано-конгломератовая, флишоидная (фл) (в т. ч. подформации — алеврито-песчано-конгломератовая, сероцветная глинисто-алевролито-песчаная, пестроцветная глинисто - алевролито - песчаная, терригенно-карбонатная, кремнистая, туфогенная, валунно-глинистая, парамолассовая, кварцево-конгломератовая, яшмовая, кремнисто-сланцевая, радиоляритовая, кремнисто-диатомитовая, кремнисто-железистая, углисто-кремнистая, угленосная паралическая (уральского типа), угленосная паралическая (закавказского типа), гипсово-известково-глинистая).

Орогенная надгруппа формаций:

рифоидная, известняковая (салаирского типа), мергельно-известняковая (минусинского типа), красноцветная морская известняковая, известково-глинисто-битуминозная, антраконитовая, карбонатно-кремнисто-глинистая, сероцветная известняково-терригенная, пестроцветная морская известняково-глинисто - песчаная, пестроцветная континентальная известняково-мергельно-песчаная, сероцветная континентальная глинисто-песчаная, сероцветная морская алеврито-песчаная, сероцветная известково-песчаная алевритовая

«морей — озер», пестроцветная карбонатно-терригенно-туффитовая, красноцветная континентальная алеврито-песчаная межгорная, молассовая (в т. ч. подформации — паралическая, континентальная красноцветная, морская сероцветная, угленосная, соленосная), молассоидная [в т. ч. подформации — красноцветная полимиктовая, аркозовая, сероцветная полимиктовая, угленосная, соленосная, туфодиатомитовая, оолитовая железорудная, угленосная лимническая (минусинского типа), угленосная лимническая (черемховского типа), угленосная лимно-паралическая (карагандинского типа), терригенно-галогенная, горно-ледниковая].

Платформенная надгруппа формации: рифоидная, слоистоизвестняковая (платформенного типа), меловая, известково-доломитовая (в т. ч. подформации — доломитовая, кремнисто-доломитовая, кремнисто-известково-доломитовая), песчано-доломитовая с известково-доломито-песчаной подформацией, глауконитовая песчано-доломитовая, сероцветная глинисто-известняковая, пестроцветная глинисто-карбонатная (в т. ч. подформации — глинисто-известняковая, глинисто-доломитовая, глинисто-известняково-доломитовая), битуминозно-глинисто-карбонатная (в т. ч. подформации — битуминозно-мергельно-известняковая (доманикового типа), битуминозно-доломитовая, известняково-кукерситовая, битуминозно-мергельно-глинистая (шугуровского типа), битуминозно-глинисто-сланценосная (общесыртского типа), глауконитовая известняково-песчано-глинистая, сероцветная известняково-глинисто-песчаная, красноцветная известняково-глинисто-песчаная, глинистая (платформенного типа), сероцветная морская глинисто-песчаная, сероцветная континентальная глинисто-песчаная, глауконитовая песчаная, пестроцветная морская песчано-глинистая, красноцветная континентальная глинисто-песчаная, аллохтонная, аркозовая конгломерато-алеврито-песчаная, морская молассовидная, континентальная молассовидная, туффито-песчаная, туфо-агломератовая, кварцево-песчаная, каолинитово-песчаная), формация латеритных кор выветривания, формация каолинитовых кор выветривания, формации кор выветривания нерасчлененные, опоковая, глауконито-лептохлоритовая, боксито-железисто-угленосная, угленосная паралическая (донецкого типа), угленосная лимническая (челябинского типа), угленосная лимническая (балахтинского типа), угленосная лимно-паралическая (подмосковного типа), сероцветная континентальная молассовая, угленосная лимно-паралическая (северосибирского типа), сульфатно-карбонатная (в т. ч. подформации — доломито-ангидритовая, гипсово-доломито-мергельная, галогенная галититовая), галогенная калиеносная (в т. ч. подформации — сульфатная, бессульфатная, глауберит-мирабилитовая, покровно-ледниковая).

И. С. Грамберг [1968]

КЛАССИФИКАЦИЯ ГУМИДНЫХ ФОРМАЦИЙ проведена с помощью трех генетических рядов: динамического, геоструктурного и фациального.

Примеч.: Чтобы правильно классифицировать ф., необходимо определить ее положение в каждом из трех генетических рядов ф. — динамическом, геоструктурном и фациальном. Каждая конкретная ф. лежит на пересечении этих трех «ординат», определяющих ее положение в пространстве среди других ф., а также совокупность свойственных ей признаков [Грамберг, 1968].

В. А. Бобров [1969]

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ФОРМАЦИЙ построена на тектонической основе с учетом климатических, палеогеографических и временных факторов (табл. 11). В развитие уже имеющихся классификаций подобного типа (Н. С. Шатского, Л. Б. Рухина и др.) предлагается следующая схема объединения ф. в группы, подгруппы и ряды, которые по своему структурному содержанию отвечают общепринятым в настоящее время тектоническим подразделениям.

I. Группа геосинклинальных формаций.

1. Подгруппа формаций раннегеосинклинальной (доинверсионной) стадии;

а) формации центральных зон геосинклиналей (внутригеосинклинальных прогибов),

б) формации внешних зон геосинклиналей,

в) формации внутригеосинклинальных поднятий (срединных массивов).

2. Подгруппа формаций позднегеосинклинальной (инверсионной) стадии:

а) формации центральных зон геосинклиналей (внутригеосинклинальных прогибов),

б) формации внешних зон геосинклиналей,

в) формации внутригеосинклинальных поднятий (срединных массивов).

II. Группа орогенных формаций (послеинверсионной стадии).

1. Подгруппа формаций краевых (передовых) прогибов:

а) формации внутренних геосинклинальных зон;

б) формации срединных (субгеосинклинальных) зон;

в) формации внешних (приплатформенных) зон.

2. Подгруппа формаций внутренних прогибов:

а) формации внутренних (геосинклинальных) зон;

б) формации внешних (краевых) зон.

III. Группа платформенных формаций.

1. Ряды формаций начальных стадий образования платформ (катаплатформенных):

а) формации синеклиз, желобов,

б) формации антеклиз, гряд.

2. Ряды формаций ранних стадий развития платформ:

а) формации синеклиз, желобов,

б) формации антеклиз, гряд.

3. Ряды формаций поздних стадий развития платформ:

а) формации синеклиз, желобов,

б) формации антеклиз, гряд.

IV. Группа формаций областей постконсолидационной активизации.

1. Формации прогибов активизированных областей:

а) формации прогибов отраженного типа (образовавшихся в пределах активизированной рамы под воздействием тектонических процессов в соседней более молодой складчатой области);

б) формации прогибов автономной (более глобальной) активизации (образовавшихся вне видимой связи с развитием какой-либо конкретной складчатой области).

Л. И. Боровиков (ред.) [Карта геологических формаций..., 1970]

КЛАССИФИКАЦИЯ ОСАДОЧНЫХ, ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ разработана при составлении Карты геологических формаций Восточного Казахстана масштаба 1 : 1 500 000 и отражена в ее легенде.

Л. И. Боровиков (ред.) [Тектоническая карта..., 1972]

КЛАССИФИКАЦИЯ ФОРМАЦИЙ разработана при составлении Тектонической карты Центрального и Южного Казахстана масштаба 1 : 1 000 000 и отражена в ее легенде.

Л. Э. Алексеева, В. А. Бобров, Н. С. Малич, Э. Н. Янов [Принципы классификации..., 1972]

КЛАССИФИКАЦИЯ ФОРМАЦИЙ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ (см. в табл. 11) близка классификации В. А. Боброва [1969].

Ю. С. Нахабцев [1972]

ТИПЫ ФОРМАЦИЙ ВКЛЮЧАЮТ *платформенные, геосинклинальные* и *орогенные ф.* Кроме этого предполагается возможность выделения океанического типа ф.

Д. А. Кириков [1973]

КЛАССИФИКАЦИЯ ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ разработана в связи с составлением структурно-формационной карты северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса масштаба 1 : 1 500 000.

Осадочные формации

Группа терригенных формаций: песчано-глинистая сероцветная ф., глинистая сероцветная ф., песчанистая сероцветная ф., песчано-глинистая флишоидная ф., галечниково-песчано-глинистая морская молассовая ф., галечниково-песчано-глинистая континен-

Таблица 11

Классификация формаций
[Бобров, 1969]

Группа геосинклинальных формаций		Группа орогенных формаций (постинверсионной стадии)	Группа платформенных формаций	Группа формаций областей постконсолидационной активизации
Подгруппа формаций раннегеосинклинальной (доинверсионной) стадии	Подгруппа формаций позднегеосинклинальной (инверсионной) стадии			
Известняковая, в том числе субформации: а) рифовая Известняково-доломитовая Доломитовая Известняково-глинисто-алевритовая Известняково-алевритово-песчаниковая Кремнисто-карбонатная Кремнисто-сланцевая Органогенно-кремнистая Железисто-кварцитовая Глинистая Алевритово-песчаная Граувакковая, в том числе субформации: а) граувакковая алевритово-песчаная б) граувакковая песчано-конгломератовая Флишевая, в том числе субформации: а) «дикого флиша»	Известняковая, в том числе субформации: а) рифовая Известняково-доломитовая Доломитовая Известняково-глинисто-алевритовая Известняково-алевритово-песчаниковая Кремнисто-карбонатная Кремнисто-сланцевая Органогенно-кремнистая Железисто-кварцитовая Глинистая Алевритово-песчаная Граувакковая, в том числе субформации: а) граувакковая алевритово-песчаная б) граувакковая песчано-конгломератовая Флишевая, в том числе субформации: а) «дикого флиша»	Известняковая, в том числе субформации: а) сероцветная известняковая б) красноцветная известняковая в) рифоидная * Известняково-глинисто-битуминозная Мергельно-известняковая Флишоидная **, в том числе субформации: а) флишоидная терригенная Молассовая Валунно-глинистая, (тиллитоподобная) Тиллитовая Угленосная, в том числе субформации: а) угленосная паралическая б) угленосная лимническая	Известняковая, в том числе субформации: рифоидная * Известняково-глинисто-битуминозная Меловая Опоковая Яшмовая Тиллитовая Угленосная, в том числе субформации: а) угленосная паралическая б) угленосная лимническая Сероцветная терригенная в том числе субформации: а) сероцветная глинисто-песчаная Красноцветная терригенная, в том числе субформации: а) красноцветная глинисто-песчаная	Известняковая, в том числе субформации: а) сероцветная известняковая б) красноцветная известняковая в) рифоидная * Известняково-глинисто-битуминозная Мергельно-известняковая Флишоидная **, в том числе субформации: а) флишоидно-терригенная Молассовая Валунно-глинистая (тиллитоподобная) Тиллитовая Угленосная, в том числе субформации: а) угленосная паралическая б) угленосная лимническая
б) флишевая терригенная в) флишевая терригенно-карбонатная г) флишевая туфогенная Флишоидная **, в том числе субформации: а) флишоидная терригенная б) флишоидная терригенно-карбонатная Молассовая Валунно-глинистая (тиллитоподобная)	б) флишевая терригенная в) флишевая терригенно-карбонатная г) флишевая туфогенная Флишоидная **, в том числе субформации: а) флишоидная терригенная б) флишоидная терригенно-карбонатная Молассовая Валунно-глинистая (тиллитоподобная) Угленосная, в том числе субформации: а) угленосная паралическая б) угленосная лимнопаралическая	Сероцветная терригенная в том числе субформации: а) сероцветная алевритово-песчаная Соленосная Красноцветная терригенная, в том числе субформации: а) красноцветная алевритово-песчаная Антраконитовая Терригенно-галогенная	Соленосная, в том числе субформации: а) гипсо-ангидритовая б) галогенная калиеносная в) глауберит-мирабилитовая Глауконитовая карбонатно-терригенная, в том числе субформации: а) глауконитовая песчаная б) глауконитовая известняково-глинисто-песчаная Кварцево-песчаная Каолинито-песчаная Кор выветривания, в том числе субформации: а) каолинитовых кор выветривания б) латеритных кор выветривания	Сероцветная терригенная, в том числе субформации: а) сероцветная алевритово-песчаная Красноцветная терригенная, в том числе субформации: а) красноцветная алевритово-песчаная Антраконитовая Терригенно-галогенная

* Рифоидной, в отличие от рифовой, именуется субформация, представленная сравнительно маломощными телами и соответствующими межрифовыми образованиями.

** Флишоидной называется формация, характеризующаяся ритмичностью флишевого типа, но более крупной (ритмы мощностью от метров до первых десятков метров), или двухкомпонентными ритмами, или не имеющая некоторых характерных признаков флиша.

тальная молассовая ф., галечниково-песчано-глинистая континентально-морская молассовая (смешанная) ф., галечниково-песчано-глинистая угленосная параллическая ф., галечниково-песчано-глинистая угленосная лимническая ф., галечниково-песчано-глинистая лимническая (безугольная) ф., ф. аркозовых и кварцевых песков, песчано-глинистая красноцветная ф.

Группа карбонатных формаций: песчано-глинисто-карбонатная ф., песчано-глинисто-карбонатная с кварцитами ф., известняковая ф., известняково-доломитовая ф., карбонатная пестроцветная ф., галогенно-карбонатная ф.

Вулканогенно-осадочные формации

Группа вулканогенно-кремнистых формаций: спилито-диабазовая кремнисто-песчано-глинистая ф., базальтовая кремнисто-песчано-глинистая ф., базальтовая кремнистая ф., кремнисто-песчано-глинистая Ф., базальто-андезитовая кремнисто-песчано-глинистая ф., туффито-диатомитовая ф.

Группа вулканогенно-карбонатных формаций: базальтовая кремнисто-карбонатная ф., базальто-андезитовая кремнисто-карбонатно-песчано-глинистая ф., долеритовая (трапповая) карбонатная ф.

Группа вулканогенно-терригенных формаций: базальто-андезитовая песчано-глинистая ф., плагиолипарито-андезитовая песчано-глинистая ф., базальтовая песчано-глинистая ф., плагиолипарито-базальтовая песчано-глинистая ф., плагиолипарито-базальтовая песчано-глинистая флишоидная ф., базальтовая галечниково-песчано-глинистая молассовая ф., плагиолипарито-базальтовая галечниково-песчано-глинистая молассовая ф.

Ю. К. Бурлин, 1977 г.

КЛАССИФИКАЦИЯ ТЕРРИГЕННЫХ И ТЕРРИГЕННО-ТУФФИТО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ разработана для Тихоокеанского пояса (табл. 12).

Р. Н. Валеев, В. А. Антонов, Р. М. Биктяшева, Р. М. Гисматуллин, В. Г. Чайкин, В. Л. Штейнгольц [Классификация..., 1978]

ОСНОВОЙ КЛАССИФИКАЦИИ ФОРМАЦИЙ в большинстве случаев является режим развития земной коры [Шатский, 1960; Херасков, 1967; Хаин, 1973]. В соответствии с таким подходом в настоящее время выделяется пять классов ф.: *платформенный, активизационный, океанический, геосинклинальный* и *орогенный* [Классификация..., 1978].

Б. Х. Егиазаров (ред.) [Тектоническая карта..., 1978]

КЛАССИФИКАЦИЯ ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ разработана при составлении Тектонической карты Северной полярной области Земли масштаба 1 : 5 000 000 и отражена в ее легенде.

Таблица 12

Классификация терригенных и терригенно-туффито-кремнистых формаций Тихоокеанского тектонического пояса
[Бурлин, 1977]

Формационный комплекс	Геосинклинальный		Орогенный	
			Нижняя моласса	Верхняя моласса
Группа формаций	Терригенная	Терригенно-туффито-кремнистая	Терригенная	Терригенная
Формации	Угленосные: прибрежно-морская, континентальная Морские терригенные: прибрежно-морская, флишевая (турбицитная), аспидная (сланцево-грауваковая)	Туффито-диатомитовая, угленосная, туффито-кремнистая, терригенно-кремнистая (глинисто-кремнистая)	Молассовая (подформации — терригенная, терригенная угленосная, преимущественно паралическая, туфо-терригенная угленосная)	Угленосная терригенная, преимущественно лимническая

Группы осадочных и вулканогенных формаций:

Осадочные— терригенные: а) морские, б) континентальные; карбонатные, терригенно-карбонатные, угленосные: а) паралические, лимнические; карбонатно-галогенно-карбонатная.

Вулканогенные: спилито-кератофировая, базальтовая, андезитовая, липаритовая, липарит-базальтовая, щелочных базальтоидов.

Вулканогенно-осадочные: вулканогенно-терригенная, вулканогенно-кремнистая, кремнисто-вулканогенно-терригенная, вулканогенно-карбонатно-терригенная.

В. Т. Фролов [1980]

КЛАССИФИКАЦИЯ ФОРМАЦИЙ проведена в соответствии с обстановками их образования — *эвгеосинклинальными, миогеосинклинальными, эпиплатформенными орогенными, платформенными* и *океаническими* (табл. 13).

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ

ПОНЯТИЕ «ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ФОРМАЦИЯ»

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ.— Большая группа ф., образующихся в геосинклинальных областях (в собственно геосин-

Таблица 13

Классификация формаций по обстановкам их образования
[Фролов, 1980]

Эвгеосинклинальные

Обстановки				Формации
Вулканические, очагов	Мантийных	Сквозной подачи магмы	1. Подводная 2. Наземная	Толеитовых базальтов „
	Мантийных и коровых		3. Подводная 4. Наземная	Базальт-дацитовая контрастная Базальт-липаритовая контрастная
	Коровых, мантийного питания	Слабо застойных	5. Островная	Андезито-базальтовая
	Коровых, мантийного питания	Застойных	6. Островная 7. Наземная 8. То же	Базальт-андезит-дацит-липаритовая То же Липаритовая
	Коровых, корового питания	Быстро разгружающихся	9. „	Игнимбритовая
Осадочные*	Морские, с обломочным питанием	Обильным	10. Подножий вулканов	Вулканогенная коллювиальная
		Слабым	11. Ниже критической 12. Выше критической	Биохемогенная кремневая Биохемогенная известняковая
		Умеренным	13. То же*	Флиш вулканито-кремневый

Миогеосинклинальные

Обстановки				Формации
Морские	Прогибов с обломочным питанием, некомпенсирующим	Обильным	1. Гумидная	Флиш песчаный
			2. То же	Флиш глинистый («аспидная»)
			3. Семиаридная	Флиш карбонатный

Миогеосинклинальные

Обстановки				Формации
Морские	Прогибов с обломочным питанием	некомпенсирующим	Слабым	4. Теплая, общей трансгрессии 5. Холодная, общей трансгрессии	Пантрансгрессивная биохемогенная карбонатная Терригенно-биогенная глинисто-кремневая
				6. Гумидная	Мелководная известняково-песчаная
				7. Аридная	Мелководная карбонатно-сульфатная
		компенсирующим	Умеренным	8. Аридная побережная	Лагунная соленосная
			Обильным	9. Гумидная	Мелководная терригенная
				10. Гумидная побережная	Паралическая угленосная
Континентальные	Поднятий			11. Теплая 12. Холодная	Карбонатная Фосфорито-глауконитовая
	Депрессий			13. Гумидная 14. Аридная	Моласса сероцветная Моласса красноцветная
	Водоразделов			15. Горного оледенения	Горно-ледниковая
				16. Низкогорная теплая	Элювиальная

Эпиплатформенные орогенные

Обстановки	Формации
Вулканические **	
1. Сквозной подачи среднеглубинной мантийной магмы	Толеитовых базальтов
2. Сквозной подачи мантийной и коровой магмы	Базальт-липаритовая контрастная
3. Застойных коровых очагов мантийного питания	Базальт-андезит-дацит-липаритовая
4. Глубинных мантийных очагов	Щелочных базальтоидов
5. Подножий вулканов	Моласса вулканогенная

Эпиплатформенные орогенные

	Обстановки	Формации
Осадочные	6. Горного оледенения	Горно-ледниковая
	7. Низкогорная гумидная	Элювиальная
	8. Горных подножий, гумидная	Моласса сероцветная
	9. Горных подножий, аридная	Моласса красноцветная
	10. Котловинных озер, гумидная	Котловинно-озерная сероцветная
	11. Котловинных озер, аридная	Котловинно-озерная красноцветная

Платформенные

	Обстановки		Формации
Вулканические	Мантийных очагов	1. Средних глубин	Платобазальтовая (трапповая)
		2. Глубоких	Щелочных базальтоидов
		3. Ультраглубоких полузастойных	Кимберлитовая

А. Гумидные

Осадочные		Наземные	4. Водоразделов	Элювиальная
			5. Аллювиальных равнин	Аллювиальная
			6. Озер	Лимническая
			7. Оледенения	Покровно-ледниковая
	Морские	Прибереговые	8. Побережная	Паралическая угленосная
		Внутреннего моря	9. Залива	Терригенная фосфоритоносная
			10. Пролива	Глауконито-фосфоритопесчаная
		Окраинного моря	11. Неритовая теплая	Органогенно-известняковая
			12. Неритовая холодная	Терригенная
			13. Глубоководная	Мел-опоко-мергельная

Платформенные

Обстановки			Формации
		Б. Аридные	
Осадочные	Наземные	14. Пустынь	Пустынная красноцветная
	Морские: *Прибереговые* Внутреннего моря	15. Побережная 16. Залива 17. Пролива	Лагунная эвапоритовая Карбонатно-эвапоритовая Фосфорито-кремнево-карбонатная
	Морские: *Окраинного моря*	18. *Полуизолированного* 19. Неритовая 20. Глубоководная	*Карбонатно-эвапоритовая* Доломито-известняковая Меловая планктоногенная

Океанические

Обстановки			Формации
Вулканические	Мантийных очагов, глубины	А. Активного тектонического режима — орогенные	
	Малоглубинных	1. Срединных хребтов 2. *Иных хребтов*	Толеитовых базальтов То же
	Средне-глубинных	3. То же	Щелочных базальтоидов
Осадочные	Гор и поднятий: Наземная	4. Островная	Элювиальная
	Гор и поднятий: Близповерхностная	5. Коралловых островов	Рифовая
	Гор и поднятий: Склонов и подножий	6. Вулканов 7. Эскарпов	Коллювиально-флишевая Обвально-оползневая

Океанические

Обстановки			Формации
Осадочные	Гор и поднятий	Подводных хребтов	8. Теплая 9. Холодная	Планктоногенная известняковая Планктоногенная глинисто-кремневая
		Прогибов	10. Желобов	Кремнево-терригенная
	Приконтинентальные с терригенным питанием	Б. Пассивного тектонического режима — платформенные		
		Обильным	11. Гумидная	Флиш терригенный
		Умеренным	12. Гумидная 13. Приполярная	Терригенно-планктоногенная Глинисто-известняковая Терригенная кремнево-глинистая
		Слабым	14. Аридная	Планктоногенная известняковая
	Центральных частей с биопродуктивностью	Высокой	15. Выше критической 16. Ниже критической	Планктоногенная известняковая Планктоногенная глинисто-кремневая
		Низкой	17. Ниже критической	Подводно-элювиальная пелагическая красная глина

* Другие 13 осадочных формаций аналогичны формациям амагматичных геосинклиналей.

** Вулканические формации аналогичны таковым эвгеосинклиналей.

клинальный период развития) в условиях резко дифференцированных тектонических движений с большими скоростями и амплитудами. Характеризуются значительными и резко изменяющимися на небольших расстояниях мощностями, невыдержанностью на площади. Весьма характерно (но не обязательно) широкое развитие магматических ф.: спилито-диабазовой, спилито-кварц-кератофировой, дунит-гарцбургитовой, перидотит-пироксенитовой, габбро-диабазовой, габбро-плагиогранитовой, гранит-гранодиоритовой, гранитовой и др. Из осадочных и вулканогенно-осадочных ф. характерны: яшмовая, кремнисто-сланцевая, кульм-аспидно-граувакковая, флишевая, рифовая. Для обломочных отложений, слагающих Г. ф., характерны полимиктовые и граувакковые породы, по химическому составу они дифференцированы гораздо слабее, чем платформенные породы, и приближаются к среднему составу магматических комплексов. Влияние климата на образование Г. ф. минимально [ГС, 1973, со ссылкой на Шатского, 1939; Рухина, 1953, 1961 г.].

— Ф., возникшие в условиях дифференцированных тектонических движений большой амплитуды. Г. ф. обладают большой мощностью, но быстро изменяются вкрест простирания складчатой системы. Среди них широко распространены магматические и пирокластические породы. Г. ф. сложены в основном морскими толщами, континентальные отложения сравнительно редки [Рухин, 1955].

— Ф., характеризующиеся линейной формой тел, резкими градиентами изменения состава и мощностей, широким развитием вулканогенных и осадочно-вулканогенных толщ. Для ф. геосинклинальных прогибов, как правило, свойственны большие мощности, измеряемые первыми километрами или многими сотнями метров [по Муратову, Цейслеру, 1968а].

— Ф., образующиеся в условиях длительного формирования сплошных площадей линейной складчатости, разбитых разнообразными крупными разломами. Резкая тенденция к общему погружению преодолевается лишь на ограниченных по площади поднятиях. Накопление идет в море со сложным подводным рельефом, часто с архипелагами островов с горным рельефом [по Хераскову, 1964].

— Ф., состоящие почти целиком из морских, в том числе глубоководных отложений обычно выдержанного по простиранию состава, но в которых могут отмечаться крупные фациальные изменения не только между свитами, но и между слоями. Для многих Г. ф. характерна линейность в распределении осадков. Кроме того, эти ф. отличаются присутствием обломков неустойчивых минералов и пород, нередко плохо отсортированных, т. е. отложившихся без значительного переноса. Один из важнейших признаков Г. ф. — большие мощности отложений, устойчиво сохраняющиеся по простиранию, но изменчивые вкрест его [Дергунов, 1967].

— Ф., образующиеся в условиях длительного формирования сплошных площадей линейной складчатости, разбитых разнообразными крупными разломами. Г. ф. состоят почти целиком из морских образований, местами глубоководных, вплоть до абиссальных. Характерно большое разнообразие осадков, сменяющихся на площади и во времени. Крупные фациальные изменения происходят на коротком расстоянии, и большие литологические различия могут наблюдаться не только между смежными свитами, но даже между смежными слоями. Местами появляются исключительно мощные толщи, неизвестные на платформах. Региональные перерывы, распространяющиеся на всю или значительную часть площади геосинклинальной системы, редки. Вместе с тем известны значительные перерывы, сопровождающиеся крупными угловыми несогласиями, которые существуют на ограниченной площади и быстро сменяются залеганием слоев без существенного перерыва [СТТ, 1970, со ссылкой на Хераскова, 1962, 1963, 1964].

— Ф., характеризующиеся значительно большими мощностями колонок по-

род, чем геоантиклинальные ф., отсутствием перерывов или их слабым развитием [по Шатскому, 1946].

ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ.— 1. Ф., характеризующиеся значительно меньшей колонкой пород, чем геосинклинальные ф. Для Г. ф. характерны карбонатные толщи, мощные толщи эффузивов [по Шатскому, 1946].

2. Орогенные ф., возникающие на крупных геоантиклиналях геосинклинальной системы, сменяя во времени геосинклинальные ф. и замещаясь последними в латеральных направлениях [по Хераскову, 1964].

— Ф., характеризующиеся, как правило, сокращенными по мощности разрезами (первые сотни метров) с многочисленными внутриформационными перерывами, не выходящими за пределы площади расположения ф. Среди Г. ф. обычны андезитовая и кварц-кератофировая ф., песчаниково-конгломератовые, угленосные и красноцветные ф., ф. рифовых и брекчиевидных известняков, «дикого» флиша и пр. [Муратов, Цейслер, 1968б. Близ. опред.: Муратов, Цейслер, 1968а].

Примеч. Формационные различия геосинклиналей и геоантиклиналей часто носят не абсолютный, а относительный характер. Так, например, некоторым геосинклиналям свойственны карбонатные ф., а смежным геоантиклиналям — те же карбонатные ф., а также терригенные ф. с меньшими мощностями и прерывистым разрезом. Как для линейных геосинклиналей, так и для линейных геоантиклиналей характерны выдержанность фаций по простиранию и быстрая их изменчивость вкрест простирания [Косыгин, 1974].

КЛАССИФИКАЦИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ФОРМАЦИЙ*

М. В. Муратов [1962, 1963б]

ТИПЫ И РАЗНОВИДНОСТИ ФОРМАЦИЙ выделены в связи с типизацией геосинклинальных прогибов в альпийской складчатой области (табл. 14).

И. А. Вылцан [1974]

СХЕМА СОПОСТАВЛЕНИЯ КЛАССИФИКАЦИЙ ТИПОМОРФНЫХ ОСАДОЧНЫХ И ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ФОРМАЦИЙ составлена в связи с анализом осадочных формаций Горного Алтая (табл. 15).

ВИДЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ФОРМАЦИЙ**

Флишевые формации

ФЛИШЕВАЯ ФОРМАЦИЯ, ФЛИШ.—1. Относительно (1)*** мощная серия (2) морских осадочных образований, характеризующихся (3) регулярным чередованием по меньшей мере двух, обыч-

---

* Большая часть классификаций геосинклинальных ф. представлена выше, где они входят составной частью в сводные классификации.

** См. также раздел «Литогенетические формации».

*** Цифры — признаки флиша.

Таблица 14

Типы геосинклинальных прогибов в альпийской складчатой области
[Муратов, 1962, 1963б]

Историко-геологические группы	Формационные типы	Разновидности
Поздние	Карбонатогенные	Карбонатные с флишем Карбонатогенные
	Флишегенные	Флишегенные с известняками Флишегенные без вулканизма
	Вулканогенные	Флишегенные с вулканизмом
Начальные	Карбонатогенные	Карбонатогенные с глинистыми породами. Карбонатогенные с вулканизмом Чисто карбонатогенные
	Аргиллитогенные (терригенные)	Аргиллитогенные. Аргиллитогенные с вулканизмом
	Вулканогенные	Карбонато-вулканогенные. Аргиллито-вулканогенные. Кремнисто-вулканогенные. Вулканогенные

но же трех (и реже — четырех-пяти) основных литологических разновидностей слоев, всегда содержащих хотя бы по одному представителю двух главных гранулометрических классов зернистых (фанеромерных) и незернистых (криптомерных) пород (5) независимо от их вещественного состава, образующих закономерные парагенетические сочетания (6) — простые ритмы (7), обычно прогрессивные гемициклы (8), как правило, измеряющиеся сантиметрами и дециметрами. Флишевые породы бедны (9) цельными остатками макрофауны (или вовсе лишены их), но (10) содержат, иногда в изобилии, фукоиды и (или) гиероглифы [Вассоевич, 1948б. Близк. опред.: Виноградов, 1973].

Примеч.: Каждый из перечисленных признаков, взятый в отдельности, независимо от другого (других), является необходимым, но недостаточным для отнесения свиты к флишу. Только при наличии всего комплекса признаков можно с уверенностью говорить о принадлежности данной серии осадков к Ф. ф. [Вассоевич, 1948б].

— Только такие морские геосинклинальные осадочного происхождения накопления, которые характеризуются частым и при этом регулярным (ритмич-

Таблица 15

Классификация типоморфных осадочных и осадочно-вулканогенных геосинклинальных формаций, формирующихся в процессе развития одного тектонического цикла (по данным некоторых исследователей; упрощено)
[Вылцан, 1974]

Цикл развития геосинклинали	Стадии развития	Н. С. Шатский, 1946	А. В. Пейве, 1948	В. В. Белоусов, 1954	Л. Б. Рухин, 1961	Н. М. Страхов, 1962	В. Е. Хаин, 1964		
		Формации							
							Миогеосинклинальные		Эвгеосинклинальные (гумидный климат)
		Молассовая	1. Молассовая	Четвертая — пятая: V. Молассовая IV. Лагунная (может отсутствовать)	Поздние: Молассовые	Замыкание: Морские молассовые (терригенные)	Заключительная: Верхняя молассовая		Наземно-вулканогенная (порфировая)
		Флишевая	2. Флишевая	Третья: III. Верхняя терригенная (характерен флиш)	Флишевые	Флишевые и флишеподобные (терригенные)	Поздняя: Нижняя молассовая (шлировая)		Лагунная
			3. Рифовых и пелитоморфных известня-	рая: II. Известняковая	ние: Карбонатные	режим: Формации морей с плоским и	няя: Известняковая геосинкли-		Порфиритовая (андези- / Флишевая
Цикл развития	Стадии								
		Сланцевая	ков	Вто		Ран		Нормальный	низким водосбором (карбонатные)
		Глинистая	4. Терригенных сероцветных морских отложений	—					Формации морей с умеренно расчлененным водосбором (терригенно-карбонатные, терригенно-кремнистые)
		Яшмовая Джеспилитовая	5. Яшмовая	Первая: I. Нижняя терригенная	Кремнисто-вулканогенные				Формации морей с сильно расчлененным водосбором (терригенные)
			6. Спилито-кератофировая		Глинисто-сланцевые				
		Зеленокаменная							

							Средняя	нальная	товая)
							Ранняя	Аспидная (сланцево-граувакковая)	Спилито-кератофировая

ным) переслаиванием по крайней мере трех основных типов пород (из коих не менее двух играют существенную роль в сложении толщи), постепенным уменьшением к верху размера зерна в каждом ритме, сравнительно большой мощностью толщи, исключительной бедностью ее цельными остатками макрофауны и, наоборот, богатством разнообразными гиероглифами и фукоидами. Наиболее типичные флишевые свиты содержат в своем составе карбонатные породы и микрофауну. Терригенный флиш часто переходит в двухкомпонентные флишоидные свиты, обычно песчано-(алевролито)-сланцевые. Наиболее ярко и четко проявляется ритмичность в мергельных или известняковых флишевых свитах [Вассоевич, 1940].

— Ф. геосинклинальная или срединных прогибов, отличающаяся строгим набором пород (от трех до пяти типов), которые многократно повторяются в разрезе толщи, и тем, что каждый ритм состоит только из одной части, условно именуемой «трансгрессивной»; каждому флишу свойствен свой набор пород, но для всех флишевых толщ характерно наличие гиероглифов и фукоидов [Теодорович, 1959].

— Особый тип Ф. геосинклинальных прогибов, выделяющихся по очень характерному строению парагенезов. Под флишем понимаются мощные морские осадочные накопления с ритмичной слоистостью. Ритмичность флиша обусловлена правильным, закономерным чередованием тонких слоев нескольких (обычно трех) литологических разностей пород (компонентов). Встречаются флишевые ритмы, состоящие из четырех и даже пяти компонентов, бывают — из двух. Грубозернистый компонент всегда расположен в основании ритма (I элемент ритма), залегает со следами размыва на наиболее тонкозернистом компоненте в кровле ритма (II, III, IV элементы ритма). На подошве I элемента ритма обычно наблюдаются различные скульптурные формы — иероглифы, представляющие собой негативные отпечатки борозд течения, следов ползания животных, оплывин в илистом грунте и т. п. [Муратов, Цейслер, 1968б].

— Ф., имеющая следующие черты. Основные породы: гравелиты, песчаники (полимиктовые), органогенно-обломочные и пелитоморфные известняки, мергели, глины. Сопутствующие породы: глыбовые конгломерато-брекчии, мощные пакеты песчаников или глин с известково-железисто-глинистыми конкрециями. Характерный минерал—глауконит. Характерные текстурные и другие особенности: мелкая и правильная ритмичность, гиероглифы механического и органического происхождения (механоглифы и органоглифы), фукоиды, косая слоистость алеврo-псаммитолитов. Фауна — скудная, за исключением фораминифер, обычно в виде обломков. Мощность — тысячи, реже сотни метров [Хаин, 1954].

— Мощные морские толщи равномерного чередования различных пород с ритмичным распределением в них обломочного материала. Характерными спутниками флишевых отложений являются подводно-оползневые горизонты глыбовых конгломератов и, значительно реже, пачки массивных «долменных» песчаных и плитчатых пелитоморфных известняков [Келлер, 1949].

— Ф., отличающаяся закономерным чередованием различных типов пород. Классический флиш состоит из трех слоев (элементов ритма). Первый элемент ритма представлен зернистыми породами, обычно песчаниками или алевролитами, реже гравелитами и даже конгломератами. Карбонатность этого элемента ритма обычно невысокая и обусловливается либо карбонатным цементом, либо примесью зерен карбонатных пород. Исключение составляют первые элементы ритма, представленные обломочными известняками — породами, состоящими в значительной мере или почти полностью из обломков известняков и известковых организмов. Обломки всегда несут явные следы механической обработки. В этом случае породы принципиально не отличаются от песчаников (известковые песчаники). Второй элемент ритма образован пелитовыми породами, содержащими в значительном количестве карбонаты: известковистые глины, известковистые аргиллиты. Количество карбонатного вещества может быть нестолько большим, что появляются мергели и настоящие (главным образом, пелитоморфные) известняки. Третий элемент ритма представлен бескарбонатными пелитами: глины, аргиллиты. Мощность флишевых ритмов небольшая — несколько сантиметров, десятки сантиметров, максимум 1—1,5 м [Логвиненко, 1974].

— Ф., состоящая из тонкоритмичного чередования песчаников, алевролитов, мергелей и известняков [Михайлов, 1958, 1973].

Ф., отличительную особенность которой составляет тонкая и правильная ритмичность (цикличность) ее сложения, причем в составе циклотем, наряду с преобладающими пелитовыми породами (глины, аргиллиты, мергели, пелитоморфные известняки), обязательно присутствуют алевролиты или песчаники (в карбонатном флише замещаемые обломочными известняками соответствующей размерности), иногда переходящие в основании циклотем в гравелиты и даже конгломераты и брекчии (так называемый грубый флиш). Другими характерными особенностями Ф. ф. являются градационная текстура обломочных пород, отсутствие цельных остатков макрофауны, развитие на нижних поверхностях алевро-песчаных пластов рельефных знаков — гиероглифов, связанных либо с движением придонного слоя воды (донными течениями), либо со стеканием неотвердевшего слоя осадка, либо, наконец, со следами ползания донных животных, а также ходов червей—фукоидов в верхней части пелитовых прослоев [Хаин, 1973а].

2. Ф., возникающие во внутренних и внешних прогибах геосинклинали на последнем этапе ее развития, когда образуются глубокие прогибы и относительно узкие поднятия (кордильеры); самой примечательной чертой типичной Ф. ф. (геогенерации) является ритмическая слоистость, обязанная периодически возникавшим суспензионным потокам. Ф. ф., или типичный флиш, обычно сопровождается связанными с ним другими ф. того же флишевого ряда. В сторону кордильеры (или кордильер, если флишевый трог ограничен ими с обеих сторон) типичный флиш, в котором фанеромерные (зернистые) породы составляют не более $^2/_3$ общей мощности, переходит в грубый флиш, а последний в ряде случаев сменяется затем диким флишем, характеризующимся горизонтами с включениями горных пород (которыми сложены кордильеры), иногда глыбовыми, и подводнооползневыми и обвальными образованиями (Н. Б. Вассоевич, 1960 г.). При достаточной ширине флишевого бассейна или отсутствии второй зоны кордильер типичный флиш постепенно переходит в субфлиш, в котором на долю фанеромерных пород приходится всего лишь несколько процентов от общей мощности отложений. Предложение называть Ф. ф. все эти разновидности флиша и его спутников вместе, а последние именовать градациями (И. В. Хворова, 1969 г.), нельзя признать удачным. Правильнее говорить о флишевом семействе ф. (геогенераций), состоящем из собственно флиша, грубого флиша, дикого флиша и субфлиша, а градации выделять уже внутри них [ГС, 1973].

— Парагенетическая совокупность отложений, среди которых резко преобладает флиш, характерная для внешних и внутренних геосинклинальных прогибов на поздней стадии развития геосинклиналей, когда последние превращаются в систему узких поднятий (кордильеры) и прогибов (троги) [Цейслер, 1974].

— Определенная геоисторическая ф., возникавшая с началом средней, «орогенной» стадии развития геосинклинали, когда на фоне общего опускания нарождались внутренние поднятия — интрагеоантиклинали. Формирование флишевых отложений протекало в течение длительного интервала времени (геологические эпохи и даже целые периоды) при непрерывном воздымании внутренних поднятий. Оно заканчивалось вследствие разрастания интрагеоантиклиналей, поглощения ими смежных прогибов и общей инверсии геотектонического режима, приводившей к образованию на месте геосинклинали складчатой горной страны [Вассоевич, 1948б].

— Сложное историко-геологическое тело, включающее в себя не только флиш (как наиболее характерный компонент ф.), но и его прибрежные и глубоководные аналоги. Обязательными элементами Ф. ф. являются различные образования древних обвалов и оползней — своеобразных индикаторов той палеогеографической обстановки, в которой формировалась ф. как геологическое тело [Черенков, 1973].

3. Специфическое образование определенного этапа в развитии альпийской геосинклинали (Вассоевич, 1940).

Примеч.: 1. В 1827 г. почти одновременно вышли в свет две статьи молодого швейцарского геолога Б. Штудера. Одна из них была опубликована в первом томе немецкого геологического (минералогического) журнала. В ней дано первое определение флиша, как ф., которая повсеместно образована темно-серыми сланцами и песчаниками; благодаря подчиненным слоям и штокам известняка, большим массам известняковой брекчии, пластам черных и луково-зеленых кремней и кварцевых пород и т. д., эта ф. всегда имеет весьма сложный состав. Вторая статья была издана в Париже в том же 1827 г. В ней флиш определяется как петрографически особый комплекс слоев; указывается, что в его состав входят «породы с преобладающей сланцевой текстурой, среди которых доминируют мергелистые и песчанистые сланцы, черные и серые; твердые и плотные темно-серые песчаники с известковым цементом. В одной из своих работ, написанной совместно с А. Эшером и вышедшей в свет в 1839 г., Б. Штудер разъясняет, что слово «флиш» заимствовано им у местного крестьянского населения. В Зимментале крестьяне называют флишем сланцеватые, легко выветривающиеся и разрушающиеся трещиноватые породы, склонные иногда давать оползни. В буквальном переводе слово «флиш» означает «текун». В русской народной речи можно найти два близких по смыслу слова: «трескун» и «рухляк». Б. Штудер всегда называл флиш ф. — в смысле совокупности осадочных пород, характеризующихся общностью ряда признаков и имеющих определенный возраст. В итоге, во Ф. ф. оказались включенными различные, то более сланцевые, то более песчаниковые комплексы слоев, но все эоценового (действительно или предположительно) возраста [Вассоевич, 1948б].

Р. Зубер рассматривал историю и синонимику термина «флиш» указывая, что разные авторы придавали этому термину разное значение. Первоначально термин «флиш» имел петрографический смысл. Б. Штудер (1851 г.) придал этому термину стратиграфическое значение, называя флишем слои, лежащие над песчаниками или нуммулитовыми известняками в Швейцарских Альпах (олигоцен). Арнольд Гейм также считал, что флиш — это стратиграфическое понятие и обозначал им третичные отложения Швейцарских Альп, представленные глинами, мергелями и песчаниками, которые залегают над слоями Pilatus или непосредственно на меловых отложениях. Сам Р. Зубер отбрасывает стратиграфический смысл термина «флиш», подчеркивая, что флишевые серии наблюдаются как в меловой, так и в третичной системе. Это положение Зубера является очень важным, и со времени выхода в свет упомянутого труда вопрос этот в литературе более уже не обсуждался. Другой очень важный вывод Зубера заключается в том, что флиш не является обыкновенным видом породы, а целой ф., которая слагается из нескольких различным образом соединенных между собой видов пород. Р. Зубер отметил следующие характерные для флиша особенности: 1) совместное появление некоторых литологических типов пород, 2) ясное чередование этих пород, 3) значительные мощности отложений, 4) наличие фукоидов и иероглифов, 5) малое содержание палеонтологических остатков [Пущаровский, 1948].

Строго говоря, в литературе мы не находим пока еще точного общего определения «Ф. ф». Наиболее глубоко изучивший эти вопросы Н. Б. Вассоевич указывает, что Ф. ф. вообще представляет собой комплекс флишевых отложений, образованный четкими ритмами, имеющими колеблющуюся мощность от 2—3 м до нескольких миллиметров. В этом случае понятия «флиш» и Ф. ф. совпадают ... Ф. ф. — более широкое понятие, чем флиш. Термин «флиш» сохраняет свое значение до тех пор, пока он употребляется в самом строгом значении этого слова и относится к совершенно определенным литологическим комплек-

сам, характеризующимся прежде всего ясной ритмичностью образующих пород, подчеркнутой резкими перерывами между ритмами, и рядом других специфических признаков [Пущаровский, 1948].

Можно наметить два основных направления в трактовке термина «флиш». Одно, до последнего времени наиболее популярное среди советских и некоторых зарубежных исследователей Альпийской складчатой области, основано на целом комплексе признаков (наиболее полно сформулированных в работах Н. Б. Вассоевича, И. В. Хворовой, С. Джулыньского и других ученых), обязательно включающем геоморфологические особенности, при наличии которых те или иные осадочные образования могут называться флишем. Другое направление, более распространенное среди зарубежных геологов, базируется на идеях С. Н. Бубнова, Ж. Обуэна, Ж. Гогеля и других, согласно которым флиш — это категория осадков, имеющая в первую очередь тектонический смысл. При этом морфологическим признакам придается второстепенное значение. В общих чертах, — это продолжение подхода М. Бертрана, который считал, что каждая горная система имеет свой флиш и свою молассу [Маркевич, 1978].

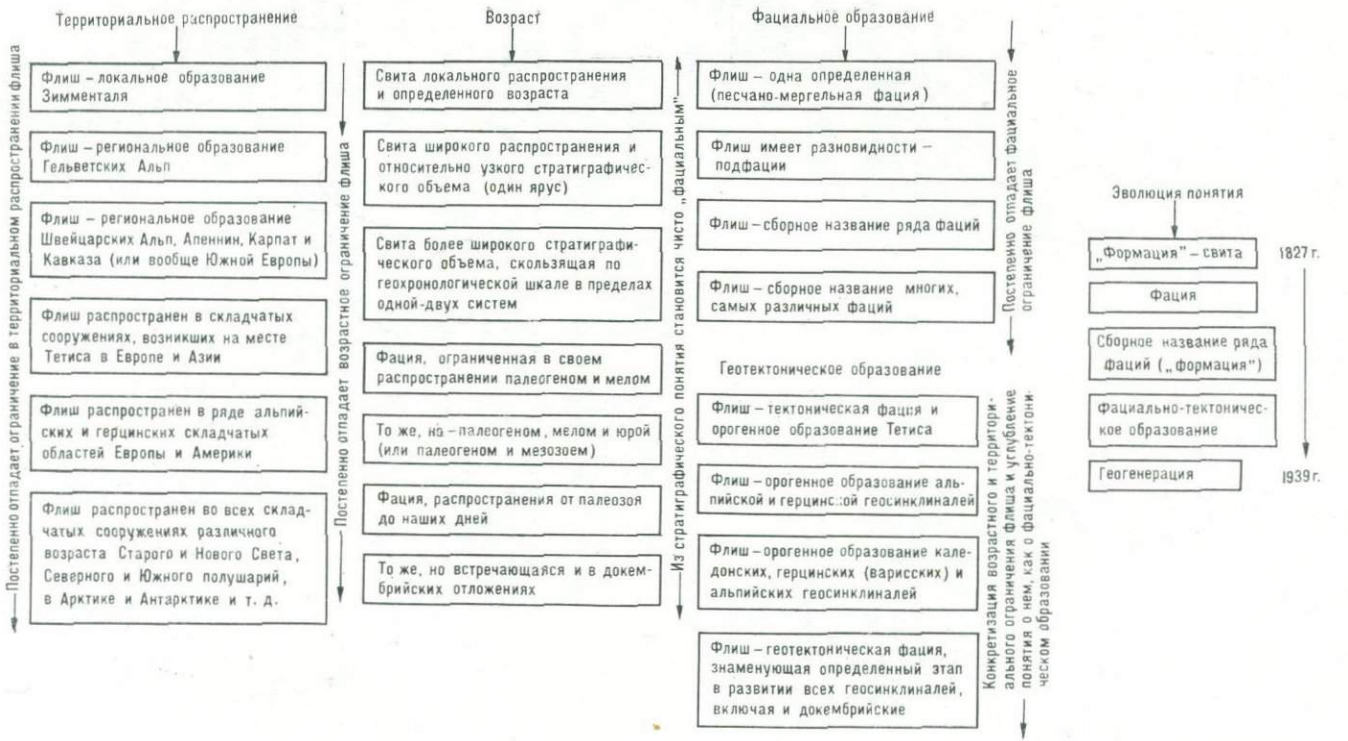
Существо понятия «флиш» заключается не в составе слагающих его пород, а в характере их переслаивания, не в том, чем, а в том, как флиш образован, потому что во флише совершенно аналогичным образом могут чередоваться самые разнообразные породы. Данное обстоятельство в свое время совершенно справедливо было отмечено Н. Б. Вассоевичем, подчеркивавшим, что самым важным критерием для отнесения отложений к флишу является особого рода ритмичная слоистость.

Особенности состава, строения и тектонической приуроченности флиша относятся к геологическим признакам, более общим и распространенным, чем те, на основе которых обычно производится выделение осадочных ф. Поэтому флиш правильнее рассматривать не как конкретную ф., а как тип осадочных образований, объединяющий в себе группу разных по составу геосинклинальных ф ... Но если не считать флиш ф., то что же тогда это такое? Особенности состава, строения, пространственного и возрастного развития флиша приводят к заключению о том, что флиш — надформационное (точнее, внеформационное) понятие, обозначающее осадочные образования с характерными структурно-текстурными признаками. Поэтому в ответе на поставленный выше вопрос мы считаем самым важным подчеркнуть, что флиш это прежде всего единый по своему строению тип осадочных образований с разным формационным содержанием ...

Представляется более правильным говорить не о Ф. ф. того или иного состава, а о ф. того или иного состава флишевого типа. Итак, рассмотрение особенностей состава и строения флиша приводит нас к заключению, что флиш как отвлеченный от петрографического состава тип осадочных образований представляет собой категорию более широкую и общую, чем понятие «осадочная ф.» [Архипов, 1973].

Эволюцию представлений о флише, по Н. Б. Вассоевичу [1948б], см. на схеме.

2. Наиболее характерной особенностью флиша является ритмичность его строения. Ритмы (чаще всего десятки сантиметров) начинаются с грубых пород (гравелитов), которые кверху переходят в песчаники и алевролиты, характеризующиеся разнообразными (косо-, волнисто- и равнослойчатыми, плойчатыми) текстурами. В основании отмечаются механоглифы. Это первый элемент ритма. Вторым элементом являются пелиты, имеющие разнообразный состав — алевритистые глины, мергели, известняки. Ритмы заканчиваются третьим элементом — тонкоотмученными, густоокрашенными неизвестковистыми глинами с фукоидами. Снизу вверх падает гранулометрический уровень осадков, изменяется минеральный состав, происходит двукратная смена фауны (В. А. Гроссгейм, 1971 г.). Каждый элемент флишевого ритма в свою очередь может быть дифференцирован. Так, в первом элементе ритма могут встречаться гравелиты, песчаники, алевролиты, известняковые песчаники и песчаные известняки, во втором — карбонатная глина или аргиллит, мергель, известняк и т. д. Наличие всех типов пород в элементе ритма необязательно, чаще всего он представлен каким-либо одним типом. Более того, не всегда наблюдаются и трехчленные ритмы, довольно часто один из элементов выпадает. Например, ф. бескарбо-


Территориальное распространение
Возраст
Фациальное образование
Постепенно отпадает ограничение в территориальном распространении флиша
Флиш – локальное образование Зимменталя
Флиш – региональное образование Гельветских Альп
Флиш – региональное образование Швейцарских Альп, Апеннин, Карпат и Кавказа (или вообще Южной Европы)
Флиш распространен в складчатых сооружениях, возникших на месте Тетиса в Европе и Азии
Флиш распространен в ряде альпийских и герцинских складчатых областей Европы и Америки
Флиш распространен во всех складчатых сооружениях различного возраста Старого и Нового Света, Северного и Южного полушарий, в Арктике и Антарктике и т. д.
Постепенно отпадает возрастное ограничение флиша
Свита локального распространения и определенного возраста
Свита широкого распространения и относительно узкого стратиграфического объема (один ярус)
Свита более широкого стратиграфического объема, скользящая по геохронологической шкале в пределах одной-двух систем
Фация, ограниченная в своем распространении палеогеном и мелом
То же, но – палеогеном, мелом и юрой (или палеогеном и мезозоем)
Фация, распространения от палеозоя до наших дней
То же, но встречающаяся и в докембрийских отложениях
Из стратиграфического понятия становится чисто „фациальным"
Флиш – одна определенная (песчано-мергельная фация)
Флиш имеет разновидности – подфации
Флиш – сборное название ряда фаций
Флиш – сборное название многих, самых различных фаций
Постепенно отпадает фациальное ограничение флиша
Геотектоническое образование
Флиш – тектоническая фация и орогенное образование Тетиса
Флиш – орогенное образование альпийской и герцинской геосинклиналей
Флиш – орогенное образование каледонских, герцинских (варисских) и альпийских геосинклиналей
Флиш – геотектоническая фация, знаменующая определенный этап в развитии всех геосинклиналей, включая и докембрийские
Конкретизация возрастного и территориального ограничения флиша и углубление понятия о нем, как о фациально-тектоническом образовании
Эволюция понятия
„Формация" – свита
1827 г.
Фация
Сборное название ряда фаций („формация")
Фациально-тектоническое образование
Геогенерация
1939 г.

натного флиша всегда имеют двучленное строение. Первый элемент флишевого ритма — зернистые породы, второй (третий) — пелитовые бескарбонатные породы. Флишевые толщи отличаются большой мощностью (сотни и даже тысячи метров) и состоят из серий флишевых ритмов. Зернистость в каждом ритме закономерно уменьшается снизу вверх (от грубозернистых к тонкозернистым и пелитовым породам). Ф. ф. характеризуются постоянным присутствием различных «флишевых текстур». Это в первую очередь гиероглифы..., затем фуконды... и др. Осадки флишевых бассейнов, как правило, не содержат органических остатков. Обломки фораминифер, реже других организмов, встречаются в переотложенном состоянии в песчанистых известняках первого элемента ритма. Песчаники этого элемента ритма имеют диагональную слоистость морского типа и знаки волн, иногда градационную слоистость. Во флишевых осадках широко развиты различные конкреции и конкреционные образования (карбонатные, сульфидные), такие же, как в угленосных и нефтеносных толщах. Помимо обломочных и карбонатных пород флиш содержит кремнистые породы, но последние не играют существенной роли в его строении. Породы флиша обнаруживают повышенное содержание битумов, в редких случаях флиш нефтеносен [Логвиненко, 1974].

3. Ф. ф. следует в разрезе (обычно вполне согласно) за аспидной или спилито-диабазово-кератофировой и, таким образом, может встречаться как в мио-, так и в эвгеосинклиналях. Но в эвгеосинклиналях она появляется, как правило, значительно раньше. В некоторых случаях «флишевые прогибы» возникают на срединных массивах в качестве новообразований, Ф. ф. в этих условиях ложится или на известняковую ф., или прямо на фундамент [Хаин, 1973а].

Место флишевого осадконакопления в геосинклинальных областях может быть весьма различным как в отношении своей принадлежности к их эв- и миогеосинклинальным зонам, так и по пространственному расположению внутри геосинклинальной области (флишевые прогибы в ней могут занимать и краевое и внутреннее положение). Строгой определенности не наблюдается и во времени появления флиша, который возникал не только, как это иногда считают, на средних («зрелых»), но также и на самых ранних, равно как и на конечных стадиях развития геосинклинальных прогибов. Хорошим примером такого сложного распределения флишевых комплексов в пространстве и во времени служит Альпийская складчатая область, где флишеобразование, начавшись с позднего триаса, по существу не прекращалось до олигоцена и миоцена, проявившись в разные этапы этого продолжительного периода в пределах почти всех ее внутренних и внешних тектонических зон и на разных стадиях развития геосинклинальных трогов [Архипов, 1973].

Флиш не находит вполне определенного места в схеме, так как он приурочивается к различным стадиям развития геосинклинали. Флишевые комплексы обнаруживаются и в нижней терригенной ф., т. е. в начале развития геосинклинали, и в известняковой ф., т. е. в конце первой половины цикла, и, наконец, в верхней терригенной ф., образующейся после инверсии. Такое широкое распространение флишевых комплексов в осадочном разрезе геосинклиналей показывает, что флиш соответствует не столько определенной стадии развития геосинклинали, сколько каким-то более общим тектоническим условиям, характерным для геосинклинали почти на любой стадии ее развития [Белоусов, 1954].

В истории Земли флиш не является ф., которая может присутствовать в прогибах любого возраста. Так же как ф. писчего мела и многие другие образования, отложения типичного флиша ограничены определенным отрезком геологического времени. Локальное нахождение флиша установлено в палеозое, наиболее характерен флиш для складчатых сооружений Альпийской геосинклинальной области [Келлер, 1949].

Флиш представляет особую геогенерацию, порождение определенной геотектонической зоны с особым режимом, зоны отчетливо выраженной в устойчивой дифференциации рельефа на взаимосвязанные области длительного опускания и седиментации (флишевый трог), с одной стороны, и области столь же длительного поднятия и размыва (кордильеры) — с другой [Вассоевич, 1948б].

Мнение, что флиш может иметь различный возраст и представляет фациальное образование, уже в 900-е годы завоевывает себе все большее число сто-

ронников. Интересно, что пока почти все геологи ограничивают флиш третичной, меловой и юрской системами.

Сохранились, однако, два направления в трактовке широкого вертикального распространения флиша — для одних авторов это означало возможность существования флиша на любом этапе геологической истории земной коры, для других — только в определенные стадии ее развития. Представителем первой точки зрения является, например, В. И. Попов. Разрабатывая фациально-тектоническую классификацию осадочных комплексов, он отнес флиш к депрессионным ф. Ограничив тем самым горизонтальное (пространственное) распространение флиша, В. И. Попов, однако, вовсе не лимитировал его вертикального распространения, т. е. возрастных границ. В этом отношении он не делал исключения и для других типов ф., допуская очень большие возможности в отношении времени их формирования. Все они, по его представлениям, могли существовать одновременно, т. е. не являлись геологическими категориями. В свое время так же смотрел на флиш и Р. Зубер, который, однако, не связывал его образования с тектонической жизнью земной коры, т. е. более примитивно подходил к пониманию флишеобразования. Оба автора почти одинаково широко толковали флиш, относя к нему часто породы других ф. Большинство авторов придерживаются второй точки зрения, т. е. считают, что эпохи флишеобразования наступали только в определенные стадии развития геосинклиналей. На таких позициях стоят, например, Н. Б. Вассоевич, Б. М. Келлер, В. А. Николаев, М. Жинью, Ван-дер-Грахт, М. Люжон, считающий флиш «конечной фацией литогенетического цикла» в геосинклиналях, и др.

Специфическая ритмичность флиша, его приуроченность к определенным геотектоническим элементам земной коры, его геоисторическая стадийность — все это в сумме позволяет считать флиш особым типом, особой категорией, особым порождением, особой генерацией геологических образований. Наиболее удачным термином для обозначения такого типа образований можно считать, по-видимому, термин «геогенерация» [Вассоевич, 1951].

Характер распределения флишевых отложений внутри геосинклинальных прогибов дает основание считать, что время флишенакопления в истории того или иного прогиба предопределяется не каким-то определенным этапом его эволюции, а наличием некоторых, необходимых для флишеобразования условий, которые могут возникнуть на любой стадии геосинклинального развития этого прогиба [Архипов, 1974].

Ф. ф. характерна для геосинклиналей, поэтому преобладают сцементированные и метаморфизованные породы. По минеральному составу обломочные породы флиша весьма разнообразны. Здесь встречаются кварцевые, кварцево-глауконитовые, кварцево-полевошпатовые, аркозовые, граувакковые псаммиты и алевролиты, полиминеральные и мономинеральные пелиты. Довольно часто к обломочному материалу примешивается вулканогенный, присутствуют настоящие пепловые и туфовые прослойки. Образование флиша происходило в морских бассейнах, ограниченных «кордильерами» (горными сооружениями, островами, отмелями) при определенном типе геотектонического режима (наличие мелких колебательных движений). В осадках флиша выделяются следующие типы фаций: 1) прибрежные (конгломераты, брекчии, песчаники), частью даже наземные и дельтовые (?), 2) мелководные (тонкозернистые песчаники, алевролиты, мергели и известняки, частью аргиллиты), 3) глубоководные, возможно батиальные (?) глинистые осадки [Логвиненко, 1974].

Ф. ф. можно считать осадками, отложенными в глубоководных желобах, какие развивались у подножий молодых и высоких подводных горных хребтов, типа островных дуг. Признаком глубоководности флишевых отложений является также нахождение среди них прослоев так называемого «дикого флиша», т. е. брекчий, валунов и скал чужеродных пород. Современные аналоги флиша найдены в глубоководных трогах (глубиной 6—10 км), которыми окаймляют со стороны океана кордильеры окраинноматериковых островных дуг [Руководство ..., 1963].

По поводу глубины бассейна или той его части, где отлагались толщи флиша, существуют три точки зрения. Первая предполагает образование флиша в мелководных условиях на глубинах 0—200 м (Маслов, 1960 г.). Другие исследователи высказываются в пользу значительных глубин порядка сотен и

тысяч метров [Келлер, 1949; Хворова, 1958 г.; Вассоевич, 1960 г.; Клауд, 1965 г.; Sujkowski, 1957 г.; и др.]. Сторонники глубоководности флишевых отложений допускают весьма значительный интервал глубин, на которых мог образоваться флиш. Причем, верхний предел ограничен явно или неявно изобатой 200 м. (Р. Трюмпи, 1965 г.; Н. Б. Вассоевич, 1960 г.; Р. Клауд, 1965 г.), что весьма примечательно. И, наконец, ряд геологов считает, что проблемы батиметрии флиша вообще не существует и флиш мог отлагаться и в прибрежных зонах и на значительных глубинах (Обуэн, 1967 г.; Tercier, 1947 г.) [Леонов, 1972].

Большинство современных исследователей полагают, что флиш образуется в узких и глубоких (несколько сотен, а иногда более 1000 м глубины) троговых бассейнах, с активными придонными течениями — мутьевыми потоками, стекающими перпендикулярно к бортам прогиба. Мутьевые потоки способствуют переносу крупных и даже грубых обломков на большие глубины, где их затем разносят вдоль дна трога продольные донные течения. Периодическое оживление деятельности мутьевых потоков обусловливается активизацией тектонических движений, усилением подвижек вдоль разломов, отделяющих прогиб от ограничивающих его поднятий. К этим разломам, к периодам их наиболее активного развития, приурочены брекчии, глыбовые конгломераты, «горизонты с включениями» (олистостромы), составляющие типоморфные элементы грубого или дикого флиша [Хаин, 1973а].

В современную геологическую эпоху образование флишевых толщ не доказано. Осадки с ритмичностью, напоминающей ритмичность флиша, были встречены в Индонезийском архипелаге [Рухин, 1953].

В современной тектонической структуре океанического дна имеются зоны, во многом напоминающие флишевые троги геологического прошлого. К ним относится система глубоководных океанических желобов, в которых стыкуются блоки земной коры океанического и субконтинентального типа [Романовский, 1976].

4. Говоря о составе Ф. ф., следует в первую очередь различать флиш невулканогенный и вулканогенный. В последнем наряду с пачками флишевого строения могут присутствовать пачки туфов и лав диабазов, андезитов и других пород. По составу компонентов, участвующих в ритмичном переслаивании, выделяются: 1) терригенный флиш — последовательная смена литологических разностей от грубозернистого песчаника или гравелита до аргиллита, 2) карбонатный флиш — последовательная смена пород от обломочного известняка до аргиллита или глины, 3) туфогенный флиш — последовательная смена пород от туфогенного песчаника или туфа к туфоаргиллитам или к кремнистым сланцам [Муратов, Цейслер, 1968б].

А. Е. Михайлов в зависимости от состава выделяет песчано-глинистый, песчано-глинисто-карбонатный и глинисто-карбонатный флиш [Михайлов, 1958, 1973].

Различные классификации флишей предложены С. Л. Афанасьевым (1976).

ФЛИШ КОНГЛОМЕРАТОВЫЙ.— Ф., в котором весьма значительна доля участия грубообломочных пород; развит во многих альпийских геосинклинальных системах (например, в Карпатах, в Балканском хребте и др.) [Архипов, 1971].

ФЛИШ ПЕСЧАНИКОВЫЙ.— Ф. с резким преобладанием песчаников; известен в эоцене Западных Альп и Северных Апеннин, в меловых и палеогеновых отложениях Восточных Карпат, в олигоцене Восточного и Юго-Восточного Ирана и во многих других районах [Архипов, 1971].

ФЛИШ ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТЫЙ.— Ф. с приблизительно равным, хотя часто и изменяющимся в ту или иную сторону содержанием терригенного (песчаники, алевролиты) и глинистого компонентов; распространен очень широко, встречаясь почти во всех флишевых комплексах [Архипов, 1971].

ФЛИШ ГЛИНИСТЫЙ.— Ф. с резким преобладанием глинистого компонента; встречается, в частности, в эоцене Западных Альп, в третичных отложениях Северных Апеннин, в нижнем мелу Восточных Карпат и в других местах [Архипов, 1971].

Примеч.: Ф. г. в формационном ряду появляется вместо аспидной ф. Это положение можно считать установленным в Крыму, где мощная толща глинистого флиша покрывается отложениями средней юры, которые по типу своего строения близки к аспидной ф. Не менее отчетливо тесную взаимосвязь Ф. г. и аспидной ф. можно видеть в британских каледонидах [Келлер, 1949].

Одни исследователи рассматривают «дикий флиш» и Ф. г. как части единой флишевой ф., другие выделяют самостоятельную ф. Ф. г. [Королюк, 1962].

ФЛИШ КАРБОНАТНЫЙ (ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫЙ, ГЛИНИСТО-КАРБОНАТНЫЙ).— Ф., в котором главная роль принадлежит различным известнякам и мергелям. Хорошими примерами Ф. к. могут служить флишевые отложения в Пиренеях, в некоторых районах Апеннин и Альп, частично меловой флиш Румынских Карпат, меловой флиш южного склона Большого Кавказа и др. [Архипов, 1971].

— Ф., состоящий из известняковых песчаников, обломочных известняков, пелитоморфных известняков, мергелей, карбонатных и некарбонатных глин и аргиллитов, иногда кремнистых пород [Виноградов, 1973].

ФЛИШ КРЕМНИСТЫЙ (ГЛИНИСТО-КРЕМНИСТЫЙ, КАРБОНАТНО-КРЕМНИСТЫЙ).— Ф., характеризующийся присутствием значительных количеств примеси кремнистого материала в карбонатно-глинистых отложениях, а также наличием горизонтов кремнистых пород (диатомовых, спонгилитовых и радиоляриевых сланцев, различных яшмовидных пород), иногда полностью замещающих прослои песчаников. В качестве примера такого Ф. можно назвать некоторые верхнемеловые отложения Внешней зоны Карпат, кремнистые отложения во Ф. встречаются также в Динарских горах, в Пиренеях, в Греции и во многих других районах [Архипов, 1971].

Ф. ВУЛКАНОГЕННЫЙ (ТУФОГЕННЫЙ).— Ф., состоящий в основном из туфогенного материала различного гранулометрического состава [Виноградов, 1973].

— Разновидность терригенного флиша, обломочные породы в котором образованы в основном вулканогенным материалом, главным образом, туфами и туффитами. Иногда в таком Ф. встречаются горизонты различных эффузивных пород [Архипов, 1971].

Ф. ТУФОВЫЙ.— Явного определения не обнаружено.

Примеч.: Образование Ф. т. обычно связывается с деятельностью турбидитных потоков, хотя некоторые исследователи отводят определенную роль в образовании ритмов периодическому поступлению в бассейны вулканического материала. Периодичность извержений установлена для большинства наиболее изученных наземных вулканов, и нет оснований думать, что она не характерна для подводного вулканизма. Так, повсеместно нижним элементом ритмов туфового флиша являются туфы или туффиты. В ритмах отсутствует тонкозернистая «вмещающая масса», свойственная турбидитам. Т. ф. всегда распространен вблизи вулканических очагов непосредственно на склонах и у подножия вулканогенных поднятий. Известны примеры градационной слоистости в туфовых слоях, которые коррелируются по буровым скважинам на дне океана на

расстояние до нескольких тысяч километров. Градационную слоистость Ф. т. можно объяснить последовательным осаждением из мутьевого облака, возникающего при подводных извержениях, все более легких и мелких частиц вулканического материала. В своем классическом выражении Ф. т. развивался в раннеорогенный этап вдоль образующихся в это время протяженных внутригеосинклинальных островных поднятий — внутренних вулканических дуг. Ф. т. четко маркирует внутригеосинклинальные вулканические (и вулкано-плутонические) поднятия, особенно рельефно выделяя протяженные линейные структуры типа внутренних вулканических дуг. Величина ритмов Ф. т. зависит как от массы выброшенного вулканического материала и расстояния от очагов, так и от количества привносимого нетуфового материала. При грубообломочном составе последнего мощность ритмов нередко достигает нескольких метров и даже десятков метров. При тонких, глинистых и алевритовых, отложениях ритмичность мелкая, «полосчатая» или «штриховатая»; величина слойков в ритмах обычно измеряется миллиметрами или сантиметрами [Власов, 1979].

Син.: вулканокластический (вулканогенный) флиш [Власов, 1979].

Ф. ТЕРРИГЕННЫЙ.— Ф., состоящий из песчаников, алевролитов, аргиллитов, глин, иногда гравелитов и конгломератов (грубый, или «дикий», Ф. с олистостромами) [Виноградов, 1973].

ВЕРХНЯЯ ТЕРРИГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., соответствующая началу второй стадии цикла развития геосинклиналей, а также платформ; образуется за счет размыва быстрорастущих центральных поднятий внутри геосинклинали. Для нее весьма характерен терригенный флиш, выделяемый во флишевую подформацию. На платформах флишевая подформация в составе рассматриваемой ф. отсутствует и последняя представлена каустобиолитовой подформацией [Белоусов, 1954; ГС, 1973].

Син.: регрессивная геогенерация миогеосинклиналей [ГС, 1973].

Флишоидные формации

ФЛИШОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ.— 1. Мощные (сотни или тысячи метров) толщи песчаников, алевролитов и аргиллитов, иногда переслаивающихся с карбонатными или пирокластическими породами, с подчиненными конгломератами, характеризующиеся ритмичностью нескольких порядков; макроритмы состоят из пачек с четкой мезо- и микроритмичностью, чередующихся с мощными (до первых сотен метров) неритмичными пачками, слагающимися песчаниками и конгломератами или алевролитами и аргиллитами; мезоритмы имеют мощность от нескольких до первых десятков м, мощности микроритмов измеряются см или дм. В отличие от флишевой ф. микроритмы данной ф. часто двухкомпонентные, иногда не включающие пелитовых пород (например, слагаются песчаниками и алевролитами). Градационная слоистость не характерна, но нижние поверхности ритмов резкие, иногда с механо- и биоглифами. Ф. ф., как и флишевые, образуются обычно на заключительных стадиях развития геосинклинали при формировании узких внутригеосинклинальных прогибов и внутригеосинклинальных поднятий (кордильер), включают морские отложения, но

вероятно, более мелководные, чем во флишевой ф. Парагенетически часто (но не всегда) связаны с флишевыми ф., в формационном ряду обычно перекрываются молассовой или молассоидной ф. [ГС, 1973].

— Ф., занимающие промежуточное положение между собственно флишевыми и песчано-глинистыми, глинистыми и глинисто-мергельными толщами неритмичного строения. Иногда Ф. ф. фациально замещают флишевые, иногда образуют самостоятельные обособленные тела. В отличие от флишевых ф. для Ф. ф. не характерно последовательное изменение структуры пород, образующих ритмы; прослои, отвечающие первому элементу ритма, не имеют резких следов размыва в основании и постепенного перехода ко второму элементу ритма. Сама ритмичность Ф. ф. менее правильна, в переслаивании участвуют обычно две разности пород [Муратов, Цейслер, 1968б].

— Мощный комплекс морских обломочных и обломочно-карбонатных образований, характеризующихся на отдельных участках ритмичностью флишевого типа [Александрова и др., 1974].

— Мощные толщи сильно известковистых песчаников и аргиллитов, чередующихся со слабо выраженной ритмичностью флишевого типа. Чаще эти отложения относятся к молассовой ф., иногда же к флишу. Однако ряд специфических особенностей Ф. ф. позволяет легко отличать их от моласс и от флиша [Михайлов, 1951].

Примеч.: Главная масса пород Ф. ф. состоит из хорошо отсортированных по крупности зерна песчаников и слабо рассланцованных аргиллитов. Песчаники и аргиллиты последовательно чередуются, однако очередность их расположений часто нарушается. Равным образом и мощности отдельных пачек бывают изменчивы и не выдержаны. Эта морфологическая особенность резко отличает Ф. ф. от флишевой [Михайлов, 1951].

В состав Ф. ф. входят, главным образом, полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты и конгломераты. Сопутствующими, менее распространенными породами формации являются гравелиты, кремнистые сланцы, туффиты, вулканомиктовые песчаники и известняки. Последние часто слагают различные по размерам рифовые постройки и вместе с пририфовыми конгломератами и песчаниками выделяются в рифовую субформацию [Александрова и др., 1974].

2. Геосинклинальные осадочные формации, характеризующиеся следующими дополнительными, но важными признаками, связанными с условиями их формирования:

А. Геотектонические: 1) начальные доинверсионные стадии прогибания геосинклиналей, 2) режим колебательных движений нисходящий, знакопеременный, но не резко дифференцированный, скорости и амплитуды движений значительные, 3) характер осадконакопления часто недокомпенсированный и относительно глубоководный, 4) дислокации пликативные, линейные, напряженные, осложнены нередко дополнительными складками вплоть до гофрировки, 5) кластогенный материал в породах незрелый, свежий, 6) вулканогенные образования играют подчиненную роль.

Б. Геоструктурные: 1) распространение Ф. ф. тяготеет преимущественно к внутренним зонам интрагеосинклиналей, 2) в местах сопряжения с геосинклинальными поднятиями Ф. ф., если встречаются, то обычно редуцированы и обладают меньшим числом характерных признаков.

В. Литологические: унаследованные — вещественный состав терригенных пород Ф. ф. (зависит от области питания) обычно разнородный: граувакковый, кварц-полевошпатовый, реже су-

щественно кварцевый, сингенетичные: I — седиментационные, связанные с тектоническими, фациальными и климатическими условиями, определяющие триадные и диадные парагенезисы фаций и соответствующие им преобладающие сочетания типов пород: триадные — а) для нижних членов Ф. ф.— конгломераты (гравелиты)→песчаники→алевролиты, б) для средних членов Ф. ф.— песчаники→алевролиты→пелитолиты, в) для верхних членов Ф. ф.— алевролиты→пелитолиты→мергели (реже известняки) или алевролиты→мергели→пелитолиты; диадные сочетания пород для тех же интервалов Ф. ф. соответственно: а) песчаники→алевролиты, б) алевролиты→алевропелиты, в) алевропелиты→пелитоиды и т. д. II — структурно-текстурные признаки пород Ф. ф., которые находятся в тесной связи с фациально-седиментационными условиями их образования, проявляются в следующих соотношениях: а) псефиты обнаруживают массивную и слоеватую текстуру, б) псаммиты — косослойчатую, крупно-средневолнистую, изредка оползневую, в) алевролиты — мелкую волнисто-слойчатую, мелкосерийную косослойчатую и оползневую, г) пелиты — горизонтально-слойчатую и массивную, реже оползневую. III — ритмичность Ф. ф. в целом проявляется менее четко, чем в флишевых ф., и, главное, не однозначно. Нижние члены Ф. ф. обнаруживают неравномерную то грубую, то весьма тонкую ритмичность, в средних интервалах ритмичность более контрастная, местами сходная с флишевой. Для верхних членов Ф. ф. характерна перемежаемость интервалов с контрастной и неконтрастной ритмичностью. Строение элементарных циклов асимметричное, реже симметричное. Мощность элементарных циклов (гемициклов) колеблется от нескольких сантиметров до 1,5—2,0 м, реже более [по Вылцану, 1978].

Примеч.: Термины «флишоидный» и «флишеподобный» означают имеющие сходство с флишем. Понятие, которое мы вкладываем в термины «флишоидный», «флишоидные отложения», «флишоидная ф.», касается не только и не столько морфологического, структурного сходства с флишем, сколько иных геотектонических условий формирования флишоидных отложений. Вопрос о «неопределенности» флишоидных отложений (и Ф. ф.) должен быть снят. Во всяком случае, речь может идти о недостаточной изученности такого рода геологических ф. и необходимости восполнения существующего пробела в этой области. Ф. ф., равно как флишевые и аспидные, являются образованиями, присущими только геосинклинальному режиму осадконакопления [Вылцан, 1978].

Для Алтае-Саянской складчатой области И. А. Вылцан [1978] среди Ф. ф. выделяет зелено-фиолетовую граувакково-сланцевую, черносланцевую (аспидную) терригенную и сероцветную карбонатно-терригенную субфлишевую субформации.

ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТАЯ Ф. Ф.— Ф., по составу близкая к песчано-глинистой сероцветной. Отличие заключается во внутреннем строении, тоже слоистом, но с более или менее четко проявленной ритмичностью (градационная слоистость). Мощность обычно большая, достигающая 10 000 м. Ф. очень характерна для позднегеосинклинального режима. Развита в геосинклиналях всех возрастов. Продуктивность неизвестна [Объяснительная записка..., 1973].

ПЛАГИОЛИПАРИТО-БАЗАЛЬТОВАЯ ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТАЯ Ф. Ф.— Ф., по составу являющаяся аналогом плагиолипарито-базальтовой песчано-глинистой формации, но отличающаяся от нее флишоидной слоистостью. Проявляется в позднегеосинклинальную подстадию и достигает мощности более 3000 м [Объяснительная записка..., 1973].

Терригенные формации

АСПИДНАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., имеющая следующие черты. Основные породы: глины, часто превращенные в глинистые сланцы, аргиллиты, алевролиты, песчаники (полимиктовые), глинистые конгломераты. Сопутствующие породы: линзы раковинных (криноидных, брахиоподовых) известняков, угли. Характерные минералы: сидерит, анкерит, пирит (в виде конкреций). Характерные текстурные и другие особенности: чередование мощных пачек глинистых сланцев и песчаников или их тонкоритмичное переслаивание; гиероглифы механического происхождения (механоглифы) на нижних поверхностях пластов, знаки ряби. Фауна — скудная, морская. Мощность— весьма значительная (многие километры) [Хаин, 1954. Близк. опред.: Серпухов, 1967].

— Мощные толщи чередования «граувакковых» песчаников и сланцев, с зачаточной ритмичностью флишевого типа. Эти терригенные толщи в значительной степени состоят из обломков изверженных пород. Характерными спутниками указанных образований являются прослои вулканических туфов, пачки силицитов и, как следствие позднейшего динамометаморфизма и гидротермальных процессов, кровельные сланцы, аспидные сланцы и кварцевые жилы [Келлер, 1949. Близк. опред.: Беккер, 1965].

— Ф., состоящая из чередования граувакковых песчаников и сланцев с подчиненным количеством вулканических и кремнистых пород [Михайлов, 1958, 1973].

Примеч.: 1. А. ф. была выделена в 1946 г. Б. М. Келлером под именем кровельной ф. Одновременно, в 1947 г. эта ф. была выделена Н. Б. Вассоевичем на Кавказе и названа им А. ф. Термин Н. Б. Вассоевича более удачен, так как в рассматриваемой толще пород аспидные сланцы распространены значительно шире, чем кровельные сланцы [Келлер, 1949].

Эта ф., как известно, была выделена Б. М. Келлером под названием кровельных сланцев, Н. Б. Вассоевичем — аспидной, В. В. Белоусов ее именует нижней терригенной, Л. Б. Рухин — глинисто-сланцевой и т. д. [Бежаев, 1978].

Рассматриваемые отложения часто выделяются под именем граувакковой ф. Термин этот нельзя признать удачным, так как многие авторы понимают под «граувакками» песчаники с глинистым цементом, вне зависимости от состава обломочных зерен этих пород. С точки зрения этих исследователей граувакки повсеместно распространены во флишевых отложениях, вследствие чего в термине «граувакковая» ф. не будет отражена принципиальная разница между флишем и А. ф. [Келлер, 1949].

2. А. ф. накапливается в первую стадию развития геосинклиналей и характеризуется широким развитием песчаников и сланцев. Толщи этих пород часто обладают тонкой ритмичностью, подобной флишевой, достигают большой мощности и накапливаются, главным образом, в первую стадию развития геосинклинальных прогибов [Бежаев, 1978].

В состав А. ф. входят темные и зеленовато-серые, плохо отсортированные песчаники и сланцы полимиктового состава, возникшие за счет разрушения, главным образом, основных изверженных пород. Изредка наряду с ними появляются прослои вулканических туфов. Песчаники и сланцы в этом сообществе

то правильно чередуются друг с другом, то образуют отдельные более мощные прослои, весьма не выдержанные по простиранию. В чередовании пород А. ф. лишь в очень редких случаях наблюдается зачаточная ритмичность — грубозернистость и перерыв в основании пластов, неровности на нижней их поверхности. Особенности А. ф. связаны также с ее позднейшим динамометаморфизмом. Для нее характерен региональный кливаж, присутствие аспидных и кровельных сланцев [Келлер, 1955].

3. Характерной особенностью А. ф. является фациальный переход в направлении к платформе в отложения обломочно-карбонатного комплекса. Сформировались рассматриваемые ф. в результате размыва гипербазитов, основных и в меньшей мере кислых эффузивных пород и подчиненных им осадочно-метаморфизованных отложений [Беккер, 1965].

На окраине прилегающей платформенной суши А. ф. нередко замещается паралической угленосной ф. В других случаях, чаще всего ближе к склону платформы или на геоантиклинальных поднятиях, А. ф. переходит в зоогенные (криноидные, брахиоподовые) известняки [Хаин, 1973].

Син.: грауваккова я ф. [Михайлов, 1958, 1973], сланцево-грауваккова я ф. (И. П. Новицкий, 1972 г.), терригенная ф. [Виноградов, 1973], кровельная (кровельных сланцев) ф. [ГС, 1973].

ФИЛЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Мощные толщи (многие сотни, первые тысячи метров) филлитовых сланцев, обычно несколько алевритистых, с прослоями алевролитов и песчаников с зачаточной ритмичностью флишевого типа. Во многом она напоминает аспидную ф. Б. М. Келлера, но отличается от нее более тонким составом терригенного материала, большей однородностью разреза и присутствием пластов кремнистых сланцев [Каледа, 1966].

ГЛИНИСТО-СЛАНЦЕВЫЕ ФОРМАЦИИ.— Мощные и сравнительно однородные значительно метаморфизованные глинистые толщи. Кроме преобладающих глинистых пород в разрезе рассматриваемой ф. в виде обязательного компонента встречаются слои разнообразных по составу песчаников, в том числе граувакк. Значительно реже наблюдаются известняки. Кроме глинистых пород, присутствуют спилитовые и андезито-базальтовые породы и их туфы, которые, однако, не являются обязательными членами данной ф. Мощность Г.-с. ф. измеряется сотнями, а в ряде случаев и тысячами метров. Глинистые сланцы обычно окрашены в черный и темно-серый цвет, особенно в тех случаях, когда они обогащены органическим веществом, но часто встречаются и зеленовато-серые разновидности, более богатые туфогенным материалом [Рухин, 1953. Близк. опред.: Муратов, Цейслер, 1968б].

Примеч.: Подобные ф. иногда называют аспидными. Однако это название не характеризует первоначального состава осадочных пород, типичных для данной ф. В типичных геосинклинальных Г.-с. ф., особенно содержащих значительное количество песчаных прослоев, наблюдается часто ритмичность флишевого типа. Поэтому данные толщи В. В. Белоусов называет флишоидными. В флишоидных толщах особенно часто присутствуют граувакки, а иногда и линзы конгломератов [Рухин, 1953].

Г.-с. ф. залегают либо в основании формационного ряда данной геосинклинальной системы, либо в его верхней части и фациально связаны с угленосными, кремнисто-вулканогенными, карбонатными, флишевыми (?) ф. Г.-с. ф., залегающие в основании формационного ряда, известны в литературе под названием аспидной ф. Подобные по составу ф., залегающие в верхней части, В. Е. Хаин относит к шлировой ф. [Муратов, Цейслер, 1968б].

Физико-географические условия отложения глинисто-сланцевых толщ, формирующихся на начальной стадии прогибания геосинклиналей, были в общем

довольно однообразными. Подавляющее большинство их представляет собой несомненно морские отложения, возникающие, однако, на неодинаковой глубине в различных участках геосинклинали в зависимости от характера рельефа морского дна и прилегающих участков суши. В некоторых случаях глинистые сланцы, в особенности их разновидности, лишенные остатков донных организмов, образовались в условиях сильно расчлененного рельефа дна на весьма значительных глубинах. В других случаях примерно такие же глинистые породы возникали на малой глубине. Черный цвет глинистых сланцев объясняется обилием в них органического вещества, накоплению которого способствовали пышная растительность на прилежащей равнинной суше и быстрое отложение осадочного материала. Образованию глинистых толщ несомненно благоприятствовало также наличие развитой речной сети, выносившей в прилежащие водоемы значительное количество мелкообломочного материала [Рухин, 1953].

ФОРМАЦИЯ ГЛИНИСТЫХ СЛАНЦЕВ.— Ф., состоящая в основном из глинистых сланцев или аргиллитов с подчиненными прослоями алевролитов и песчаников [Михайлов, 1958, 1973].

ГЛИНИСТАЯ СЕРОЦВЕТНАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., состоящая почти исключительно из глинистых пород (аргиллиты, сланцы). Второстепенные компоненты: полимиктовые песчаники, алевролиты, кремнистые породы, мелкогалечные конгломераты. Накапливается в морской обстановке. Строение ф. простое, заметно слоистое. Мощность не превышает 4000 м, но не менее нескольких сот метров, так как при меньших мощностях теряется формационная индивидуальность. Развита в геосинклинальных прогибах, нередко в основании их разреза [Объяснительная записка..., 1973].

Син.: аспидная ф. [Объяснительная записка..., 1973].

ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ.— Ф., представляющие собой наибольшую по разнообразию состава и условиям образования группу ф. Здесь можно выделить генетический ряд ф. от грубообломочных конгломератов геоантиклинальных ф. континентального и прибрежно-морского происхождения до глинисто-сланцевых ф., занимающих глубоководные морские прогибы. Указанные ф. тесно связаны взаимопереходами. Мощные конгломератовые ф. нередко бывают базальными, приурочиваясь к основанию формационной колонки геосинклинальной системы, или образуют мощные толщи по периферии геосинклинальных прогибов и на геоантиклиналях. Не менее широко развиты ф. полимиктовых песчаников, особенно грауваккковые ф., имеющие очень пестрый состав. Красноцветные терригенные (аридные) и паралические угленосные (гумидные) ф. также приурочены к геоантиклинальным поднятиям. В составе перечисленных ф. наряду с конгломератами, полимиктовыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами как второстепенные члены нередко присутствуют прослои вулканических пород, обломочных и органогенных известняков, гипсов и доломитов, бурых и каменных углей [Муратов, Цейслер, 1968б].

Примеч.: В целом П.-г. ф., в составе которых преобладают грубообломочные породы, очень напоминают ф. заключительного этапа — молассы, однако в отличие от моласс они фациально связаны с ф. геосинклинальных прогибов, участвуя в строении совсем иных структур, чем молассы. Отождествление геоантиклинальных грубообломочных ф. с молассами нередко приводит к серьез-

ным ошибкам при тектоническом районировании и установлении закономерностей истории развития складчатых систем [Муратов, Цейслер, 1968б].

Син.: терригенные ф. [Муратов, Цейслер, 1968б].

ПЕСЧАНИСТАЯ СЕРОЦВЕТНАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., состоящая, главным образом, из полимиктовых песчаников, накопившихся в морских условиях. Второстепенными компонентами являются алевролиты, аргиллиты, изредка конгломераты. Строение несложное, слоистое, мощность колеблется от 300 до 3000 м. При меньших мощностях выделение этой ф. нецелесообразно, так как она становится непредставительной. П. с. ф. характерна для геосинклинальных прогибов терригенного типа. Продуктивность неизвестна [Объяснительная записка..., 1973].

ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТАЯ СЕРОЦВЕТНАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., состоящая из полимиктовых, обычно средне- и мелкозернистых песчаников, алевролитов и глинистых пород (аргиллитов, сланцев). Второстепенными компонентами являются известняки, галечники, туффистые и аркозовые песчаники и очень редко кремнисто-глинистые сланцы. Иногда отмечается углистость. Накапливается в морской обстановке. Строение ф. слоистое с изменчивой мощностью отдельных пачек. Общая мощность колеблется от 500 до 10 000 м. Наибольшее развитие ф. имеет в геосинклинальных прогибах, особенно терригенного типа, в которых нередко составляет почти весь объем осадков. Незначительно распространена в пределах подвижных окраин платформы, на устойчивых массивах. Перспективна на фосфориты, иногда отмечаются проявления битумов [Объяснительная записка..., 1973].

ТЕРРИГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., состоящая из темно-серых, черных, зеленовато-серых плотных глин, глинистых сланцев, аргиллитов, алевролитов, а также разнообразных песчаников, иногда граувакковых. Обломочный материал граувакковых песчаников состоит из магматических основных пород и их минералов. Под влиянием метаморфических воздействий сланцы часто приобретают облик филлитов, а песчаники — кварцитов. Ритмические колебательные движения придают песчано-глинистым толщам флишоидный характер. Отложения Т. ф. бывают обогащены органическим веществом и иногда являются угленосными, газоносными и нефтематеринскими. Встречаются пачки кремнистых пород, туффитов, спилитов, известняков. Мощность достигает многих тысяч метров (5—10 км) [Виноградов, 1973].

Примеч.: Понятие «Т. ф.» является обобщающим. По существу, это целая группа ф. Поэтому из ее состава часто выделяют в качестве самостоятельных ф. глинистых (аспидных) сланцев, песчаников, граувакковую и другие в зависимости от местных условий [Виноградов, 1973].

Син.: сланцевая ф., аспидная ф., песчаниковая ф., граувакковая ф. [Виноградов, 1973].

НИЖНЯЯ ТЕРРИГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., соответствующая началу цикла развития геосинклинали. Эта ф. является сложной. Часто в ее основании можно выделить континентальные осадки. Кроме того, в ряде случаев в составе той же ф. констатируется

появление выше континентальной пачки или, если последняя отсутствует в основании ф.— мощной толщи преимущественно глинистых или песчано-глинистых отложений, отличающихся большим фациальным однообразием. Эти отложения бедны ископаемыми, но богаты органическим материалом, либо рассеянным (битуминозные сланцы), либо сосредоточенным (угленосность). Отмечается также присутствие пирита. Состав пород часто свидетельствует о восстановительной среде и, вероятно, о сероводородном заражении бассейна. Такие толщи иногда обладают ритмичной слоистостью [Белоусов, 1954].

Примеч.: В. Е. Хаин (1950 г.) и Б. М. Келлер (1949 г.) называют эту ф. аспидной, ввиду развития в ней аспидных сланцев. Но аспидный характер сланцев является результатом их метаморфизации. Этот вторичный признак едва ли можно брать за основу термина. А. В. Пейве, по-видимому, ту же ф. называет «ф. терригенных морских сероцветных отложений» [Белоусов, 1954].

ГРАУВАККОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф. терригенных пород, отчасти туффитов, образовавшихся за счет разрушения, главным образом, основных эффузивных и интрузивных пород. Эта ф., как правило, следует непосредственно за спилито-диабазовой [Васильковский и др., 1964].

— Мощные (до 3000—5000 м и более) толщи «грауваккoвых» песчаников (в значительной мере состоящих из обломков изверженных пород основного состава), алевролитов, аргиллитов, иногда грубообломочных пород, туфов, кремнистых пород. Г. ф. принадлежит к эвгеосинклинальным ф. и характерна для ранних стадий развития геосинклиналей. Образуется в результате размыва вулканогенных толщ, слагающих внутригеосинклинальные поднятия, при продолжающихся проявлениях вулканизма [ГС, 1973].

Син.: граувакково-флишоидная ф. [Васильковский и др., 1964].

ТЕРРИГЕННАЯ ВНУТРИГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ФОРМАЦИЯ.— Терригенный комплекс, представляющий собой специфическую ф., не похожую на другие терригенные ф., описанные в литературе. Несколько сходна с ним аспидная ф., но и это сходство не идет дальше чисто внешней общности одинаковых пород — песчаников и сланцев. Песчаники аспидной ф. являются «грауваккoвыми», тогда как песчаники Т. в. ф. имеют существенно кварцевый или полевошпат-кварцевый состав и скорее близки к аркозовым. Среди пород аспидной ф. часты и обычны вулканогенные горизонты и прослои кремнистых пород; в Т. в. ф. они исключительно редки. Т. в. ф. имеет исключительно большую мощность и широкий возрастной интервал. В отличие от аспидной ф. Т. в. ф. расположена во внутренних частях геосинклинальной области (по Зоненшайну, 1963).

Примеч.: В Западном Саяне Т. в. ф. разделяется снизу вверх на сланцевую, песчаниковую и флишоидную подформации [Зоненшайн, 1963].

ФАЛЛАХОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Базальная ф., происходящая в результате сноса обломочного материала с платформенных массивов, состоящая из кварцевых и аркозовых песчаников и кварцитов [Келлер, 1970].

— Ф., сложенная преимущественно грубообломочными породами, возникшими в результате разрушения фундамента прилегающей платформы (И. П. Новицкий, 1972 г.).

Примеч.: 1. Мы подчеркиваем лишь некоторые черты строения Ф. ф.: 1) присутствие в составе ф. двух градаций — одной, сложенной аркозовыми песчаниками, другой — чистыми кварцевыми песчаниками и кварцитами, которые могли образоваться при длительном перерыве в поступлении материала; 2) явно преобладание аркозовых песчаников и кварцитов при подчиненном значении пачек, где последние чередуются с алевролитами и сланцами; 3) четко выраженная горизонтальная слоистость песчаников и, наряду с этим, наличие прослоев с характерной косой слоистостью и волноприбойными знаками; отложение песчаников, видимо, происходило в водной среде, в условиях крайнего мелководья; 4) присутствие местами трещин на поверхности песчаных пластов, свидетельствующее о периодах осушения бассейна; 5) широкое площадное распространение и значительная мощность, связанная с интенсивным прогибанием в области осадконакопления [Келлер, 1970]. Эта аллохтонная ф. обычно формируется вслед за фазой складчатости и магматизма. В этом отношении она напоминает молассу, но резко отличается от моласс источником обломочного материала и вещественным составом. Распределение Ф. ф. внутри геосинклинальных прогибов дает возможности судить о локализации частных фаз складчатости внутри единой байкальской эпохи складчатости (Б. М. Келлер, 1971 г.).

2. Рассмотренная ф. является совершенно чуждой в миогеосинклинальном ряду ф.; ее вторжение связано с кратковременными эпизодами поднятия платформы, бывшей в рифее основным поставщиком обломочного материала [Келлер, 1970].

СПАРАГМИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., сложенная чередующимися алевролитами и песчаниками с неясными следами сортированной слоистости, местами с неровностями на нижней поверхности пластов. Песчаники образуют прослои и нередко группируются в пачки до 50—100 м мощностью. Изредка встречаются крупные линзы доломитов, характерны пачки ленточных сланцев. В зонах наибольшего прогибания появляются пачки черных сланцев. Характерным спутником С. ф. являются тиллитоподобные конгломераты со следами подводнооползневых смятий [Келлер, 1968].

Примеч.: С. ф. свойственна пестрота фаций, плохая сортировка обломочного материала. Формирование ее происходило на склонах миогеосинклинальных прогибов байкальского этапа в континентальных и прибрежно-морских условиях. Важное значение в формировании С. ф. имели ледники, выносившие в море огромное количество свежего обломочного материала. В ряду ф. байкальского этапа складчатости С. ф. предшествует молассам и следует за сланцево-эффузивными толщами, отвечающими начальной стадии формирования прогиба. Вместе с тем по своим морфологическим особенностям С. ф. чрезвычайно близка к молассам и резко отличается от флиша отсутствием отсортированной слоистости [Келлер, 1968].

ПЕСЧАНО-ФТАНИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ.— Ф., сложенные олигомиктовыми песчаниками, переслаивающимися с количественно преобладающими кремнистыми, глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами. Формируются в морской обстановке, характерны для доинверсионной стадии в развитии геосинклинали. Распространены в синклинорных структурах миогеосинклинальных зон [ГС, 1973. Близк. опред.: Беккер, 1965].

КАРБОНАТНЫЕ ФОРМАЦИИ.— Группа ф. в геосинклинальных областях, как правило, представленная несколькими разновидностями: ф. темных тонкослоистых известняков, массивных известняков, рифовых массивов, красноцветных и розовых брекчиевидных известняков, мелоподобных известняков и мергелей, слоистых известняков-ракушечников, доломитов и др. Обычно указанные разновидности пород образуют основной фон ассоциации пород, в то время как другие типы известняков входят в состав ф. как второстепенные члены. Нередко в составе К. ф. как второстепенные члены присутствуют прослои обломочных и глинистых пород, фосфоритов, сульфатов, вулканогенных пород. Таким образом, состав К. ф. может варьировать. Крупные тела различных по составу и условиям образования карбонатных пород обычно сопряжены друг с другом, слагая разные части геосинклинальных прогибов и смежных геоантиклинальных поднятий [Муратов, Цейслер, 1968а. Близк. опред.: Рухин, 1953; Виноградов, 1973; Логвиненко, 1974].

Примеч.: 1. Мощность геосинклинальных К. ф. может быть весьма велика. В большинстве случаев она измеряется сотнями метров, но иногда достигает нескольких тысяч метров [Рухин, 1953].

2. К. ф. развиты как во внутренних — эвгеосинклинальных прогибах, где они образованы преимущественно массивными рифовыми известняками, подчеркивающими положение внутренних поднятий, и ассоциируются с кремнисто-вулканогенными ф., так и во внешних — многеосинклинальных прогибах, где известняковые толщи, целиком выполняя прогибы, выходят в краевые части смежных платформ и ассоциируются с песчано-сланцевыми ф. Фациально К. ф. нередко связаны с терригенными красноцветными, терригенными сероцветными и угленосными, а по вертикали следуют либо после крупных перерывов, либо сменяют песчано-сланцевые ф., будучи сами перекрыты сульфатно-галогенными (соленосными) или терригенными ф. Структурное разделение К. ф. сопряжено с большими трудностями, поскольку К. ф. могут накапливаться в различных зонах в моменты времени, отвечающие эпохе наибольшей трансгрессии, общего выравнивания и относительной стабилизации [Муратов, Цейслер, 1968а].

Геосинклинальные К. ф. часто залегают совместно с глинистыми, а иногда и с кремнистыми ф. [Рухин, 1953].

3. К. ф. являются показателем определенных физико-географических, а часто и тектонических условий образования осадков. С этой точки зрения особенно важны рифовые толщи [Рухин, 1953].

ИЗВЕСТНЯКОВАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., состоящая из пелитоморфных в прогибах или органогенно-обломочных на поднятиях известняков, доломитизированных известняков, доломитов (преимущественно в палеозое) и мергелей. Сопутствующие породы: глины, алевролиты, кремнистые породы, пластовые фосфориты, горючие сланцы. Характерна правильная слоистость, выдержанность фациального состава, включения кремневых конкреций. Мощность — многие сотни, иногда тысячи метров [Хаин, 1954; Серпухов, 1967. Близк. опред.: ГС, 1973].

Примеч.: 1. И. г. ф. распространена в миогеосинклиналях и передовых прогибах, в пределах которых в условиях гумидного климата образуется субформация битуминозных известняков, слоистых известняков и карбонатно-терригенная [ГС, 1973].

2. И. г. ф. соответствует концу первой половины цикла — времени максимального преобладания опусканий над поднятиями. В различных местах геосинклинали, а тем более в различных геосинклиналях, эта ф. имеет весьма различный облик и сложена различными породами. На Большом Кавказе, например, к ней принадлежат органогенно-обломочные, рифовые, пелитоморфные известняки, мел и различные мергели верхней юры и мела. Сюда же относится так называемый карбонатный флиш — ритмично слоистые мергелисто-известковые толщи верхней юры и мела на южном склоне Главного Кавказского хребта. Различный облик этой ф. в различных местах позволяет выделять местные разновидности И. г. ф., или «подформации», тем более, что развитие последних тесно связано с тектоническими условиями [Белоусов, 1954].

РИФОГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., сложенная органогенными пористыми известняками с массивной макротекстурой, иногда доломитизированными. Мощность рифогенных известняков на коралловых островах достигает нескольких тысяч метров. Протяженность рифовых барьеров может достигать сотен и тысяч километров [Виноградов, 1973].

Примеч.: В докембрии известны лишь водорослевые стяжения, наросты и биогермы небольшого объема. В палеозое главными рифостроителями являлись сначала водоросли и археоцеаты, затем четырехлучевые и трубчатые (табуляты) кораллы, строматопоры и мшанки. В создании палеозойских рифов активное участие принимали такие рифолюбивые организмы, как морские лилии, плеченогие и др. Плеченогие иногда образовывали самостоятельные рифы. В мезозое основными рифостроящими являлись шестилучевые кораллы, водоросли, рудисты, им сопутствовали мшанки, морские лилии, фораминиферы, моллюски и др. В палеогене и неогене рифовые постройки возводились шестилучевыми кораллами, водорослями, мшанками, фораминиферами при участии гидроактиноидов, червей (серпулы), моллюсков [Виноградов, 1973].

ФОРМАЦИЯ РИФОГЕННЫХ ИЗВЕСТНЯКОВ (РИФОВАЯ).— Ф., сложенная известняками двух типов. Первый тип — собственно рифовые образования: массивные светлые, часто розоватые известняки монолитного сложения с характерной брекчиевидной текстурой. Фауна чрезвычайно богата и разнообразна. Известняки второго типа сходны с отложениями лагун современных коралловых рифов — темные слоистые, иногда глинистые, обычно тонкозернистые с менее разнообразной фауной. Полоса распространения ф. ограничена на западе и востоке зонами развития вулканических толщ, возрастные границы ф. смещаются в разных разрезах. Тело ф. в сечении имеет грибовидную форму. Мощность десятки — сотни метров. Широко распространена в отложениях разного возраста как в геосинклиналях, так и на платформах, располагаясь преимущественно вдоль границ различных структурно-формационных зон [ГС, 1973].

Примеч.: 1. Термин Ф. р. и. (р.) менее распространен по сравнению с термином ф. или «субформация рифовая» [ГС, 1973].

2. Рифы известны в самых разнообразных по возрасту и географическому положению областях. Они наиболее обычны для геосинклиналей в эпоху накопления карбонатных осадков в условиях теплого климата. Часто наблюдаются они и среди вулканогенных толщ. В переходных областях рифы образуются при временном установлении отчетливой дифференциации колебательных движений. К таким рифам часто приурочены нефтяные месторождения и поэтому они изучены наиболее полно. Известны рифы и среди платформенных областей. Здесь они обладают малой мощностью и не образуют вытянутых протяженных массивов. Приуроченность рифов к геосинклиналям объясняется тем, что быстрое

прогибание фундамента является одним из важных факторов их возникновения. Д. М. Раузер-Черноусова на основании изучения верхнепалеозойских рифов западного склона Урала показала, что рифы образуются обычно на сводовых или присводовых частях областей относительных поднятий, находящихся в зоне общего погружения. Изучение рифов важно для понимания особенностей тектонического режима районов их образования и иногда для поисков нефтяных месторождений, приуроченных к пористым и кавернозным породам рифов. Из других полезных ископаемых, ассоциирующихся в определенных условиях с рифогенными известняками в геосинклинальных областях, необходимо отметить бокситы [Рухин, 1953].

КАРБОСТРОМОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф. карбонатных пород со строматолитами. Ф. может нацело состоять из светлых доломитов, переполненных строматолитами. Иногда они чередуются с известняками, иногда переходят в сплошные толщи известняков, то светлых, то более темных и нередко битуминозных. Известняки и доломиты образуют две градации К. ф. [Келлер, 1973].

ФОРМАЦИЯ ГЛИНИСТЫХ ИЗВЕСТНЯКОВ, МЕРГЕЛЕЙ И РИФОВЫХ ИЗВЕСТНЯКОВ.— Ф., сложенная чередующимися пластами известняков, мергелей и иногда доломитов [Михайлов, 1958, 1973].

ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТО-КАРБОНАТНАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., сложенная разнообразными породами: карбонатными (известняки, доломиты, мергели) и терригенными (песчаники, глинистые сланцы). Присутствуют смешанные породы: известковистые песчаники и известковистые алевролиты. Выделить среди перечисленных пород главные затруднительно. Второстепенными компонентами являются конгломераты, гравелиты, кремни. Накопление осадков происходило в морских условиях при неустойчивом режиме колебательных движений. Строение формации сложное, часто наблюдается выклинивание и замещение слоев. Мощность достигает 3000—4000 м. Ф. образуется в геосинклинальных прогибах терригенно-карбонатного типа, в перикратонных прогибах, иногда встречается в разрезе платформенного чехла. Является хорошим коллектором нефти (битуминозные известняки), встречаются проявления фосфора. Характерна для палеозойских и более древних образований [Объяснительная записка .., 1973].

П.-Г.-К. С КВАРЦИТАМИ ФОРМАЦИЯ.— Ф., по составу близкая к П.-г.-к. ф., но включающая существенные количества кварцито-песчаников и кварцитов. Среди последних встречаются железистые разности, что придает ф. важную специфичность. Ф. свойственна геосинклинальным прогибам терригенно-карбонатного типа, развивавшимся в позднем докембрии и раннем палеозое. Перспективна на железо и марганец, магнезит [Объяснительная записка..., 1973].

Вулканогенно-карбонатно-терригенные формации

ВУЛКАНОГЕННО-ИЗВЕСТНЯКОВЫЕ ФОРМАЦИИ.— Ф., в которых вулканические породы представлены в одних случаях базальтами и андезитами в нижних частях ф. и трахитами в верх-

них частях, а в других случаях — почти одними щелочными базальтами, с которыми тесно связаны щелочные интрузивные образования (дайки фонолитов, тешениты). Пирокластические породы в одних ф. обильны, в других их относительно мало и они локализованы вблизи вулканических центров. По обилию вулканокластики некоторые ф. этой группы тяготеют к вулканогенно-обломочным, представляя собой переходные типы. Осадочные члены ф.— известняки, известково-глинистые сланцы, граувакки. Показательно присутствие не только мелководных биогермных известняков, встречающихся и в вулканогенно-кремнистых ф., но и относительно глубоководных пелитоморфных [Хворова, 1965].

БАЗАЛЬТОВАЯ КРЕМНИСТО-КАРБОНАТНАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., известная в регматических геосинклинальных прогибах вулканогенно-карбонатного типа. От базальтовой кремнисто-песчано-глинистой ф. рассматриваемая отличается присутствием в ее составе известняков и известковистых сланцев. Накапливается в морских условиях и достигает мощности 3000 м [Объяснительная записка..., 1973].

БАЗАЛЬТО-АНДЕЗИТОВАЯ КРЕМНИСТО-КАРБОНАТНО-ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., встречающаяся редко и характеризующаяся чрезвычайно разнообразным набором пород. Вулканогенные компоненты в ней представлены эффузивами основного, среднего и кислого состава. Кроме них присутствуют известняки, часто глинистые и песчанистые, песчаники, гравелиты, алевролиты, кремнистые алевролиты и кремнистые породы. С существенно карбонатными пачками связан гипс. Строение ф. сложное, слоистое. Породы часто образуют тонкое переслаивание, а общая мощность отложений достигает 4000 м. Накапливается в морских условиях. Характерна для геосинклинальных (регматических) прогибов вулканогенно-карбонатного типа [Объяснительная записка..., 1973].

КАРБОНАТНО-ФТАНИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ.— Ф., сложенные глинистыми и кремнистыми сланцами с подчиненными прослоями известняков, количество которых увеличивается по мере движения к платформе. В сланцах и известняках отмечаются остатки морской фауны. Литотипические разрезы находятся на западном склоне Урала. Мощность — первые сотни метров. Распространена, главным образом, в миогеосинклинальных зонах [Беккер, 1965; ГС, 1973].

Вулканогенно-кремнисто-терригенные формации

КРЕМНИСТО-ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ.— 1. Ф., сложенные кремнистыми сланцами, яшмами и вулканогенными породами. Иногда среди них встречаются радиоляриты, лидиты и фтаниты. Вулканогенные породы представлены спилитами, базальтами, андезитами и сопутствующими им туфами и туфогенными образованиями. Терригенные породы — глинистые и аспидные сланцы,

как правило, не играют существенной роли в составе ф. [Логвиненко, 1974].

2. Глубоководные отложения центральных участков геосинклиналей, формирующиеся в эпоху их наибольшего прогибания, напряженного вулканизма и малого приноса обломочного материала. Об этом свидетельствует почти полное отсутствие обломочного материала в К.-в. толщах. Характерна также малочисленность остатков донных организмов. Многие К.-в. толщи образовывались, вероятно, в условиях холодного климата [Рухин, 1953].

Примеч.: Образуясь в эпоху начинающейся резкой дифференциации колебательных движений в геосинклиналях, К.-в. толщи наблюдаются лишь в пределах сравнительно узких, но сильно вытянутых зон, часто составляющих незначительную часть от общей площади геосинклинали. Молодые К.-в. ф. иногда битуминозны. В редких случаях даже древние, сильно метаморфизованные яшмовые толщи содержат в себе относительно большое количество органического вещества и незначительные выделения битумов [Рухин, 1953].

К.-в. ф. образуются в центральных частях геосинклиналей в эпоху их наибольшего прогибания и напряженной вулканической деятельности. В фациальном отношении, по мнению большинства исследователей, они представляют собой глубоководные осадки. Однако в ряде случаев породы К.-в. ф. подстилаются и перекрываются грубозернистыми терригенными и карбонатными отложениями. Подобные соотношения дают основание предполагать иные условия образования К.-в. отложений. Возможно, что это — отложения глубоководной области шельфа и континентального склона (?) [Логвиненко, 1974].

ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ.— Группа ф., характернейшими признаками которой является то, что кремнистые породы во входящих в нее ф. связаны с вулканическими, эффузивными образованиями. В одних случаях эта ассоциация самая тесная; она устанавливается по непосредственной фациальной смене одних из этих пород другими; в других случаях связь эта более отдаленная, выражающаяся в принадлежности и кремнистой, и вулканогенной толщи к одному и тому же стратиграфическому горизонту, но приуроченному к различным структурным единицам, например, к разным крыльям синклинориев или антиклинориев, к различным отдельным частным прогибам единой геосинклинальной системы и т. д. [Шатский, 1955].

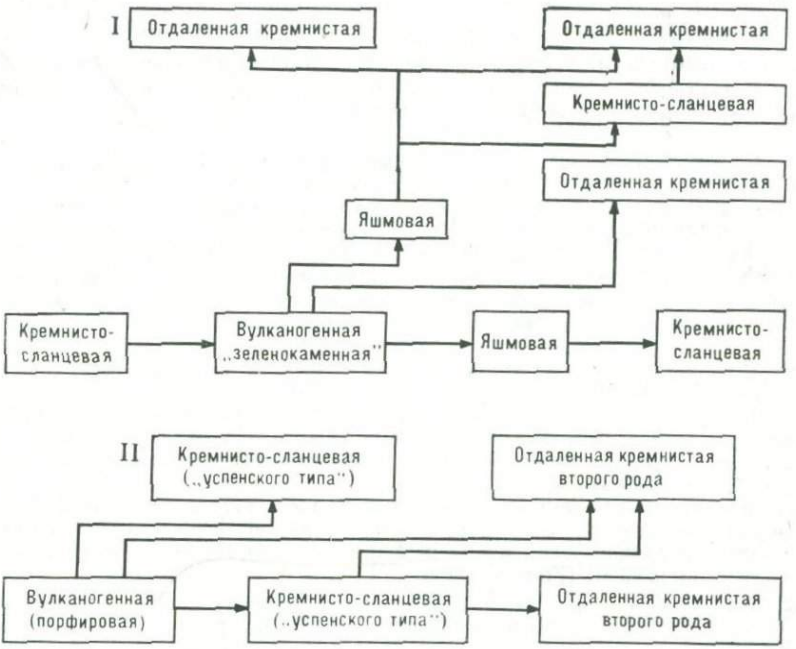
— Ф., для которых характерно обилие эффузивных образований и обычно сравнительно небольшое количество пирокластических. Эффузивы представлены всеми типами от основных до кислых, но первые в целом заметно преобладают, и среди них много спилитов и диабазов. Терригенные отложения иногда широко распространены, а иногда почти отсутствуют, органогенные и хемогенные представлены почти исключительно кремнистыми породами. Характерно, что известняки имеют незначительное и локальное развитие, обычно это остатки рифов. Все ф. этой группы относятся к категории морских, причем среди них есть мелководные и глубоководные [Хворова, 1965].

Примеч.: В.-к. ф. известны лучше многих других в связи с тем, что они ярко выражены, широко распространены и к ним часто приурочены руды. Сюда относятся такие ф., как вулканогенно-джеспилитовая, спилитово-(кератофирово)-яшмовая, диабазово-фтанитовая и некоторые другие .... В В.-к. ф. известны повышенные содержания и промышленные месторождения марганца, железа, фосфора, ванадия и некоторых других элементов [Хворова, 1965].

Среди видов вулканогенных и различных кремнистых ф. послерифейского возраста легко выделяются две большие группы ф., в парагенезах которых встречаются марганцеворудные залежи; первую из них можно назвать зелено-

каменно-кремнистой, вторую — порфирово-кремнистой по типам родоначальных вулканогенных пород [Шатский, 1954а].

Классификации В.-к. ф., по Н. С. Шатскому [1954а, 1955], приведены на схеме:



КРЕМНИСТО-СЛАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., слагающаяся преимущественно сланцеватыми породами; это различные кремнистые сланцы, то кремнисто-глинистые, то кремнисто-туфовые или туффитовые, или аспидные, то более чистые яшмовидные. По цвету яшмовидные сланцы почти черные, бурые или серые, очень часто более светлые, зеленые или палевые, просвечивающие в тонких плитках. Окраска глинисто-кремнистых или кремнисто-туфовых сланцев также обычно темная либо черная, серая, либо зеленоватая. Темный цвет сланцев зависит не только от примеси туфового, глинистого материала, но в большей степени от органического вещества. Эти сланцы углистые, нередко битуминозные. Сланцы различного типа чередуются друг с другом. В них местами появляются пачки и толщи граувакковых и реже кварцевых песчаников [Шатский, 1955].

ЗЕЛЕНОКАМЕННАЯ СЛАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Эффузивно-сланцевый комплекс, по своему составу близко отвечающий зеленокаменной ф. Н. П. Хераскова и кремнисто-эффузивной Л. Б. Рухина, но имеющий и существенные отличия от них. Во-первых, в разрезе эффузивно-сланцевого комплекса сравнительно небольшое место принадлежит собственно лавам; основную массу разреза со-

ставляют сланцы. Во-вторых, среди сланцев не так много именно кремнистых сланцев и совсем или почти совсем отсутствуют яшмы [Зоненшайн, 1963].

ЯШМОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., состоящая из мощных пачек яркоокрашенных яшм, чередующихся с лавами различной основности, пирокластами. Обычно в составе Я. ф. присутствуют осадочные породы: песчаники, глинистые сланцы, линзы известняков [Муратов, Цейслер, 1968б].

— Ф., сложенная красными, сургучными, фиолетовыми, зелеными и белыми яшмами и яшмовидными кремнистыми зелеными и красными туфами с подчиненными линзами известняков и терригенными породами — зеленоватыми или серыми полимиктовыми, иногда граувакковыми песчаниками и покровами диабазов. Нередко сложена только яшмами, но связь ее с эффузивами сохраняется в форме непосредственного залегания на зеленокаменной эффузивной толще. Марганценосна. Широко распространена во внутренних зонах геосинклиналей. Входит в состав формационного ряда сакмарского типа [ГС, 1973. Близк. опред.: Шатский, 1954а, 1955].

— Ф., сложенная яшмами, песчаниками, туфами и глинистыми сланцами [Михайлов, 1958, 1973].

— Толщи кремнистых пород с подчиненными прослоями пелитоморфных известняков, глин, туфогенных и прочих песчаников, эффузивов. В классическом случае кремнистые породы Я. ф. представлены яшмами и яшмовидными силицитами [Каледа, 1966а].

Примеч.: 1. Среди Я. ф. выделяется большое количество разновидностей (субформаций), которые отличаются одна от другой прежде всего, составом пород, сопутствующих кремнистым породам, их взаимоотношениями, а также степенью метаморфизма [Каледа, 1966].

2. Я. ф. исключительно геосинклинальная. Она образуется в геосинклинальных областях в эпохи дифференцированных движений, развивающихся на фоне общего прогибания. Нередко она подстилается глинисто-сланцевыми ф., возникшими в начальный этап прогибания геосинклинали [Каледа, 1966].

ЯШМОВО-ДИАБАЗОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Комплекс кремнистых и вулканогенных пород основного состава с незначительной примесью обломочного материала, образовавшихся при подводных излияниях в условиях относительно глубоководных бассейнов. По составу и палеотектоническим условиям она относится к группе кремнисто-вулканогенных ф. и очень близка к спилито-кератофировой и яшмовой ф. начальных этапов развития геосинклинальных областей, образующимся в эпоху их наибольшего прогибания. В состав Я.-д. ф. входят: диабазы, диабазовые порфириты, базальтовые, андезито-базальтовые порфириты, спилиты, туфы основных пород, туфобрекчии, состоящие из обломков основных эффузивов и кремнистых пород, яшмы, яшмо-кварциты. Сопутствующими породами являются песчаники, алевролиты, кремнистые алевролиты, кремнистые сланцы, туффиты, туфопесчаники, вариолиты, кератофиры и рифовые известняки [Александрова и др., 1974].

КРЕМНИСТАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., сложенная кремнистыми сланцами, радиоляритами, яшмами. Встречаются пачки сланцев, песчаников, а также спилиты, туффиты и др. породы. Эта ф. обычно тесно связана с эффузивными и другими вулканогенными образо-

ваниями и поэтому во многих случаях рассматривается как их субформация. Мощность достигает 1000—1500 м и больше [Виноградов, 1973].

Примеч.: Источником кремнезема, необходимого для образования пород ф., являлись, видимо, подводные извержения. Кремнезем коагулировался в гель и осаждался. Обилие кремнезема способствовало развитию фауны и флоры с кремневыми скелетами. Из первичных кремнистых осадков в результате процессов диагенеза, эпигенеза и метаморфизма образовались яшмы и др. кремнистые породы [Виногадов, 1973].

Син.: яшмовая ф., спилитовая ф. [Виноградов, 1973].

ОТДАЛЕННАЯ КРЕМНИСТАЯ ФОРМАЦИЯ.— Сочетание терригенных или карбонатных отложений с кремнистыми образованиями, выраженными или кремнистыми сланцами, обычно серых или светлых оттенков, или повышенной кремнистостью вмещающих терригенных или карбонатных пород [Шатский, 1954а].

— Ф., сложенная карбонатными или терригенными породами с прослоями, пачками и слоями кремнистых пород. Есть лидиты. Фосфоритоносна, марганценосна, содержит железные руды. Широко распространена в верхнепротерозойских и палеозойских отложениях во внутренних частях геосинклинальных областей. Входит в состав формационных рядов сакмарского, успенского и джеспилитового типа, располагаясь в отдалении от зон распространения эффузивов [ГС, 1973. Близк. опред.: Шатский, 1955].

— Ф., состоящая из глинистых пород, песчаников, известняков лишь с отдельными пачками кремнистых пород [Муратов, Цейслер, 1968б].

Примеч.: В ряде случаев связь кремнистых пачек с вулканизмом бывает не ясна или спорна; этот вопрос необходимо выяснить в каждом конкретном случае и очень часто связь кремнистых пород с отдаленным вулканизмом несомненна [Муратов, Цейслер, 1968б].

Предположительно выделяются два типа О. к. ф.; первый можно представить как отложение кремнистых осадков ..., возможно, далеко отнесенных от вулканического источника течениями. Второй тип можно представить, по Н. А. Штрейсу, как отложения кремнезема из местных фумарольных источников, весьма удаленных от основных очагов главной вулканической области. Этот тип отличается тем, что кремнистость в таких образованиях распределяется по площади не равномерно, а пятнами, положение которых определяется тектоническими разломами. Последний, второй тип О. к. ф. пока распознается только во второй группе вулканогенно-кремнистых ф. («порфирово-кремнистой»). Выделять отдельные О. к. ф. из осадочных серий ... представляется весьма трудным; к этому классу могут быть причислены только те образования, для которых может быть в той или иной мере доказана принадлежность к вулканогенно-кремнистому ряду [Шатский, 1954а].

БАЗАЛЬТОВАЯ КРЕМНИСТАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., встречающаяся редко и характеризующаяся сравнительно простым составом. Наряду с вулканогенными породами в ней присутствуют кремнистые породы. Второстепенными непостоянными компонентами являются песчаники, глинистые породы, конгломераты. Туфов очень мало. Мощности достигают 4500 м и более. Накапливается в морских условиях [Объяснительная записка..., 1973].

КРЕМНИСТО-ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., состоящая из полимиктовых песчаников, глинистых (аргиллитов, сланцев) и кремнистых пород. Второстепенными непостоянными

компонентами являются эффузивы основного состава (спилиты), конгломераты, известняки. Накапливается в морской обстановке. Строение ф. слоистое, нередко сложное. Второстепенные компоненты слагают обычно линзы или слои небольшой протяженности. Общая мощность колеблется от 1000 до 5000 м. Ф. характерна для геосинклинальных прогибов преимущественно ранней подстадии вулканогенно-кремнистого типа. Продуктивность неизвестна, возможно, перспективна на марганец, железо, фосфор [Объяснительная записка..., 1973].

КРЕМНИСТО-СЛАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., состоящая из различных, часто черных или темно-бурых, глинисто-кремнистых, кремнисто-туфовых сланцев и роговиков с пачками туфов и песчаников [Муратов, Цейслер, 1968б].

КРЕМНИСТО-ДИАТОМОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Разнообразные диатомиты с морскими, реже пресноводными формами диатомовых водорослей, чередуются, иногда ритмически, с аргиллитами, алевролитами, туфогенными песчаниками и туфами преимущественно кислого состава. Мощность до 2000 м [Виноградов, 1973. Близк. опред.: ГС, 1973].

ТУФО-ДИАТОМИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., в составе которой чередуются тонкозернистые пепловые туфы и пресноводные диатомиты. Мощность не превышает нескольких десятков метров [Виноградов, 1973].

ТУФФИТО-ДИАТОМИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., состоящая из туфов эффузивов преимущественно среднего состава, туффитов, туфогенных и полимиктовых песчаников, диатомитов, опок, алевролитов, аргиллитов. Второстепенные компоненты представлены конгломератами, гравелитами, лигнитами, кремнистыми алевролитами. Характеризуется сложным, слоистым строением и изменчивым разрезом. Накапливается, главным образом, в прибрежной морской обстановке, иногда переходящей в паралическую. Мощность отложений непостоянна и колеблется от небольшой (500 м) до нескольких тысяч метров. Перспективна на нефть и газ [Объяснительная записка..., 1973].

ТУФОЛАВО-ИГНИМБРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., состоящая из туфолав, игнимбритов, туфов и пемз липаритового и дацитового состава [Виноградов, 1973].

ФОРМАЦИЯ ЗЕЛЕНЫХ ТУФОВ.— Ф., в составе которой сочетаются андезитовые лавы и осадочно-вулканогенные породы — туфоконгломераты, туфопесчаники, содержащие мелководную морскую фауну и остатки наземных растений. Мощность значительная. Отмечается грубая ритмичность [Виноградов, 1973].

ОСАДОЧНО-ПИРОКЛАСТИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ.— Парагенетическая ассоциация осадочных и преобразованных пирокластических пород. Является отдаленным типом вулканогенно-осадочных ф. В горных породах, слагающих эту ф., сочетается обилие пеплового пирокластического материала (при отсутствии местных проявлений вулканизма) и продуктов его механической или химической переработки с материалом чисто осадочным — обломочным,

карбонатным и др. О.-п. ф. всегда сопряжена с эффузивно-осадочными или эффузивными ф. смежных регионов и образует с ними единый крупный формационный парагенез [ГС, 1973].

СПИЛИТО-ДИАБАЗОВАЯ КРЕМНИСТО-ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., которая наряду с породами, характерными для песчано-глинистой сероцветной ф., включает кремнистые породы (яшмы, радиоляриты), спилиты, диабазы, диабазовые и базальтовые порфириты и в подчиненных количествах их туфы. Второстепенными непостоянными компонентами являются альбитофиры, кератофиры и андезитовые порфириты. Характерно наличие шаровых и подушечных лав. Во всех вулканогенных породах, как правило, проявлены зеленокаменные изменения. Эффузивами сложены покровы и межпластовые залежи. Кремнистые породы, окрашенные в серые, розовые, бордовые, зеленоватые тона, образуют разной мощности слои, строение которых часто сложное: каждый слой состоит из множества слойков мощностью 1—10 см, но встречаются пласты и до нескольких десятков метров. Общая мощность ф. достигает 7000—8000 м. Накапливается в морских условиях. Ф. типична для раннегеосинклинального режима геосинклинальных прогибов вулканогенно-кремнистого типа. Перспективна на железную, марганцевую, фосфорную и колчеданную минерализацию [Объяснительная записка..., 1973].

БАЗАЛЬТОВАЯ КРЕМНИСТО-ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., которая в отличие от С.-д. к.-п.-г. ф., включает в качестве вулканогенных компонентов базальты или трахибазальты и андезито-базальты. Непостоянными компонентами являются андезиты, спилиты, диабазовые порфириты, трахиандезиты, трахиты, щелочные базальты. В значительных количествах присутствуют туфы. Накапливается в морских условиях. Строение слоистое, сложное, характеризующееся изменчивым разрезом. Мощность достигает тысячи метров. Образуется в геосинклинальную стадию развития геосинклиналей вулканогенно-кремнистого типа. С ф. бывают связаны марганец и железо [Объяснительная записка..., 1973].

БАЗАЛЬТО-АНДЕЗИТОВАЯ КРЕМНИСТО-ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., характерная для геосинклинальной стадии. Образуется несколько позже спилито-диабазовой кремнисто-песчано-глинистой ф. Кроме осадочных пород, составляющих песчано-глинистую сероцветную ф., постоянно присутствуют базальто-андезитовые и андезито-дацитовые порфириты и их туфы. Реже отмечаются базальтовые порфириты, дациты, липариты, а иногда трахиты.

В отдельных случаях вулканогенная составляющая ф. представлена исключительно пирокластическими образованиями. По петрохимическим особенностям эффузивы ф. относятся к натровому ряду, характеризующемуся, по сравнению со спилитами и диабазами, несколько повышенной ролью калия и кремнезема. В связи с эффузивами отмечаются проявления меди и барита [Объяснительная записка..., 1973].

БАЗАЛЬТО-АНДЕЗИТОВАЯ ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., состоящая из базальтовых, андезито-базальтовых и андезито-дацитовых порфиритов и их туфов и туфолав, туфогенных и полимиктовых песчаников, алевролитов; встречаются дациты, липариты и иногда трахиты. Накапливается в морских условиях. Мощность достигает 2000 м и более. Строение ф. сложное, слоистое, характеризующееся частым выклиниванием слоев. Образуется в раннегеосинклинальную подстадию. Продуктивность неизвестна [Объяснительная записка..., 1973].

ПЛАГИОЛИПАРИТО-АНДЕЗИТОВАЯ ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., близкая по составу к Б.-а. п.-г. ф., отличаясь от нее лишь более кислым составом вулканогенных пород. Последние представлены андезитами, дацитами и плагиолипаритами. В подчиненных количествах встречаются андезито-базальты и липариты. Из осадочных пород в состав ф. входят песчаники и глинистые сланцы. Образуется в морских и континентальных условиях при интенсивной вулканической деятельности центрального и ареального типов в инверсионную стадию. Достигает мощности в несколько тысяч метров [Объяснительная записка..., 1973].

БАЗАЛЬТОВАЯ ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., представленная базальтами, андезито-базальтами, трахибазальтами, реже трахиандезитами. Достаточно широко распространены туфы указанных пород, туфогенные песчаники, алевролиты, аргиллиты, туфоконгломераты. Образуется в раннегеосинклинальную подстадию. Мощность ее достигает 1500 м [Объяснительная записка..., 1973].

ПЛАГИОЛИПАРИТО-БАЗАЛЬТОВАЯ ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., состоящая из базальтов и андезито-базальтов, дацитов, плагиолипаритов, песчаников и глинистых пород. Второстепенными компонентами являются андезиты, трахилипариты. Накапливается в морских условиях при интенсивной вулканической деятельности центрального и ареального типов. Мощность достигает нескольких тысяч метров [Объяснительная записка..., 1973].

КУЛЬМОВАЯ ФОРМАЦИЯ, КУЛЬМ.— Ф., сложенная тонкослоистыми, часто переслаивающимися сероцветными, обычно углистыми алевролитами, аргиллитами, кремнистыми аргиллитами, глинисто-кремнистыми, кремнистыми и колчеданистыми сланцами с прослоями относительно глубоководных известняков, мергелей, известковистых песчаников, туфогенных образований, изредка с диабазовыми покровами. Мощность до 1000 м. С К. ф. связаны пласты фосфоритов, не имеющие строгой стратиграфической приуроченности. Представляет собой ф. вулканогенно-осадочной группы с гипертрофированной терригенной составляющей; среди ф. этой группы занимает промежуточное положение между кремнисто-сланцевой и отдаленной кремнистой ф. ближе к первой из них. В формационном ряду подстилается морскими известняковыми ф., перекрывается молассой и связана с завершающими стадиями развития геосинклиналей [ГС, 1973].

— Терригенная ф. шельфового типа, насыщенная вулканогенным либо туфовым материалом липаритового, отчасти андезитового состава [Амантов, 1975].

Примеч.: К. ф. не является аналогом ф. генетически иного орогенного ряда и, следовательно, не сопоставима с вулканогенной молассой [Амантов, 1975].

ОРОГЕННЫЕ (МОЛАССОВЫЕ) ФОРМАЦИИ*

ПОНЯТИЕ «ОРОГЕННАЯ» (МОЛАССОВАЯ) ФОРМАЦИЯ

ОРОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ.— 1. Ф., накапливающиеся в горных областях. Один из самых примечательных признаков О. ф.— преобладание обломочных и грубообломочных континентальных отложений и появление изолированных и полуизолированных бассейнов аккумуляции. Заметное отличие в строении О. ф. связано с меньшей линейностью форм. Наконец, строение — важный признак, позволяющий отличить О. ф. от аллохтонных платформенных ф., с которыми они сходны по общей литологии [Херасков, 1963].

— Ф., основной и наиболее характерной частью которых являются терригенные толщи преимущественно песчаного и частично конгломератового состава, изучение которых показывает, что они сформировались за счет размыва гор. Для О. ф. характерен полимиктовый состав и относительно слабая сортировка материала. Обычно их называют молассовыми ф. (морские, паралические и континентальные, например, красноцветные, угленосные и др. молассы). Кроме моласс, к О. ф. должны быть отнесены все отложения, парагенетически связанные с молассовыми. Сюда входят разнообразные лагунные и морские отложения, причем последние обычно с признаками замкнутости или полузамкнутости бассейнов. В тесном парагенезе с грубообломочными молассовыми осадками часто встречаются морские и лагунные карбонатные и галогенные и другие породы, отложившиеся в условиях минимального приноса обломочного материала, а также кора выветривания, иногда очень мощная. Существенной частью многих О. ф. являются продукты наземных вулканических извержений, которые могут тесно сочетаться с осадочными породами, но чаще образуют самостоятельные ф. и группы ф., в которых вулканогенные породы господствуют.

Строение О. ф. в целом разнообразно, с характерными различными сочетаниями признаков, свойственных строению геосинклинальных и платформенных комплексов. По сложности рядов пород, быстроте латеральных изменений и связям со структурами они близки геосинклинальным формациям, однако в них часто трудно выделить направление наименьшей изменчивости, причем латеральные ряды в разных направлениях могут значительно отличаться друг от друга. К этому надо добавить специфические формы изменчивости, свойственные всем континентальным отложениям. Широкое распространение трансгрессивных и регрессивных серий и других направленных стратиграфических рядов пород сближает орогенные отложения с платформенными, но и здесь имеются специфические особенности.

Для О. ф. характерны мощности и скорости накопления того же порядка, что и для геосинклинальных. Специфической их чертой является существенная обособленность областей аккумуляции [Херасков, 1967б].

2. Ф. заключительного этапа геосинклинального развития. В строении О. ф. важную роль играют продукты разрушения и размыва горных поднятий, возникших на месте претерпевших складчатость геосинклинальных структур. Обломочный материал, снесенный с горных поднятий, заполняет прогибы, возникшие в заключительный (орогенный) этап геосинклинального развития — межгорные и предгорные (краевые) прогибы и частично небольшие впадины в пределах горных поднятий. Наряду с обломочным материалом в прогибах накапли-

* См. также раздел «Литогенетические формации».

ваются продукты химической дифференциации и жизнедеятельности организмов, а также продукты вулканизма, сопровождающего образование прогибов и поднятий. В разрезе складчатой области О. ф. несогласно перекрывают геосинклинальные ф., ф. чехла срединных массивов и смежных платформ. В составе О. ф. нередко выделяют нижнюю (тонкую) и верхнюю (грубую) молассы [Муратов, Цейслер, 1968; Близк. опред.: Цейслер, 1977].

Син.: моласс о вые формации [Муратов, Цейслер, 1968б; Цейслер, 1977].

См. также моласса, молассовая формация в разделе «Литогенетические формации».

МОЛАССА.— 1. По Г. Соссюру, мощные скопления рыхлых песчаников [Михайлов, 1951].

— По А. Гейму (1919 г.), чередующиеся пласты конгломератов, песчаников, мергелей, глин и углей, образовавшихся благодаря выветриванию, размыву и *вторичному отложению больших масс пород различного состава, располагающихся* в горной области [Михайлов, 1951].

— По А. Гейму (1919 г.) — это продукты разрушения, переноса и переотложения мощных горных массивов, сложенных разнообразными породами. Отложение происходило одновременно с опусканием области накопления. Образование М. — это длительное заполнение большой геосинклинали (краевого прогиба, О. м), расположенной между Альпами и Шварцвальдом, прогибавшейся медленно, но с различной скоростью [Наливкин, 1956; Мазарович, 1976].

— По Ван дер Грахту, детрит, снесенный с возвышенных гребней во время и непосредственно после периода крупного диастрофизма, отложенный в позднейшем углублении, в значительной части впереди предшествовавшей флишу геосинклинали [Твенхофел, 1936].

— По М. Жинью (1952 г.), миоценовые тонкозернистые слюдистые песчаники, которые используются как строительный камень. Ближе к Альпам эти песчаники замещаются озерными и дельтовыми образованиями с прослоями и линзами конгломератов. Выше следуют морские молассы, представленные песчаниками с многочисленными двустворками (бурдигальский ярус), и, наконец, верхние пресноводные молассы [Келлер, 1973].

— Это название отложений подножий высоких горных хребтов, несущих постоянный снеговой покров и оледенение [Наливкин, 1956].

— По Р. Ручу (1971 г.), серия осадков, сложенных почти исключительно обломочным материалом (95%), образовавшимся в позднюю фазу альпийского орогенеза, состоящим из флювиоконтинентальных и морских осадков [Мазарович, 1976].

См. также молассовая Ф.

Примеч.: Термин «моласса» возник в народной речи Савойи и французской Швейцарии, где им назывались рыхлые песчаники. Во французско-русском словаре В. Л. Ранцева (1903 г.) «mollasse» (прилаг.) переводится как «мягковатый», «вялый»; «Mollasse» (сущ.) — «мягкость», «нежность», «вялость». Швейцарский геолог Р. Руч (1971 г.) считает, что термин произошел от латинского «mólare» или слова «mollis», что соответственно означает «молоть», «мягкий, подвижный, слабый».

Впервые в геологическую литературу термин «моласса» ввел Г. Соссюр, о чем указывается в классической работе А. Гейма (1919 г.), посвященной геологии Швейцарии. В 1894 г. на VI сессии МГК в Цюрихе М. Бертран показал, что в ходе геосинклинального развития обычна последовательность накопления первоначально «блестящих сланцев», затем флиша, а в период горообразования молассы. А. Гейм (1919 г.) употреблял термин «моласса» применительно к миоценовым отложениям северных подножий Альп. В дальнейшем слово «моласса» стало применяться к отложениям разного возраста в различных районах, когда исследователи встречались с продуктами разрушения горных сооружений. Первоначальный смысл термина стал стираться и понятие «моласса» все чаще стало использоваться для обозначения толщ обломочных пород вообще, утрачивая при этом свою определенность. Думается, что термин «моласса» следует сохранить, определив вместе с тем некоторые ограничения в пользовании

им. Д. В. Наливкин [1956] видел эти ограничения либо в возврате к первоначальному смыслу термина «моласса» как единицы местной альпийской стратиграфии, либо в добавлении к слову «моласса» указания места, где распространены эти отложения, например «ферганские молассы» [Мазарович, 1976].

До сих пор нет полной ясности в вопросе о происхождении термина «моласса». Под названием «моласса» первоначально понимались только грубообломочные и мелкозернистые третичные отложения внешнего (северного) края Альп. М. Неймайер (1899, 1900 гг.) полагал, что слово «моласса» заимствовано у жителей Ваадтланда. *Однако вполне вероятно, что это название дано* французскими крестьянами из долины Роны, где также обнажены молассовые отложения внешней альпийской зоны. Во всяком случае, mollasse — слово французское («мягкий», «мягковатый», «дряблый»). К нему же близко la mollesse — «мягкость», «вялость», «дряблость». В русском языке этим понятиям ближе всего отвечают слова «рухляк», «рухлый», «рухлость» [Попов, 1954].

2. По В. И. Попову (1945, 1949 гг.), это определенный тип геологической ф. [Попов, 1954б].

— Это мощные (сотни и тысячи метров) толщи, состоящие из различных по составу свит, пачек или слоев, в которых то редко, то часто перемежаются друг с другом различные осадки: то темноцветные угленосные, то красноцветные и пестроцветные, иногда гипсоносные и соленосные [Попов, 1954. Близк. опред.: Гуржий, 1969].

Примеч.: В понимании термина «моласса» еще со времени работ А. Гейма (1908 г.) наметилось два значения; две стороны этого понятия: конкретная и абстрактная. 1. В конкретном смысле М. представляют собой местные геологические ф., т. е. те естественные единицы, *которые четко выделяются в геологической* истории каждого конкретного района, допустим, в Альпах, на Кавказе и т. д. Другими словами, М. в конкретном смысле являются стратиграфическими и вместе с тем структурными единицами (например, кайнозойская молассовая ф. Средней Азии). 2. Абстрактное содержание термина «моласса» значительно шире. В данном случае речь должна идти о типе геологической ф., объединяющем наиболее общие особенности состава, морфологии и развития соответствующих петрографических и фациальных комплексов, независимо от района и времени образования последних [Попов, 1954б].

МОЛАССОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— 1. Ф., заканчивающая ряд геосинклинальных ф. М. ф. соответствует заключительной стадии развития геосинклинали, когда формируются высокие горные хребты и поднятия решительно преобладают над опусканиями. В составе М. ф. преобладают терригенные отложения. Карбонатные отложения образуют лишь незначительные прослои. В нижних горизонтах этой ф. преобладает глинистый материал. Вверх *по разрезу* осадки грубеют, и преобладание переходит к песчаникам. Верхние горизонты М. ф. часто сложены очень грубыми породами (грубыми песками, конгломератами). Как правило, нижняя часть М. ф. имеет преимущественно морское происхождение, тогда как в верхней части преобладают континентальные отложения. Молассовые отложения часто бывают серыми, но во многих случаях эта ф. начинает приобретать красный цвет. *В ней встречаются накопления* бурых углей. Примеры М. ф. весьма многочисленны. В каледонском цикле к ней относится «древний красный песчаник» позднесилурийского и раннедевонского возраста, развитый на периферии почти всех каледонских геосинклиналей. В герцинском цикле эта ф. представлена «новым красным песчаником» и разнообразными красноцветными отложениями пермской системы Приуралья, Донбасса, Кавказа, Западной Европы *и других мест. В альпийском*

цикле к ней относятся терригенные толщи неогена, частью морские, в значительной степени континентальные, повсеместно окаймляющие горные хребты альпийского возраста: «сивалик» в Индии, анадыры в Фергане и т. д. [Белоусов, 1954].

— Ф. краевых прогибов и межгорных впадин. Ритмичность выражена слабо, мощность микроритмов измеряется метрами и даже десятками метров. Степень сортированности материала весьма низкая, распространены мусорные разности пород. Окраска пород красноцветная или сероцветная [Теодорович, 1959].

— Ф., богатые грубообломочными отложениями, которые возникают за счет разрушения горных сооружений в эпоху воздымания геосинклинали [Рухин, 1962].

— Ф. заключительного этапа, характеризующиеся распространением континентальных красноцветных обломочных пород, заключающих мощные толщи прибрежных карбонатно-терригенных, нередко угленосных отложений. В них встречаются также горизонты хемогенных известняков, а в верхних частях разрезов — гипсы и соли [Михайлов, 1970].

— Ф. предгорных прогибов, представленная разнообразными отложениями, крайне непостоянными при прослеживании их как по простиранию, так и вкрест простирания горных сооружений. М. ф. представляют собой сложно построенный полифациальный комплекс, формирующийся только у подножия горных хребтов, возникших на заключительной стадии развития геосинклинального прогиба. Для М. ф. характерен полимиктовый, обычно кластический состав терригенных прослоев, происходящих за счет размыва непрерывно разрушавшейся гористой суши. Этот обломочный материал отлагается на предгорной равнине в континентальных условиях или в мелководных морских бассейнах. Мощность молассовой серии чрезвычайно велика и может измеряться сотнями, иногда тысячами метров [Келлер, 1973].

2. Полифациальная совокупность существенно обломочных горных пород значительной мощности, образовавшихся в результате размыва тектонически активного горного массива и захоронившихся в смежных конседиментационных прогибах. М. ф. фиксируются контрастные тектонические движения в истории развития участков земной коры и по ним восстанавливаются рубежи геотектонических этапов [Мазарович, 1972, 1976].

Син.: моласса [Муратов, Цейслер, 1968б; Мазарович, 1972, 1976; Цейслер, 1977], орогенные формации [Муратов, Цейслер, 1968б; Цейслер, 1977].

Примеч.: 1. Мнения по поводу М. ф. весьма противоречивы. В ряде работ [Попов, 1954; Гуржий, 1969] развивается точка зрения о том, что комплекс неогеновых (или неоген-четвертичных) отложений представляет собой единую М. ф., в которой можно выделить фациальные типы пород. Чаще орогенный комплекс делят на две «формации»: нижнемолассовую (морские, лагунные отложения) и верхнемолассовую (континентальные отложения). В свою очередь нижнемолассовая «формация» может быть представлена угленосной и соленосной субформациями или иначе — угленосной и соленосной молассами [Хаин, 1973]. Наряду с грубообломочными толщами, т. е. с собственно угленосными, красноцветными и другими молассами. Н. П. Херасков [1965] к орогенным ф. отнес находящиеся в парагенезисе с обломочными толщами карбонатные и галогенные отложения. М. В. Муратовым и В. М. Цейслером [1968] к комплексу М. ф. также отнесены разнообразные по вещественному составу парагенезисы горных пород, накапливающихся в отрицательных структурах орогенных областей. Учитывая смысл, который вкладывается в понятие «моласса» геологами, изучавшими Альпы, в частности А. Геймом, многие исследователи считают возможным относить к М. ф. только грубые обломочные толщи. Такой подход представляется неправильным. Современное понятие «моласса» резко отличается от первоначального тем, что оно полностью утратило стратиграфический смысл и приобрело тектонический смысл. Что же касается литологического содержания,

то даже в Предальпийском прогибе грубообломочные серии не имеют сплошного распространения, замещаясь мелкообломочными глинисто-мергелистыми накоплениями. Вероятно, термин «молассы» может иметь двоякий смысл. В широком понимании этим термином обозначается класс молассовых (орогенных) ф., заполняющих прогибы орогенного этапа. В этом понимании молассы — синоним орогенных ф. Второе представление о молассах как грубообломочных толщах, накапливающихся в эпохи горообразования [Мазарович, 1976], отражает более узкое значение термина [Цейслер, 1977].

2. Несмотря на бесконечные различия конкретных М. ф., можно наметить общие свойства последних: 1) формирование моласс управляется одним процессом — орогенезом, в узком смысле этого слова с сопутствующим процессом разрушения гор, 2) главным компонентом М. ф. являются обломочные породы и, главным образом, грубообломочные, 3) молассы захороняются в смежных конседиментационных прогибах (краевых, межгорных), 4) молассы всегда полифациальны, а обломочные породы, слагающие их, накапливались в мелководных условиях, 5) весьма характерным являются значительные мощности обломочных и парагенетически связанных с ними пород, достигающих первых тысяч метров, 6) молассы накапливаются в условиях длительного и «одновременного» сноса с растущих поднятий [Мазарович, 1976].

3. М. ф. это не только те толщи, которые образовались за счет размыва тектонически активных гор и накопились в смежных прогибах. К М. ф. следует относить: 1) ф., накапливающиеся в понижениях рельефа внутри горного пояса; эти понижения могут быть заняты морями (мелководными и глубоководными), заливами, озерами, аллювиальными равнинами, бессточными котловинами, 2) ф., накапливающиеся в предгорных впадинах, в непосредственном обрамлении горного пояса, 3) терригенные ф., накапливающиеся в обрамлении горного пояса за счет выноса реками продуктов размыва горных сооружений на прилегающие платформы. Н. С. Шатский относил их к аллохтонным платформенным ф. Вероятно, такие толщи называть молассами следует с оговорками в силу их пространственной оторванности от орогенной области [Цейслер, 1977].

ПЕРЕХОДНЫЕ ФОРМАЦИИ.— Группа Ф., сочетающая в себе признаки геосинклинальных и платформенных образований. П. ф. образуются во время общего подъема горных сооружений и поэтому сложены континентальными и лагунными отложениями [Рухин, 1953, 1961].

— Ф., накапливающиеся в областях быстрого погружения около крупных поднятий. Ширина зон отложений от 10—20 км (молассы) до 100—150 км (угленосные ф.) и иногда достигает 600—800 км (красноцветные ф.). Находясь на краю платформы, П. ф. чаще всего подстилаются платформенными отложениями. Морские отложения в основании разреза обычно сменяются очень мощными песчано-глинистыми толщами, которые часто являются угленосными. В самой верхней части разреза распространены грубообломочные отложения (молассы) [Рухин, 1955].

Примеч.: Г. А. Иванов (1949 г.) впервые применил термин «переходные ф.», а Н. С. Шатский вслед за Л. Кобером и другими геологами указал на необходимость выделения краевых прогибов, так как распространенные в их пределах толщи — молассы, угленосные, соленосные и др. отложения — существенно отличаются от платформенных и геосинклинальных [Рухин, 1961].

КЛАССИФИКАЦИИ ОРОГЕННЫХ (МОЛАССОВЫХ) ФОРМАЦИЙ

В. В. Белоусов [1948, 1954]

ФОРМАЦИИ ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНОЙ (ПОСЛЕДНЕЙ) СТАДИИ ГЕОСИНКЛИНАЛИ подразделены на *лагунную, молассовую* и Ф. *внутренних впадин.*

В. И. Попов, 1949 г.

КЛАССИФИКАЦИЯ МОЛАССОВЫХ ФОРМАЦИЙ основана на отношении ф. к оротектоническим условиям осадконакопления. Выделены *молассовидные* и *собственно молассовые ф.* Большая роль отводится климатическим условиям образования моласс. Поэтому М. ф. подразделены на М. ф. *гобийского* и М. ф. *ангарского типов.* Предлагается также подразделять М. ф. на *предгорные, межгорные* и *внутригорные* разности [Попов, 1954б].

С. Бубнов, 1949 г.

КЛАССИФИКАЦИЯ МОЛАСС проведена по пространственному признаку на *внешнюю* М. и *внутреннюю* М. По времени М. разделены на *раннюю* М. и *позднюю* М. [Варисцийские молассы..., 1977].

Л. Б. Рухин [1953, 1961]

КЛАССИФИКАЦИЯ ПЕРЕХОДНЫХ ФОРМАЦИЙ включает: А. Ф., образующиеся в эпоху общего поднятия геосинклинальных систем: а) ф. *внешних прогибов,* расположенных с внешней стороны дуг, б) ф. *тыловых прогибов,* образующихся с внутренней стороны дуг. Б. ф., накапливающиеся у подножия подымающихся глыбовых гор: а) ф. *межгорных депрессий;* б) ф., *образующихся на периферии глыбовых гор.*

В краевых прогибах переходные ф. можно подразделить на три группы: а) нижние, представителем которых являются морские карбонатные или глинистые толщи, не являющиеся еще типичными представителями переходных ф., так как краевой прогиб за это время лишь начинает формироваться, б) средние, представленные обычно очень мощными песчано-глинистыми отложениями, к числу которых относятся многие угленосные и нефтематеринские ф., в) верхние, представленные красноцветными, соленосными и молассовыми ф. Предположительное сочетание этих ф. между собой представлено на схеме (см. с. 137).

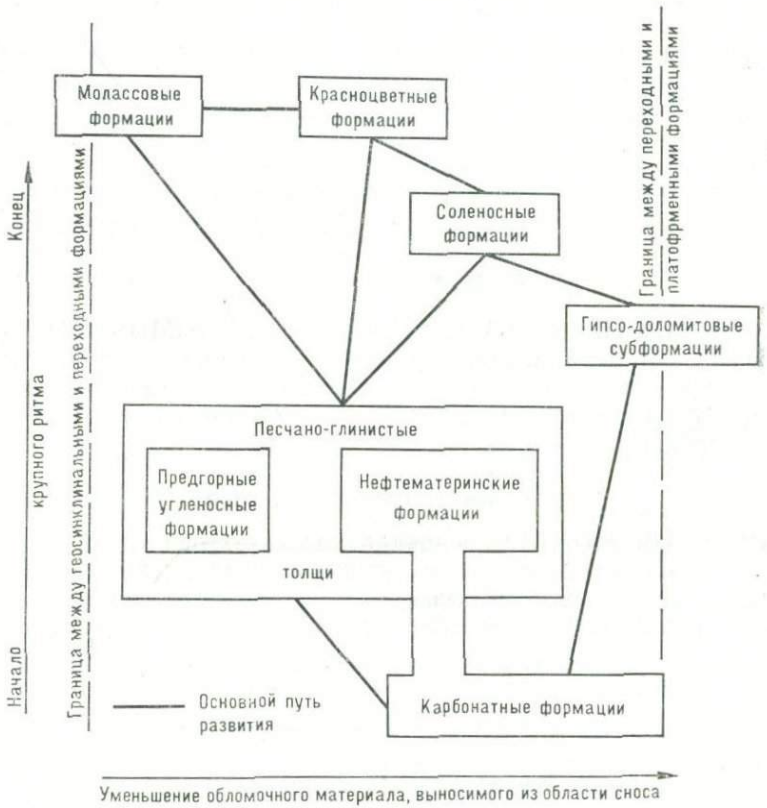
В. Е. Хаин [1954, 1964]

КЛАССИФИКАЦИЯ ПОЗДНЕЙ И ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНОЙ СТАДИЙ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ЦИКЛА разработана: 1) для внешних (миогеосинклинальных) и передовых прогибов, 2) для внутренних (эвгеосинклинальных) и межгорных прогибов. В первом случае выделены *нижнемолассовая* (шлировая) и *верхнемолассовая* ф., во втором — *лагунная* и *наземно-вулканогенная* ф.

Л. Б. Рухин [1955]

КЛАССИФИКАЦИЯ ПЕРЕХОДНЫХ ФОРМАЦИЙ включает: 1) ф. краевых прогибов: а) *молассовый* тип, б) *карбонатно-угле-*

носный тип, в) *соленосно-красноцветный* тип; 2) ф. глыбовых гор: а) *молассоидный* тип, б) *красноцветный* тип, в) *угленосно-красноцветный* и г) *соленосный* тип.



Н. М. Страхов [1956]

КЛАССИФИКАЦИЯ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ наряду с другими типами включает: Ф. межгорных котловин (для гумидного типа осадочного процесса), терригенную ф. межгорных котловин (для аридного типа осадочного процесса) и эффузивно-терригенную ф. (для эффузивно-осадочного типа осадочного процесса).

Н. П. Херасков [1964]

КЛАССИФИКАЦИЯ ОРОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ включает четыре подкласса, выделенных по появлению на разных стадиях при развитии как геосинклинальных, так и платформенных структур: *геоантиклинальные* ф., *эпигеосинклинальные* ф., *катаплатформенные* ф., *метаплатформенные* ф. [Херасков, 1967б].

Примеч.: Орогенные ф. разных подклассов могут быть очень сходны друг с другом и пока, как правило, диагностика их не может основываться только на литологических и петрографических признаках без учета структурных связей. Даже при всестороннем диагностическом подходе часто встречаются большие затруднения [Херасков, 1967а].

У каждого подкласса есть свои особенности и ф., типичные для одного подкласса, которые могут отсутствовать в другом. Так, например, галогенные толщи особенно типичны для эпигеосинклинальных ф. и отсутствуют в геоантиклинальных, а мощная кора выветривания неизвестна в составе эпигеосинклинальных комплексов; среди ф. краевых прогибов проявления вулканизма редки и ничтожны и вместе с тем вулканогенные ф. очень характерны для многих внутренних прогибов; морская моласса описана только для эпигеосинклинальных ф. и т. д. Однако для дифференциальной диагностики подклассов еще нет достаточно полных материалов и при выделении комплексов, относящихся к различным подклассам, приходится основываться главным образом на взаимоотношениях с другими комплексами и на некоторых тектонических связях [Херасков, 1967б].

И. В. Хворова [1965]

КЛАССИФИКАЦИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОБЛОМОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ проведена в зависимости от фациальной принадлежности основной массы осадков и выделены: 1) наземные, 2) наземно-морские (паралические), 3) мелководно-морские и 4) глубоководно-морские.

О. А. Мазарович [1968, 1976]

ТИПИЗАЦИЯ МОЛАСС основана на геотектонических условиях их формирования и выделены: *интрагеосинклинальные, эпигеосинклинальные, постгеосинклинальные, катаплатформенные* и *эпиплатформенные* молассы (табл. 16).

Примеч.: Термин «эпигеосинклинальный» употребляется в смысле «следующий непосредственно за ...». Термин «постгеосинклинальный» употребляется в смысле «постэпигеосинклинальный», но так как последний не принят, автор вынужден пользоваться первым термином [Мазарович, 1976].

М. В. Муратов, В. М. Цейслер [1968б]

КЛАССИФИКАЦИЯ ОРОГЕННЫХ (МОЛАССОВЫХ) ФОРМАЦИЙ проведена по составу парагенезов на вулканогенные ф. (эффузивно-пирокластические и вулканогенно-осадочные) и осадочные ф. Последние представлены: *песчано-глинистыми* (в том числе угленосными и красноцветными), *карбонатными* (рифовыми), *сульфато-галогенными* (соленосными), *глинисто-ракушечниковыми, грубообломочными молассовыми* (конгломератовыми), ф. *кор выветривания.*

В соответствии со структурно-тектоническим принципом О. ф. можно разделить на ф. *краевых прогибов,* ф. *межгорных впадин* и ф. *горных массивов.*

Л. Э. Алексеева, В. А. Бобров, Э. Н. Янов, Н. С. Малич [Принципы классификации..., 1972]

КЛАССИФИКАЦИЯ ПЕРЕХОДНОЙ (ОРОГЕННОЙ) ПОДГРУППЫ ФОРМАЦИИ включает эпигеосинклинальную и пост-

Типизация моласс
[Мазарович, 1976]

Стадии горообразования	Типы моласс	Возраст и район распространения
Стадия активизации платформ	Эпиплатформенные моласы активизации, межгорные впадины, рифтовые зоны	KZ Средней Азии, MZ и KZ Байкальской области
Ранняя стадия платформенного этапа	Катаплатформенные моласы, грабены, наложенные впадины	T—J_1 Челябинского грабена
Стадия активизации консолидированных краевых и срединных массивов	Постгеосинклинальные молассы активизации, наложенные межгорные впадины (прогибы, грабены), наложенные прогибы, тесно связанные с вулканическими поясами	D, PZ_3 Минусинских впадин, D Сарысу-Тенизского водораздела (Центральный Казахстан), D Шпицбергена, Восточной Гренландии
Орогенная стадия, следующая за главной складчатостью, завершающей геосинклинальное развитие	Эпигеосинклинальные молассы, краевые прогибы, остаточные прогибы, наложенные межгорные впадины	P_3^2—N Предальпийского прогиба, P—T_1 Предуральского прогиба, S западной части Центрального Казахстана, N Закарпатских впадин
Промежуточные орогенные стадии, осложняющие геосинклинальное развитие	Интрагеосинклинальные молассы, унаследованные прогибы, смежные с внутренними поднятиями в геосинклиналях	D_{1-2} Чингиза, K_1ar—al Румынских Карпат

консолидационную группы (Л. Э. Алексеева, Н. С. Малич и Э. Н. Янов). В схеме В. А. Боброва надгруппа ф. областей постконсолидационной активизации представлена группой ф. областей автономной активизации и группой ф. областей активизации отраженного типа.

А. Н. Анатольева [1972]

СИСТЕМАТИКА КРАСНОЦВЕТНЫХ ФОРМАЦИЙ проведена по особенностям вещественного состава с подразделением К. ф. на бескарбонатные и карбонатные. Те и другие часто встречаются совместно с вулканогенными породами, и в таком случае выявля-

ется своеобразная обширная группа вулканогенно-осадочных К. ф. Эти основные группы ф. соответствуют трем из четырех типов литогенеза, выделенных Н. М. Страховым. Группа ф., включающая терригенные бескарбонатные и терригенные карбонатные, относится соответственно к гумидному и аридному типам литогенеза, а группа вулканогенно-осадочных — к эффузивно-осадочному типу литогенеза.

Примеч.: К проблеме систематики К. ф. имеются два подхода. Первый опирается на исследование признаков, заключающихся не в самом изучаемом объекте, а отвечающих некоторым общим представлениям об условиях образования этих ф. в определенных климатических или тектонических условиях. При этом отличающиеся, например, по тектоническому положению красноцветные ф. могут быть одинаковыми как по составу, так и по структуре, т. е. не обнаружить отличительных черт, свойственных им самим. Второй подход основывается на сравнении признаков, свойственных изучаемому объекту. Этот подход представляется более перспективным.

В. Н. Чалышев [1974]

ГЛАВНЕЙШИЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ КРАСНОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ включают две группы: седиментационные красноцветы и палеогипергенные красноцветы. В каждой из них выделено по два главнейших генетических типа: красноцветы гумидных климатических зон и красноцветы аридных климатических зон.

ВИДЫ ОРОГЕННЫХ (МОЛАССОВЫХ) ФОРМАЦИЙ

БАЗАЛЬТОВАЯ ГАЛЕЧНИКОВО-ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТАЯ МОЛАССОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф. пригеосинклинальных прогибов на окраинах устойчивых массивов. Вулканогенная составляющая ее представлена базальтами, андезито-базальтами и их туфами, среди которых изредка отмечаются андезиты и трахиандезито-базальты. Вулканиты тесно ассоциируются с аргиллитами, алевролитами, песчаниками, гравелитами и конгломератами. Мощность ф. более 3000 м [Объяснительная записка..., 1973].

ВЕРХНЯЯ МОЛАССА.— Моласса, являющаяся либо чисто континентальной (во внутренних впадинах и отчасти межгорных прогибах), либо содержащая значительный процент континентальных образований. Наиболее характерной породой В. м. являются конгломераты (галечники) аллювиального или флювиогляциального, реже прибрежно-морского происхождения. Конгломераты образуют или мощные пласты и пачки, или целые толщи мощностью в сотни и даже тысячи метров (например, нагельфлю Предальпийского прогиба). Чаще, однако, конгломераты чередуются с песчаниками (песками), песчанистыми глинами, суглинками. В аридном климате верхняя моласса приобретает красноцветную окраску (пермские толщи типа «веррукано» в альпийской зоне Европы и на Кавказе, верхняя пермь и нижний триас Приуралья, девон-

ские молассы каледонид Северо-Западной Европы, Центрального Казахстана и Алтае-Саянской области и т. д.).

В сложении морской (лагунно-морской) субформации В. м. значительная роль принадлежит известнякам-ракушечникам. Таковы понтические и акчагыло-апшеронские отложения Кавказского побережья Каспия и Юго-Западной Туркмении, плиоцен Ронской впадины в Южной Франции. Мощность В. м. достигает 8—10 км и более (Предкарпатский прогиб в районе Бузеу, Средне-Каспийская и Южно-Каспийская впадины, Ломбардская, впадины Южной Калифорнии — в альпийском цикле, девон Рорегенской внутренней впадины в Норвежских каледонидах и т. д.).

Заключенные нередко в В. м. мощные пачки песков (песчаников), чередующихся с глинами, являются прекрасными коллекторами нефти и газа. Залежи этих горючих ископаемых известны в пределах Южно-Каспийской впадины в Азербайджане и Туркмении, на юге Предкарпатского прогиба в Румынии, Калифорнии, Бирме, заливе Кука, на Южной Аляске и др. [Хаин, 1973а].

ВНЕШНЯЯ МОЛАССА.— По С. Бубнову (1949 г.), это М. краевых (передовых) прогибов [Варисцийские молассы..., 1977].

ВНУТРЕННЯЯ МОЛАССА.— По С. Бубнову (1949 г.), это М., образующаяся в межгорных прогибах [Варисцийские молассы..., 1977].

ВУЛКАНОГЕННАЯ МОЛАССА.— 1. По А. А. Богданову (1959 г.), это совокупность вулканогенных и осадочных пород, накапливающихся в ходе размыва горных сооружений при одновременно проходившей вулканической деятельности [Мазарович, 1976].

2. Полифациальная совокупность существенно обломочных вулканомиктовых пород и вулканогенных пород значительной мощности, образовавшихся в результате размыва тектонически активного вулканического горного массива и захоронившихся в смежных конседиментационных впадинах. В. м. синхронна в своем образовании с вулканической деятельностью в области размыва [Мазарович, 1976].

Примеч.: Четкого определения термина «вулканогенная моласса» до сих пор не существует. Для многих геологов понятие В. м. представляется неясным, а сам термин неприемлем. Общеизвестны случаи сочетания обломочных пород с вулканогенными, которые образуют естественно обособляющиеся тела. Однако в большинстве из них мы не имеем никаких оснований выделять подобные геологические тела в «вулканогенные молассы». Ассоциации континентальных обломочных пород с вулканогенными (эффузивными и пирокластическими) могут возникать в областях накопления в ряде случаев: 1) в результате размыва горного хребта, сложенного разнообразными породами, при сопутствующем вулканизме либо в пределах самого хребта, либо в областях захоронения обломочного материала, либо при сочетании этих условий, 2) в результате размыва горного хребта, сложенного разнообразными породами, при одновременном вулканизме в относительно удаленных от области накопления районах, 3) в результате размыва воздымающегося вулканического нагорья или хребта, где систематически идут извержения лав и туфов, наращивающих наземные вулканические постройки. Извержения могут сопровождаться проседаниями

с образованием тектоно-магматических депрессий, кальдер обрушения и взрывов и т. п.

В. м возникают только в третьем случае. Во всех же остальных случаях мы скорее имеем дело с «псевдовулканогенными» молассами, в составе которых присутствуют эффузивные и пирокластические породы в виде «пород-спутников», кластический материал обломочных пород полимиктовый, определяющийся составом пород питающей провинции широкого возрастного диапазона. Молассы, возникающие в этих случаях, не должны относиться к В. м. [Мазарович, 1976]. Разделение В. м. по признаку присутствия вулканогенных образований приводится на схеме:

3. Вулканогенные толщи, образовавшиеся за счет поступления магматического материала и последующего переотложения его грязевыми потоками. Формирование В. м. предполагает наличие области сноса (горный хребет с вулканическими постройками) и области накопления (прибрежно-морская или аллювиальная равнина) [Ротман, 1963].

Примеч.: В общей классификации ф. В. м. относится к группе переходных ф. Последние этапы образования В. м. характеризуются усилением гидротермальной деятельности: образуются месторождения серы, мышьяка, ртути, сурьмы и стратифицированные месторождения марганца и меди [Ротман, 1963].

4. Собственно вулканогенно-осадочные образования, представленные сочетанием различных типов смешанных пород, насыщенных прослоями вулканических пеплов и формирующихся на аллювиальной или прибрежно-морской равнине у подножия вулканического хребта, либо в пределах межгорной депрессии. Лахаровые образования среди В. м. не встречаются. По латерали В. м. переходят в эффузивно-пирокластические толщи вулканогенных комплексов [Краевая и др., 1978].

Примеч.: Впервые внимание к В. м. привлек В. К. Ротман (1963 г.), который ввел в литературу термин «вулканогенная моласса». Поскольку в ходе существенно эксплозивной вулканической деятельности большое развитие получают лахаровые конгломерато-брекчии, то толщи, их содержащие, были названы В. К. Ротманом (1960 г.) «лахаровой формацией», а затем «вулканогенной молассой». К сожалению, В. К. Ротман не ограничил четко объем понятия В. м. и преувеличил роль лахаров в формировании В. к. Определение В. к., приведенное в «Геологическом словаре» (1973 г.), также страдает расплывчатостью [Краевая и др., 1978].

ГАЛЕЧНИКОВО-ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТАЯ КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ МОЛАССОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., состоящая из песчаников, конгломератов, реже гравелитов, туфопесчаников, алевролитов, аргиллитов и глин, накапливающихся в континентальных условиях. Распространена широко и генетически связана с инверсией геосинклинальных прогибов терригенного типа. Мощность достигает 3000 м и более. Строение сложное, характеризующееся невыдержанностью пластов, частым выклиниванием и замещением одних слоев другими. Содержит обычно обильный растительный детрит, неравномерно рассеянный по разрезу. Весьма перспективна на уголь, отмечаются проявления битумов [Объяснительная записка..., 1973].

ГАЛЕЧНИКОВО-ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТАЯ КОНТИНЕНТАЛЬНО-МОРСКАЯ МОЛАССОВАЯ (СМЕШАННАЯ) ФОРМАЦИЯ.— Ф., свойственная мезозойско-кайнозойским геосинклиналям. Она сложена песчаниками, конгломератами, алевролитами, аргиллитами, накопление которых происходило в морской и наземной обстановке. Морские и наземные отложения сменяют друг друга как по вертикали, так и в латеральном направлении, свидетельствуя тем самым о неустойчивом режиме тектонических движений и миграции границ бассейна осадконакопления. Второстепенные компоненты представлены мергелями, туффитами. Мощность ф. изменчива, максимально достигает 4000 м и более. Строение сложное, слоистое, часто линзовидное. Образуется в инверсионную и постинверсионную (?) стадии развития геосинклинальных систем. Весьма перспективна на каменный и бурый уголь, нефть и газ [Объяснительная записка.. ., 1973].

ГАЛЕЧНИКОВО-ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТАЯ ЛИМНИЧЕСКАЯ (БЕЗУГОЛЬНАЯ) ФОРМАЦИЯ.— Ф., сходная по составу и характеру отложений с лимнической угленосной, но угленосность в ней почти не проявлена. Отмечаются лишь единичные углистые пропластки, мощность которых измеряется сантиметрами. Характерно присутствие продуктов кор выветривания. Перспективна на каолин, россыпные месторождения [Объяснительная записка..., 1973].

ГАЛЕЧНИКОВО-ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТАЯ МОРСКАЯ МОЛАССОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., образующаяся в остаточных морских бассейнах вблизи растущих горных сооружений и состоящая из продуктов их разрушения: песчаников, конгломератов, в меньшей степени алевролитов и аргиллитов. Осадки часто плохо отсортированы, содержат растительный мусор. Мощности достигают 4000 м и более. Образуется в инверсионную стадию развития геосинклиналей. Ф. благоприятна как коллектор нефти и газа, иногда отмечается угленосность [Объяснительная записка, 1973].

ГАЛЕЧНИКОВО-ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТАЯ УГЛЕНОСНАЯ ЛИМНИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., широко развитая среди мезозойских и главным образом кайнозойских образований. В ее составе преобладают песчаники, галечники, глины. Второстепенными компонентами являются лигниты, мергели, сидеритовые и пиритовые

конкреции, каолинизированные и охристые пески и глины. Осадконакопление континентальное, в условиях обширных равнин, изобилующих озерами, реками и болотами. Мощности небольшие, от нескольких десятков метров до первых сотен. Строение слоистое, линзовидное, с «пережимами» пластов и изменениями мощностей отдельных горизонтов в связи с неровностями рельефа основания. Характерно обилие растительного детрита, встречаются окаменелости вплоть до костей млекопитающих. Ф. развивается в условиях спокойных колебательных движений; типична для постинверсионной стадии геосинклинальных областей, областей активизации и особенно широко развита в областях стабилизации. Перспективна на угли, бурый железняк, каолин, магнезит, россыпные месторождения [Объяснительная записка..., 1973].

ГАЛЕЧНИКОВО-ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТАЯ УГЛЕНОСНАЯ ПАРАЛИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., состоящая из речных, озерных и морских мелководных отложений, среди которых ведущую роль играют песчаники. Для отложений характерна углистость, иногда отмечаются пластовые залежи углей. Второстепенными компонентами являются глинистые породы, конгломераты, гравелиты, конкреции известняков. Характерна высокая угленасыщенность. В отличие от молассовой (смешанной) ф. накопление происходит в спокойных условиях обширных предгорных приморских равнин. Строение ф. простое, со значительно выдержанной слоистостью. Мощности обычно невелики — сотни метров, но иногда достигают 2000—3000 м. Связана с умеренно подвижными структурами: краевыми прогибами, впадинами активизации. Пользуется нешироким развитием главным образом в мезозое и кайнозое. Весьма перспективна на уголь, нефть, газ. Образуется в условиях гумидного климата [Объяснительная записка..., 1973].

ГЛАВНАЯ МОЛАССА.— По Г. Катцунгу (1970 г.), это М., образующаяся в промежутке между ранней и поздней М., который характеризуется более или менее сильными явлениями магматизма и разрывной тектоники [Варисцийские молассы..., 1977].

Примеч.: В формационном отношении Г. м. может быть разделена на несколько стадий развития — Г. м. I, Г. м II и т. д. [Варисцийские молассы..., 1977].

ГРУБООБЛОМОЧНЫЕ МОЛАССОВЫЕ ФОРМАЦИИ.— «Грубые красноцветные и сероцветные молассы», в которых участвуют конгломераты, гравелиты, грубозернистые полимиктовые песчаники аллювиального, пролювиального, флювиогляциального происхождения. Строение «грубых моласс» обнаруживает определенные закономерности: вверх по разрезу изменяется состав галечников в сторону появления и преобладания галек все более древних пород: увеличивается величина галек и насыщенность толщи конгломератами [Муратов, Цейслер, 1968б].

ИНТРАГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ МОЛАССЫ.— Молассы, связанные с эпохами горообразования в полициклических геосинклинальных сооружениях (например, нижнепермская моласса Большого

Кавказа, расположенная на герцинском складчатом основании) [Мазарович, 1976].

КАТАПЛАТФОРМЕННЫЕ МОЛАССЫ.— Молассы, характеризующиеся: 1) сероцветными обломочными континентальными отложениями с погружением вниз по разрезу вплоть до появления грубообломочных пород, 2) континентальным генезисом пород, 3) угленосностью верхних частей разреза; 4) тесной связью с вышележащими отложениями платформенного чехла, несмотря на возможные несогласия в его основании и резкое угловое несогласие в основании молассы, 5) сносом с приподнятых крыльев грабенов и впадин; 6) чрезвычайно активным вулканизмом, 7) конседиментационностью грабенов и впадин. Наиболее распространены среди К. м. вулканогенные и угленосные сероцветные молассы [Мазарович, 1976].

КАТАПЛАТФОРМЕННЫЕ ФОРМАЦИИ.— Ф., накапливающиеся в начальную стадию образования структур платформенного чехла. Они сменяются во времени и частично в латеральных направлениях типичными платформенными ф. Ф. этого подкласса накапливаются в структурах, морфологически отличных от обычных платформенных структур (например, в грабенах), но более или менее ясно связанных с ними. Связь с геосинклинальными структурами небольшая или отсутствует [Херасков, 1967а, б].

КРАСНОЦВЕТНАЯ ВУЛКАНОГЕННО-МОЛАССОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— В соответствии с представлениями В. Е. Хаина [1964], И. В. Хворовой [1963], Н. М. Страхова [1956] понимается как комплекс преимущественно грубообломочных континентальных и вулканогенных пород, возникающих в начале позднего (орогенного) этапа развития. Образование ф. связано с размывом горных сооружений, созданных складчатостью, и последующими дифференцированными вертикальными движениями, сопровождавшимися глубокими расколами и периодическими проявлениями вулканической деятельности вдоль этих расколов.

В состав К. в.-м. ф. входят породы различного генезиса: осадочные, туфогенно-осадочные и эффузивные. Среди осадочных наибольшим распространением пользуются грубообломочные породы (конгломераты, гравелиты и песчаники), меньшим — тонкообломочные (алевролиты, аргиллиты и кремнисто-глинистые сланцы), среди туфогенно-осадочных пород — туффиты различной крупности зерна и туфоагломераты, среди эффузивов — андезитовые, андезито-базальтовые, дацитовые порфириты, липаритовые порфиры и их туфы; альбитофиры, кварцевые альбитофиры и фельзиты играют в ее составе второстепенную роль. Перечисленные породы встречаются в различных сочетаниях и часто замещают друг друга в пространстве на сравнительно коротких расстояниях [Александрова, и др., 1974].

КРАСНОЦВЕТНЫЕ МОЛАССОВЫЕ ФОРМАЦИИ.— Ф., развитые в краевых и межгорных прогибах складчатых систем различного возраста. В строении К. м. ф. участвуют полимиктовые песчаники, алевролиты, глинистые породы, конгломераты континен-

тального и лагунно-континентального происхождения. Как второстепенные члены присутствуют гипсы, мергели, доломиты, прослои вулканогенных пород. Важным, но необязательным членом являются «медистые песчаники» [Муратов, Цейслер, 1968б].

КРАСНОЦВЕТНЫЕ ФОРМАЦИИ.— 1. Ф. переходных областей, накапливающиеся: а) в засушливых аллювиальных или аллювиально-озерных равнинах, располагающихся между областями сноса и мелководными морскими бассейнами (девон и пермь северо-западной части Русской платформы), б) в небольших впадинах, расположенных между областями сноса (девон Минусинской котловины и Англии, мел Средней Азии). К. ф. сложены разнообразными типами пород: наибольшим распространением среди них пользуются глинистые, мелкозернистые песчаники и алевролитовые отложения. В некоторых случаях присутствуют пачки конгломератов. Кроме обломочных пород, иногда наблюдаются пласты пород химического и органического происхождения (доломиты, известняки, гипсы). Очень редко К. ф. сложены только красными, красновато-коричневыми породами. Обычно в них присутствуют слои, окрашенные в зеленые или зеленовато-серые тона. Иногда встречаются почти белые породы.

Из других литологических признаков К. ф. необходимо отметить многочисленные знаки ряби, трещины высыхания, следы наземных позвоночных и наличие эрозионных врезов и промоин и почти полное отсутствие остатков морских организмов [Рухин, 1953, 1961. Близк. опред.: Александрова и др., 1974].

Примеч.: Среди К. ф. по аналогии с угленосными ф. можно различать К. ф. межгорные и К. ф. предгорные [Рухин, 1961].

2. Ф., отличающиеся красящим пигментом, генетическими типами отложений (пролювиального, аллювиального, озерного и дельтового происхождения), литологическим составом (господствуют терригенные породы), остатками фауны и флоры (главным образом континентальные формы) и текстурными особенностями (волноприбойные знаки, следы капель дождя, трещины усыхания, эрозионные биогенные знаки) [Анатольева, 1972].

ЛАГУННАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., характеризующаяся накоплением каменной соли, гипса, доломита и других химических осадков [Белоусов, 1948].

Син.: гидрохимическая ф. [Белоусов, 1948].

ЛИМНИЧЕСКАЯ УГЛЕНОСНАЯ МОЛАССА.— Моласса, характерная для межгорных прогибов и внутренних впадин. Л. у. м. также широко распространена в герцинидах — Центральное Французское плато, Французские Альпы, Саарский бассейн и др., но часто встречается и в Альпийском поясе — Ахалцихский бассейн, бассейны Югославии, Штирии, Словакии и т. д. Л. у. м. сложена осадками озер, болот, межгорных аллювиальных равнин. Ее циклическое

строение выражено менее четко, чем в паралической молассе, а угольные пласты отличаются меньшей выдержанностью [Хаин, 1973а].

МЕТАПЛАТФОРМЕННЫЕ ФОРМАЦИИ.— Ф., сменяющие во времени платформенные ф. при аномальном развитии платформ, что сопровождается образованием в платформенном чехле дислокаций, свойственных орогенам [Херасков, 1967а, б].

МОЛАССОВАЯ ГЛИНИСТО-РАКУШЕЧНИКОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Необычная молассовая ф. широко развита в краевых и межгорных прогибах Альпийской складчатой области (плиоцен Терско-Каспийского и Западно-Туркменского прогибов, миоцен Индоло-Кубанского прогиба и т. д.). Обычно это толщи зеленовато-серых карбонатных глин с прослоями известняков-ракушечников, песков, алевритов [Муратов, Цейслер, 1968б].

МОЛАССОВИДНЫЕ ФОРМАЦИИ.— Толщи, отличающиеся от моласс отсутствием прослоев грубозернистых пород и формированием в краевых частях платформ во время завершения основного тектонического цикла в смежной геосинклинали [Теодорович, 1959].

МОЛАССОИДЫ.— По В. И. Попову (1954 г.), это внутриконтинентальные молассы в отличие от окраинных моласс, накапливающихся непосредственно вслед за флишем в геосинклинальных областях [Мазарович, 1976].

Примеч.: Термин «молассоиды» предложен Н. Б. Вассоевичем. Думается, М. не следует называть грубообломочные отложения. Грубообломочные отложения вне зависимости от того, накапливаются ли они вдоль побережий или во внутриконтинентальных условиях, завершая геосинклинальное развитие или являясь результатом активизации стабильных участков земной коры, управляются по существу одним процессом — ростом и разрушением горных массивов. Различия же подобных накоплений будут определяться климатическими условиями, вулканизмом и т. д., т. е. признаками вторичными. Грубообломочную часть следовало бы выделять как «молассы» в узком смысле слова, а тонкие молассы называть «молассоидами» [Мазарович, 1976].

МОЛАССЫ КРАЕВЫХ ПРОГИБОВ.— Молассы, характеризующиеся: 1) тесной связью с подстилающими геосинклинальными отложениями (в частности, с флишем) в тех частях краевых прогибов, которые примыкают к складчатому сооружению, 2) во внешних частях краевого прогиба моласса залегает, как правило, несогласно, переходя на смежные части платформ, 3) морские сравнительно тонкообломочные отложения вверх по разрезу сменяются континентально-морскими и континентальными отложениями, 4) грубость материала увеличивается вверх по разрезу и в направлении к складчатому сооружению, подвергающемуся размыву, обломочный материал — аллохтонный, 5) снос осуществляется со складчатого сооружения, общее простирание которого в целом соответствует простиранию краевого прогиба, 6) сохраняется структурный план, 7) вулканизм не характерен. Среди М. к. п. наиболее часто присутствуют красноцветные и сероцветные соленосные и угленосные молассы [Мазарович, 1976].

МОЛАССЫ НАЛОЖЕННЫХ ВПАДИН.— Молассы, характеризующиеся: 1) наложенностью на складчатое основание, 2) заполнением как морскими, так и континентальными отложениями с увеличением грубости материала вверх по разрезу, 3) отчетливо выраженным магматизмом, связанным с разломами, ограничивающими некоторые впадины [Мазарович, 1976].

МОЛАССЫ УНАСЛЕДОВАННЫХ ОСТАТОЧНЫХ МЕЖГОРНЫХ ВПАДИН.— Молассы, характеризующиеся: 1) тесной связью с подстилающими геосинклинальными отложениями, 2) согласной сменой вверх морских отложений континентально-морскими и континентальными, 3) увеличением грубости материала вверх по разрезу, а также к краям прогибов, 4) сносом с горных поднятий, возникающих из окружающих прогибы антиклинориев и автохтонным обломочным материалом, 5) отсутствием вулканизма, 6) сохранением структурного плана [Мазарович, 1976].

НИЖНЯЯ МОЛАССА ЛАГУННАЯ.— Моласса поднятий, утративших связь с открытым морем. В зависимости от климатических условий лагунные молассы предстают в двух разновидностях: угленосной, свойственной гумидным зонам, и соленосной, приуроченной к аридным зонам [Хаин, 1973а].

НИЖНЯЯ МОЛАССА МОРСКАЯ.— Моласса, характеризующаяся преобладанием относительно тонкообломочных пород, представляющих осадки морских водоемов, в начальные фазы развития порой достигавших значительных глубин (Предуральский прогиб в начале перми и др.). Глины и алевро-песчаные породы нередко находятся в правильном циклическом чередовании, но цикличность эта крупнее, чем во флише, а алевролиты и песчаники часто несут знаки ряби, трещины усыхания, обладают крупной косой слойчатостью. Морской нижней молассе нередко подчинены залежи нефти и газа, например в Предкавказье [Хаин, 1973а].

ОКРАИННЫЕ МОЛАССЫ.— По В. И. Попову [1954], это типичные молассы, которые накапливаются непосредственно вслед за флишем в геосинклинальных областях [Мазарович, 1976].

ОРОГЕННЫЕ КАРБОНАТНЫЕ ФОРМАЦИИ.— Рифовые ф., развитые в краевых прогибах по их внешнему краю (цепочки раннепермских рифовых массивов по внешнему краю Предуральского хребта и мэотические рифы Керченского полуострова) [Муратов, Цейслер, 1968б].

ПЛАГИОЛИПАРИТО-БАЗАЛЬТОВАЯ ГАЛЕЧНИКОВО-ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТАЯ МОЛАССОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., представленная базальтами, андезито-базальтами, андезитами, дацитами, плагиолипаритами, трахиплагиолипаритами и их туфами, перемежающимися с туфопесчаниками, туфоконгломератами, сланцами. Накапливается в инверсионную стадию. Мощность ее достигает 1500 м.

Кроме вышеописанных ф., известны вулканогенно-молассовые ф., в которых присутствуют осадочные галечниково-песчано-глинистые, главным образом морские, отложения типа моласс и вул-

каногенные породы. В зависимости от состава последних выделяются еще две вулканогенно-осадочные ф.: андезитовая галечниково-песчано-глинистая молассовая и плагиолипарито-андезитовая галечниково-песчано-глинистая молассовая.

Подробное описание этих ассоциаций здесь опускается, так как отдельные части их нередко выступают как самостоятельные ф., которые описаны в соответствующих разделах [Объяснительная записка..., 1973].

ПОЗДНЕМОЛАССОВЫЕ ФОРМАЦИИ ПЛАТФОРМ.— По Н. С. Шатскому (1950 г.), ф., приуроченные к общему подъему складчатой зоны и эпохе пенепленизации, размыва складчатой полосы (если этот подъем совершается, а он совершается не всегда). П. ф. п. отлагаются не в геосинклинальной области, потому что она испытывает подъем, а в смежных платформенных областях (например, иотнийские, каледонские красные песчаники, кембрийские красноцветы Сибири, пермские песчаники Русской платформы и т. д.). Вместо того, чтобы сосредоточиваться в краевом прогибе, эти сносимые с хребтов образования, в момент, когда краевой прогиб перестает интенсивно погружаться и «отстойник» исчезает — выплескиваются широким шлейфом на всю платформу, иногда перехлестывая ее почти поперек. П. ф. п. развиты не только в тех случаях, когда имеются краевые прогибы, но и когда их нет, когда складчатые зоны примыкают к платформе по резким краевым швам [Шатский, 1965].

ПОЗДНЯЯ МОЛАССА.— По С. Бубнову (1949 г.), это М., отвечающая фазе пенепленизации при переходе к эпиконтинентальному развитию после завершения разрывной тектоники и вулканизма [Варисцийские молассы..., 1977].

ПОСТГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ МОЛАССЫ.— М., характеризующиеся: 1) существованием нижних более грубых моласс (девон каледонид); 2) резко несогласным залеганием моласс в конседиментационных грабенах и впадинах с перестройкой структурного плана, после значительного перерыва; 3) наличием континентальных красноцветных и пестроцветных (в прогибах) пород, с вулканомиктовым автохтонным характером обломочного материала и увеличением грубости пород вниз по разрезу; 4) резко выраженным магматизмом нижних моласс, проявляющимся в виде прослоев лав и туфов основного, среднего и кислого (на поднятиях) состава и тесной связью последних с интрузиями гранитов; 5) наличием «межмолассового» комплекса карбонатных, карбонатно-терригенных пород морского происхождения (Центральный Казахстан—Минусинская впадина); 6) более тонким составом верхних моласс, образованных пестроцветными обломочными отложениями с автохтонным и аллохтонным обломочным материалом; 7) увеличением грубости материала вниз по разрезу; 8) тесной связью верхних моласс с соленосными ф.; 9) возможностью присутствия сероцветных угленосных отложений; 10) залеганием верхних моласс в виде широких внутренних впадин [Мазарович, 1976].

РАННЯЯ МОЛАССА.— По С. Бубнову (1949 г.), это М., которая начинает терригенное осадконакопление во внутренних областях еще во время позднего этапа флишевой седиментации в краевых прогибах [Варисцийские молассы..., 1977].

СОЛЕНОСНАЯ МОЛАССА.— М., сменяющая угленосную лагунную молассу в аридных зонах, как это хорошо видно при движении к югу вдоль Предуральского прогиба. В составе С. м. наряду с пестрыми алевролитами, песчаниками и известняками-ракушечниками присутствуют гипсы, ангидриты, а во многих случаях каменные и даже калийные соли. Циклическое строение достаточно обычно. Типичную соленосную нижнюю молассу представляют собой кунгурские отложения Приуралья, миоценовые отложения Предкарпатского и Закарпатского прогибов, Южного Закавказья и Ирана. Они вмещают крупные залежи каменной и калийных солей [Хаин, 1973а].

СОЛЕНОСНЫЕ МОЛАССОВЫЕ ФОРМАЦИИ.— Толщи пород, сложенные калийной и каменной солью с прослоями гипсов, ангидритов, доломитов, глин и песчаников, а также толщи, сложенные преимущественно гипсами и ангидритами. Главными членами первого парагенеза являются галлоиды, второго — сульфаты. Вместе оба парагенеза образуют парагенетический комплекс [Муратов, Цейслер, 1968б].

СПАРАГМИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ледниковая моласса, формирующаяся в особых климатических условиях. С. ф. сложена глинистыми породами, алевролитами и песчаниками, то образующими более или менее однородные пачки, то чередующимися друг с другом в различных сочетаниях. Кое-где среди них появляются пачки кварцитов и кварцевых песчаников мощностью до 50—70 м, довольно хорошо сортированных и, вероятно, мелководных, полимиктовых песчаников. Характерной особенностью этой ф. является присутствие прослоев и пачек тиллитоподобных пород, в одних случаях чрезвычайно сходных с подводно-оползневыми «горизонтами с включениями» флишевых серий (средний Урал), в других — имеющих явные признаки ледниковой обработки валунов, входящих в их состав. Они представляют собой плохо сортированные неслоистые песчано-алевролитовые породы с рассеянными среди них угловатыми глыбами и валунами разнообразных пород, чаще всего происходящими с близлежащих поднятий. Некоторые из этих включений имеют характерную «утюгообразную» форму. В редких случаях на гальках наблюдаются штрихи и царапины, свидетельствующие о ледниковой обработке этого материала [Келлер, 1970, 1973].

Примеч.: С. ф. впервые была изучена в Норвегии, где она была выделена под именем спарагмитовой серии (от греческого спарагма — обломок). Долгое время спарагмитовая серия играла роль местного стратиграфического подразделения; в настоящее время это название постепенно выходит из употребления. Этот термин рационально сохранить за совершенно особой ф., которая может располагаться на разных стратиграфических уровнях независимо от возраста [Келлер, 1970].

ТЕЛЕОРОГЕННАЯ МОЛАССА.— М., представляющая собой основание осадочного чехла платформ. Принадлежность Т. м. к осадочному чехлу, а не к фундаменту особенно очевидна там, где поздняя моласса «выхлестывает» за пределы передового прогиба в область более древней платформы и вклинивается в осадочный чехол последней. Т. м. была особенно характерна для герцинского этапа, например, красная лежень нижней перми Центральной Европы или пермо-триас Туранской плиты [Хаин, 1973а].

Син.: отдаленно-орогенная моласса.
Примеч.: Это катаплатформенная ф. по Н. П. Хераскову [1967].

УГЛЕНОСНАЯ МОЛАССА.— М. передовых прогибов, представляющая собой большей частью паралическую ф., состоящую из крупноциклического чередования отложений прибрежных равнин и мелкого моря. Именно с этой ф. (вернее, субформацией нижней молассы) связаны богатейшие залежи угля Западной Европы, отвечающего передовому прогибу Среднеевропейских герцинид, а также Верхне-Силезского, Донецкого, Печорского (Воркутинского) бассейна (северный отрезок Предуральского прогиба), Караганды, Кузбасса, Таймыра, Аппалачского бассейна (Предаппалачский прогиб) [Хаин, 1973а].

УГЛЕНОСНЫЕ МОЛАССОВЫЕ ФОРМАЦИИ.— Мощные толщи обломочных и глинистых пород морского, лагунного и континентального (речного, озерно-болотного и пр.) происхождения, среди которых, как важный второстепенный член ассоциации, присутствуют пласты углей [Муратов, Цейслер, 1968б].

ФОРМАЦИЯ ВНУТРЕННИХ ВПАДИН.— Ф., представленная почти исключительно обломочными породами. В тех внутренних впадинах, которые сообщаются с морем, отложения имеют морское происхождение, но едва ли не чаще встречаются осадки континентальные — озерные, речные, болотные. Особый интерес представляют формирующиеся во внутренних впадинах лимнические угленосные месторождения [Белоусов, 1948].

ФОРМАЦИИ ВНУТРЕННИХ МОЛАСС.— По Н. С. Шатскому (1950 г.), ф., сменяющие карбонатные ф. в геосинклиналях и представленные часто угленосными ф. и нередко содержащие излияния лав [Шатский, 1965].

ЭПИГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ МОЛАССЫ.— М., накапливающиеся в краевых прогибах, унаследованных остаточных межгорных впадинах и наложенных впадинах [Мазарович, 1976].

ЭПИГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ.— Ф., накапливающиеся в заключительную стадию развития геосинклинальных систем как на основных поднятиях, так и в прогибах. Они сменяют во времени геосинклинальные ф. и лишь частично замещаются некоторыми типами последних в латеральном направлении. Обычно они выполняют более или менее самостоятельные тектонические формы (краевые и внутренние прогибы), которые, однако, тесно связаны с более ранними геосинклинальными структурами [Херасков, 1967а, б].

ЭПИПЛАТФОРМЕННЫЕ МОЛАССЫ ОРОГЕННОЙ СТАДИИ АКТИВИЗАЦИИ ПЛАТФОРМ.— М. типа ферганских и близких к ним, происхождение которых обусловлено сводово-глыбовыми движениями платформ. Тектоническая активизация, связанная с рифтогенезом на древних платформах, также обусловлена накоплением моласс [Мазарович, 1976].

ПЛАТФОРМЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

ПОНЯТИЕ «ПЛАТФОРМЕННАЯ ФОРМАЦИЯ»

ПЛАТФОРМЕННЫЕ ФОРМАЦИИ *.— Группа ф., образующихся в условиях слабо дифференцированных тектонических движений с малыми скоростями и относительно небольшими амплитудами. Распространены в пределах древних и молодых платформ, а также в отдельных участках геосинклинальных и складчатых областей, возникая в моменты временной стабилизации последних за счет сноса обломочного материала с платформ. Обычно характеризуются небольшими мощностями и выдержанностью на значительных площадях. Магматические П. ф. (трапповая, трахибазальтовая, щелочных базальтоидов, кимберлитовая) сравнительно мало распространены, более типичны осадочные П. ф. (кварцево-песчаная, каолинитово-песчаная, меловая, опоковая, угленосно-боксито-железистая, галогенная). Вообще для обломочных отложений платформ характерно преобладание мономинеральных кварцевых и олигомиктовых пород, широко развиты продукты кор выветривания, на образование П. ф. большое влияние оказывает климат [Шатский, 1939; Рухин, 1953, 1961; из ГС, 1973].

— Ф., накапливающиеся в условиях слабо дифференцированных тектонических движений небольшой амплитуды. П. ф. обладают малой мощностью и сохраняют постоянный характер в пределах значительной площади. Магматические породы в П. ф. встречаются значительно реже, чем в геосинклиналях, и представлены обычно другими типами. Характерны такие отложения, как кварцево-песчаные толщи и каолинитовые глины. Многие другие типы осадочных пород встречаются также и в геосинклиналях, но на платформах они представлены несколько иными разновидностями [Рухин, 1955].

— Ф., образующиеся в условиях длительного формирования структуры почти горизонтальных слоев, осложненных незначительными и изолированными дислокациями. Характерна слабая тенденция к общему погружению, вызванная целиком или частично эвстатическими причинами. Накопление идет на подводных, реже континентальных равнинах [Херасков, 1964].

— Ф., характеризующиеся исключительной выдержанностью, часто даже маломощных слоев и пачек на громадных площадях, так как фациальные изменения и изменения мощностей, как правило, имеют малые градиенты. Характерно большое количество региональных перерывов от кратковременных до весьма длительных, причем как для тех, так и для других обычна небольшая глубина размыва подстилающих слоев. Малая глубина размыва иногда наблюдается даже для перерывов с достаточно крупными перестройками структурного плана. Для П. ф. в разрезе характерны направленные ряды, в особенности ряды так называемых трансгрессивных серий. Регрессивные серии наблюдаются относительно редко, так как, по-видимому, уничтожаются при последующем размыве.

---

* Определения П. ф. см. также в т. 1.

Ф. могут иметь груборитмичное строение и состоять из нескольких таких серий, но количество ритмов ограничено. Платформенные комплексы и ф., как правило, отличаются малой скоростью осадконакопления. Но и в тех случаях, когда накопились толщи с мощностями, приближающимися к мощностям, свойственным ф. других классов, признаки строения, указанные выше, позволяют их уверенно диагностировать [Херасков, 1967б].

Примеч.: 1. П. ф. следует выделить, исходя из следующих соображений. Для платформ типично образование чехла почти горизонтально лежащих отложений, которые редко могут быть нарушены лишь вдоль некоторых зон. В соответствии с этим в класс П. ф. включаются все ф., свойственные развитым на большой площади структурам с подобными условиями залегания.

П. ф. устанавливаются методом сравнительного анализа и в том случае, когда они позднее были в значительной степени дислоцированы.

Некоторые общие особенности П. ф. могут быть установлены чисто теоретически, что в значительной степени облегчает применение сравнительного метода. Длительное сохранение горизонтального залегания возможно лишь в том случае, если вертикальные тектонические движения или, точнее, вертикальные компоненты тектонических движений в каждую эпоху не изменяются или изменяются лишь на больших площадях. В этих условиях возникает равнинный рельеф.

Таким образом, накопление платформенных отложений происходило в условиях равнины, преимущественно подводной, реже континентальной, так как равнина, достаточно высоко поднятая над уровнем моря, обычно подвергается общему размыву и редко сохраняет континентальные отложения.

Накопление в пределах равнины вызывает лишь предельно постепенные изменения в свойствах осадков и мощностях, поэтому для П. ф. характерна большая выдержанность фаций и мощностей. Равнинность рельефа внутриплатформенных поднятий исключает сколько-нибудь значительное поступление обломочного материала, особенно более крупного. Тем самым создаются в целом крайне благоприятные условия для накопления химических и биогенных отложений и компонентов этого генезиса в обломочных отложениях (различные карбонатные породы, опоки, глауконитовые породы и т. д.).

Для сохранения горизонтальности залегания на больших площадях, по-видимому, необходимо ограничить размер и скорость тектонических движений, так как значительные и быстрые перемещения неизменно ведут к значительной деформации перемещающихся масс.

Относительная стабильность всегда считалась наиболее характерным признаком платформ. Вероятно, платформы обычно лишь незначительно колеблются близ уровня океана. Отмечаются преобладание малых и умеренных мощностей и появление больших мощностей лишь в качестве исключения (Прикаспийская синеклиза, Северо-Германская впадина и др.). Весьма важно, что все платформенные отложения достоверно мелководны. Колебание равнины около уровня моря хорошо увязывается с характерными для мелководных платформенных отложений быстрыми вертикальными изменениями в характере осадков и в составе биоценозов. Это обеспечивает необычную для геосинклинальных серий детальность стратиграфического расчленения платформенных осадков.

С преимущественным положением платформы близ уровня моря связано большое число региональных перерывов — от кратковременных до длительных. Размывы слоев, связанные с этими перерывами, вызывают многократный перемыв осадков и накопление таких «скелетных» образований, как кварцевые пески [Херасков, 1963].

2. Укоренилось мнение, что геосинклинальные фации осадков значительно отличаются от фаций платформенных вследствие большей глубины геосинклинальных бассейнов и их более открытого характера. Внимательное изучение этого вопроса показывает, что обычно это различие сильно преувеличивается. Нет никаких оснований считать, что морские бассейны в геосинклиналях вообще глубже, чем на платформах. Большое прогибание в геосинклинали компенсируется мощным накоплением осадков, и в разрезе геосинклиналей мы находим, как правило, осадки мелководных морей, а также континентальные отложения. Часто, сознательно, или бессознательно, в понятие «фация» включают представление о мощности отложений. В таком случае, конечно, различие между осад-

конакоплением в геосинклинали и на платформе будет разительным. Но мы знаем, что фации нельзя смешивать с мощностями осадков. Мощность ничего не говорит о глубине бассейна. Она свидетельствует только о размере прогибания земной коры, компенсированного накоплением. Те же пески, глины, известняки различных типов, которые встречаются в геосинклиналях, слагают разрез и на платформах. Породы, взятые раздельно там и здесь, отличаются между собой очень незначительно, а чаще всего и вовсе не различимы. Однако нельзя полностью отрицать, что существуют и различия. Так как прогибание в геосинклинали происходит в общем дольше, чем на платформе, то морские осадки, в среднем, может быть, преобладают в геосинклиналях. Кроме того, есть подформации, которые встречаются только в геосинклиналях. Такова флишевая подформация. На платформах вследствие меньшей интенсивности поднятий и размыва мы не находим грубообломочных отложений (грубых конгломератов, валунных накоплений), а в геосинклиналях, у подножия поднимающихся хребтов, среди молассовых отложений сплошь и рядом образуются скопления очень грубого материала. На платформах среди песков преобладают кварцевые, тогда как в геосинклиналях широко развиты граувакки. В отложениях платформ сравнительно редко наблюдаются следы подводных оползней. За этими и некоторыми другими исключениями ф. платформ имеют сходство с геосинклинальными и образуются в течение цикла в той же последовательности [Белоусов, 1948, 1954].

3. Специфические особенности одноименных пород различных ф., в том числе одновозрастных ф. платформ и геосинклиналей, и отличия в способе сочетания отдельных фаций, в характере слоистости заставляют отделять во всех случаях П. ф. от геосинклинальных, даже при наличии общего сходства их состава (известняки, морские терригенные осадки). Поэтому нельзя полностью согласиться с В. В. Белоусовым, считающим, что различия между геосинклинальными и платформенными фациями обычно преувеличиваются (скорее они недоучитываются!). В. В. Белоусов, несомненно, прав в том, что ф. одной и той же стадии цикла обнаруживают значительное сходство, но это еще не дает основания выделять для платформ те же ф., что и для геосинклиналей [Хаин, 1950].

На платформах мы наблюдаем гораздо более сложную, чем в геосинклиналях, картину распределения и последовательности ф. Это объясняется значительно большим влиянием на осадконакопление климатической обстановки. Фактически мы имеем для платформ два самостоятельных формационных ряда — аридный и гумидный, но положение дополнительно усложняется тем, что одна и та же платформа может в течение цикла перейти из одной климатической зоны в другую (в связи со смещением этих зон, например, Карру) или оказаться одной своей частью в аридной зоне, а другой — в гумидной [Хаин, 1973а].

4. Важнейшими диагностическими признаками П. ф. являются особенности их строения. Эти ф. характеризуются исключительной выдержанностью, часто даже маломощных слоев и пачек на громадных площадях, так как фациальные изменения и изменения мощностей, как правило, имеют малые градиенты. Характерно большое количество региональных перерывов от кратковременных до весьма длительных, причем как для них, так и для других обычна небольшая глубина размыва подстилающих слоев. Малая глубина размыва иногда наблюдается даже для перерывов с достаточно крупными перестройками структурного плана.

Для строения П. ф. в разрезе характерны направленные ряды, в особенности ряда так называемых трансгрессивных серий. Регрессивные серии наблюдаются относительно редко, так как, по-видимому, уничтожаются при последующем размыве. Ф. может иметь груборитмичное строение и состоять из нескольких таких серий, но количество ритмов ограничено. Тонкая, более или менее правильная ритмичность описывается главным образом для угленосных и галогенных толщ, а в морских отложениях, по-видимому, встречается редко. Чаще всего в них встречается правильная и неправильная тонкая ритмичность с относительно малыми петрографическими различиями слагающих ритмы членов, например, многократное повторение в карбонатной толще известняков определенных видов. Ритмичность флишевого и близких к ней типов в П. ф. отсутст-

вует. В целом, закономерности латеральных изменений в П. ф. известны несравнимо лучше, чем стратиграфические. Платформенные комплексы и ф., как правило, отличаются малой скоростью осадконакопления. Но и в тех случаях, когда накопились толщи с мощностями, приближающимися к мощностям, свойственным ф. других классов, признаки строения, указанные выше, позволяют их уверенно диагностировать [Херасков, 1967б].

5. Каждый цикл накопления континентальных отложений начинается фалаховой ф. (начало трансгрессии), сменяется терригенно-известняковой или известняковой (максимальное развитие трансгрессии) и завершается калейдовой ф. — карбонатной ф. сложного состава и строения (регрессивная стадия) [Елисеев, 1978].

АЛЛОХТОННЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ ПЛАТФОРМ.— Такие ф., которые произошли в результате разрушения окраинных горных сооружений и отложения обломочного материала на соседних участках платформ [К вопросу..., 1951. Близк. опред.: Старицкий, 1965].

Примеч.: Как правило, это песчаники, иногда с маломощными пачками гравелитов и конгломератов, алевролиты, глины, аргиллиты и др. На больших площадях платформ, особенно в их внутренних частях, в «аллохтонных» осадках появляются отдельные прослои известняков, мергелей и доломитов автохтонного происхождения, а в районах, наиболее удаленных от источника сноса, аллохтонные ф. переходят в ф. автохтонные [К вопросу..., 1951. Близк. опред.: Херасков, 1967б].

А. о. ф. п. по своему составу заметно отклоняются от автохтонных в сторону большего или меньшего приближения к отложениям орогенного типа. В них резко возрастает значение континентальных отложений и отложений бассейнов, в той или иной степени обособленных; в обломочных породах ухудшается сортировка и возрастает разнородность состава, а иногда появляются внутриформационные конгломераты [Херасков, 1967б].

Син: аллохтонные платформенные ф. [ГС, 1973; Горшков, Воробьев, 1976].

АВТОХТОННЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ ПЛАТФОРМ.— Такие ф., которые не содержат обломочного материала, принесенного непосредственно с соседних складчатых сооружений. Во-первых, это осадки, выпавшие химическим или органогенным путем из вод бассейнов, занимающих в то или иное время площадь платформы; сюда относятся соли, гипсы, ангидриты, известняки, доломиты, глауконитовые породы, опоки и т. д. Во-вторых, это обломочные образования, возникшие в результате выветривания и перемывания пород тех отдельных участков платформ, которые тем или иным путем были выдвинуты выше уровня моря (терригенные образования — пески и песчаники, преимущественно кварцевые с небольшой примесью других устойчивых минералов, глины и т. д.) [К вопросу..., 1951. Близк. опред.: Старицкий, 1965; Херасков, 1967б].

Примеч.: К. В. Никифорова и В. Н. Разумова расширили первоначальный объем понятия А. о. ф. п., но не указали, что они вносят в это понятие новое понимание. Действительно, они назвали аллохтонными некоторые мезозойские и кайнозойские ф. эпипалеозойской платформы, которые образованы обломочным материалом, принесенным из горного пояса Тянь-Шаня, хотя Тянь-Шань имеет тот же возраст геосинклинального фундамента, что и аккумулировавшая эти осадки платформа [Херасков, 1963].

Син.: автохтонные платформенные ф. [ГС, 1973; Горшков, Воробьев, 1976].

СМЕШАННАЯ ПЛАТФОРМЕННАЯ ФОРМАЦИЯ.— П. ф., которая одновременно несет признаки как автохтонных, так и аллохтонных ф. [Старицкий, 1965].

СИММЕТРИЧНЫЕ ФОРМАЦИИ.— Ф., основные фациальные ряды которых изменяются от центральной части зоны их распространения более или менее симметрично в сторону ее периферии. Преимущественно являются автохтонными. Пример: каменноугольные карбонатные и меловые ф. писчего мела [ГС, 1973].

КЛАССИФИКАЦИИ ПЛАТФОРМЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Н. С. Малич [Геологические формации..., 1974; Малич, 1975]

КЛАССИФИКАЦИЯ ПЛАТФОРМЕННЫХ ФОРМАЦИЙ по принадлежности к тем или иным надпорядковым структурам:

1. Ф. стабильных участков платформы — хатакратонный и филократонный подклассы.

2. Ф. наиболее мобильных участков платформы, прилегающих к геосинклинальным областям,— перикратонный подкласс.

3. Ф., прилегающие к системам складчатых областей,— приорогенный подкласс.

4. Ф., развитые в авлакогенах,— авлакогенный подкласс.

Филократонный подкласс характеризуется ф. кор выветривания, хатакратонный представлен автохтонными мелководно-морскими и континентальными ф., занимающими обширные площади и имеющими выдержанные мощности и постоянные состав и структуру. Для перикратонного подкласса свойственно преобладание глубоководно-морских ф., мощность которых в несколько раз превосходит мощность ф. хатакратонного подкласса. Они образуют более сложно построенные ряды. Для них характерен асимметричный поперечный профиль и линейно вытянутая форма тел ф. По латерали ф. перикратонного подкласса переходят в хатакратонные. Приорогенный подкласс образует в основном молассовидные ф. По латерали они замещаются ф. хатакратонного подкласса. К авлакогенному подклассу относятся ф. значительной мощности и, как правило, с интенсивным вулканизмом [Малич, 1975].

Н. С. Малич [1975]

КЛАССИФИКАЦИЯ РЯДОВ ФОРМАЦИЙ ТЕКТОНО-СЕДИМЕНТАЦИОННОГО ЦИКЛА ЧЕХЛА ПЛАТФОРМЫ И ТИПОВ ФОРМАЦИЙ проведена по циклам развития.

Примеч.: Комплексы ф. характеризуют определенные стадии тектоно-седиментационного цикла. В каждом тектоно-седиментационном цикле выделяются четыре стадии:

1. Трансгрессивная стадия объединяет ф. нижнемолассоидного и терригенного комплексов. Ф. этой стадии залегают со стратиграфическим и, как правило, структурным несогласием и размывом на любых образованиях; они знаменуют начало тектоно-седиментогенного цикла.

2. Инундационная стадия охватывает ф. терригенно-карбонатных и карбонатного комплексов. Ф. этих комплексов залегают согласно на ф. трансгрессив-

ной стадии, знаменуя максимальное развитие трансгрессии и полное затопление бассейна. Различаются два терригенно-карбонатных комплекса — в начале и конце инундационной стадии. Нижний терригенно-карбонатный комплекс ф. накапливался до отложений ф. карбонатного комплекса в начале инундационной стадии, верхний — в конце инундационной стадии после карбонатного комплекса. Карбонатный комплекс ф. иногда выпадает из формационного ряда, замещаясь ф. терригенно-карбонатного комплекса (например, формационные ряды позднепалеозойско-раннемезозойского и средне-позднемезозойского этапов). Это в значительной степени зависит и от климатического фактора.

3. Регрессивной стадии свойственны ф., связанные с непосредственным затуханием тектонических движений как на платформе, так и за ее пределами (угленосный и верхнемолассоидный комплексы). Соленосный комплекс ф. связан постепенными переходами с нижележащими ф. инундационной стадии. Угленосные и верхнемолассоидные комплексы ф. залегают либо на ф. соленосного комплекса, либо на ф. инундационной стадии со стратиграфическим перерывом и, как правило, со структурным несогласием. Возникновение структурного несогласия вызвано небольшими изменениями структурного плана в период стратиграфического перерыва, отвечающего общему непродолжительному воздыманию. Таким образом, накопление угленосных и молассоидных комплексов ф., образующих регрессивную часть единого формационного ряда, связано с некоторыми изменениями структурного плана, что обусловливает выделение структурных подъярусов.

4. Эмерсивная, или заключительная, стадия тектоно-седиментогенного цикла выражается в общем поднятии. В начале этой стадии происходит разгрузка магматических очагов (магматические и вулканогенно-осадочные комплексы ф.), в конце — полное отмирание — пауза тектонической активности (комплекс ф. кор выветривания). Комплекс магматических и вулканогенно-осадочных ф. залегает, как правило, на ф. регрессивной стадии (реже на ф. более ранних стадий) со стратиграфическим или структурным несогласием. Стратиграфические перерывы вызваны неодинаковой длительностью паузы перед нагрузкой магматических очагов; структурные несогласия обусловлены сменой структурного плана, вызванной эволюцией магматических очагов как непосредственно перед их разгрузкой, так и синхронично последней. Комплекс ф. кор выветривания образуется в паузы перед разгрузкой магматических очагов, а также в паузы, возникающие между комплексами ф. регрессивной стадии [Малич, 1975].

Н. С. Малич (гл. ред.) [Карта..., 1977]

КЛАССИФИКАЦИЯ ФОРМАЦИОННЫХ ТИПОВ ЧЕХЛА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ, предпринятая в связи с составлением Карты геологических ф. чехла Сибирской платформы масштаба 1 : 1 500 000, проведена с выделением четырех стадий тектоно-седиментационного цикла, где каждая стадия характеризуется семействами ф. и собственно формациями.

КЛАССИФИКАЦИЯ ФОРМАЦИОННЫХ ТИПОВ ЧЕХЛА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ*

Трансгрессивная стадия

Семейство обломочных (терригенных) *формаций:*

Аркозовая конгломерато-алеврито-песчаная ф.

Конгломерато-алеврито-песчаная субформация.

Глауконитовая песчаная ф.

---

* Интрузивные и вулканогенные ф. нами исключены из рассмотрения.

Глауконитовая глинисто-алевритовая субформация.
Глинистая ф.
Песчано-глинисто-алевритовая ф.
Алеврито-глинисто-песчаная субформация.
Глинисто-песчаная субформация.
Песчано-глинистая субформация.
Семейство пестроцветных терригенно-карбонатных ф.:
Пестроцветная карбонатно-песчано-глинистая ф.
Пестроцветная карбонатно-глинисто-песчаная субформация.
Пестроцветная глинисто-песчано-карбонатная субформация.
Пестроцветная карбонатно-алеврито-песчаная субформация.
Пестроцветная глинисто-карбонатная ф.
Пестроцветная глинисто-известняковая субформация.
Пестроцветная глинисто-известняково-доломитовая субформация.

Инундационная стадия

Семейство сероцветных терригенно-карбонатных ф.:
Песчано-доломитовая ф.
Известняково-песчано-доломитовая субформация.
Песчано-известняково-доломитовая субформация.
Известняково-глинисто-песчаная ф.
Глинисто-известняковая ф.
Карбонатная глинисто-песчаная морская ф.
Битуминозная глинисто-известняково-доломитовая ф.
Семейство карбонатных ф.:
Рифоидная ф.
Известняковая ф.
Известняково-доломитовая ф.
Доломитовая субформация.
Кремнисто-доломитовая субформация.
Известняково-кремнисто-доломитовая субформация.

Регрессивная стадия

Семейство сульфатно-карбонатных ф.:
Сульфатно-глинисто-доломитовая ф.
Доломито-ангидритовая субформация.
Гипсово-доломито-мергельная субформация.
Галогенная галитовая ф.
Галогенная калиеносная ф.
Сульфатная субформация.
Бессульфатная субформация.
Семейство угленосных ф.:
Угленосная ф. тунгусского типа.
Угленосная ф. ленского типа.
Лигнитовая глинисто-песчаная ф.
Асимметричная угленосная ф. предгорных прогибов.
Семейство молассоидных (аллохтонных) *ф.:*
Красноцветная глинисто-песчаная (аллохтонная) ф.

Красноцветная молассоидная (морская) ф.
Сероцветная полимиктовая молассоидная ф.
Сероцветная глинисто-песчаная молассоидная (континентальная) ф.

Сероцветная конгломерато-песчаная молассоидная (континентальная) субформация.

Эмерсивная стадия

Семейство вулканогенно-осадочных ф.:
Туффито-песчаная ф.

Семейство ф. кор выветривания:
Латеритная ф.
Ф. каолинитовых и бокситовых глин.
Каолинито-песчаная ф.
Кварцево-песчаная ф.

Р. Н. Валеев, В. А. Антонов, Р. М. Биктяшева, Р. М. Гисматуллин, В. Г. Чайкин, В. Л. Штейнгольц [Классификация..., 1978]

КЛАССИФИКАЦИЯ ПЛАТФОРМЕННЫХ ФОРМАЦИЙ разработана на основе представления о режимах развития земной коры и выделены:

1. Эмерсивное подсемейство — хемогенно-механическое разрушение материнских пород с образованием ф. кор выветривания. На платформах они возникают преимущественно в областях устойчиво воздымающихся щитов, массивов и антеклиз.

2. Метационное подсемейство — механический перенос и отложение продуктов разрушения на путях переноса преимущественно в континентальных гумидных условиях. В подсемействе выделяются боксит-каолинитовая, каолинитовая, угленосная лимническая абстрактные ф. интракратонных синеклиз, а также монтмориллонитовая и паралическая угленосная ф. перикратонных синеклиз, сквозных авлакогенов и краевых прогибов. На этой стадии литогенеза происходит массовое накопление органического вещества преимущественно гумусового, а в отдельных случаях и сапропелевого типа (эоцен-миоценовая и плиоценовая монтмориллонитовые ф. юго-востока платформы).

3. Трансгрессивное подсемейство — наряду с преимущественным накоплением продуктов механического разрушения на фоне преобладания скоростей тектонических опусканий над скоростями осадконакопления в морских мелководных условиях в осадок выпадают труднорастворимые соединения железа, марганца, фосфора, кремнезема и других элементов. Здесь выделяются три основные абстрактные ф.: железорудная, марганцево-рудная и фосфоритоносная с прогрессивным в указанной последовательности накоплением органического вещества преимущественно сапропелевого типа вплоть до образования горючих сланцев.

4. Инундационное (стабильное) подсемейство — преобладание биохемогенных процессов над механическим переносом и образование двух групп ф.: карбонатной и доманиковой кремнисто-глинисто-карбонатной, отвечающих соответственно компенсированному и некомпенсированному осадконакоплению. Для ф. этого подсемейства характерно органическое вещество только сапропелевого типа, причем доманиковые ф. рассматриваются многими исследователями как основные нефтепроизводящие.

В карбонатной группе известковая, меловая, мел-мергельная, палыгорскит-доломитовая и смешанная палыгорскит-известняково-доломитовая абстрактные ф. В доманиковой группе выделяются глинисто-сланцевая и кремнисто-глинисто-карбонатная ф. Последние накапливаются преимущественно в перикратонных синеклизах, рифтах и краевых прогибах, чем в значительной мере определяется преимущественно нефтегазоносность подвижных окраинных частей платформ.

5. Регрессивное подсемейство подразделяется на сульфатно-терригенную, сульфатно-карбонатную и соленосную группы ф. При их образовании резко снижается накопление органического вещества, а соленосная группа ф. преимущественно выполняет роль региональной покрышки.

6. Инверсионное подсемейство является аллохтонным для платформы. Оно объединяет в своем составе верхние красноцветные ф. моласс прилегающих каледонид, герцинид и альпид и содержит незначительные количества органического вещества.

ВИДЫ ПЛАТФОРМЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Терригенные формации

ЛАГУННО-КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ (БАЗАЛЬНАЯ) ФОРМАЦИЯ.— Ф., сложенная континентальными обломочными осадками, образующимися в отдельных впадинах в результате трансгрессии моря из смежных геосинклиналей и представленная в зависимости от климатических условий то красноцветной, то сероцветной (нередко лимнической угленосной) разновидностью [по В. Е. Хаину, 1973а].

Примеч.: К Л.-к. ф. относятся живетские красноцветы северо-запада Русской плиты, среднеюрские сероцветы, частично угленосные, ее юго-восточных районов, нижне- и отчасти среднедевонские лагунно-континентальные пестроцветы западной окраины Сибирской платформы, верхнетриасовые, нижне- и среднеюрские континентальные песчаные толщи, а также красноцветные серии запада Североамериканской платформы и др. Условия для устойчивого накопления подобных в основном континентальных осадков — дельтовых, лагунных, озерных, создавались подпором наступавших на окраины платформы морей и соответствующим повышением базиса эрозии. В ряде случаев намечается достаточно четкое обособление собственно континентальной ф. в нижней части разреза и лагунной или лагунно-морской в верхней [Хаин, 1973а].

МОРСКАЯ ТЕРРИГЕННАЯ (НИЖНЯЯ ИЛИ ТРАНСГРЕССИВНАЯ) ФОРМАЦИЯ.— Песчаные или песчано-глинистые толщи в

основном мелководного происхождения, образующиеся в результате охвата центральных частей платформы морской трансгрессией [по В. Е. Хаину, 1973а].

Примеч.: М. т. ф. не только перекрывает лагунно-континентальную ф., но и частично замещает ее. Соотношение этих двух типов ф. во многом зависит от климатических условий. Во влажном климате накопление осадков начинается с отложения лимнической или паралической угленосной толщи, за которой следуют образования морской терригенной ф. Последняя отлагается в этой климатической обстановке в течение весьма длительного времени, например на Восточно-Европейской и Сибирской платформах в течение всей первой половины альпийского цикла. Напротив, в аридном климате отложение континентальных красноцветов и лагунных галогенных образований довольно быстро сменяется накоплением карбонатных толщ, в целом характерным уже для середины цикла. Объясняется это тем, что в засушливой обстановке с участков суши поступает мало обломочного материала и, стало быть, условия для образования терригенных осадков являются малоблагоприятными. Именно такой быстрый переход от красноцветов и эвапоритов к карбонатным отложениям наблюдался на Сибирской платформе в раннем палеозое, т. е. в каледонском цикле, а на Русской плите в герцинском цикле (средний — поздний девон).

В составе М. т. ф. можно выделить три характерные субформации: 1) кварцевых или аркозовых песков (песчаников); 2) темных глин и полимиктовых песков, 3) черных битуминозных глин (горючих сланцев) и мергелей. Представителем первой субформации могут служить верхнекембрийские кварцевые и аркозовые пески и нижнедевонские орисканские песчаники востока Североамериканской платформы. Очень характерны кварцевые пески с глауконитом — так называемая глауконитовая ф. Вторая субформация достаточно типично представлена в средней и поздней юре и раннем мелу Русской плиты. Третья субформация имеет обычно лишь подчиненное (по мощности) значение. Примеры этой субформации: верхнеюрские горючие сланцы Волго-Уральской области, а также залегающие в основании карбона Североамериканской платформы черные сланцы чаттануга [Хаин, 1973а].

КВАРЦЕВО-ПЕСЧАНАЯ ФОРМАЦИЯ.— Толщи кварцевых песков, характеризующиеся крайне однообразным минеральным составом. Сложены почти только кварцевыми зернами при ничтожном количестве полевых шпатов (не более 5 %, а в ряде случаев менее 2 %). Количество тяжелых минералов в них невелико и измеряется десятыми, чаще сотыми или тысячными долями процента. Мощность К.-п. ф. обычно составляет несколько десятков метров. Распространена главным образом на платформах, залегая на периферии областей сноса, испытывающих медленное поднятие [Рухин, 1953. Близк. опред.: Левитес, 1965; Шванов, 1965].

Примеч.: 1. К.-п. ф. выделяется среди криптозойских, кембрийских, нижнеордовикских, нижнесилурийских и нижнекаменноугольных отложений чехла Сибирской платформы. Она сложена светлыми, преимущественно белыми кварцевыми, реже кварц-полевошпатовыми песчаниками с прослоями светло- и желтовато-серых алевролитов, аргиллитов и мелкогалечных конгломератов. Песчаники горизонтально- и косослоистые. Органические остатки в них крайне редки (практически отсутствуют). Фации мелководные прибрежно-морские и внутриконтинентальные морей — озер. Накопление ф. относится к периоду, наступившему после длительной пенепленизации больших площадей, являющихся областями сноса. Мощность ф. 20—200 м. По латерали замещается молассоидной или сероцветной карбонатной глинисто-песчаной или каолинитово-песчаной ф. Залегает согласно на нижележащих ф. [Малич, 1975, Карта ..., 1977].

2. К.-п. ф. фациально замещаются несколькими другими типами. Они часто переходят в угленосно-бокситово-железистые ф., которые часто содержат слои кварцевых песчаных пород или замещают красноцветные отложения по мере

удаления от области сноса. К.-п. ф. могут переходить в карбонатные отложения без промежуточной толщи глин [Рухин, 1953].

К.-П. Ф. ПЕРВОГО ТИПА.— Ф., характеризующиеся кварцевыми песчаными толщами мощностью в несколько десятков метров, развитыми на платформах, как, например, кембрийские (ижорские) пески Ленинградской области [Шванов, 1965].

К.-П. Ф. ВТОРОГО ТИПА.— Ф., к которым принадлежат песчаные толщи, обычно несколько обедненные обломочным кварцем, образованные в подвижных областях в периоды относительно стабильного их положения и при сносе обломочного материала с платформы. Мощность таких толщ, примером которых являются чокракские и караганские отложения Кавказа, могут достигать 150 м [Шванов, 1965].

К.-П. Ф. ТРЕТЬЕГО ТИПА.— Ф., сложенная платформенными кварцево-глауконитовыми песками (например, сеноманские пески Русской платформы) [Шванов, 1965].

ФОРМАЦИЯ АРКОЗОВЫХ И КВАРЦЕВЫХ ПЕСКОВ.— Ф., однообразная по составу. Она сложна олигомиктовыми, чаще всего аркозовыми, реже кварцевыми песчаниками. Второстепенные компоненты составляют незначительную часть объема и представлены глинистыми породами, гравелитами. Зрелый тип осадков свидетельствует о длительном переносе обломочного материала на значительные расстояния. Осадконакопление континентальное и морское. Строение слоистое, простое. Мощности обычно не превышают 500—600 м. Данная ф. является одной из типично платформенных, но встречается изредка в терригенных геосинклинальных прогибах, указывая на квазиплатформенный режим в развитии последних. Перспективна на стекольные пески [Объяснительная записка..., 1973].

Син.: субформация кварцевых или аркозовых песков (песчаников) [Хаин, 1973а].

ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., для которой характерна хорошая сортировка материала, кварцевый состав песчаных и алевритовых членов, отсутствие или ничтожная мощность конгломератов, которые почти без исключения являются базальными; для некоторых из них характерны глауконитовые породы, желваковые фосфориты, железистые и марганцевые руды; карбонатные породы, как важные самостоятельные члены парагенеза, а также и другие биохимические и химические осадки в П.-г. ф. часто отсутствуют [Херасков, 1967б].

АРКОЗОВАЯ КОНГЛОМЕРАТО-АЛЕВРИТО-ПЕСЧАНАЯ ФОРМАЦИЯ.— В криптозойских отложениях Сибирской платформы знаменует начальную стадию тектоно-седиментогенного цикла и залегает в основании осадочного чехла на фундаменте или на коре выветривания. Она сложена песчаниками (кварцевыми), гравелитами, конгломератами, реже алевролитами красных и серых тонов. Характеризуется крупной ритмичностью и резкой фациальной изменчивостью. Органические остатки в ней отсутст-

вуют или проблематичны. Площадь распространения ф. огромна при сравнительно выдержанной мощности, которая редко превышает несколько сотен метров и часто составляет лишь десятки метров. Она представлена прибрежно-морскими или континентальными фациями. С базальными слоями ф. связаны месторождения железа (бурые железняки) [по В. М. Чайке, 1966 г., из: Малич, 1975; Карта..., 1977].

ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТО-АЛЕВРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ выделяется среди отложений ордовика, юры и мела, залегает в основании седиментационного цикла или подстилается аркозовой конгломерато-алеврито-песчаной ф. По латерали сменяется пестроцветной карбонатно-песчано-глинистой либо угленосными ф. Сложена сероцветными, иногда слабо окрашенными глинистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Состав песчано-алевритового материала полимиктовый и кварцево-полевошпатовый. Для ф. характерны широкое площадное развитие, выдержанность разреза при нечеткой его ритмичности, чередование трансгрессивных и регрессивных частей. Иногда ф. разделена на ряд крупных ритмов. Мощность колеблется от 20—300 м во внутренних участках платформы до 1200—2200 м в перикратонных прогибах. Ф. накапливалась в мелководных эпиконтинентальных или глубоководных морских бассейнах вблизи слабо воздымающейся пенепленизированной суши либо (реже) на внутриконтинентальной аллювиальной равнине. Нередко включает прослои, сложенные перемытыми продуктами химического выветривания. В зависимости от состава различаются алеврито-глинисто-песчаная, глинисто-песчаная и песчано-глинистая субформации. С ф. связаны проявления фосфоритов и др. [Карта..., 1977].

ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТАЯ КРАСНОЦВЕТНАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., состоящая главным образом из песчаников. Второстепенными компонентами являются конгломераты, глинистые породы. Характерны красная и бурая окраска пород, связанная с обилием окислов железа. Строение ф. слоистое, несложное, часто наблюдается косая слоистость; мощность достигает 1000 м. Свойственна платформенному режиму; наибольшим распространением пользуется в протерозое. Образуется на приморских равнинах в условиях влажного климата с периодическими засухами. С ф. связаны экзогенные рудопроявления и месторождения железа и меди [Объяснительная записка..., 1973].

ГЛИНИСТО-КВАРЦЕВО-ПЕСЧАНЫЕ ФОРМАЦИИ.— Ф., образованные на платформах или в областях слабой тектонической активизации складчатых пенепленов. По литолого-фациальным признакам обособляются два типа Г.-к.-п. ф. Формации первого типа представлены существенно континентальными речными, озерными, а также прибрежно-морскими отложениями, с которыми связаны месторождения каолинитовых глин, бокситов и железных руд. Примером подобной ф. могут служить нижневизейские отложения северо-западной части Русской платформы. Второй тип ф. охватывает преимущественно морские и прибрежно-морские серо-

цветные песчано-глинистые толщи, широко развитые, например, среди среднеюрских — нижнемеловых и палеогеновых отложений Русской платформы и Урала. С подобными ф. тесно связаны глауконито-фосфоритовые, кремнистые, сидерито-железистые и марганцовистые породы [Шванов, 1965].

СЕРОЦВЕТНАЯ КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ГЛИНИСТО-ПЕСЧАНАЯ ФОРМАЦИЯ.— Сложена глинами и песчаниками с прослоями алевролитов, галечников и песков кварц-полевошпатового состава; она накапливалась в континентальных условиях за счет размыва кор выветривания в период дифференцированного воздымания пенепленов. Мощность ф. несколько десятков метров [Малич, 1975].

Син.: глинисто-песчаная субформация [Карта ..., 1977].

ГЛИНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ.— Ф., представленные толщами серо-цветных пластичных глин преимущественно гидрослюдисто-монтмориллонитового состава и морского происхождения. Имея небольшую мощность, измеряемую десятками, реже полутора—двумя сотнями метров, Г. ф. могут охватывать значительные участки платформ, как, например, ламинаритовые и синие глины валдайско-балтийского комплекса северо-запада Русской платформы, или верхнеэоценовые глины юга Русской равнины и Волго-Эмбенской области. Г. ф. связаны постепенными переходами с глинисто-сланцевыми ф., от которых они отличаются большей пластичностью слагающих их глин, преобладанием собственно глинистых минералов над пелитовыми обломочными продуктами, кварцевым составом песчано-алевролитовых компонентов и меньшей мощностью разрезов [Шванов, 1965].

Ф., выделенные в криптозойских и силурийских отложениях Сибирской платформы, сложены темно-серыми и серыми, часто битуминозными аргиллитами и глинами, обладающими фациальной устойчивостью. Характерно присутствие сингенетического пирита; обычны остатки граптолитов и изредка угнетенные формы другой морской фауны. Площадь распространения ф. большая при довольно выдержанной мощности, которая колеблется в пределах первых десятков метров. Накапливалась в глубоководных застойных частях морских бассейнов в начальную стадию тектоно-седиментационных циклов. По латерали замещается кварцево-песчаной ф. [Малич, 1975; Карта ..., 1977].

СЕРОЦВЕТНАЯ МОЛАССОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., выделенная в криптозойских, ордовикских, силурийских отложениях Сибирской платформы. Ее слагают преимущественно серые, полимиктовые, плохо отсортированные песчаники, алевролиты с прослоями конгломератов. Фаунистические остатки в ней практически отсутствуют. По мере удаления от области сноса сортировка материала улучшается и появляются кварцевые песчаники. Ф. накапливалась в прибрежных условиях мелководного морского бассейна, мощность ее 200—3000 м. Залегает с размывом на нижележащих ф. В ней выделяются алеврито-песчаниковая и песчаниковая субформации [Малич, 1975].

СЕРОЦВЕТНАЯ ГЛИНИСТО-ПЕСЧАНАЯ МОЛАССОИДНАЯ (КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ) ФОРМАЦИЯ, выделенная К. В. Боголе-

повым под названием каолиновой, включает отложения верхнего мела. Ее слагают преимущественно пески, а также алевролиты, конгломераты и линзы лигнитовых углей. Для ф. характерны многочисленные внутриформационные размывы, линзовидное строение пластов, каолинизация осадков, обилие мелких прослоев сидерита. Залегает с размывом на угленосной ф. Накапливалась на аллювиальной равнине в обширном по площади конседиментационно погружающемся предгорном прогибе. Существовавшая климатическая обстановка благоприятствовала каолинизации осадков. Мощность ф. 200—1000 м. С нею могут быть связаны россыпи алмазов. Среди мезозойских образований выделяется сероцветная конгломератово-песчаная молассоидная (континентальная) субформация [Карта..., 1977].

КРАСНОЦВЕТНАЯ ГЛИНИСТО-ПЕСЧАНАЯ АЛЛОХТОННАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., характерная для кембрия, ордовика и девона Сибирской платформы. Она представлена красноцветными алевролитами, песчаниками, мергелями с прослоями конгломератов и редко доломитов. Мощность ф. 100—400 м. Охарактеризована редкой пресноводной фауной и обрывками растений. Образуется за счет размыва смежных с платформой воздымающихся складчатых систем, заполняет компенсированные прогибы и широким шлейфом «выплескивается» на платформу. В направлении области сноса часто замещается красноцветной морской молассоидной ф., а по мере удаления от области сноса — пестроцветной морской глинисто-карбонатной (в зонах их перехода часто концентрируется медь) либо соленосной ф. Залегает трансгрессивно на соленосной либо сульфатно-карбонатной и перекрывается известняковой или глауконито-песчаной ф. [Малич, 1975; Карта..., 1977].

К. МОРСКАЯ МОЛАССОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., представленная красноцветными песчаниками, гравелитами, конгломератами, реже алевролитами с прослоями глинистых доломитов, характерна грубая и правильная косая слоистость. Минеральный состав песчаников, гравелитов и конгломератов весьма сходен. Фации мелководные. Мощность ф. от 100 до 600 м, органические остатки в ней практически отсутствуют. Поперечный профиль формационных тел асимметричен. Доля конгломератов увеличивается в сторону горных систем; молассоидная ф. замещается моласс ой. В глубь платформы она замещается красноцветной глинисто-песчаной аллохтонной ф. Залегает на подстилающих толщах, как правило, с несогласием. Приурочена к предгорным прогибам, образовавшимся вдоль интенсивно поднимающихся орогенов. Более древние молассоидные ф. в целом отличаются от более молодых меньшей мощностью, лучшей сортировкой, четкой слоистостью, более мелкой зернистостью, лучше выраженной ритмичностью, выдержанностью по простиранию [Малич, 1975, Карта..., 1977].

СЕРОЦВЕТНАЯ МОРСКАЯ ГЛИНИСТО-ПЕСЧАНАЯ ФОРМАЦИЯ.— Выделена в отложениях палеопротозоя и нижнего карбона Сибирской платформы. Сложена темно-серыми аргиллитами, свет-

ло-серыми алевролитами, желтыми ожелезненными (обохренными) песчаниками; редко содержит маломощные прослои известняков. Песчаники, преимущественно кварцевые, приурочены к верхней части ф. Иногда они с примесью каолинита, аргиллиты кремнистые. Ф. имеет регрессивное строение, вверху нередко появляются конгломераты. Мощность ее от 60 до нескольких сотен метров. Органические остатки редки и приурочены только к карбонатным слоям. По латерали в сторону моря замещается сероцветной глинисто-известняковой ф. Ее продольный профиль асимметричен. Накапливалась вблизи области сноса, которая представляла собой либо подводный барьер, либо пенепленизированную сушу [Малич, 1975; Карта..., 1977].

ЭВАПОРИТО-КРАСНОЦВЕТНАЯ ЛАГУННАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., сложенная пестроцветными песками (песчаниками) и глинами с прослоями мергелей, известняков (чаще всего ракушечников), гипсов, солей, в том числе калийных. Эту ф. мы встречаем в верхах силура (лудлов) Восточно-Европейской, Сибирской и Североамериканской платформ; в наиболее типичном виде ее представляют пермо-триасовые (кунгурско-ветлужские) отложения Русской плиты и их аналоги в пределах Североамериканской платформы. Характерна для второй половины тектонического цикла [по Хайну, 1973а].

ВЕРХНЯЯ ПАРАЛИЧЕСКАЯ УГЛЕНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., образующаяся во второй половине тектонического цикла и состоящая из сероцветных глин, песчаников, иногда прослоев известняков и пластов угля. Наиболее характерный пример этой ф.— пенсильванские (средний и верхний карбон) угленосные толщи Североамериканской платформы и сходные пермские толщи северной половины Китайской платформы. К данной ф. можно также отнести верхнеюрские—нижнемеловые угленосные серии востока Сибирской платформы (Вилюйская впадина), верхнемеловые—нижнепалеогеновые угленосные толщи зарада Североамериканской платформы и верхнемеловую угленосную «формацию Рома» Великого Артезианского бассейна Австралии [по Хайну, 1973а].

УГЛЕНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ ТУНГУССКОГО ТИПА была выделена Г. А. Ивановым как ф. внутренних прогибов древних платформ. В нее включены многократно переслаивающиеся морские (карбонатные) и преимущественно континентальные отложения позднего палеозоя, образовавшиеся в гумидном климате; ф. слагают морские известняково-песчано-глинистые и груборитмичные континентальные глинисто-песчаные отложения с пластами в основном каменных углей (от маломощных до очень мощных). Степень метаморфизма углей постепенно уменьшается в направлении с запада на восток. Угленасыщенность ф. постепенно возрастает вверх по разрезу в направлении с юга на север. Ф. накапливалась в синеклизах и занимает громадные площади при сравнительно небольшой мощности (от нескольких сотен до 1100 м) [Карта..., 1977].

УГЛЕНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ ЛЕНСКОГО ТИПА объединяет угленосные толщи верхней юры и нижнего мела, составляющие Ленский угленосный бассейн. Ф. содержит десятки пластов угля мощностью более 1 м. Для нее характерны четкое ритмичное строение, непрерывность разреза и постепенные переходы по латерали. Она залегает с постепенным переходом на сероцветных морских или прибрежно-континентальных мелкообломочных ф. терригенного семейства и несогласно перекрыта континентальной сероцветной молассоидной ф. Формационное тело имеет изометричные в плане очертания с постепенным увеличением мощности к центру депрессии либо располагается линейно с резким нарастанием мощности к центру прогибов. Повсеместно в разрезе ф. чередуются различные пачки: внизу мощные алеврито-песчаные толщи (200—850 м), а вверху пакеты тонкослоистых алевролитов, аргиллитов и углей (10—80 м) озерно-болотно-бассейнового генезиса. Количество таких чередований от четырех до семи, общая мощность ф. от 600 до 4000 м, максимальная — в осевых частях прогибов. Угленасыщенность ф. различна — в малоподвижных прогибах (Лено-Анабарский и север Приверхоянского) содержится 10—25 пластов угля мощностью по 1—4 м, в подвижном Приверхоянском прогибе и в Вилюйской синеклизе — более 125 пластов угля, из которых более 40 имеют мощность от 1 до 5,5 м, иногда 15—30 м. В наиболее прогнутых частях прогибов преобладают каменные угли марок Д, Г, ПЖ; в Вилюйской синеклизе до глубины 1200 м — угли бурые, а глубже этой отметки — каменные [Карта..., 1977].

ЛИГНИТОВАЯ ГЛИНИСТО-ПЕСЧАНАЯ ФОРМАЦИЯ на Сибирской платформе была выделена Н. А. Игнатченко под названием лимническо-потамической платформенной высокоугленосной. К этому типу отнесена нижнеалданская ф. неогенового возраста. Для нее характерны присутствие пластов лигнита, ритмичность разреза и четкая асимметрия строения. На подстилающей угленосной ф. залегает со стратиграфическим и угловым несогласием. Ф. образовалась в предгорном прогибе вблизи складчатых сооружений (Южное Верхоянье). Она вытянута параллельно складчатым сооружениям, и ее мощность в сторону платформы уменьшается от 1000 до 150 м. Повсеместно в разрезе ф. различаются два ритма, разделенные несогласием. Нижние, наиболее мощные части каждого ритма сложены песками, верхние части — пачками переслаивающихся песков, алевритов и глин с прослоями лигнита. Лигнитовые угли образуют от 5 до 19 выдержанных пластов простого строения мощностью от 0,2 до 2,5 м, редко 19—26 м [Карта..., 1977].

ФОРМАЦИИ ГЛАУКОНИТОВОЙ ГРУППЫ. — Ф., представляющие такие естественные ассоциации, или сообщества горных пород, в парагенезах которых постоянными членами являются глауконитовые алевриты, алевролиты и глины, далее мел и мелоподобные мергели, затем опоки и «кремнистые глины». Различными сочетаниями и переслаиваниями этих пород с терригенными глауконитовыми отложениями и рядом непостоянных членов этих параге-

незов (оолитовые железняки, желваковые фосфориты, реже известняки, марганцевые и железные окисные и карбонатные руды и др.) образуются все глауконитовые ф., распадающиеся на следующие естественные ряды:

1)→(терригенная)→терригено-глауконитовая;

2)→(терригенная)→терригенно-глауконитовая→глауконито-меловая;

3)→(терригенная) →терригенно-глауконитовая → опоково-глауконитовая.

Наиболее простым является первый ряд, в состав которого входит по существу одна ф.— терригенно-глауконитовая. В два других ряда входят по две глауконитовые ф., причем в некоторых случаях известен и естественный ряд из сочетания всех трех ф. второго и третьего рядов [Шатский, 1954б].

Примеч.: Фосфоритовые Ф. г. г. встречаются в нижнем кембрии Скании (Южная Швеция), в девоне штата Теннесси (США), в пермских отложениях района Лендер, в области выклинивания кремнистой фосфоритовой ф. Скалистых гор. Однако все эти месторождения небольшие, большинство из них — теоретического значения, также невелики и особенно редки сами содержащие их ф. Фосфоритовые Ф. г. г. получают чрезвычайно широкое распространение в середине мезозоя, особенно развиты в нижне- и верхнемеловом отделах и в палеогене.

Ф. г. г. и, следовательно, содержащиеся в них фосфоритовые залежи представляют собой, за немногими исключениями, образования платформенные. Среди складчатых систем в геосинклинальных отложениях желваковые глауконитовые фосфориты встречаются очень редко; они известны, например, в альбских глауконитовых песчаниках в Каринтии (Австрия, Альпы) и сенонских слоях в Испании, в альпийских цепях Мурсии [Шатский, 1955].

ГЛАУКОНИТО-ОПОКОВАЯ И ОПОКОВО-ГЛАУКОНИТОВАЯ ФОРМАЦИИ.— Наименее распространенные образования из всей глауконитовой группы. Ф. этого вида представляет большой практический интерес: к ней приурочены крупные месторождения марганца, с ней же связаны некоторые концентрации фосфора.

Состав Г.-о. ф. очень характерен; постоянными членами парагенеза этой ф. являются: опоки, кремнистые глины, опоковидные кремнистые глины, глауконитовые пески и песчаники, глауконитовые алевролиты и глины, а также фосфориты; постоянны, но не характерны, различные терригенные породы, реже мергели, только в некоторых случаях приобретающие большое развитие. Встречается самое тесное сочетание опок с глауконитовыми породами, это — глауконитовая опока, глауконитовые кремнистые опоковидные песчаники и глины; это — характернейшая порода олигоцена Украинской мульды (Днепровско-Донецкого прогиба), получившая у исследователей XIX века наименование «харьковской породы» по имени харьковского яруса. В других случаях чередование опок и глауконитовых пород более грубое и, наконец, часто встречается и очень характерно, как и в глауконито-меловой ф., двуслойное строение ф.: внизу толща или горизонт глауконитовых песков и песчаников, вверху опоковая толща, также содержащая обычно зерна глауконитов. Опоковая толща может переходить в глауконитово-песчаную, что особенно характерно в области вы-

клинивания ф. С опоками тесно связаны также реже встречающиеся образования, как спонголиты, трепела, некоторые радиоляриты, не зависящие от эффузивов, и диатомиты; несомненно, что эти органогенные кремнистые породы при изменении могли образовать и опоки.

О.-г. ф. достигает такого же большого развития в палеогене, какое характерно для глауконито-меловой ф. в позднемеловую эпоху. Эти две ф. в геологической истории как бы сменяют одна другую. О.-г. ф. сложены огромными, мощными толщами палеоцена и эоцена Поволжья, в Сибири вдоль восточного склона Урала, местами в Заволжье, далее в Днепровско-Донецкой мульде (харьковский ярус). К этой ф. относится также спонголитовая толща олигоцена северного склона Западного Кавказа и Чиатурского района Грузии. Нередки толщи этой ф. в меловых отложениях, например в итерневой зоне сантона Поволжья, в турон-сантонской толще Смоленской и Орловской областей, в альбских отложениях Волги, Суры и левых притоков Мокши. В более древних отложениях мезозоя и палеозоя типичных О.-г. ф. не найдено [Шатский, 1955].

ГЛАУКОНИТО-ПЕСЧАНАЯ ФОРМАЦИЯ.— Выделяется среди криптозойских, нижнекембрийских, ордовикских и юрских отложений Сибирской платформы. Залегает в основании седиментогенного цикла и состоит из серо- и иногда красноцветных песчаников (в основном глауконито-кварцевых), алевролитов и аргиллитов с прослоями конгломератов. Некоторые слои обогащены глауконитом. Органические остатки, как правило, отсутствуют. Мощность ф. от 5—10 до 200 и даже до 600 м. Представлена фациями мелководного эпиконтинентального моря нормальной солености. С ф. связаны фосфоритовые руды [по Н. С. Шатскому, 1955 г., из: Малич, 1975; Карта..., 1977].

Син.: глауконитовая песчаная ф. [Карта ..., 1977].

ГЛАУКОНИТОВАЯ ПЕСЧАНО-ДОЛОМИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Выделяется среди ордовикских отложений Сибирской платформы, залегает в основании седиментогенного цикла и сложена кремово-желтыми и серыми песчанистыми оолитовыми и строматолитовыми доломитами, содержащими примесь глауконита и прослои глауконитовых песчаников. Для нее характерны внутриформационные размывы и конгломераты. Мощность ф. от 40 до 100 м, площадь распространения ограничена. Она представлена фациями эпиконтинентального мелководного моря нормальной солености [Малич, 1975].

ТУФФИТО-ПЕСЧАНАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., выделенная в раннем триасе Сибирской платформы. Она сложена светло-серыми, серыми и темно-серыми туфоалевролитами, туфопесчаниками, мелко- и среднезернистыми песчаниками, иногда с прослоями туфов и известняков (мощностью до 0,5 м). В породах преобладает параллельная слоистость. Ф. характеризуется довольно выдержанной мощностью (от 20 до 120 м) и значительной площадью распространения. Содержит редкие остатки растений и пресноводной фауны.

Фации континентальные (озерные). Залегает на угленосной либо трапповой ф. В латеральном направлении замещается сероцветной континентальной или морской глинисто-песчаной ф. [Малич, 1975].

Карбонатные формации

КАРБОНАТНЫЕ (ИЗВЕСТНЯКОВЫЕ) ПЛАТФОРМЕННЫЕ ФОРМАЦИИ.— Ф., сложенные в основном известняками, обычно органогенными с донной морской фауной, а также доломитами, мелом и мергелями, которым сопутствуют рифовые известняки, опоки, глины и гипсы. Характерно правильное наслоение при меньшей, сравнительно с отложениями известняковой геосинклинальной ф., фациальной выдержанности; часты стилолитовые поверхности. Мощности десятки — сотни метров. На устойчивых платформах различаются ф., возникшие в условиях гумидного и аридного климатов; к гумидным отнесены слоистоизвестняковая, массивноизвестняковая, мела и мергелей, горючих сланцев, битуминозных мергелей и глин; к аридным — гипсово-доломитовая и платформенная рифовая. Типичные представители приурочены к каменноугольным и меловым отложениям Восточно-Европейской платформы [ГС, 1973. Близк. опред.: Шатский, 1955; Херасков, 1967б; Хаин, 1973].

Син.: известняковая ф. [Теодорович, 1959].

См. также раздел «Литогенетические формации».

Примеч.: 1. К. (и.) п. ф. обычно залегают в средней или верхней части крупных ритмов. В зависимости от особенностей условий накопления осадочных пород в различных районах известняковые ф. сочетаются или с кварцево-песчаными, или с глинистыми толщами. С красноцветными и соленосными ф. в периферийных частях платформ ассоциируются большей частью доломитовые толщи [Рухин, 1953].

2. Середина цикла на платформе — это время максимальной трансгрессии, время максимального тектонического выравнивания и накопления преимущественно карбонатных толщ. Конкретный облик этой платформенной карбонатной ф. очень существенно зависит от климатической обстановки, что было особенно отчетливо показано Н. С. Шатским на материале Русской плиты (ордовик, карбон, поздний мел). Аридная субформация данной ф. характеризуется широким развитием наряду с органогенными, обломочными, органогенно-обломочными и оолитовыми известняками первичных доломитов, нередко с включениями гипсов, а также самостоятельных прослоев (линз) гипсов, красных и пестрых мергелей, глин, песчаников. Иногда встречаются и соли, но образования калийных солей в это время обычно не происходит; исключение составляют авлакогены, вроде Припятского. Гипсово-доломитовые толщи сосредоточиваются в центральных частях бассейнов, т. е. во впадинах платформ, и замещаются к их периферии (на крыльях синеклиз и антеклизах) известняками, что связано с опресняющим влиянием речных вод суши, а также терригенными породами. К этим аридным эвапоритово-карбонатной и известняково-доломитовой субформациям принадлежат кембрийские, верхнеордовикские и силурийские осадки Сибирской платформы, силурийские, фаменские, московско-гжельские и сакмаро-артинские отложения Русской плиты, пермские, мезозойские и палеогеновые отложения восточной периферии Африкано-Аравийской платформы.

Существенно отлична гумидная карбонатная (известняковая) субформация. Доломиты в ее составе представляют редкость и, вероятно, большей частью являются вторичными: гипсы и тем более соли отсутствуют. Прослои терригенных пород выражены темными, нередко углистыми, часто каолиновыми и кварцевы-

ми песками; встречаются прослои углей и желваковых фосфоритов, а местами развиваются самостоятельные угленосные толщи вроде подмосковной нижневизейской угленосной свиты. По периферии бассейна встречаются глауконитовые пески, железные оолитовые руды, бокситы; за счет перемыва латеритной коры выветривания прилегающей суши образуются красные глины (совершенно иного генезиса, чем в аридной субформации) и известняки иногда приобретают пеструю окраску. К этой субформации относятся ордовик Европейской и Сибирской платформы, ранний карбон Североамериканской платформы, динант, поздний мел и ранний палеоген Восточно-Европейской платформы.

Писчий мел составляет особую разновидность данной субформации. Он занимает центральную часть платформенных впадин и к их периферии, в направлении смежных поднятий, замещается сначала, с появлением тонкой терригенной примеси, мергелями, а затем глауконитовыми песками. Если своды поднятий целиком перекрывались морем, они тоже являлись благоприятными для отложения мела (например, верхний мел Мангышлака и Туаркыра).

Диапазон времени образования платформенной карбонатной ф. сильно колеблется в значительной степени также в зависимости от климатического режима. В некоторых случаях эта ф. совсем выпадает из формационного ряда, который слагается нацело терригенными ф.: таковы формационные ряды альпийского цикла развития Сибирской и Австралийской платформ [Хаин, 1973].

МЕЛОВЫЕ ФОРМАЦИИ.— Ф., сложенные писчим мелом и мергелями микрослоистыми и микрополосчатыми с ходами илоедов. Мощность от нескольких до первых десятков м. Принадлежат к группе платформенных ф. Накапливались в открытых морских бассейнах. В направлении к древней береговой линии замещаются опоковыми или терригенными ф. Широко распространены в верхнемеловых и палеогеновых отложениях [ГС, 1973].

Примеч.: Парагенез М. ф. — мел, мелоподобные мергели, опоки, глауконитовые породы, фосфориты, сероцветные терригенные осадки [Шатский, 1955].
Син.: писчий мел [Хаин, 1964, 1973а].

ИЗВЕСТНЯКОВО-ДОЛОМИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Комплекс преимущественно карбонатных пород, образовавшихся в условиях мелководных эпиконтинентальных морских бассейнов и осолоненных лагун, близкого к платформенному тектонического режима и жаркого климата. В состав этого комплекса входят все разновидности карбонатных пород ряда известняк — доломит, обогащенные иногда примесью тонкого пелитового материала с образованием мергелей, реже алевритового и псаммитового материала. Характерными спутниками этих пород являются ангидрит, гипс и сидерит, реже флюорит, встречающиеся в виде отдельных кристаллов или скоплений их вокруг органических остатков; гипс местами образует также линзовидные и пластовые залежи небольшой сравнительно мощности и протяженности. Не менее характерны для пород комплекса отдельных районов зараженность сероводородом и битумами, в том числе нефтяными. Местами в основании комплекса наблюдаются пачки пестроцветных глин и карбонатных седиментационных брекчий максимальной мощностью до нескольких десятков метров [Александрова и др., 1974].

— Ф., распространенная среди нео-, эпипротерозойских, кембрийских, ордовикских, силурийских и девонских отложений Сибирской платформы. Представлена разнообразными светло-серыми, серыми, темно-серыми, розоватыми, кремовыми доломитами и известняками как афанитовыми, так и слоистыми, с прослоями строматолитовых, онколитовых и оолитовых разностей. Нередко наблюда-

ются внутриформационные размывы и прослои алевролитов. Ф. имеет мощность от 20 до 300 м, занимает большие площади. Органические остатки весьма редки. Накапливалась в условиях эпиконтинентальных морей и мелководных лагун. В сторону открытых бассейнов сменяется доломитовой субформацией. Кремнистые доломиты со слоями и линзами кремней разного цвета образуют кремнисто-доломитовую либо известняково-кремнисто-доломитовую субформацию. Оставляя в стороне вопрос генезиса доломитов, укажем, что И.-д. ф. занимает определенное положение в формационном ряду, знаменуя регрессивную стадию седиментогенного цикла. Парагенетически связана с сульфатно-карбонатными и красноцветными ф. Залегает согласно на ф. трансгрессивной стадии и на песчано-доломитовой ф. [Карта ..., 1977].

— Ф., распространенная ограниченно. Отличается от известняковой существенным преобладанием доломитов и несколько большим содержанием известковистых терригенных пород. Накапливается в морских условиях. Строение простое слоистое. Мощности обычно не превышают нескольких сотен метров. Образуется главным образом в условиях платформенного режима, но изредка встречается в геосинклинальных, инверсионных и перикратонных прогибах терригенно-карбонатного типа. Развита в палеозойских и более древних отложениях. Перспективна на гипс, флюсы, цементное сырье [Объяснительная записка ..., 1973].

Син.: известково-доломитовая фация [Страхов, 1951, из: Карта ..., 1977], карбонатная ф. [Александрова и др., 1974].

КАРБОНАТНАЯ ПЕСТРОЦВЕТНАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., состоящая из сложного набора пород, характерной особенностью которых является пестрая окраска: бурая, коричневая, зеленая, лиловая, серая, белая. Преобладают карбонатные разновидности (известняки, мергели, доломиты), но значительный объем составляют песчаники, конгломераты, алевролиты, глинистые сланцы. Образуется при платформенном режиме в условиях повышенной тектонической подвижности; изредка встречается среди терригенных геосинклинальных осадков (квазиплатформенный режим). Накапливается в мелководных морских условиях. Мощности колеблются от нескольких сотен до нескольких тысяч метров. Ф. распространена нешироко, но встречается в толщах различного возраста. Продуктивность неясна [Объяснительная записка..., 1973].

РИФОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., сложенная светло-серыми, серыми и темно-серыми известняками с большим количеством рифообразователей. Мощность ее до 100 м. Формационное тело в плане имеет преимущественно линейную форму и приурочено к зонам разломов. По латерали замещается известняковой ф. Она образовалась в удаленных от берега мелководных участках теплого моря нормальной солености. Парагенетически связана с известняковой ф. Залегает согласно на известняковой или доломитовой ф., перекрывается доломитовой или известняковой ф., находится среди кембрийских и силурийских отложений Сибирской платформы [Малич, 1975; Карта..., 1977].

ДОЛЕРИТОВАЯ (трапповая) КАРБОНАТНАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., распространенная ограниченно в перикратонных прогибах платформы. Она представляет собой ассоциацию вулканогенных и осадочных пород, представленных главным образом известняками, а также песчаниками и гравелитами. С карбонатными породами связан гипс. Эта ф. состоит как бы из двух самостоятельных

ф., но тесное переслаивание пород не позволяет разделить их. Осадочные компоненты ф. накопились в морских условиях. Мощность достигает 1000 м [Объяснительная записка..., 1973].

Карбонатно-терригенные формации

КАРБОНАТНО-ТЕРРИГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., представляющая собой комплекс чисто карбонатных и терригенных пород, связанных взаимопереходами, выраженными всем многообразием пород смешанного типа. Осадконакопление в период формирования этого комплекса происходило в обстановке регрессии эпиконтинентального морского бассейна, теплого влажного климата и значительных поднятий в области прилегавшей суши. Для данной ф. характерно непостоянство ее состава в пространстве и во времени. В одних разрезах наблюдается явное преобладание терригенных осадков, в других — карбонатных, причем в некоторых районах отмечается значительная примесь в них доломита, а местами кремнезема. Частая смена фаций во времени способствовала накоплению слоистых толщ, часто большой мощности (свыше 2000—3000 м). В ряде районов К.-т. ф. постепенно замещается во времени или в пространстве угленосной ф. или субформацией. Породы ф., как правило, богаты органическими остатками более или менее хорошей сохранности, способствующими ее стратиграфическому расчленению до подъярусов или горизонтов. В верхней части разрезов в значительных количествах появляются растительные остатки обычно плохой сохранности, часто в виде детрита. Из характерных литологических особенностей пород ф. следует указать широкое развитие в песчаниках и алевролитах карбонатных стяжений, шаровой и дискообразной отдельностей и косой, чаще всего перекрестной слоистости. Все эти особенности позволяют легко выделять данную ф. среди других соседних ф. [Александрова и др., 1974].

АСПИДНО-ИЗВЕСТКОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., выделенная в вендских—нижнекембрийских отложениях юго-западной окраины Сибирской платформы. Сложена темными тонкозернистыми и афанитовыми тонкослоистыми известняками с частыми тонкими слойками и редкими пластами мелкозернистых известковых зеленовато-серых граувакковых песчаников, придающими толще своеобразную полосчатость. Мощность до 500—2000 м. В формационном ряду подстилается граувакковой или аспидно-сланцевой ф. и перекрывается красноцветной молассоидной или доломитовой богатырского типа [по Григорьеву, Семихатову, 1961 г. из: ГС, 1973].

СЕРОЦВЕТНАЯ ИЗВЕСТНЯКОВО-ГЛИНИСТО-ПЕСЧАНАЯ ФОРМАЦИЯ.— Встречается среди криптозойских и раннекаменноугольных отложений Сибирской платформы, сложена светло-серыми и серыми глинистыми и песчанистыми известняками, известковистыми песчаниками с прослоями мергелей, аргиллитов, алевролитов, песчаников, иногда доломитов. Органические остатки в ней практически отсутствуют. Мощность значительно изменяется,

увеличиваясь в 2—3 раза на небольших расстояниях. Поперечный профиль ф. асимметричен. По латерали замещается сероцветными глинисто-известняковыми, либо иногда кварцево-песчаными ф. Она согласно залегает на ф. трансгрессивной стадии [Малич, 1975].

ДОМАНИКОВЫЕ ФОРМАЦИИ.— Ф., представленные карбонатными, глинистыми, кремнистыми породами и горючими сланцами. Главной особенностью всех этих пород является высокое содержание органического вещества сапропелевого типа [Доманиковые формации..., 1978].

Примеч.: В настоящее время установлено несколько возрастных интервалов, в пределах которых развиты Д. ф. Наиболее древние достоверно установленные Д. ф. известны в кембрии Сибирской платформы. На Североамериканской платформе подобные же ф. выделяются в составе верхнесилурийских отложений. На Восточно-Европейской платформе и в пределах Тимано-Печорской плиты типичные Д. ф. хорошо изучены в разрезах верхнего девона — нижнего карбона. На Западно-Сибирской плите Д. ф. имеет позднеюрский возраст и т. д. Различное положение Д. ф. в стратиграфической колонке отражает лишь процесс геотектонического развития указанных регионов. В «тектонической же колонке» (по выражению А. В. Пейве) все указанные и другие или подобные ф. приурочены к одной и той же стадии геотектонического цикла, а именно к переходной стадии развития земной коры и связаны с крупными некомпенсированными прогибами. Образованию Д. ф. на платформах предшествовало возникновение сланцево-кремнистых ф. в эвгеосинклиналях, которые выражены в настоящее время толщами черносланцевых образований. Последние возникали лишь в начальную — океаническую стадию развития земной коры того или иного региона. Можно считать, что Д. ф. представляют часть единых черносланцевых ф. Следовательно, в сопряженной зоне эвгеосинклиналь — платформа наблюдается определенная периодичность в появлении различных типов черносланцевых ф. в подвижных и стабильных зонах земной коры. В зависимости от степени дислоцированности тех или иных регионов черносланцевые ф. и в том числе доманиковые их разности были подвергнуты различным процессам вторичных преобразований. С точки зрения нефтегазоносности представляют интерес только те части черносланцевых ф., которые наименее изменены интенсивными процессами вулканизма и диастрофизма. Наибольший интерес с этих позиций имеют Д. ф. платформ.

ФОРМАЦИИ ДОМАНИКОВОГО ТИПА— Своеобразные морские «битуминозные» толщи, обогащенные планктоногенным органическим веществом [Евтушенко, 1978].

Примеч.: 1. Доманик, доманиковая свита (слои, горизонт) — по местному названию битуминозных сланцев на р. Доманик, Ю. Тиман (Р. Мурчисон, Э. Вернейль и А. Кейзерлинг, 1845 г.). Это темные битуминозные глинистые и известково-глинистые сланцы, переслаивающиеся с темно-серыми битуминозными известняками, реже глинами и аргиллитами, с прослоями и линзами кремней. Мощность 14—75 м, местами до 130 м. Относится к франскому ярусу верхнего девона. Развит на западном склоне Урала, на Ю. Тимане, на Новой Земле и в восточных районах Русской платформы [Стратиграфический словарь, 1956].

2. К типичным представителям подобных образований относятся датируемые ленско-амгинским временем кембрийские отложения, развитые на обширных площадях северо-востока (куонамская свита) и юго-востока (иниканская свита) Сибирской платформы. Разрезы названных одновозрастных, четко коррелирующихся свит представлены глинисто-карбонатными и карбонатно-глинистыми отложениями, в разной степени обогащенными органическим веществом (до горючих сланцев) и аутигенным кремнистым материалом (до силицитов) [Евтушенко, 1978].

ДОМАНИКОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ (парагенолит).— Ф., выделенная в нижне-среднекембрийских отложениях Сибирской платформы. Темно-серые и черные известняки и доломиты, глинистые и кремнистые, часто тонкослойчатые, сильно пиритизированные, в той или иной мере обогащенные терригенными примесями, переходящие в черные битуминозные сланцеватые мергели и алевро-аргиллиты с различным содержанием карбонатов. Обычны фосфатопроявления в виде фосфатизированных раковин беззамковых брахиопод и желваковых фосфоритов, достигающие значительных концентраций на конседиментационных поднятиях. Образование Д. ф. связывается с зонами некомпенсированного прогибания. Замещается ленской и доманиковой ф. Ф. распространена также в верхнепротерозойских отложениях Сибирской платформы и в окружающих ее миогеосинклиналях байкалид [ГС, 1973].

ПЕСЧАНО-ДОЛОМИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., сложенная разнообразными доломитами, песчанистыми доломитами и песчаниками. Мощность ее до первых сотен метров. В ней выделяется известняково-песчано-доломитовая субформация. Ф. согласно залегает на ф. трансгрессивной стадии [Малич, 1975].

СЕРОЦВЕТНАЯ ГЛИНИСТО-ИЗВЕСТНЯКОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Встречается среди кембрийских, ордовикских, силурийских и нижнекаменноугольных отложений Сибирской платформы и залегает согласно на ф. трансгрессивной стадии либо на битуминозной глинисто-карбонатной. Сложена серыми, иногда зеленовато-серыми глинистыми известняками и известняками, реже аргиллитами, седиментационными брекчиями, мергелями и глинистыми доломитами. Накапливалась в морских условиях вдали от областей сноса, часто у подводных барьеров, имеет широкое площадное распространение и выдержанные мощности, которые часто превышают первые сотни метров (до 1000 м). Отдельные горизонты охарактеризованы обильной фауной. По латерали замещается сероцветной морской глинисто-песчаной или доломитовой ф. [Малич, 1975].

ИЗВЕСТКОВО-ГЛИНИСТО-БИТУМИНОЗНАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., слагающаяся тонкослоистыми черными битуминозными известняками, мергелями, глинистыми породами, горючими сланцами, реже песчаниками и пластами кремней. Мощность от 5—20 до 100 м. Обычно промышленно нефтеносные и (или) нефтематеринские. Представлены морскими и лагунными фациями. Приурочены к краевым прогибам и прилегающим к ним участкам платформ. Парагенетически связаны с паралическими угленосными ф. Развиты в среднепалеозойских отложениях Приуралья и др. регионов [ГС, 1973].

БИТУМИНОЗНО-ГЛИНИСТО-КАРБОНАТНАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., залегающая среди отложений неопротозоя и кембрия Сибирской платформы. Сложена светло-серыми, зеленоватыми, черными битуминозными и глинистыми известняками (или доломитами) и листоватыми аргиллитами. Связана с открытым морским бассейном и содержит обильную фауну. Мощность ф. выдержана (десят-

ки метров). По латерали замещается сероцветной глинисто-известняковой или известняковой ф. Ф. залегает на пестроцветной глинисто-карбонатной [по Г. И. Теодоровичу, из: Малич, 1975].

ПЕСТРОЦВЕТНАЯ ГЛИНИСТО-КАРБОНАТНАЯ ФОРМАЦИЯ.— Выделяется среди криптозойских, кембрийских и ордовикских отложений чехла платформы. Состоит из пестроокрашенных (красных, лиловых, желтых, темно-серых, серых) известковистых доломитов, глинистых доломитов, песчаников, аргиллитов и известняков, строматолитовых известняков. Мощность ее от 60 до 3000 м. Она представлена фациями теплого мелкого эпиконтинентального моря. По латерали замещается пестроцветной (в смежных структурно-формационных областях) морской песчано-глинистой или красноцветной морской молассоидной ф. В зависимости от состава выделяются пестроцветная глинисто-известняковая (для среднего и позднего ордовика), глинисто-известняково-доломитовая (для кембрия и раннего ордовика) и глинисто-доломитовая (для протозоя) субформации. Залегает трансгрессивно с размывом на ф. инундационной стадии или согласно на ф. начальной стадии [Малич, 1975].

Кремнистые формации

ОПОКОВЫЕ ФОРМАЦИИ.— Ф., сложенные опоками и трепелами, состоящими из тонкопорошкового опала и содержащие в небольшом количестве остатки радиолярий и реже губок. Опоки и трепелы содержат многочисленные и разнообразные ходы илоедов и иногда переслаиваются с диатомитами. Мощность от нескольких до первых десятков метров. Принадлежат к группе платформенных ф. Первоначально, видимо, представляли собой диатомовые илы, отложившиеся в открытых морских бассейнах. В латеральном формационном ряду замещаются (в сторону берега) меловыми ф., сменяясь далее терригенными. Распространены в верхнемеловых и палеогеновых отложениях [Бушинский, 1954 г.; Рухин, 1955, из: ГС, 1973].

— Толщи кремнистых пород, обычно светлых, белых или серых, обладающие небольшой мощностью (от единиц до нескольких десятков метров, редко до двухсот метров), хорошо выдерживающиеся на больших пространствах. Основными породами О. ф. являются опоки, трепелы, диатомиты, кремнистые опоковидные глины, иногда радиоляриты. Обычно в разрезах ф. преобладают опоки и опоковидные глины. Второстепенные компоненты представлены глинами, алевролитами, песчаниками, иногда гравелитами. Песчаники и алевролиты обладают, как правило, олигомиктовым составом. Весьма обычен для пород О. ф. глауконит. По периферии в зоне, переходной от опок к прибрежным песчаникам, иногда наблюдаются скопления железных руд. Примерами О. ф. могут служить кремнистые толщи верхнего турона и сантона северного крыла Днепровско-Донецкой впадины, северного Подмосковья, палеогена южной части Волго-Уральской области и Зауралья, сенонские отложения Парижского бассейна и т. д. [Каледа, 1966].

Примеч.: О. ф. не является аналогом глубоководного диатомового ила, а представляет собой относительно мелководное образование, приуроченное к эпохам пенепленизации окружающей моря суши, к эпохам трансгрессии и смены трансгрессии регрессиями. Слагающие ее толщи формируются обычно недалеко

от участков суши, откуда шло поступление растворенного кремнезема и тонкой терригенной муки [Каледа, 1966].

КАРБОНАТНО-КРЕМНИСТАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., занимающая строго определенное место в ряду морских ф., сменяя во времени известняково-доломитовую (карбонатную) или ангидрито-доломитовую ф. и замещаясь, в свою очередь, во времени карбонатно-терригенной ф. В отличие от соседних в ряду ф. ее биостратиграфические границы выдерживаются на значительных пространствах. В состав ф. входят из карбонатных пород известняки и мергели, местами доломитизированные, часто органогенные или органогенно-детритусовые, затем те же породы, но в различной степени окремненные обычно реликтово-органогенной структурой, кремнистые породы, в том числе кремнистые, карбонатно-кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы и органогенные силициты, спонголиты и, наконец, терригенные породы — песчаники, алевролиты и глины, имеющие, как правило, подчиненное значение, сильно возрастающее, однако, в отдельных районах. Перечисленные породы обычно встречаются в тонком переслаивании, и только окремненные известняки и мергели слагают отдельные пласты и горизонты значительной (первые десятки метров) мощности.

Для рассматриваемой ф. характерна насыщенность некоторых прослоев и горизонтов неизмененных известняков кремнистыми стяжениями различных размеров и причудливых форм, приуроченных, как правило, к поверхностям наслоения и очень редко секущих границы слоев, а также наличие отдельных кремнистых прослоев, имеющих неровные бугристые верхние поверхности. В некоторых разрезах в породах ф. встречаются включения ангидрита и гипса в виде «желваков» и друз [Александрова и др., 1974].

Галогенные формации

ГАЛОГЕННАЯ КАЛИЕНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ изучалась как советскими, так и зарубежными исследователями. Единого мнения как в отношении объема, так и в определении самого понятия этой ф. нет. Она сложена калиевыми и натриевыми солями, гипсами, ангидритами, доломитами светлых тонов, мергелями. Характеризуют ее аридный климат, лагунные фации открытого моря, интенсивное опускание в бассейне седиментации и крайняя тектоническая пассивность в области сноса. Мощность ее измеряется сотнями метров. Подстилается пестроцветной карбонатно-песчано-глинистой либо известняково-доломитовой, а перекрывается красноцветной молассоидной (морской) либо известняково-доломитовой ф. По латерали замещается красноцветной глинисто-песчаной (аллохтонной), известняково-доломитовой или сульфатно-карбонатной ф. В составе ф. выделяются сульфатная и бессульфатная субформации. В первой из них принимают участие сульфатные соли калия и магния (каинит, лангбейнит, полигалит и др.), вторая содержит бессульфатные соли, представленные сильвином и карналлитом [Карта..., 1977].

ГАЛОГЕННАЯ ГАЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ выделяется там, где процесс галогенеза не дошел до образования калийных солей. Во всем остальном характеризуется теми же параметрами, что и галогенная калиеносная ф. Она объединяет сравнительно немногочисленные соляные толщи кембрия и девона, сложенные преимущественно каменной солью, мощностью до нескольких десятков метров; калийные соли в них отсутствуют или почти отсутствуют [Карта..., 1977].

СУЛЬФАТНО-ГЛИНИСТО-ДОЛОМИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ выделена на Сибирской платформе в отложениях эпипротозоя, кембрия, ордовика, силура и девона. Она состоит из красноватых, зеленоватых, розоватых, желтоватых, желтовато-серых мергелей, доломитов и преимущественно серых и белых ангидритов и гипсов. Органические остатки отсутствуют. Мощность ф. не превышает 500 м. Она накапливалась в аридном климате в фациях лагун, отшнурованных от эпиконтинентальных морей, когда галогенез оборвался на сульфатной стадии. Залегает согласно на известняково-доломитовой ф.; по латерали замещается галогенной галитовой либо красноцветной глинисто-песчаной (аллохтонной) ф. По парагенезу пород различаются доломито-ангидритовая и гипсово-доломито-мергельная субформации [Карта..., 1977].

АНГИДРИТО-ДОЛОМИТОВАЯ (ГАЛОГЕННАЯ) ФОРМАЦИЯ.— Ф., характеризующаяся широким развитием в ее составе карбонатных пород — известняков и доломитов, переходных между ними разностей и мергелей, меньшим содержанием терригенных, чаще всего тонкообломочных пород — глин, аргиллитов и алевролитов, наличием в некоторых разрезах горизонтов и прослоев конгломерато-брекчий, чаще всего карбонатных, и повсеместным проявлением соленосности. Наиболее широко в составе ф. распространены ангидрит и гипс, встречающиеся чаще всего в виде желваков и рассеянных кристаллов в карбонатных и реже глинистых породах, а также в виде отдельных прослоев и горизонтов различной мощности. Хлоридные соли, представленные галитом, имеют меньшее развитие в составе ф., присутствуя в виде рассеянных кристаллов в карбонатных и глинистых породах, и лишь иногда в виде отдельных горизонтов и залежей значительной мощности. Подобный комплекс отложений типичен для платформенных областей развития отшнурованных бассейнов типа далеко вдающихся в сушу заливов и лагун с затрудненной периодически связью с открытым морем и с жарким засушливым климатом. По всем основным признакам А.-д. ф. является аналогом выделяемой американскими геологами «эвапоритовой» ф. [Александрова и др., 1974].

ГАЛОГЕННО-КАРБОНАТНАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., состоящая из известняков, доломитов, мергелей, каменной соли, гипса, ангидрита. В подчиненных количествах встречаются песчаники и сланцы. Образуется в мелководной морской обстановке. Имеет простое, слоистое строение и сравнительно небольшие мощности, редко превышающие тысячу метров. Встречается в прогибах перикратон-

ного типа. Небольшое развитие получает в инверсионную стадию развития терригенно-карбонатных геосинклиналей. Продуктивна на соль, гипс, ангидрит [Объяснительная записка..., 1973].

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ (КЛИМАТИЧЕСКИЕ) ФОРМАЦИИ

ОБЩИЕ ПОНЯТИЯ

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ («КЛИМАТИЧЕСКИЕ») ФОРМАЦИИ.— Ф., осадочных пород, представляющие собой естественные сообщества, связанные с развитием крупных, устойчиво сохраняющихся в течение длительного времени (зональных и региональных) типов ландшафтов; могут систематизироваться и классифицироваться как по тектоническим, так и по климатическим признакам. Естественно, что для палеоклиматических реконструкций выделение ф. осадочных пород должно основываться исключительно на признаках, обусловленных климатом времени и места их образования [Синицын, 1967].

Примеч.: Ф. осадочных пород, выделяемые по климатическим признакам, В. М. Синицын [1967] предлагает называть Л. ф., в отличие от обычных литологических ф. Л. ф. различаются между собой по характеру и интенсивности воздействия климата на процессы осадкообразования: по степени проработки пород субстрата выветриванием, степени дифференциации продуктов выветривания в процессе переноса и отложения, масштаба и продуктам аутигенного минералообразования. В зависимости от этого различают ф. аридного и гумидного климатов [Синицын, 1967].

Сопоставляя друг с другом различные типы литогенеза, ледовый, гумидный и аридный, нетрудно видеть, что они радикально различны по многим существенным признакам. Особенность ледового литогенеза сравнительно с гумидным составляет его значительная простота. В этом типе развита по существу лишь одна стадия — седиментогенез при практическом подавлении диагенеза как процесса физико-химического уравновешивания компонентов осадка. Сам ледовый седиментогенез также выглядит упрощенно: в нем подавлены химические и биохимические процессы и дело ограничивается, по существу, лишь механическим переносом и механическим же отложением материала. При этом наличие воды только в твердой фазе исключает на всех этапах осадкообразования развитие механической сортировки (дифференциации) осадочного материала. Так, вместо весьма многогранного и сложного процесса с чрезвычайно развитыми и сложными химическими, физико-химическими, химико-биологическими явлениями, с многообразными формами переноса и осаждения разных компонентов, с характерной фазовой дифференциацией веществ, каким является гумидный литогенез, мы получаем в ледовом литогенезе почти его противоположность: нечто весьма неразвитое, примитивное, что-то представляющее собой как бы эмбрион, из которого при изменении физико-географической обстановки развивается многосложное гумидное породообразование.

Существенно иным представляется литогенез аридного типа. В нем явственно проявляются черты не только своеобразия, но и большей сложности процесса сравнительно с типом гумидным. Эта большая сложность состоит прежде всего в том, что в аридном типе распознаются два отчетливо различающиеся подтипа: автохтонный и аллохтонный. Автохтонный процесс в целом, конечно, проще гумидного, ибо в нем ослаблена деятельность живого вещества, но зато включается разнообразная и весьма активная деятельность ветра, играющая в гумидном литогенезе ничтожную, практически неуловимую роль. В аллохтонном же породообразовании сочетаются значительная — на начальных этапах осолонения — роль биоса с огромной и все возрастающей ролью химических и физико-химических процессов при осолонении. Возрастает полнота осаждения раство-

ренных компонентов; иначе говоря, цепь химических процессов гумидной зоны, несколько видоизменяясь, наращивается большим числом новых звеньев. Фазовая дифференциация групп веществ здесь пополняется ясно выраженным химическим разделением отдельных компонентов, что в условиях гумидного литогенеза выражено еще слабо. Все это в особенности и придает аридному литогенезу черты большей сложности сравнительно с породообразованием гумидным. Учитывая все это, приходим к мысли, что ледовый, гумидный и аридный типы литогенеза не только ярко друг от друга отличаются совокупностью своих черт, но и отчетливо выстраиваются в ряд все возрастающей сложности [Страхов, 1960]:

Ледовый тип → гумидный тип → аридный тип ↗ автохтонный / ↘ аллохтонный

КЛИМАТОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ.— Группа ф., основным фактором образования которых является климат, объединяет карбонатные и соленосные ф., распространенные преимущественно на устойчивых древних платформах в отложениях начальной, средней и поздней стадий. В геосинклиналях образование К. ф. характерно для средней и поздней стадий, распространены также в покрове срединных массивов [Хаин, 1959].

ЗОНАЛЬНЫЙ (РЕГИОНАЛЬНЫЙ) ТИП ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКОЙ ФОРМАЦИИ.— Тип осадочных ф., формирующийся в обстановке плоского малоподвижного и слабо дифференцированного рельефа. Выделен на платформах и срединных массивах, где влияние климата на процессы литогенеза является доминирующим [Синицын, 1967].

Примеч.: Различаются зональные ф. аридного климата (тропического, субтропического и умеренного) и зональные ф. гумидного климата (переменно влажного, равномерно влажного, холодного влажного) [Синицын, 1967].

КРИОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ

КРИОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ.— Сообщество ф. осадочных пород, возникающее при геологически устойчивом существовании криосферы, т. е. в условиях нахождения геологически активной воды преимущественно в твердом виде [ГС, 1973].

Примеч.: Выделение К. ф. возможно вследствие принципиальных различий литогенеза и связанного с ним экзогенного морфогенеза в климатически различных условиях геологического развития (см. табл. 17). Общей и определяющей особенностью криогенного типа литогенеза, по В. А. Зубакову [1966], являются: 1) четкая его стадийность (пульсационность) — наличие фазы гляциации («оледенения» при формировании наземных льдов, «проледенения» при формировании подземных льдов — «вечной мерзлоты»), т. е. накопление геологически устойчивых масс льда с параллельно идущей мобилизацией обломочного материала и образованием форм гляциального экзорельефа, и фазы дегляциации — таяния льдов с параллельно идущей седиментацией и «тепловой инверсией» гляциального экзорельефа; 2) абсолютное преобладание форм физического выветривания при крайней подавленности химических и биологических процессов; 3) слабое развитие диагенетических процессов, идущих в специфических формах экзодиагенеза; 4) чрезвычайно большая скорость осадконакопления и рельефообразования. В зависимости от характера пространственного распространения криогенного типа литогенеза различают криогенную и перикриогенную ф. (см. табл. 18). Последние развиваются в областях локального распространения криогенного литоморфогенеза, т. е. в условиях, переходных от криогенного типа к гумидному и аридному. Криогенная и перикриогенная ф. в целом характеризуются наличием

Таблица 17

Таксономический ряд палеогеографических подразделений
[Зубаков, 1966]

Таксономический ранг	Критерии выделения	Пример
Тип формаций	Основная модификация процесса литогенезиса в зависимости от качественного состояния воды	Криогенно-осадочные, нормально-осадочные
Класс формаций	Соотношение прихода и расхода воды в пределах типа формаций	Ледниковые, ледовые, гумидные, аридные
Семейство формаций	Тип географической среды (континентальная, морская)	Ледниково-наземные, гумидно-наземные, гумидно-морские и т. п.
Род формаций	Общий тип тектонического режима, определяющий через рельеф интенсивность аккумулятивно-денудационной деятельности	Горно-ледниковые, лагунно-ледниковые и т. п.
Вид формаций	Местные различия тектонического режима (рельефа) и атмогидросферной циркуляции, определяющие местную модификацию литогенеза	Долинно-ледниковая, ледниковых щитов, гольцовая
Комплекс фаций	Устойчивая совокупность генетических типов отложений и форм рельефа, типичных для определенной стадии развития региональных модификаций литогенеза	Речной долины, краевых образований ледникового щита, зандровой равнины
Группа фаций	Единство физико-географических условий, определяющее парагенезис фаций, возникающих в ходе формирования определенной формы (единицы) рельефа (пойменная долина, овраг, озово-камовая гряда и т. п.)	Руслового аллювия, пойменного аллювия, флювиогляциального потока
Фация	Однородность физико-географических условий на протяжении одной динамической фазы формирования осадков определенного генетического типа	Базальных галечников руслового аллювия, прируслових отмелей, абляционной морены

неповторимых фаций и генетических типов: покровно-моренных, флювиогляциальных, мерзлотно-соровых, лёссовых и т. п. В пространственном отношении К. ф. всегда связаны с субполярными широтами. В геоисторическом развитии они также характеризуют вполне определенный этап геотектонического (совпадая с фазами горообразования) и даже геокосмического цикла, так как «великие оледенения» совпадают с циклом длительностью в 190—210 млн. лет [ГС, 1973].

Типологическая классификация К. ф. В. А. Зубакова [1966] приведена в табл. 19.

ЛЕДНИКОВЫЕ ФОРМАЦИИ (ТИЛЛИТЫ).— Сообщество ф. осадочных пород, связанное с криогумидным (ледниковым) типом климата, характеризующимся выпадением атмосферных осадков преимущественно в твердом виде и превышением осадков над абляцией. Определяющим фактором возникновения данных ф. является весьма длительный и устойчивый переход воды в состояние глетчерных (фирновых) льдов, обладающих активным (в случае наземного оледенения) или пассивным (в случае морского оледенения) движением. Последнее обстоятельство позволяет различать ледниково-наземные и ледниково-морские ф. Различие тектонического развития ледниковых областей приводит к выделению следующих разновидностей Л. ф.: сетчато-ледниковой, покровно-ледниковой, горно-ледниковой, вулканогенно-ледниковой (палагонитовой), шельфово-ледниковой и айсберговой. Характеризуются специфическим набором фаций и генетических типов (моренных, флювиогляциальных и др.) [ГС, 1973].

ЛЕДОВЫЕ ФОРМАЦИИ.— 1. Парагенетические комплексы пород, отвечающие видоизменениям ледового типа в локальных условиях [Страхов, 1956а, 1960].

— Парагенетический комплекс горных пород, отвечающий видоизменениям ледового (ледникового, по Шумскому) типа осадочного процесса. Может быть двух видов: один — отвечает материковым оледенениям, другой — горным оледенениям [ГС, 1973, со ссылкой на Н. М. Страхова, 1956, 1960].

2. Сообщество ф. осадочных пород, связанное с криоаридным (ледовым) типом климата, в условиях которого лед может накапливаться только ниже земной поверхности — в виде «вечной мерзлоты» и подземных льдов (ледово-грунтовые ф.) или же на поверхности водных бассейнов (ледово-морские ф.). Различаются: горно-мерзлотная, сорово-мерзлотная, лёссовая, перигляциальная и припайно-паковая Л. ф. [ГС, 1973].

ЗОНАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ ОБЛАСТЕЙ ХОЛОДНОГО ВЛАЖНОГО КЛИМАТА.— Определение не обнаружено.

Примеч.: В областях холодного влажного климата твердые атмосферные осадки, выпадающие зимой, полностью не уничтожаются летним таянием и испарением, вследствие чего происходит ежегодное накопление снежных масс и образование ледников. Перенос обломочного материала осуществляется льдом без дифференциации и сортировки в процессе движения. При эпизодических отступаниях ледника возникают морены — беспорядочные нагромождения обломков различных размеров — от глыб и валунов до глинистых частиц. Перед моренным поясом на зандровых равнинах развиваются слоистые образования (флювиогляциальные), формируемые потоками талых вод. Если ледниковый щит спускается к морю, в ближайшей к нему части бассейна накапливаются специфические ледниково-морские осадки, представляющие собой терригенные илы и пески с беспорядочными включениями валунов. Ледниковые отложения всех ти-

Таблица 18

Рабочая классификация криогенных и перикриогенных формаций, по В. А. Зубакову
[ГС, 1973]

Криогенные			Перикриогенные
Тип	Семейство	Род	
Ледниковые (тиллиты)	Ледниково-наземные	1. Сетчато-ледниковая 2. Покровно-ледниковая 3. Вулканогенно-ледниковая (палагонитовая)	Горно-ледниковая
	Ледниково-морские	Шельфово-ледниковая	Айсберговая
Ледовые	Ледово-морские	Припайно-паковая	Паковая?
	Ледово-грунтовые	1. Горно-мерзлотная (гольцовая) 2. Сорово-мерзлотная	1. Лёссовая 2. Перигляциальная

Таблица 19

Типологическая классификация криогенных формаций
[Зубаков, 1966]

Тип	Класс	Семейство	Род	Вид
Криогенные	Ледниковые	Ледниково-наземные	Горно-ледниковые	Карово-горно-долинные ледниковые Предгорно-долинные (сетчатая) ледниковые Вулканогенно-ледниковые
			Покровно-ледниковые	Ледниковых куполов Ледниковых щитов
		Ледниково-морские	Айсберговые	Шельфово-айсберговые Глубоководно-айсберговые
			Лагунно-ледниковые (шельфово-ледниковые)	

Продолжение табл. 91

Тип	Класс	Семейство	Род	Вид
Криогенные	Ледовые	Ледово-морские	Припайные	
			Паковые	
		Ледово-грунтовые (мерзлотные)	Горно-мерзлотные	Гольцовые Котловинно-мерзлотные
			Флювиально-мерзлотные	Мерзлотно-соровые Формации „полесий“
			Покровно-мерзлотные	Криогенной коры выветривания Лёссовые

пов отличаются большой пестротой петрографического состава, в которой находит отражение разнообразие пород области оледенения. Цвет ледниковых отложений в грубообломочных разностях пестрый, определяющийся сочетанием окрасок исходных пород, а в мелкообломочных — более или менее однотонный, серый, связанный с усреднением окрасок отдельных частиц. Для ледниковых комплексов характерны также солифлюкционные отложения, развивающиеся в перигляциальной зоне на склонах холмов в результате сезонного оттаивания верхнего слоя грунта и его оползания. В ископаемом состоянии (особенно от ранних оледенений) сохраняются главным образом флювиогляциальные и ледниково-морские отложения, накапливающиеся в областях длительного и устойчивого погружения. Моренные комплексы, обычно формирующиеся на положительном рельефе, сохраняются реже [Синицын, 1967].

ФОРМАЦИЯ ГОРНЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ.— Парагенетический комплекс, отвечающий ледовому типу осадочного процесса в высокогорных областях умеренного и тропического климата [ГС, 1973].

ФОРМАЦИЯ МАТЕРИКОВЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ.— Парагенетический комплекс горных пород, отвечающий ледовому типу осадочного процесса на обширных приполярных континентальных площадях [ГС, 1973].

ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНАЯ ФОРМАЦИЯ.— Естественная ассоциация генетических типов четвертичных отложений приледниковой зоны, включающая отложения половодно-ледниковые, которым отводится главная роль, а также делювиальные, пролювиальные, аллювиальные, солифлюкционные, эоловые и др. [ГС, 1973].

Примеч.: Некоторые исследователи в состав П. ф. включают лёссы и лёссовидные породы, которые другие выделяют в самостоятельную лёссовую ф. [ГС, 1973].

КАРОВО-ГОРНО-ДОЛИННАЯ ЛЕДНИКОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Определение не обнаружено.

Примеч.: Диагностическим признаком К.-г.-д. л. ф. являются сравнительно небольшие расстояния между скульптурно-денудационными формами областей

питания и аккумулятивно-ледниковыми формами областей абляции, не превышающие десятков километров. Конечные морены этой ф. не выходят за пределы гор, хотя длина ледников в ряде случаев может быть значительной. В ископаемом состоянии К.-г.-д. л. ф., по-видимому, не сохраняется [Зубаков, 1966].

ПРЕДГОРНО-ДОЛИННАЯ (СЕТЧАТАЯ) ЛЕДНИКОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Определение не обнаружено.

Примеч.: Эта ф. связана с особенно благоприятными климатическими условиями оледенения и развита в горных районах, где хионосфера имеет большую мощность. Интенсивное накопление фирна и льда в условиях расчлененного горного рельефа приводит к заполнению льдом почти всех отрицательных форм рельефа, чему способствует в немалой степени явление «подпруживания ледников» (М. В. Тронов, 1961 г.). Свободными ото льда остаются лишь горные вершины и крутые склоны. Это состояние соответствует так называемому сетчатому типу оледенения, которое в большинстве случаев дополняется формированием ледников подножий. Последние образуются за счет слияния расширенных нижних концов наиболее крупных долинных ледников, выходящих на предгорную равнину. Областью питания ледников П.-д. л. ф. является по существу весь горный комплекс, а областью абляции — его подножие, где аккумулируются мощные толщи моренных и флювиогляциальных отложений. Дальность транспортировки эрратического материала достигает при этом сотни и более километров. Максимальная мощность льда достигала 1—2 км. Часть ф., связанная с зоной предгорной аккумуляции, может сохраняться в ископаемом состоянии [Зубаков, 1966].

ЛЕДНИКОВАЯ ФОРМАЦИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ГОР.— Определение не обнаружено.

Примеч.: Оледенение вулканических гор имеет свои специфические особенности, позволяющие выделять его в самостоятельную ф. Диагностическим признаком этой ф. служит переслаивание морен с продуктами вулканической деятельности: пеплами и лавами. Можно выделить две разновидности оледенения вулканических гор: ледниковые шапки отдельных вулканических конусов с ледниковыми потоками на склонах и ледниковые покровы вулканических массивов типа исландских фьельдов [Зубаков, 1966].

ФОРМАЦИЯ ЛЕДНИКОВЫХ КУПОЛОВ.— Определение не обнаружено.

Примеч.: Ледниковые купола возникают как в условиях расчлененного горного рельефа в ходе дальнейшей эволюции сетчатого оледенения, так и в условиях плоскогорного и даже низкогорного рельефа. В двух последних случаях формирование ледяных куполов целиком определяется орографией. Известно, например, что при соответствующих климатических условиях наличие даже незначительной по высоте, в несколько сотен метров, преграды на пути циклональных потоков может в несколько раз увеличить количество выпадающих атмосферных осадков. При неблагоприятных условиях питания эволюция ледниковых куполов происходит медленно, мощность льда не превышает нескольких сотен метров, а скорости движения льда оказываются малыми для того, чтобы ледниковый покров купола осуществлял большую экзарационно-аккумулятивную работу [Зубаков, 1966].

Ф. Л. ЩИТОВ.— Определение не обнаружено.

Примеч.: При благоприятных условиях питания ледниковые купола, сливаясь, создают обширные ледниковые покровы — щиты типа Гренландского, Скандинавского, Лаврентьевского с мощностью льда от 1—2 до 3—4 км. Экзарационная активность таких ледниковых щитов чрезвычайно велика, о чем свидетельствует, например, наличие ледниковых «отторженцев» объемом до 2,5—5 км^3, перенесенных на десятки километров от места коренного залегания пород. Ледниковые щиты развиваются в климатических условиях, ими самими создаваемых, вызывая чрезвычайно сильное охлаждение воздушных масс и появление по периферии ледникового щита подземного оледенения [Зубаков, 1966].

ПОКРОВНО-ЛЕДНИКОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Определение не обнаружено.

Примеч.: Конец цикла и начало нового застает подвижные платформы высоко приподнятыми над уровнем океана. В условиях низких и даже умеренных температур и повышенной влажности это приводит к развитию покровного оледенения и, следовательно, к накоплению П.-л. ф. Эта ф. была широко распространена в конце карбона — начале перми в Южной Америке, Индостане, Южной Африке, Австралии и Антарктиде. Еще более широким было распространение П.-л. ф. в позднем протерозое; известна она теперь и в ордовике — силуре Африки и Южной Америки [Хаин, 1973а].

ШЕЛЬФОВО-АЙСБЕРГОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Определение не обнаружено.

Примеч.: В пределах шельфа, прилегающего к областям активного наземного оледенения, айсберговые отложения имеют сплошное распространение и мощность во многие сотни метров. Литологически неотличимые от наземных покровно-ледниковых отложений, они формируют холмисто-грядовый рельеф с амплитудой колебания отметок до 15 м. Отличительной особенностью Ш.-а. аккумуляции является ее неравномерность. Так как «зоны таивания» айсбергов приурочены к мелководьям, то последние имеют максимальную мощность отложений и четко выраженный холмистый аккумулятивно-экзарационный рельеф, в то время как айсбергово-моренные равнины тяготеют к зонам больших глубин. Ш.-а. отложения характеризуются палеонтологическими остатками, захоронящимися в преобладающей массе на месте их гибели, что в ряде случаев затрудняет разделение Ш.-а. осадков и прибрежно-морских межледниковых отложений [Зубаков, 1966].

ГЛУБОКОВОДНО-АЙСБЕРГОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Определение не обнаружено.

Примеч.: В открытом море айсберги способны в течение 10—15 лет своей «жизни» проходить огромные расстояния во многие тысячи километров, достигая тропических широт. Если Ш.-а. ф. представляет «область таивания» севших на мель или взятых в припайный «плен» айсбергов, то Г.-а. ф. — область спорадического отложения эрратического обломочного материала, чуждого глубоководным осадкам — карбонатным илам и красной глине. В ряде случаев осадки Г.-а. ф. могут включать прибрежно-морской материал вместе с литоральной фауной, что затрудняет их разделение от осадков «мутьевых» потоков [Зубаков, 1966].

ГОЛЬЦОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Определение не обнаружено.

Примеч.: Г. ф. охватывает не только все горные сооружения, расположенные в зоне конжеляционного льдообразования, но и крутосклонные вершины и гребни, области рекристаллизационного льдообразования, с которых снег систематически сдувается. Чрезвычайно большая интенсивность конгелифракции и специфичные условия седиментогенеза, идущего при определяющей роли конгелифлюкции, обусловливают большое развитие в Г. ф. поверхностей криогенного выравнивания [Зубаков, 1966].

КОТЛОВИННО-МЕРЗЛОТНАЯ ИЛИ ПРЕДГОРНО-МЕРЗЛОТНАЯ ФОРМАЦИЯ.— Определение не обнаружено.

Примеч.: К.-м. ф. связана с межгорными котловинами и узкой полосой предгорий. Возможность выделения ее в качестве самостоятельной ф. определяется преобладанием процессов аккумуляции обломочного рыхлого материала и увеличением мощности мерзлой толщи до сотен метров. Литологический состав рыхлого материала и его большая по сравнению с гольцовой зоной обводненность определяют интенсивное течение процессов жильного трещино- и льдообразования, пучения, наледеобразования. Большую роль в строении рыхлого по-

крова приобретают конгелифлюкционные отложения. Получает развитие также и лёссовый диагенез [Зубаков, 1966].

МЕРЗЛОТНО-СОРОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Определение не обнаружено.

Примеч.: Позднее и неравномерное в условиях заморозков таяние снежного покрова способствует превращению половодий в пульсирующее явление, выходящее благодаря широкому развитию наледей и ледяных заторов в реках за пределы небольших речных долин. Таким образом, на низменностях создаются условия для развития огромных разливов талых снежных вод типа современных «соров» бассейна р. Оби — своеобразный аналог «такыров» аридных областей и «зандров» ледниковых ф. При условии сезонного осушения или сокращения размера «соров», их днища оказываются ареной интенсивного образования трещин усыхания и мерзлотного трещинообразования. Так как при одних и тех же колебаниях температур объемные изменения льда примерно в 10 раз больше объемных изменений других минералов, то ледяные клинья, заполняющие морозобойные трещины, вновь и вновь подвергаются растрескиванию. Таким образом, крупные полигональные образования имеют повторно-жильные льды, растущие на днищах соров одновременно с накоплением алевритистого материала (сингенетичные льды, по Б. Н. Доставалову и А. И. Попову). Сингенетичные повторно-жильные льды, достигающие глубин 30—40 м, возможно даже 70—80 м, имеют широкое развитие только в пределах М.-с. ф., так как условия для их формирования за пределами периодически увлажняющихся низин (соров, пойменных террас, морских лайд) отсутствуют. В развитии М.-с. ф. выявляются два этапа: а) формирование ледово-грунтового комплекса и б) его теплового преобразования. На первом этапе идут эпигенетическое промерзание подстилающей толщи и аккумуляция сингенетического ледово-грунтового комплекса, которая сопровождается интенсивным процессом конгелифракции, приводящим к формированию полигонально-грядового рельефа (аналог доинверсионного рельефа области наземного оледенения). На этапе теплового преобразования ледниково-грунтового комплекса широко развивается так называемый термокарстовый процесс, приводящий к инверсии рельефа. Индивидуальные особенности литоморфогенеза М.-с. ф. вполне позволяют выделить ее в ископаемом состоянии [Зубаков, 1966].

ФОРМАЦИЯ «ПОЛЕСИЙ».— Комплекс мерзлотно-флювиальных образований, связанных с краевой зоной наземного оледенения, формирующийся в условиях оттока талых ледниковых вод в областях тектонического погружения. Литологически этот комплекс представлен флювиогляциально-зандровыми отложениями, описанными Г. И. Горецким в качестве половодно-ледниковых, делювиально-конгелифлюкционными и др. Для ф. «п.» характерны конститративный тип строения флювиальной толщи и облекающие условия залегания [Зубаков, 1966].

Примеч.: Ф. «п». не связана с речными долинами, но покрывает и междуречные пространства у края ледников. Седиментогенез идет в условиях длительного, пульсирующего половодья, обусловленного таянием ледникового покрова, и некоторой активизации подземного оледенения. При достаточно детальных исследованиях Ф. «п.» может быть выделена в ископаемом состоянии [Зубаков, 1966].

ФОРМАЦИЯ КРИОГЕННОЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ.— Определение не обнаружено.

Примеч.: Основными физико-геологическими процессами описываемой ф. являются микрогеливация и конгелифлюкция, формирующие так называемые микрополигональные образования: структурные почвы, пятна-медальоны, различные натечные террасы и полосы склонов. Чрезвычайная активность снежной корозии и процессов конгелифлюкции приводит в условиях разреженного расти-

тельного покрова к осреднению гранулометрического состава отложений поверхностного слоя и к накоплению пылевато-алевритовых фракций. Диагенез развивается слабо ввиду малой мощности деятельного слоя и идет по лёссовому типу, с формированием так называемых покровных лёссовидных суглинков. На поверхности скальных пород, особенно на базальтах, образуются выветрелые корки, богатые железом [Зубаков, 1966].

ЛЁССОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Определение не обнаружено.

Примеч.: Л. ф. тяготеет к периферии зоны подземного оледенения, захватывая также и область с сезонной мерзлотой. Л. ф. — законченный продукт мерзлотного литогенеза, идущего по сиаллитно-карбонатному типу. Необходимым условием формирования лёссов является наличие пылевато-алевритовых частиц диаметром 0,05—0,005 мм. Источником накопления исходного пылевато-алевритового материала являются покровные отложения конгелифлюкционной тундры (формация криогенной коры выветривания) и мерзлотно-флювиальные ф., а также пролювиально-аллювиальные равнины зоны с развитием сезонной мерзлоты. Л. ф. — область аккумуляции этого материала, осуществляющейся различными агентами: эоловыми, делювиальными, флювиальными и пролювиальными. В развитии Л. ф. выделяются два этапа: а) морозно-конгелифлюкционный и б) облёссования. Л. ф. характеризуется прерывистым, стадийным развитием. Л. ф. очень легко выделяется в ископаемом состоянии [Зубаков, 1966].

В. Е. Хаин [1973а] лёссовые толщи и покровные суглинки, накапливавшиеся по периферии областей материкового оледенения, рассматривает в качестве лёссовой субформации покровно-ледниковой ф.

ГУМИДНЫЕ ФОРМАЦИИ

ГУМИДНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ.— 1. Парагенетические комплексы пород, возникшие благодаря длительному существованию на крупных участках гумидной зоны той или иной модификации гумидного типа осадочного литогенеза [Страхов, 1956а, 1960, 1963].

2. Геологические тела, характеризующиеся тремя основными параметрами: принадлежностью к одному из динамических рядов ф. (регрессивному, стабильному, трансгрессивному), приуроченностью к определенной геоструктурной зоне (платформенной, геосинклинальной, передовых прогибов и межгорных впадин) и положением в одной из трех основных зон осадконакопления (внутриконтинентальной, паралической, морской) [Грамберг, 1968].

Примеч.: 1. Г. о. ф. были намечены Н. М. Страховым еще в 1946 г. [Страхов, 1946].

2. Совокупности ф., возникших на площади гумидных зон, образуют семейство гумидных ф., которые в соответствии с тремя типами основных структурных единиц земной коры распадаются на три гомологичных ряда: ф. платформ, ф. геосинклиналей, ф. передовых прогибов и внутригорных котловин. Поскольку одноименные ландшафты, например, — морской или паралический или внутриконтинентальный, на площадях платформ, геосинклиналей или передовых прогибов ясно отличаются своим характером и тектоническим режимом, то естественно, что однотипные ф. в каждом из трех гомологичных рядов имеют свои характерные специфические особенности [Страхов, 1960].

Петрографический состав Г. о. ф. характеризуется двумя главными признаками: а) количественными соотношениями формациеобразующих пород, которыми во влажных зонах являются конгломераты, пески, алевролиты, глины, мергели, известняки, кремнистые породы; б) терригенно-минеральным составом обломочных и глинистых пород, входящих в состав ф. По соотношениям фор-

мациеобразующих пород все Г. о. ф. могут быть сведены в пять групп, выстраивающихся в два петрографических ряда:

1. Обломочные формации (песчаники, алевролиты, глины)
2. Обломочно-карбонатные формации (песчаники, алевролиты, глины, известняки)
3. Обломочно-кремнистые формации (песчаники, алевролиты, глины, кремнистые породы)
4. Карбонатные формации (главным образом известняки)
5. Кремнистые формации (главным образом кремнистые породы)

По соотношениям этих петрографических типов Г. о. ф. с их фациальными типами выделяются внутриконтинентальные, паралические и морские. Приведенным перечнем отнюдь не исчерпывается семейство Г. о. ф.; их больше, чем приведено, хотя и не так много, как иногда думают. Но и сказанного достаточно, чтобы понять, что за каждой ф. гумидного типа действительно стоит определенный длительно сохранявшийся ландшафт, характеризовавшийся сочетанием климатических, палеогеографических и тектонических условий. Все породы несут на себе отпечаток этой обстановки, «пригнаны» к ней, а стало быть, и соответствуют друг другу, «пригнаны» друг к другу, в особенностях своего состава, структуры, текстуры и по соотношениям во времени и пространстве. Именно эта их взаимная пригнанность друг к другу и обстановке их отложения и делает совокупность пород парагенетическим сообществом [Страхов, 1956а, 1960].

Син.: формации гумидного типа [Страхов, 1960], формации гумидных зон [Горшков, Воробьев, 1976], формации гумидные [ГС, 1973].

ФОРМАЦИИ ГУМИДНЫХ ЗОН.— Класс ф., которому свойственны: господствующее развитие биохимической глинистой коры выветривания, наличие инстративного и перстративного аллювия, незначительная роль «склоновых» образований, отсутствие эоловых накоплений [Горшков, Воробьев, 1976].

Примеч.: Ф. г. з. подразделяются на гумидные ф. жаркого пояса и гумидные ф. умеренного пояса [Горшков, Воробьев, 1976].

ГУМИДНЫЕ ФОРМАЦИИ ЖАРКОГО ПОЯСА.— Характеризуются мощной корой выветривания и наложением профиля выветривания буквально на все образования поверхностного чехла. С ее развитием связано массовое формирование минералов каолиновой группы [Горшков, Воробьев, 1976].

Г. Ф. УМЕРЕННОГО ПОЯСА.— Ф., характеризующиеся небольшой корой выветривания. С ее развитием ассоциируют полиминеральные глинистые образования с преобладанием гидрослюд; в областях развития скальных пород аллювий и осыпно-обвальные накопления имеют грубообломочный состав. Однако даже в глубоко расчлененных районах типа залесенных низкогорий осыпно-обвальные шлейфы занимают незначительную площадь, и вынос грубых обломков реками с таких участков в большей мере связан с размывом реликтовой перигляциальной ф., повсеместно распространенной в средних широтах. Таким образом, участие грубообломочного материала в составе Г. ф. у. п. хотя и ощутимо, но по отношению к общей массе входящих в нее образований, по-видимому, очень невелико. Поэтому главное отличие Г. ф. у. п. от гумидных ф. жаркого пояса — меньшая проработанность элювия процессами выветривания [Горшков, Воробьев, 1976].

ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ГУМИДНЫЕ ФОРМАЦИИ.— Ф., в составе которых принимают участие в разных комбинациях кора выветривания, делювий, аллювий, озерные и болотные отложения, имеют характер обломочных накоплений; формациеобразующими породами в них являются пески (песчаники), алевриты (алевролиты), глины (аргиллиты). Карбонатные породы нацело отсутствуют либо крайне редки и ничтожно представлены, то же относится и к породам кремнистым [Страхов, 1960].

Примеч.: В. г. ф. подразделяются на платформенные ф. гумидных равнин и гумидные ф. межгорных котловин [Страхов, 1960].

ПЛАТФОРМЕННАЯ ФОРМАЦИЯ ГУМИДНЫХ РАВНИН.— Ее представители: осадки J_2 центральных частей Русской платформы, юры и континентального нижнего мела на Урале, неогеновые «болгарские» слои Татарии, третичные континентальные отложения Центрального Казахстана и другие, им аналогичные. Состав: пески кварцевые, алевриты, глины, часто каолиновые, иногда угли; железные и бокситовые руды. Осадки возникли частью в речных долинах, частью в озерах и болотах; нередки остатки коры выветривания. Характерна тонкозернистость пород, отсутствие среди них галечников (конгломератов) и брекчий; песчаный материал обычно олигомиктовый или даже мономинеральный; в то же время типично наличие разнообразных более или менее выраженных химико-биогенных накоплений: железистых, каолиновых, углистых, иногда бокситовых. Мощности отложений невелики, обычно несколько десятков метров, редко 100—200 м. Строение формации сложное: отдельные фациальные типы (делювий, аллювий, озерные накопления и другие) лежат лоскутами, а вся ф. плащеобразно выстилает более или менее значительные участки; часто она разорвана последующей эрозией на отдельные пятна, а порой и первично образовывала их. Все эти черты состава и строения П. ф. г. р. прекрасно коррелируют одна с другой и прямо вытекают из условий равнинного лесного ландшафта влажной зоны, существовавшего на фоне чрезвычайно медленных колебательных движений земной коры. Это действительно естественное парагенетическое сообщество пород [Страхов, 1946, 1956а, 1960, 1963; ГС, 1973].

Син.: формация гумидных равнин [Страхов, 1946; СТТ, 1970], комплекс гумидных равнин [Страхов, 1946].

ГУМИДНАЯ ФОРМАЦИЯ МЕЖГОРНЫХ КОТЛОВИН.— Ф., обладающая следующими чертами состава и строения. Петрографический состав: гравийники, пески, алевролиты, глины, угли, сидеритовые конкреционные руды; осадки возникли в конусах выноса, реках, озерах и болотах, но при значительном рельефе окружающих водосборных территорий. Отсюда большая мощность ф. (многие сотни и тысячи метров), полимиктовый (или близкий к нему) состав обломочных пород; гораздо худшая сортировка материала в породах; отсутствие коры выветривания в составе отложений, но появление и развитие пролювиальных конусов выноса и т. д. Стро-

ение ф. межгорных котловин несколько более упорядочено по сравнению со строением ф. гумидных равнин. На поперечном сечении они имеют, грубо говоря, форму макролинзы, в центральной и более мощной части которой преобладают более тонкозернистые породы — алевролиты и глины, по периферии же — в зоне выклинивания ф.— более грубозернистые: пески, конгломераты, брекчии. Срединные серии фациально относятся по большей части к озерным, а также к речным отложениям, краевые — главным образом к делювиально-пролювиальным комплексам. Весь состав и строение гумидной ф. межгорных котловин опять-таки несет на себе ясный отпечаток породившего ее ландшафта. Примером Г. ф. м. к. служат угленосные толщи Челябинского, Буреинского и многих других угленосных бассейнов Забайкалья, мальцевская свита Кузбасса, возможно также Иркутский, Ачинский и Канский бассейны [Страхов, 1956а, 1960, 1963].

Син.: формация межгорных котловин и предгорных впадин [1946], формации межгорных котловин гумидной зоны [СТТ, 1970].

ФОРМАЦИИ ПАРАЛИЧЕСКОГО ТИПА.— Ф., возникшие на наклонной равнине, примыкавшей к морю, и заключающие в своем составе отложения рек, озер, болот и дельт, а также отдельные горизонты морских отложений, имеющие уже более изменчивый облик. Только некоторые из них относятся к обломочным, в большинстве же случаев к обломочно-карбонатным, ибо содержат в своем составе большее или меньшее количество выдержанных, иногда достаточно мощных (до нескольких метров) прослоев известняков [Страхов, 1962].

ПАРАЛИЧЕСКИЕ УГЛЕНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ ОБШИРНЫХ ПЛОСКИХ ПРЕДГОРНЫХ РАВНИН.— Гумидные ф., отвечающие передовым прогибам складчатых цепей. В составе их, помимо чисто континентальных — речных, озерных,— участвуют уже отложения переходного типа (лагун, дельт) и осадки морские (мелководные). Примеры общеизвестны: толща C_2—C_3 Донбасса, P_1 Воркуты, C_2 Рурского и других бассейнов в Европе, аналогичные отложения C_2—C_3 в Северной Америке. Помимо сложного петрографического состава (гравийники, галечники, песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели, известняки, угли, углистые сланцы, сидеритовые руды, каолинитовые пласты, иногда бокситы, фосфориты), паралические угленосные толщи отличаются также сложным и ритмическим наслоением и распадаются на большое число разнообразно построенных осадочных ритмов, залегающих одни на других согласно, а иногда и с размывом; мощность ритмов при этом, в отличие от флишевой, значительна и измеряется десятками метров. Отличительную черту паралических угленосных ф. составляет обычно ярко выступающая асимметрия в расположении разных фациальных типов пород. По направлению к питавшей седиментацию горной стране морские пласты выклиниваются и часто вовсе исчезают, а угольные пласты количественно и по мощности

увеличиваются. В противоположном направлении континентальные (аллювиальные) и переходные (лагунные, дельтовые) пласты исчезают и замещаются морскими, при этом мощность паралической свиты падает. На Донбассе такого рода соотношения видны очень четко [Страхов, 1956а, 1960].

Примеч.: Ландшафтно-тектонические обстановки образования угольных месторождений весьма разнообразны. Среди них отчетливо различаются две группы углеобразующих ландшафтов. Одни из них локализованы на территориях тектонически активных, другие, напротив, на площадях с пассивным тектоническим режимом. Первые могут быть условно названы орогенными углеобразующими ландшафтами, вторые — эпейрогенными. При этом внутри каждой группы различаются два гомологических ряда: одни ландшафты — приморские, паралические, другие — удаленные от моря, внутриконтинентальные.

Таким образом, общая классификация углеобразующих ландшафтов имеет такой вид:

Орогенные ландшафты
- паралические
- внутриконтинентальные

Эпейрогенные ландшафты
- паралические
- внутриконтинентальные

Рассмотрим несколько подробнее характер и условия угленакопления в каждом из этих ландшафтов.

Наиболее типичными паралическими орогенными ландшафтами были ландшафты, породившие угленосные формации C_{2+3} США, Франко-Бельгийского бассейна, Рура, Силезии, Донбасса, Воркуты и др.

Обозревая в целом углеобразующие ландшафты и ф., возникшие на базе активного тектонического режима, нетрудно видеть, что по характеру своему они выстраиваются в непрерывный ряд:

1. Паралические формации предгорных прогибов (Донбасс, Рур, C_{2+3} США и др.)
2. Паралические формации межгорных впадин (ашлярикская свита и др.)
3. Крупные паралимнические формации межгорных впадин (Кузбасс и др.)
4. Внутриконтинентальные формации мелких межгорных впадин

В этом ряду размеры углеобразующих ландшафтов и возникших в них ф. убывают от начала его к концу [Страхов, 1960].

ВЕРХНЯЯ ПАРАЛИЧЕСКАЯ УГЛЕНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ.— Гумидная ф., состоящая из сероцветных глин, песчаников, иногда прослоев известняков и пластов угля. Наиболее характерный пример этой ф.— пенсильванские (средний и верхний карбон) угленосные толщи Североамериканской платформы и сходные пермские толщи северной половины Китайской платформы. К данной ф. можно также отнести верхнеюрские — нижнемеловые угленосные серии востока Сибирской платформы (Вилюйская впадина), верхнемеловые — нижнепалеогеновые угленосные толщи запада Североамериканской платформы и верхнемеловую угленосную «формацию Рома» Великого Артезианского бассейна Австралии [Хаин, 1964, 1973а].

МОРСКИЕ ГУМИДНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ.— Определение не обнаружено.

Примеч.: Различаются платформенные и геосинклинальные М. г. о. ф. К платформенным М. г. о. ф. относятся терригенные, терригенно-карбонатные и карбонатные. Из М. г. о. ф. геосинклиналей укажем сланцевую ф. нижней и средней юры Кавказа, отложенную в условиях расчлененного рельефа области

седиментации, и флишевую ф., возникшую в прогибах между растущими «кордильерами» в условиях большой сейсмической (и тектонической) активности области ее образования; при этом сам флиш, как таковой, мы понимаем лишь как наиболее характерный член ф., включающий в себя как прибрежные аналоги собственно флиша, так и глубоководные «флишоидные» толщи, замещающие ритмично построенную флишевую серию.

Строение М. г. о. ф. отличается хорошо выраженной закономерностью. На поперечных сечениях ф. имеют типичную форму макролинз, выстилающих крупные синклинального типа впадины в земной коре, особенно синеклизы древних докембрийских платформ, наложенные мульды в области герцинид, каледонид, внутригорные впадины и т. д.

Максимальной мощности отложения достигают в центральных частях депрессий, причем здесь они представлены обычно наиболее тонкозернистыми и удаленными от берега осадками: глинами, мергелями, пелитоморфными известняками и т. д.; перерывы седиментации редки либо отсутствуют на больших стратиграфических интервалах. При переходе на крылья синеклиз мощность отложений убывает в той большей степени, чем выше по крылу мы их изучаем; среди тонкозернистых отложений на разных горизонтах все больше вклинивается более грубозернистых осадков — алевролитов, песчаников, постепенно и все больше вытесняющих глины и мергели; появляются даже конгломераты; в основании этих грубозернистых слоев нередко обозначаются перерывы седиментации, сопровождаемые размывом слоев; вверх по крылу число таких перерывов возрастает. Одновременно меняется фациальная природа отложений; породы, подстилающие центральные части синеклиз, целиком морские; на крыльях, помимо морских, имеются и континентальные отложения, хотя их мало и сохранились они лишь на отдельных стратиграфических горизонтах, отвечающих перерывам; при этом они представлены обычно дельтовыми отложениями либо аллювием нижних частей речной долины, а также озерными осадками, им подчиненными; делювиальные отложения встречаются лишь в качестве чрезвычайной редкости.

В соответствии с их фациальными профилями высокие концентрации элементов располагаются внутри описанных осадочных макролинз очень характерно. Бокситы, оолитовые железные, марганцевые руды и фосфориты локализованы в краевых частях макролинз, на крыльях синеклиз или склонах антеклиз, причем обычно они тесно связаны здесь с перерывами седиментации, располагаясь прямо в основании трансгрессирующих слоев или слегка выше поверхности размыва; это их поисковый признак. Кремнистые, битуминозные, карбонатные породы и часто конкреционные сидериты, далее удаленные от берега в момент их образования, тяготеют к более центральным частям макролинз и с перерывами не связаны. Таково строение K_2 и P Днепровско-Донецкой впадины, D_3 и C Московской синеклизы, мезозоя Парижского бассейна и многих других. Весьма вероятно, что таково же принципиально было первичное строение осадочных толщ, выполнявших те элементарные корытообразные синклинальные депрессии, разделенные подводными и надводными поднятиями, из которых состояли геосинклинальные зоны каледонского, герцинского и альпийского времени. И только сложные складчатые деформации этих толщ, проплавление их и частичное замещение интрузивными телами, а также последующий глубокий размыв складчатых структур и в связи с этим расчленение прежде единого тела на разрозненные обрывки и клочки мешают нам в подавляющем большинстве случаев разглядеть вышеуказанные черты первичного строения осадочных свит геосинклиналей, сформированные еще до превращения их в складчатые системы [Страхов, 1956а, 1960].

ТЕРРИГЕННАЯ ПЛАТФОРМЕННАЯ МОРСКАЯ ГУМИДНАЯ ФОРМАЦИЯ.— Определение не обнаружено.

Примеч.: Примером Т. п. м. г. ф. являются отложения верхней юры Русской платформы, взятые как целое; отложения от валанжина до среднего альба той же территории, также взятые в целом; отложения средней юры Лено-Вилюйской впадины на Сибирской платформе и другие. Для всех них характерно отложение в плоском мелководном море умеренной зоны при заметно расчленен-

ном рельефе водосборной площади, что обусловило терригенный характер осадков. Обломочный материал обычно олигомиктовый или близкий к нему. Мощности небольшие [Страхов, 1956а, 1960; ГС, 1973].

Син.: терригенная гумидная формация [СТТ, 1970; ГС, 1973].

ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНАЯ ПЛАТФОРМЕННАЯ МОРСКАЯ ГУМИДНАЯ ФОРМАЦИЯ.— Определение не обнаружено.

Примеч.: Примером Т.-к. п. м. г. ф. являются палеогеновые отложения Днепровско-Донецкой впадины, в которых сочетается большое развитие как обломочных, так и карбонатных пород (киевский мергель); главная особенность условий отложения этой формации — более теплый климат, вызвавший обильную садку $CaCO_3$ в киевское время [Страхов, 1956а, 1960, ГС, 1973].

Син.: терригенно-карбонатная гумидная формация [СТТ, 1970; ГС, 1973].

КАРБОНАТНЫЕ ПЛАТФОРМЕННЫЕ МОРСКИЕ ГУМИДНЫЕ ФОРМАЦИИ.— Определение не обнаружено.

Примеч.: К К. п. м. г. ф. относятся меловые отложения Русской платформы, взятые как целое, т. е. вместе с прибрежными терригенными отложениями (глауконитовыми песками, фосфоритными пластами); это типичная ф. относительно глубокого моря гумидной зоны, примыкавшего к пенепленизированному континенту. Карбонатная нижнесилурийская ф. Прибалтики, напротив, являет пример очень плоского и очень мелкого бассейна также с пенепленизированной водосборной площадью [Страхов, 1956а, 1960].

МОРСКАЯ КАРБОНАТНАЯ ФОРМАЦИЯ ПЛАТФОРМЕННОГО ТИПА.— Ф., представленная чистыми карбонатными породами морского генезиса (известняки, доломиты и др.) и развитая в пределах платформ или по их периферии [Горский, 1962].

Примеч.: М. к. ф. п. т. подразделяются на известняковую и доломито-известняковую подформации [Горский, 1962].

ГУМИДНАЯ СУБФОРМАЦИЯ ПЛАТФОРМЕННОЙ КАРБОНАТНОЙ (ИЗВЕСТНЯКОВОЙ) ФОРМАЦИИ.— Определение не обнаружено.

Примеч.: Доломиты в ее составе представляют редкость и, вероятно, большей частью являются вторичными; гипсы и тем более соли отсутствуют. Прослои терригенных пород выражены темными, нередко углистыми, часто каолиновыми и кварцевыми песками; встречаются прослои углей и желваковых фосфоритов, а местами развиваются самостоятельные угленосные толщи, вроде подмосковной нижневизейской угленосной свиты. По периферии бассейна встречаются глауконитовые пески, железные оолитовые руды, бокситы; за счет перемыва латеритной коры выветривания прилегающей суши образуются красные глины (совершенно иного генезиса, чем в аридной субформации) и известняки иногда приобретают пеструю окраску. К этой субформации относятся ордовик (O_{1+2}) Восточно-Европейской и Сибирской платформ, нижний карбон Североамериканской платформы, динант, верхний мел и нижний палеоген Восточно-Европейской платформы [Хаин, 1964, 1973а].

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ПЕРЕМЕННО ВЛАЖНОГО КЛИМАТА.— Определение не обнаружено.

Примеч.: К этой группе литогенетических ф. относятся ф. бескарбонатных (латеритовых) красноцветов, ф. полулатеритов (разновидности ф. бескарбонатных красноцветов с низким коэффициентом латеритизации), мономиктовая ф. (морской эквивалент ф. бескарбонатных латеритов) [Синицын, 1967].

ФОРМАЦИЯ БЕСКАРБОНАТНЫХ (ЛАТЕРИТОВЫХ) КРАСНОЦВЕТОВ.— Зональная литогенетическая ф. тропического переменно влажного климата. Эта ф. теснейшим образом связана с латеритным выветриванием, при котором достигаются наивысшая степень химического разложения пород субстрата, наиболее полный вынос подвижных соединений и наибольшие объемы накопления нерастворимых полуторных окислов. При размыве латеритных кор выветривания формируются кварцевые пески, обогащенные некоторыми акцессориями, и сильно железистые каолиновые глины [Синицын, 1967, 1976].

Примеч.: В. Ф. б. (л.) к. различаются два подтипа: преимущественно ферроаллитовый, или бокситоносный, проявляющийся в условиях средиземноморского климата, и преимущественно ферросиаллитовый, свойственный муссонному климату [Синицын, 1967].

Ф. Б. (Л.) К. ФЕРРОАЛЛИТОВОГО (БОКСИТОНОСНОГО) ТИПА.— Ф., образовавшиеся в условиях климата с жарким сухим летом и влажной теплой зимой. Большой дефицит влаги в вегетационный период ограничивает развитие в этой области растительности, соответственно понижает роль гумусовых веществ в процессах выветривания и осадконакопления. В результате кислые среды, способствующие образованию вторичной связи свободной кремнекислоты и глинозема в каолините, не получают здесь регионального распространения. В связи с этим в корах выветривания ферроаллитового типа и формирующихся при их размыве осадках накапливается много свободного глинозема.

Ферроаллитовое выветривание, в огромном масштабе проявившееся в меловом и палеогеновом периодах на территории Южной Европы, Малой, Передней и Средней Азии и Казахстана [Синицын, 1967, 1976].

Ф. Б. (Л.) К. ФЕРРОСИАЛЛИТОВОГО ТИПА.— Ф., образовавшиеся в условиях дождливого лета и сухой зимы. При этом в климате, благоприятствующем пышному развитию растительности, резко повышается роль гумусовых веществ и углекислоты, возникающих при разложении обильных растительных остатков. В результате в муссонной области преобладают кислые среды выветривания и осадконакопления, способствующие вторичному связыванию глинозема и кремнекислоты в каолините. По этой причине Ф. б. (л.) к. ф. т. отличаются слабой бокситоносностью. А в связи с тем, что часть растительного спада в муссонном климате консервируется, отложения ферросиаллитового типа всегда в той или иной степени оказываются угленосными. Ферросиаллитовое выветривание мощно проявилось в мезозое и кайнозое на территории Юго-Восточной Азии [Синицын, 1967, 1976].

ФОРМАЦИЯ ПОЛУЛАТЕРИТОВ.— Тип формации бескарбонатных (латеритовых) красноцветов, отличающихся более низким коэффициентом латеритизации (отношения суммы Al_2O_3 и Fe_2O_3 к SiO_2), образовался в субтропическом климате, близком тропическому, который в мелу и палеогене господствовал на обширных пространствах Северо-Западной и Юго-Восточной Европы, а так-

же в Западной и Южной Сибири до Забайкалья включительно [Синицын, 1967].

Примеч.: Ф. п. подразделяются на два подтипа: полулатериты западных (средиземноморский тип) и восточных (восточноазиатский тип) берегов континентов [Синицын, 1976].

МОНОМИКТОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., сложенная почти чистыми кварцевыми песками, каолиновыми глинами и известняками (среди последних преобладают органогенные разности и слабо представлены хемогенные). Возникает при переходе к морским обстановкам осадконакопления ф. бескарбонатных (латеритных) красноцветов [Синицын, 1967].

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ОБЛАСТЕЙ РАВНОМЕРНО ВЛАЖНОГО КЛИМАТА.— Ф., образующиеся в областях равномерно влажного климата, переменным элементом которого является термический режим. Он находит отражение в глубине проработки исходного материала выветриванием, степени химической дифференциации продуктов выветривания, характере и масштабе аутигенного минералообразования. По этим признакам выделяется ряд зональных ф., которые назовем олигомиктовой, мезомиктовой и полимиктовой — по минеральным типам терригенных отложений, преобладающих в осадочных сериях [Синицын, 1967].

ОЛИГОМИКТОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., характерная для областей экваториального климата, отличается высокой степенью проработки исходного материала выветриванием, достаточно полной химической дифференциацией продуктов выветривания в процессе переноса и отложения и большими масштабами аутигенного минералообразования. Песчаники О. ф. преимущественно кварцевые, в отдельных случаях обогащенные также устойчивыми к выветриванию акцессориями, ильменитом, рутилом, цирконом, монацитом и др. Содержание глин в разрезах ф. высокое, при этом глины по составу преимущественно каолинитовые; характерны значительные накопления вторичных алюмосиликатов железа (лептохлориты и глауконит), гётита — гидрогётита и сидерита. Массовое накопление аутигенных минералов железа нередко приводит к образованию крупных месторождений железных руд. К ареалам распространения олигомиктовой ф. приурочены все значительные проявления карбонатных отложений и фосфоритоносности. Вместе с тем существенных проявлений угленосности с этой ф. не связано, как полагают, по причине быстрого гниения растительных остатков и рассеивания гумуса в условиях тропического климата [Синицын, 1967].

МЕЗОМИКТОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., развивающаяся в условиях климата, близкого к субтропическому. Ее отличают повышенная роль песчаников и соответственно уменьшение содержания глин. Песчаники М. ф. постоянно содержат в обломочном материале полевые шпаты, количество которых иногда может достигать 30 % от его массы. Глины по составу смешанные — каолинит-гидрослюдистые и каолинит-бейделлит-гидрослюдистые. Распро-

страненными аутигенными образованиями являются лептохлориты, глауконит, сидерит, выделения свободного кремнезема и фосфоритовые конкреции. Однако масштабы аутигенного минералообразования (относительно олигомиктовой ф.) заметно сокращаются. Карбонатность разрезов М. ф. умеренная. Вместе с тем ее отличают высокие концентрации растительного углерода, нередко переходящие в континентальных фациях в промышленную угленосность.

ПОЛИМИКТОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., свойственная умеренному климату, характеризуется дальнейшим увеличением песчанистости разрезов и сокращением содержания глин. Песчаники П. ф. наполовину и больше состоят из неустойчивых к выветриванию минералов и обломков пород, в том числе таких совершенно неустойчивых минералов, как роговые обманки и пироксены. Глины в основном гидрослюдистые. Карбонатность в морских толщах чрезвычайно слабая или вовсе отсутствует. Масштабы накопления растительного углерода, как и в мезомиктовой ф., высокие. Аутигенное минералообразование почти полностью угасает, исчезают у осадков глауконит и фосфориты. П. ф. отличают минимальная степень проработки исходного материала выветриванием и минимальная дифференциация вещества в процессе переноса и отложения [Синицын, 1967, 1976].

СЕРОЦВЕТНЫЕ ФОРМАЦИИ.— Весьма обширная и разнородная группа ф., включающая почти все морские ф. и ф. внутриконтинентальных морей—озер; а из континентальных — большинство ф. областей гумидного климата (угленосные, глауконитово-фосфоритовые, часть молассовых и молассоидных и др.). Основным условием образования С. ф. является захоронение в осадках достаточного количества органического вещества. Для образования морских С. ф. гумидность или аридность климата не имеет существенного значения; континентальные С. ф. возникают только в областях гумидного климата [ГС, 1973].

АРИДНЫЕ ФОРМАЦИИ

АРИДНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ.— Парагенетические комплексы (ассоциации) пород, возникающие в разных ландшафтно-тектонических условиях внутри областей аридного климата (испарение за год больше суммы метеорных осадков) [Страхов, 1956б, 1960; ГС, 1973].

Примеч.: Как и в гумидном типе, осадконакопление в аридном типе меняет свою форму, варьирует в разных частях засушливой полосы. При этом более широкий диапазон химической седиментации и ее зависимость от гидрохимического типа водоема позволяют наметить несколько отчетливых закономерностей этих изменений, которые зависят от изменения климата (первый фактор), петрографического состава водосборных площадей (второй фактор), тектонического режима, действующего через рельеф (третий фактор). Комбинации этих трех факторов на разных, но крупных участках аридной полосы складываются неодинаково, индивидуально, в разных местах возникают разные географические ландшафты, что и придает при длительном их существовании своеобразие и индивидуальность возникающих на этих участках А. о. ф.

Н. М. Страхов [1956б, 1960, 1963] различает следующие классы А. о. ф. — платформенная терригенная ф. аридных равнин, терригенная ф. межгорных котловин аридной зоны, терригенно-галогенная ф., платформенная морская известняково-доломитовая ф. Отдельно выделяются классы аридных соленосных ф. По составу они подразделяются на доломитово-ангидритовые ф., галитовые ф., галогенные ф. (полноразвитые сульфатные, полноразвитые хлоридные, сульфатные, галититовые, калийные). Кроме того, галогенные ф. по месту нахождения классифицируются на континентальные, лагунные, заливные (карабогазгольский и виррильский типы), краевой части эпиконтинентального бассейна, внутриконтинентальных солеродных морей (тип кунгурского и цехштейнового морей).

Син.: аридные ф. [ГС, 1973], ф. аридного типа осадочного процесса [Страхов, 1956б].

ФОРМАЦИИ НАЧАЛЬНОГО ЭТАПА АРИДНОГО ЛИТОГЕНЕЗА.— Парагенезисы горных пород, возникающие на самых начальных стадиях осолонения озер и морей аридных зон. В условиях расчлененного рельефа это — толщи песков, алевритов, глин, обычно в большей или меньшей мере карбонатные, с пониженным содержанием $C_{орг}$ и поэтому красноцветные или пестроцветные; карбонаты обычно в большей или меньшей степени представлены доломитом. Глины гидрослюдистые, часто с большим содержанием монтмориллонита, палыгорскита, сепиолита. Никогда не содержат Al—Fe—Mn руд, но нередко заключают Cu—Pb—Zn руды. В условиях равнинного рельефа возникают известково-доломитовые и доломитовые, главным образом хемогенные ф.; с ними нередко ассоциируются мощные накопления кремнезема и фосфоритов (ф. «фосфория», каратаусские фосфориты и т. д.) [ГС, 1973].

Примеч.: Фациальные типы терригенных ф. начального этапа аридного литогенеза показаны в табл. 20 [Страхов, 1960].

ФОРМАЦИИ АРИДНОЙ И ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОЙ ЗОНЫ.— Ф., в пределах которых растительный покров представлен угнетенными ассоциациями недревесных растений или вообще отсутствует. В связи с преобладанием физической денудации продуцируется главным образом пылеватый и грубообломочный материал, а при разрушении гранитов или псаммитовых пород накапливаются также в большом количестве песчаные осадки. Помимо указанного состава, описываемому классу ф. свойственны: второстепенная роль элювия, а иногда и почти полное его отсутствие; широкий набор образований «склонового» ряда; присутствие эоловых накоплений; наличие конструктивного аллювия [Горшков, Воробьев, 1976].

Примеч.: Между ф. перигляциального и аридного климата существуют значительные различия. В условиях пустынь затруднено движение к конечным водоемам стока даже легкорастворимых солей и карбонатов. Они могут присутствовать почти во всех членах парагенеза аридной ф., начиная с элювия. Возможно, что в обогащении поверхностных образований солями немалую роль играет привнос их грунтовыми и отчасти атмосферными водами и, кроме того, разнос соляной пыли ветром от участков с выходами галогенных пород или с солеродными водоемами. Современные перигляциальные образования лишь в пределах арктических пустынь могут при наличии соответствующего субстрата содержать карбонаты или легкорастворимые соли.

Затрудненность движения продуктов денудации в аридных условиях выражается также в присутствии в их составе элювия. В перигляциальных районах

Таблица 20

Фациальные типы терригенных формаций начального этапа аридного литогенеза
[Страхов, 1960]

Группа формации	Тип формации	Ряды формаций			
		Платформенный	Геосинклинальный в стадии нормального режима	Геосинклинальный в стадии замыкания	
				предгорные прогибы	межгорные впадины
I. Внутриконтинентальные	Формации аридных равнин (*эпейрогенные*)	+++	—	—	—
	Формации межгорных впадин (континентальные молассы, орогенные)	++	+?	—	+++
II. Паралические на наклонных к морю равнинах	Эпейрогенные, вдали от формирующейся горной цепи	+	+?	—	—
	Орогенные, вблизи формирующейся горной цепи	+	—	+++	+++
III. Морские	Эпейрогенные: Формации морей с умеренно расчлененным водосбором (терригенно-карбонатные)	++	++	—	—
	Орогенные: а) флишевые и флишеподобные;	—	+++	+++	+?
	б) морские молассовые формации	—	—	+++	+++

Примечание: + встречается редко, ++ встречается обычно, +++ весьма типичен для данного геологического ряда, — отсутствует, ? предположительное наличие.

само действие морозного выветривания вызывает одновременно и заметное смещение образующихся обломков. Поэтому криогенная кора выветривания устанавливается здесь лишь в местах аккумуляции главным образом мелкоземистого пылеватого материала в виде наложенного профиля облёссования. Образования перигляциальной ф. покрывают рельеф *сплошным чехлом*, *мощность которого* даже на возвышенных элементах рельефа местами может достигать нескольких метров. В основании склонов субаэральные образования обычно слагают мощные шлейфы. В пустынях рыхлый чехол местами отсутствует даже на относительно некрутых поверхностях, а там, где он есть, его мощность может быть очень мала, всего 10—30 см.

В жарком и умеренном поясах развиты также ф. семигумидного и семиаридного типов, а в холодном поясе присутствует бореальная ф. Все эти ф. обладают признаками обоих формационных классов, но каждая из них достаточно индивидуальна по набору генетических типов или хотя бы по степени распро-

странения отдельных из них. По строению ф. семигумидных зон ближе стоят к первому формационному классу, а семиаридных — ко второму. Труднее классифицировать бореальную ф., которая в одних случаях может быть ближе к гумидной ф. умеренного пояса, в других — к перигляциальной ф. [Горшков, Воробьев, 1976].

ПЛАТФОРМЕННАЯ ТЕРРИГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ АРИДНЫХ РАВНИН.— Ф., представляющая собою комплекс обычно красноцветных песчано-глинистых пород, карбонатизированных, часто с сульфатами (пропластками), иногда пластинками галита, а чаще с отпечатками его и отдельными кристаллами; для песков характерна косая слоистость эолового типа или типа временных потоков; для глин — трещины высыхания, глиняные гальки и свернутые в трубочки глиняные листки (следы такыров). Органических остатков мало либо они отсутствуют совсем. Мощность — десятки метров, иногда до 200—300 м. Примером являются красноцветные толщи D_2^1 и D_3^2 Главного девонского поля, татарского яруса Русской платформы и др. Это осадки равнинных частей аридных зон, частью озерные, частью аллювиальные, но в большей степени переработанные ветром [Страхов, 1956б, 1960. Близк. опред.: Страхов, 1946; ГС, 1973].

Примеч.: Ф. аридных равнин — аналог формации гумидных равнин, но разные климатические условия обусловили совершенно разный фациальный, петрографический и геохимический их облик [Страхов, 1956б, 1960].

Син.: комплекс аридных равнин [СТТ, 1970], платформенная ф. аридных равнин [ГС, 1973].

ТЕРРИГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ МЕЖГОРНЫХ КОТЛОВИН АРИДНОЙ ЗОНЫ.— Ф., представляющая собой мощное, во многие сотни и тысячи метров, накопление весьма разнообразных обломочных пород, начиная от щебенчатых и кончая тонкозернистыми, глинистыми. По периферии котловин — это отложения пролювиальных конусов выноса, часто мощных; в средней части — осадки либо реки с серией незначительных озер в долине (современная Ферганская депрессия), либо большого озера (современная Иссыккульская депрессия). Породы карбонатизированы, часто сульфатизированы; среди них встречаются небольшие линзовидные накопления солей (остатки небольших озер). Изредка в этой обстановке встречаются небольшие углистые прослойки — следы локальных торфяников на выходах грунтовых вод, приуроченных к периферии конусов выноса [Страхов, 1956б, 1960].

ТЕРРИГЕННО-ГАЛОГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ.— Вид терригенной ф. межгорных котловин аридной зоны, возникающей при ослаблении сноса терригенного материала и наличии в центральных частях котловин крупных озерных бассейнов; пример, миоценовая глауберит-галитовая ф. Тянь-Шаня, описанная В. Н. Щербиной [Страхов, 1956б, 1960].

АРИДНАЯ СУБФОРМАЦИЯ ПЛАТФОРМЕННОЙ КАРБОНАТНОЙ ФОРМАЦИИ.— Ф., характеризующаяся широким развитием наряду с органогенными, обломочными, органогенно-обломочными и оолитовыми известняками, первичных доломитов, нередко с

включениями гипсов, а также самостоятельных прослоев (линз) гипсов, красных и пестрых мергелей, глин, песчаников. Иногда встречаются и соли, но образование калийных солей в это время обычно не происходит; исключение составляют авлакогены, вроде Припятского. Гипсово-доломитовые толщи сосредоточиваются в центральных частях бассейнов, т. е. во впадинах платформ, и замещаются к их периферии (на крыльях синеклиз и антеклизах) известняками, что связано с опресняющим влиянием речных вод суши, а также терригенными породами. К этой аридной эвапоритово-карбонатной и известняково-доломитовой субформациям принадлежат кембрийские, верхнеордовикские и силурийские осадки Сибирской платформы, силурийские, фаменские, московско-гжельские и сакмаро-артинские отложения Русской плиты, пермские, мезозойские и палеогеновые отложения восточной периферии Африкано-Аравийской платформы [Хаин, 1964, 1973а].

ПЛАТФОРМЕННАЯ МОРСКАЯ ИЗВЕСТНЯКОВО-ДОЛОМИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ АРИДНОГО ТИПА.— Это отложения плоского мелководного бассейна, нередко с островными участками, примыкающего к плоскому аридному континенту, почти не поставлявшему обломочного материала. Характерную черту ф. составляет большое развитие карбонатных пород и среди них доломитов, частью первичных, седиментационных, частью седиментационно-диагенетических, пятнистых, возникших, несомненно, в море. С первичными доломитами ассоциируется иногда флюорит, а также линзочки и небольшие пропластки ангидритов, возникших в небольших полуотшнурованных заливах или среди островных отмелей; довольно часто в доломитах встречаются также магнезиальные силикаты типа сепиолита, монтмориллонита и палыгорскита. Доломиты располагаются в одних случаях по периферии морского бассейна, в других — в центральных его частях и характеризуются угнетенной фауной, что свидетельствует о несколько повышенной солености центральных частей моря, возникшей вследствие усиленного испарения воды с поверхности. Крайне слабо развитые обломочные породы, обычно красноцветные, залегают по периферии ф.; на ряде участков ф. они, вероятно, полностью, притом первично, отсутствуют. От известняковой платформенной ф. гумидного типа аридная, известняково-доломитовая ф. отличается резким развитием доломитов, обедненной фауной, присутствием флюорита, сульфатов, магнезиальных силикатов; с относительно глубоководной меловой гумидной ф. известково-доломитовая аридная вообще имеет мало точек соприкосновения [Страхов, 1956б, 1960].

ГАЛОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ.— Члены аридных ф., начальных ступеней минерализации, включающие все породы, представляющие собой накопления легкорастворимых солей: $CaSO_4$, NaCl и сульфатов K и Mg. В качестве ф. они выделяются лишь в тех случаях, когда возникли в результате длительного существования ландшафтов и тектонических режимов, благоприятствовавших галогенезу и создавших комплексы пород со всеми особыми соотношениями в пространстве и времени, пространственно отчетливо

обособленные от отложений водоемов малой минерализации [Страхов, 1960].

— Пространственно развитые геологические образования, возникшие в аридных климатических условиях, связанные с определенными тектоническими элементами и структурами Земли. Сложены комплексами, толщами, свитами галогенных пород (отложений), находящимися на границах этих образований в тесной парагенетической и пространственной связи (фациальные переходы, чередование, переслаивание) с породами (отложениями), образовавшимися в сходных или различных фациальных условиях (лагунно-морских, морских, лагунно-континентальных, континентальных и т. д.) [Иванов, Левицкий, 1960].

— Группа аридных формаций, в составе которых участвуют галогенные породы; это — отложения разных типов солеродных водоемов: лагунных, заливных, краевых зон неплатформенных морей, внутриконтинентальных солеродных бассейнов типа кунгурского и цехштейнового морей. Подразделяется на сульфатные, галититовые и калийные Г. ф. [ГС, 1973].

АРИДНЫЕ СОЛЕНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ.— Ф., связанные с морем и различающиеся по полноте галогенного процесса, приведшего к их возникновению [Страхов, 1956б, 1960].

Примеч.: Среди А. с. ф. выделяются доломитово-ангидритовые, галитовые, полноразвитые сульфатные галогенные и полноразвитые хлоридные галогенные ф.

Чрезвычайно характерно строение полноразвитых галогенных ф. Разрез их в целом представляет собою как бы огромную и сложно построенную чечевицу (макролинзу), самые внутренние и наименьшие по объему части которой слагаются калийными солями, они обертываются сверху и снизу, а частью и по простиранию, галититами, галитито-ангидритами, а эти последние — карбонатными породами. Каждой оболочке, кроме того, свойственно слоистое, ритмическое строение, обусловленное чередованием слоев разного состава и отражающее периодически происходившие колебания соленосности водоема. Поэтому калийное ядро обычно расслоено на две-три пачки более или менее мощными пачками галититов; галититовая оболочка расслоена несколькими пачками ангидритов и т. д. Аналогичное строение имеют галититовые и отчасти даже доломитово-ангидритовые ф. Подчеркнем, что расположение скоплений наиболее ценных полезных ископаемых (NaCl, соли K, Br, B и др.) в галогенных макролинзах прямо противоположно размещению рудных накоплений в макролинзах гумидных осадочных комплексов; у последних рудные накопления тяготеют к периферии макролинз, у галогенных макролинз — к их центральным частям.

Так как образование галититовых, а тем более полноразвитых галогенных ф. требует большой подвижности территории, то они характерны для передовых прогибов и наиболее быстро прогибавшихся частей платформенных синеклиз. Обычно соленосные ф. отличаются малой примесью обломочного материала, но иногда примесь сильно возрастает и возникают терригенно-галогенные их разности. Примером могут служить миоценовые соленые месторождения Прикарпатья, а также эйфельская галогенная толща Тувы [Страхов, 1956б, 1960].

ДОЛОМИТОВО-АНГИДРИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ.— Ф., широко распространенные на платформах, когда галогенез по каким-либо причинам оборван на средней, сульфатной стадии [Страхов, 1956б, 1960].

ГАЛИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ.— Ф., образовавшиеся тогда, когда осадконакопление оборвалось на стадии садки галита; в Г. ф. легко различается внизу карбонатная (или терригенно-карбонатная) свита, затем ангидритовая и выше нее галитовая свита [Страхов, 1956б, 1960].

ПОЛНОРАЗВИТЫЕ СУЛЬФАТНЫЕ ГАЛОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ.— Ф., образующиеся тогда, когда галогенез доходит до конца и образуются зоны калийных солей, в которых принимают уча-

стие комплексные сульфатные соли калия и магния (каинит, лангбейнит, полигалит, глазерит и др.); эти ф. возникли из солеродных водоемов со слабо метаморфизованной рапой [Страхов, 1956б, 1960].

ПОЛНОРАЗВИТЫЕ ХЛОРИДНЫЕ ГАЛОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ.— Ф., образующиеся тогда, когда галогенез доходит до конца и возникают зоны калийных солей, но бессульфатных, представленных лишь сильвином и карналлитом [Страхов, 1956б, 1960].

СУЛЬФАТНАЯ ГАЛОГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ.— Г. ф., в которой присутствуют только гипсы (и ангидриты) в сочетании с доломитами и терригенными породами, возникают при неполном развитии галогенеза [ГС, 1973].

ГАЛИТИТОВАЯ ГАЛОГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ.— Г. ф., в которой присутствуют гипсы и галититы в сочетании с доломитами и терригенными породами, возникают при полном развитии галогенеза [ГС, 1973].

КАЛИЙНАЯ ГАЛОГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ.— Г. ф., в которой присутствуют гипсы, галититы и калийно-магниевые породы в сочетании с доломитами и терригенными породами; возникает при неполном развитии галогенеза [ГС, 1973].

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ГАЛОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ.— Г. ф., возникшие в соленых озерах вне какой-либо связи с морями. Примеры: глауберит-галитовые ф. Тянь-Шаня, галогенные отложения Цайдамской впадины Китая [СТТ, 1970, со ссылкой на Н. М. Страхова, 1960].

ЛАГУННЫЕ ГАЛОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ.— Ф., для которых типичны мелкая пластовость, невыдержанность галогенных и прочих входящих в ф. пород и отсутствие сколько-нибудь четких закономерностей их размещения в пространстве. Гипсовые и ангидритовые породы, чаще всего представленные в лагунных ф., образуют линзы протяжением в десятки и сотни метров, реже — в немногие километры; мощности линз варьируют от немногих десятков сантиметров до нескольких метров. Линзы располагаются обычно на разных уровнях ф. то совершенно изолированно, то кучно, и тогда краевые части их несколько заходят друг за друга. Иногда на отдельных участках внутри ф. обнаруживается расчленение ее на 2—3 гипсоносных (или ангидритоносных) горизонта, но они имеют локальное значение и не протягиваются через всю площадь ф., когда она велика. Нет и ясно выраженного тяготения галогенных отложений и какой-либо определенной части ф. на разных ее сечениях по простиранию и вкрест него. Такая же неопределенность локализации характеризует и другие слагающие ф. породы — глины и карбонатные отложения. Все это оправдывает наименование текстуры лагунных ф., пестрой по площадным соотношениям пород [Страхов, 1963].

— Г. ф., возникшие в сериях лагун, т. е. в мелких и незначительных по площади заливчиках, отделенных от моря косой, намытой волнами. Каждая такая лагуна создана деятельностью чисто экзогенных факторов и не отвечала какой-

либо специфической для нее тектонической структуре. Но лагунное побережье в целом, на котором располагались серии лагун, исчисляемых иногда десятками, отвечает пологой, наклонной к морю площадке. Строение Л. г. ф. пестрое [СТТ, 1970, со ссылкой на Н. М. Страхова, 1960].

ЗАЛИВНЫЕ ГАЛОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ.— Г. ф., возникшие тогда, когда морскому заливу отвечала индивидуальная тектоническая депрессия, жизнь которой и определяла развитие ф. [Страхов, 1960, 1963].

Примеч.: Различаются З. г. ф. карабогазгольского типа и виррильского [Страхов, 1963].

З. Г. Ф. КАРАБОГАЗГОЛЬСКОГО ТИПА.— З. г. ф., сформировавшаяся в депрессии изометричных очертаний и имеющая округлую или овальную форму. Строение З. г. ф. к. т. в поперечном сечении симметричное (например, раннеживетская сульфатно-доломитовая формация Московской синеклизы); мощность по периферии мала, в центре же значительна и даже весьма велика. По краям ф. локализуется кайма известково-доломитовых пород с редкими прослоями гипсов и ангидритов, а также прослоями терригенных отложений. В центральной части формационного тела залегают мощные накопления галита, перемежаемого пластами ангидритов и доломитов. Это симметричное строение несколько нарушается тем, что у втока в солеродный водоем морской воды, в зоне опреснения, известково-доломитовые породы более или менее значительно продвигаются во внутренние части формации; аналогичные «врезы» отмечаются и в других местах по периферии формации, где впадали более или менее значительные реки; последнее, впрочем, представляет скорей исключение, чем правило [Страхов, 1963. Близк. опред.: Страхов, 1956б, 1960].

З. Г. Ф. ВИРРИЛЬСКОГО ТИПА.— З. г. ф., сформировавшаяся в узком грабене, под углом, подходившим к берегу моря. Строение З. г. ф. в. т. резко асимметричное в продольном сечении. Участки ф., отвечающие устьевой части залива, слагают доломитовые породы, переслоенные ангидритами; в более внутренних, далеких от пролива частях ф. образована, главным образом, ангидритами с прослоями каменной соли; вблизи глухой части залива — массами галититов, а также накоплениями калийных солей. Резко выраженная продольная асимметрия в сложении ф. сочетается с более или менее выраженной симметрией в поперечном направлении вдоль обоих длинных краев ф. Галогенные породы в узкой полосе замещаются терригенно-сульфатными, терригенно-карбонатными, иногда грубообломочными. Такой фациальный переход прекрасно выражен, например, в эоцен-олигоценовой формации Рейнского грабена. В тех случаях, когда длинный солеродный залив располагался вдоль краевого прогиба (например, в Прикарпатье) или в одной из локальных синклинальных ванн геосинклинальной зоны (например, в верхней юре Северного Кавказа), слоистость строения субстрата отражалась в усложненном же строении возникшей галогенной ф. Хотя продольная асимметрия в сложении ф. в об-

щем и сохранялась, она все же нарушалась ареалами песчано-глинистых или известково-доломитовых пород, так сказать «вторгающихся» на значительном расстоянии во внутреннюю часть ф. Накопление солей также происходило не только в «кутовой» части залива, но и в отдельных локальных ветвях его средней части [Страхов, 1963. Близк. опред.: Страхов, 1956б, 1960].

ГАЛОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ КРАЕВОЙ ЧАСТИ ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО БАССЕЙНА.— Г. ф., проявляющие признаки симметрии, хотя и менее резко выступающие, чем в заливах карабогазгольского типа. В прибрежной части водоема песчано-глинистые осадки чередуются с известковыми и доломитовыми; в более удаленных от берегов частях они сменяются чередованием доломитов с ангидритами и галитовыми пластами; когда отлагались калийные соли, они были локализованы в верхних частях разреза. Еще мористее вначале выклиниваются калийные и галитовые пласты, потом сульфатные и еще позже — доломитовые; галогенная толща, сформировавшаяся в огромном заливообразном врезе эпиконтинентального бассейна, на широком фронте переходит в известковые осадки с нормальной морской фауной. Максимальная мощность толщ приходится на площадь галитовых пород; отсюда мощности ее резко убывают как в сторону берега, т. е. в кайму песчано-карбонатных отложений, так и в противоположном направлении, в открытом море, т. е. в кайму доломитовых отложений. Примеры: данково-лебедянские отложения Московской синеклизы, нижнекембрийские отложения Иркутского амфитеатра и др. [Страхов, 1963. Близк. опред.: Страхов, 1960].

— Г. ф., возникающие в огромных мешкообразных бассейнах простиранием до 2000—3000 км и шириной в сотни километров, которые сообщались с открытым морем лишь на одном своем конце; при этом одной своей стороной бассейны прилегали к молодым горным сооружениям, другой — к плоскому платформенному континенту. Строение ф. сложное асимметричное. По продольной оси от устьевой части моря к его глухой кутовой части доломиты закономерно сменяются ангидритами (в чередовании с доломитами), потом галитовыми и в крайней кутовой области галititами и калийными солями (в чередовании с ангидритами). На поперечном сечении часть ф., прилегавшая к горному хребту, обогащена терригенным материалом, противоположная, платформенная, обеднена им. Участки бассейнов, отвечавшие синеклизам, особенно обогащены гипсами и галititами, участки антеклиз (крупных и мелких) обеднены ими. Г. ф. известны лишь из пермского периода и представлены цехштейновыми соленосными отложениями Центральной Европы, а также нижне- и верхнепермскими толщами Русской платформы [СТТ, 1970, со ссылкой на Н. М. Страхова, 1960].

Г. Ф. ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ СОЛЕРОДНЫХ МОРЕЙ.— Г. ф., строение которых в общем сходно со строением заливных формаций виррильского типа, но отличаются сложноасимметричным характером. На продольном сечении через такие формации в целом в приустьевых их частях (вблизи соединения солеродного бассейна с океаном) локализуются известково-доломитовые породы, в более далеких от втока морских вод местах — сульфатные породы, переслаивающиеся с доломитами, на максимальном же удалении, «в глухих» вершинах — каменная и калийная соли. Эта продольная асимметрия сочетается в данном случае с

поперечной. Последняя обусловлена частью тем, что одним своим берегом солеродный бассейн примыкал к плоскому аридному континенту, другой же — к гористому участку, находившемуся на стадии завершения горообразования. Это, естественно, влекло за собой асимметрию в локализации обломочного материала, который отсутствовал или был лишь ничтожно представлен вблизи плоского побережья и в больших массах накапливался на широкой площади в континентальных условиях, образуя континентальные молассы, располагавшиеся между солеродным морским бассейном и горами (верхняя пермь Русской плиты). Поперечная асимметрия в накоплении терригенного материала дополнялась аналогичной асимметрией в расположении галогенных отложений: последние тяготели к области плоского побережья, а отложения менее соленых вод — к области гористого побережья (нижне- и верхнепермские формации Русской платформы). Сложность строения Г. ф. в. с. м. увеличивается еще тем, что они возникают в бассейнах, тектоническая структура которых слагалась из ряда депрессий, разделенных приподнятыми участками. При этом в депрессиях отлагались более мощные толщи осадков, чем на приподнятых площадях, а сами осадки отличались наличием и часто широким развитием галогенных пород более высокой стадии галогенеза, чем на поднятиях. Вкрапление таких депрессивных участков в тело с уже имеющейся сложной асимметрией делало общую картину размещения галогенных пород еще более сложной, а порою придавало ей черты прихотливости, пестроты [Страхов, 1963. Близк. опред.: Страхов, 1960].

— Г. ф., возникшие в огромных заливообразных врезах моря в континент, отделенных от моря серией подводных, а иногда и надводных поднятий и отмелей. Характерна симметричная локализация хемогенных пород: по периферии располагаются карбонатные породы, иногда в переслаивании с сульфатами; далее к центру — гипсовые (и ангидритные) в переслаивании с карбонатными и галитовыми; в центре — галитовые породы в переслаивании с гипсами. Обломочные породы локализуются лишь по прибрежному краю ф., отсутствуя на пелагическом его краю [СТТ, 1970, со ссылкой на Н. М. Страхова, 1960].

Примеч.: Г. ф. в. с. м. подразделяется на два типа: 1) тип кунгурского моря, 2) тип цехштейнового моря [ГС, 1973].

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ АРИДНОГО ТРОПИЧЕСКОГО КЛИМАТА. — Л. ф., характеризующая аридную область тропиков. К ним относятся ф. карбонатных красноцветов, ф. карбонатно-сульфатная, развивающаяся в зоне морского мелководья и лагун, и экстракарбонатная ф., накапливающаяся в обстановках открытого моря [Синицын, 1967].

ФОРМАЦИЯ КАРБОНАТНЫХ КРАСНОЦВЕТОВ. — Литогенетическая ф., проявляющаяся в континентальных бассейнах седиментации. Представлена двумя вариантами, отвечающими зонам различной степени засушливости:

1) в наиболее сухой части аридной области континентальные красноцветы отличаются особенно большим содержанием извести и повсеместной гипсоносностью. Отложения грубообломочные, с большим количеством малоустойчивого к выветриванию материа-

ла (мезомиктовые и полимиктовые); глин мало, при этом глины по составу гидрослюдисто-монтмориллонитовые; часто содержат палыгорскит и сепиолит. Окатанность и сортировка обломочного материала очень слабая. Преобладают пролювиальные разности, в том числе отложения селевых потоков, встречаются даже эоловые образования. Органические остатки крайне редки. Коры выветривания в сохранившихся останцах развиты очень слабо, маломощны и пестры по составу, отражают различие петрографического состава пород субстрата. Преобладающая окраска красно-бурая, связанная с большим содержанием в осадке малогидратированных окислов железа. Наиболее показательными примерами такого экстрааридного типа красноцветов являются красноцветные толщи мела и палеогена Аравийского полуострова, Ирана, южной части Средней Азии, Кашгарии, Гашуньской Гоби и Алашаня, верхнетриасовые и верхнеюрские красноцветы западных штатов США, верхнепермские и нижнетриасовые красноцветы Западной Европы, Западного и Северного Китая, нижнедевонские красноцветы Русской платформы и Западного Китая;

2) в умеренно сухой зоне аридной области красноцветы содержат меньше извести, а гипс проявляется только локально. Осадки становятся менее грубыми, при этом в обломочном материале уменьшается содержание неустойчивых минералов, улучшается окатанность и сортировка обломочного материала и поднимается роль аллювиальных фаций, пролювиальные же отступают на второй план. Возрастает содержание глин в разрезе, в которых увеличивается количество каолинита. Растительные остатки здесь уже не являются редкостью; учащаются и находки остатков позвоночных. В разрезах периферической зоны аридной области часты фации озер, питавшихся за счет ресурсов гумидной зоны. Их специфическими представителями являются пресноводные известняки и мергели, а также литифицированные сапропелевые илы («бумажные» сланцы).

Примерами малокарбонатных красноцветов умеренно аридного типа могут служить верхнеюрские, меловые и палеогеновые красноцветы северной части Средней Азии и Приаралья, Казахстана и южных районов Западно-Сибирской низменности, Джунгарии и Монголии, Северного и Центрального Китая, верхнепермские и верхнетриасовые отложения Приуралья [Синицын, 1967. Близк. опред.: Хаин, 1973а].

КАРБОНАТНО-СУЛЬФАТНАЯ ФОРМАЦИЯ.— Литогенетическая ф., являющаяся климатическим аналогом карбонатных красноцветов, формирующимся в обстановках морского мелководья и лагун, связь которых с морем систематически затруднялась. Сильное испарение в условиях аридного климата при трудностях выравнивания солевого режима в лагунном поясе часто приводило к повышению концентрации солей в морских водах и их осадках. Поэтому в составе карбонатно-сульфатной ф. наряду с нормальными известняками, мергелями и известковистыми глинами широкое распространение получили различные хемогенные осадки: доломиты,

гипсы, соли, кремни, оолитовые известняки. Органогенные осадки представлены специфической фацией пелециподовых и пелеципо-до-гастроподовых ракушечников. В направлении суши отложения карбонатно-сульфатной ф. сменяются карбонатными красноцветами, а в сторону открытого моря — отложениями экстракарбонатной ф.

Слабый приток континентальных вод и обломочного материала от аридизированной суши не препятствовал развитию осадков карбонатно-сульфатной ф., в том числе известняков и доломитов, в непосредственном соседстве с берегом.

Эпохи интенсивного развития карбонатно-сульфатного осадконакопления совпадают с фазами сильной аридизации климата и регрессией в областях эпиконтинентального мелководья. Огромных масштабов накопление осадков карбонатно-сульфатной ф. достигало в палеоцене и эоцене Средней и Передней Азии, в поздней юре и раннем мелу Средней и Передней Азии, в позднем триасе Сыгуаня, Гуйчжоу и Тибета, в ранней перми и девоне Русской платформы, поздней перми Северо-Германской впадины.

В мезо-кайнозое основной областью накопления карбонатно-сульфатной ф. на территории Евразии явились европейский и ближневосточный отрезки Тетиса [Синицын, 1967].

ЭКСТРАКАРБОНАТНАЯ ФОРМАЦИЯ. — Литогенетическая ф., характеризующая аридную область тропиков в палеогеографических обстановках открытого моря эпиконтинентального и отчасти островного геосинклинального. Ее отличает максимальная концентрация карбонатного материала с преобладанием известняков над всеми другими осадками. Особенно велико содержание в ней различных органогенных известняков: фораминиферовых, брахиоподовых, водорослевых, мшанковых, коралловых; этой ф. принадлежат и самые крупные скопления рифов.

О тропических условиях накопления карбонатных красноцветов, как впрочем и красноцветов вообще, свидетельствуют находимые в них остатки фауны и флоры; пальмы, крупные рептилии, тапирообразные и др., а также их коррелятивные отложения с климатически эквивалентными отложениями карбонатно-сульфатной и экстракарбонатной ф., заключающими остатки тропических беспозвоночных: кораллов, крупных фораминифер, брахиопод, известковых водорослей и др. Современное распространение красноцветов показывает, что массовое выделение полуторных окислов железа в корах выветривания, с которыми связана красноцветность осадков, прекращается при понижении среднегодовой температуры до 16 °С и уменьшении среднегодовой суммы атмосферных осадков до 500 мм. С другой стороны, массовое накопление в красноцветах извести и гипса прекращается при увеличении годовой суммы осадков до 800—1000 км, когда испарение и увлажнение приближаются к равновесию. Таким образом, выявляются климатические параметры образования карбонатных красноцветов: температурный режим — тропический, атмосферные осадки в пределах 500—800 (до 1000) мм/год. Современные аналоги карбонатных

красноцветов развиваются в условиях ландшафтов опустыненной и сухой саванны [Синицын, 1967].

ЭВАПОРИТОВО-КРАСНОЦВЕТНАЯ ФОРМАЦИЯ.— Литогенетическая ф. слагается пестроцветными песками (песчаниками) и глинами с прослоями мергелей, известняков (чаще всего ракушечников), гипсов, солей, в том числе калийных. Эту ф. мы встречаем в верхах силура (лудлов) Восточно-Европейской, Сибирской и Североамериканской платформ; в наиболее типичном виде ее представляют пермо-триасовые (кунгурско-ветлужские) отложения Русской плиты и их аналоги в пределах Североамериканской платформы [Хаин, 1964, 1973а].

ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ АРИДНОГО СУБТРОПИЧЕСКОГО И УМЕРЕННОГО КЛИМАТА.— Определение не обнаружено.

Примеч.: К этой группе литогенетических ф. относятся пестроцветная монтмориллонитовая ф. и ф. карбонатных сероцветов [Синицын, 1967].

ПЕСТРОЦВЕТНАЯ МОНТМОРИЛЛОНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., сложенная преимущественно монтмориллонитовыми глинами и кварцевыми песками, иногда с единичными прослоями известняков и конкреционных мергелей с друзами гипса. В. П. м. ф. попрежнему обильны выделения полуторных окислов железа и окислов марганца (рудных степеней гидратации), но уже не в таком количестве, как в латеритах и даже полулатеритах. Монтмориллонитовой ф. бывают подчинены линзы лигнитов, но главным образом в части ее ареала, смежной с гумидным поясом. Окраска пород пестрая — зеленая и красная. Первая больше свойственна бассейновым фациям, вторая — русловым и элювиальным.

Органические остатки довольно часты и разнообразны. Они, как и фациальные типы осадков, среди которых доминируют аллювиальные и отчасти бассейновые, указывают на ландшафты семиаридного типа.

По характеру процессов выветривания, типу растительности и наземной фауне климат области накопления монтмориллонитовой ф. был близок к современному климату Восточного Средиземноморья.

П. м. ф. получила широкое распространение в позднем олигоцене и неогене Юго-Восточной Европы, Тургая, Казахстана, Джунгарии и Южной Монголии, где она пришла на смену ф. полулатеритов в связи с похолоданием и континентализацией климата [Синицын, 1967].

ФОРМАЦИЯ КАРБОНАТНЫХ СЕРОЦВЕТОВ.— Литогенетическая формация, являющаяся бореальным аналогом ф. карбонатных красноцветов, с которой она имеет много общих черт. Карбонатные сероцветы, как и карбонатные красноцветы, характеризуются преимущественным развитием грубого обломочного материала, его полимиктовым составом, плохой окатанностью и сортировкой, преобладанием пролювиальных и эоловых фаций, малым распространением глин и их гидрослюдисто-монтмориллони-

товым составом, высоким содержанием извести, значительной гипсоносностью, а иногда и проявлениями континентального галогенеза с крупными залежами ангидрита, каменной соли и глауберита. Органические остатки в карбонатных сероцветах крайне редки.

Различия карбонатных сероцветов и карбонатных красноцветов в основном связаны с термическим режимом областей их образования. Карбонатные сероцветы формируются в условиях сухого бореального климата, где химическое выветривание ослаблено не только недостатком влаги, но и низкой температурой, и уже не достигает стадии массового выделения свободных полуторных окислов железа, которые являются пигментом красноцветов. Осадки в бореальном типе аридного климата приобретают окраску, в значительной степени определяемую цветом исходных пород: пеструю в грубообломочных разностях и усредненную серую и палевую в песчаниках и глинах.

Ф. к. с. получила распространение в плиоцене и плейстоцене Средней и Центральной Азии. Накоплению карбонатных сероцветов благоприятствуют ландшафты сухой степи и пустыни умеренного пояса и близких ему субтропиков. Об этом, в частности, свидетельствует состав растительных остатков, обнаруживаемых в сероцветах плиоцена Средней и Центральной Азии, указывающих на существование в это время оазисных и тугайных группировок с участием листопадных пород растительности [Синицын, 1967].

ФАЦИАЛЬНО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Комплексы, ряды, семейства и собственно формации этого типа перечислены в фациально-петрографической классификации осадочных формаций В. И. Попова и подробно описаны в систематизированном виде в соответствующей монографии [Попов, 1968], поэтому в данном справочнике не приводятся.

ФОРМАЦИИ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ*

ОБЩИЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕРМИНА «ФОРМАЦИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ» И ПРИМЕЧАНИЯ К НЕМУ

ФОРМАЦИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ.— 1. Своеобразный комплекс остаточных пород, возникших на последних стадиях химического выветривания в условиях сильно выравненной страны; рассматривается как самостоятельное геологическое тело, имеющее свои тектонические параметры и свой возраст [Казаринов, 1958].

— Ф., образующаяся в условиях выравненной страны (главным образом в начальном этапе ее расчленения) в процессе химического преобразования пород. В ее состав входят структурный элювий (кора выветривания) и продукты его ближнего переотложения (главным образом делювий), имеющие с элювием

* В данном разделе рассмотрены только общие понятия и классификации, относящиеся к ф. кор выветривания, а не к корам выветривания.

близкий или тождественный минеральный состав [Казаринов, 1973. Близк. опред.: Сапожников, 1972].

Примеч.: 1. К Ф. к. в. не относятся переотложенные продукты — кварцевые и кварцево-каолиновые пески, огнеупорные глины и другие, далеко удаленные от остальных образований осадки, слагающие пласты среди других типично осадочных обычно полимиктовых пород в бассейнах седиментации. Хотя такие высокозрелые осадки генетически и связаны с корой выветривания и ей практически одновозрастны, они пространственно разобщены с элювиальными образованиями и в отличие от осадков на поверхности пенепленов, как правило, не подстилаются остаточными породами.

Главным, определяющим началом для образования Ф. к. в. является тектонический режим. Климатический фактор, ускоряя или, наоборот, тормозя химическое разложение горных пород, определяет тип коры выветривания. В условиях пустынь и вечной мерзлоты формирование структурного элювия под почвой практически не происходит [Казаринов, 1973].

2. Такое понимание Ф. к. в., по мнению С. В. Левченко с соавторами, лишает возможности вообще применить это понятие к бокситоносным отложениям. В то же время необходимо иметь в виду, что широкое применение понятия Ф. к. в. усложняет разделение всей группы терригенных ф. платформ. Поэтому определяющим фактором должен являться состав, в частности для бокситоносной группы ф. — это наличие бокситов [Бокситоносные..., 1973].

3. Основными членами Ф. к. в. являются: площадные, линейные и другие морфогенные типы кор выветривания, а также различные полезные ископаемые остаточного происхождения. Она объединяет разновидности площадной и других кор выветривания, образованных на породах разного состава, но в пределах одного элемента рельефа и одинаковых климатических условиях, а также такие коры, которые образуются на породах одинакового состава, но в разных условиях выветривания и отличаются друг от друга характером профилей выветривания. К Ф. к. в. относятся различные эпигенетические, в том числе инфильтрационные накопления, наложенные на остаточные породы как при их образовании, так и в ходе дальнейшей геологической истории и составляющие с ними единое целое. Наряду с месторождениями элювиального происхождения Ф. к. в. включает минеральные ассоциации и руды зоны окисления, соляные шляпы (кепрок) диапировых куполов и некоторые другие образования. Современные и ископаемые почвы также являются членами Ф. к. в. [Сапожников, 1972].

Близк. термин: ф. гумидных равнин [Казаринов, 1958].

2. Породы, состоящие из совокупности разнообразных минералов, связанных своим образованием с процессом выветривания и оставшихся на месте или перенесенных на относительно небольшие расстояния без потери своей генетической связи с характерными минералами или соединениями, образовавшимися в процессе выветривания [Гинзбург, 1963].

— Комплекс парагенетически связанных геологических образований (геологических тел), включающий кору выветривания и осадочные породы, возникшие как в процессе формирования коры выветривания, так и при последующем ее разрушении, но не потерявшие с ней пространственной связи и сохранившие характерные черты ее вещественного состава [ГС, 1973; Цехомский, 1974].

Примеч.: 1. Ф. к. в.— понятие более широкое, чем понятие «кора выветривания», под которой понимаются континентальные элювиальные геологические образования вместе с элювием, делювием склонов и подножий, обязанные своим происхождением процессам физического, физико-химического и биогенного выветривания магматических, метаморфических (ортоэлювий) и осадочных (параэлювий) пород в условиях субаэральных, супераквальных, или подземных режимов. Ф. к. в. включает в себя не только осадочные коры выветривания разных типов, в том числе наложенные или инфильтрационные, но также и переотложенные и перенесенные в пределах небольших расстояний в результате механической, химической и коллоидной миграции, т. е. переходные и даже явно осадочные породы, если только их связь с корой выветривания, несомненно, ус-

тановлена в виде обломков пород и общих минералов, химических соединений и микроэлементов, характерных для кор выветривания. К Ф. к. в. относятся, например, вторичные каолины, огнеупорные глины, бокситы, иногда кварцевые пески, легированные железо-никелевые руды, некоторые россыпи золота (так называемые, по В. А. Обручеву, элювиальные), олова, титана, монацита, ниобия и тантала и т. д., если только их непосредственная связь с корой выветривания установлена, что обычно сказывается в относительной их близости к корам выветривания, как к источникам сноса. Но, понятно, не все россыпи и не все глины будут относиться к Ф. к. в. Многократно перемытые и переотложенные россыпи, глины, пески, в которых непосредственная связь с корами выветривания давно утрачена и частично образованные за счет морских, дельтовых и аллювиальных пород или эолового отложения, нельзя, понятно, отнести к Ф. к. в. Точно так же к ней нельзя отнести и метаморфизованные породы. Ф. к. в. — признак парагенетический, а не стратиграфический, объединяющий как продукты непосредственного выветривания, так и продукты ее переноса, поскольку непосредственная связь их с корой выветривания не утрачена и ясно выражена. Выделение Ф. к. в. на картах является хорошим металлогеническим, прогнозным и оценочным критерием.

Очень часто продукты Ф. к. в. отлагаются в тектонических или эрозионных депрессиях, представляющих собой грабены, карсты и другие отрицательные формы рельефа, расположенные вблизи остаточных кор выветривания и являющиеся аккумулятивными геоморфологическими формами отложения продуктов сноса. Очень нередко в этих отрицательных формах рельефа в результате повышенного уровня грунтовых вод господствует гидроморфный режим, ведущий к перераспределению отдельных окислов и к доразложению снесенных материалов, а в случае захоронения отложенных осадков коры выветривания под кроющей толщей — к развитию субаквального режима и к процессам восстановления. Отсюда частая, тесная связь Ф. к. в. с углистыми ф. или с углистыми прослоями. Ф. к. в. не исключает осадочного происхождения тех или иных пород и связанных с ними полезных ископаемых, она только подчеркивает их происхождение и связанные с этим генетические и оценочные критерии [Гинзбург, 1963].

2. Чрезвычайно широкое толкование понятия «формация коры выветривания» представляется неправильным, так как согласно ему осадочные породы, возникшие на поверхности литосферы в результате седиментации, объединяются с породами, образованными на месте в ходе элювиального процесса. Элювиальные образования остаются на месте залегания материнских пород, и в их образовании фактически не участвует механическое перемещение вещества по поверхности литосферы. В этом одно из принципиальных отличий условий их формирования, не позволяющих объединять их с осадочными породами, поскольку первопричиной образования последних является механическое движение минерального вещества по земной поверхности [Сапожников, 1972].

Близк. термин: аккумулятивная кора, неоэлювий [Полынов, 1934, 1935, из: Гинзбург, 1963].

КОРА ВЫВЕТРИВАНИЯ (как формация).— Континентальная геологическая ф., образующаяся на земной поверхности в результате выветривания горных пород [БСЭ, 3-е изд. Близк. опред.: Никитин, Глазковская, 1970].

ФОРМАЦИЯ ПОГРЕБЕННЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ.— Определение не обнаружено.

Примеч.: Для Ф. п. к. в. наиболее типична трансгрессивная последовательность смены пород в вертикальном разрезе, отражающая, как правило, переходный этап геологического развития территории, начиная от относительно стабильного состояния или слабых поднятий, соответствующих развитию элювиального процесса, к отрицательным движениям, знаменующим спад в образовании элювия и начало его захоронения. Кора выветривания в этом случае представляет собой базальную часть разреза ф., сменяющуюся вверх осадочными породами различного типа. Сначала они нередко бывают представлены де-

лювиально-элювиальными и делювиальными образованиями, сложенными полностью продуктами выветривания местных пород, затем постепенно осадочный комплекс делается более разнообразным и основная роль в нем переходит к озерным, аллювиальным отложениям, в составе которых существенное значение приобретает материал выветривания пород смежных участков [Цехомский, 1974].

Примеч.: 1. Впервые идея объединения континентальных отложений эпох выветривания в комплексы — циклы аккумуляции, характерные для определенных ландшафтных условий, была высказана Б. Б. Полыновым [1934]. Затем эту идею развил В. П. Казаринов, который и предложил в 1958 г. термин «формация коры выветривания». Он указывает, что остаточные и аккумулятивные продукты химического выветривания образуют резко отличный от сопредельных толщ комплекс пород, который нужно рассматривать как единое целое. Образование таких ф. В. П. Казаринов относит к границе двух фаз орогенеза, когда завершается одна фаза (в условиях пенеплена) и начинается следующая, знаменующаяся поднятиями [Цехомский, 1974].

2. Существует представление, согласно которому к Ф. к. в. относятся не только остаточные и частично осадочные, но и материнские породы, за счет которых происходило образование коры выветривания. Эта точка зрения представляется мало обоснованной, поскольку в Ф. к. в. включаются, с одной стороны, самые разнообразные исходные породы: магматические, осадочные и метаморфические, оказавшиеся в зоне выветривания, а с другой — она неравномерно объединяется с гипергенными остаточными породами, резко отличающимися по условиям образования, минеральному составу и физическим свойствам [Сапожников, 1972].

3. Общих принципов выделения и номенклатуры Ф. к. в. не существует. Несомненно, однако, что такие наименования должны по возможности точно отражать содержание, которое вкладывается в эти понятия. Так, например, на Русской платформе должен быть выделен, как один из наиболее важных, комплекс нижнекарбоновых Ф. к. в. латеритного и сиаллитного типов. Он развит на большей части региона, включая некоторые районы Балтийского и Украинского щитов. Ф. представлены разнообразными, но в общем достаточно характерными элювиальными и осадочными образованиями, связанными с выветриванием алюмосиликатных пород докембрия, карбонатных и песчано-глинистых пород палеозоя. К разным ф. приурочено большое число месторождений руд и нерудного сырья. В зависимости от ведущего полезного ископаемого или нескольких типичных их видов намечаются ф.: бокситовая, сухарных глин и кварцевых песков, железорудная.

На Сибирской платформе важным является триас-раннеюрский комплекс ф. сиаллитных кор выветривания и мел-палеогеновый комплекс ф. сиаллитно-латеритных кор. К ним относятся элювиальные и связанные с ними осадочные образования, возникшие за счет древних алюмосиликатных пород, палеозойских и мезозойских траппов, кимберлитов, карбонатных и песчано-глинистых пород. С учетом главнейших полезных ископаемых в составе первого из названных комплексов могут быть выделены ф.: каолинов и кварцевых песков, высокоглиноземистых аргиллитов; для мел-палеогенового комплекса соответственно намечаются ф.: бокситовая, марганцевых руд, каолинитов и кварцевых песков и т. д.

Полными наименованиями ф. будут, таким образом, следующие: бокситовая ф. раннекарбоновой коры выветривания Русской платформы, алмазоносная ф. триас-раннеюрской коры выветривания Сибирской платформы или бокситовая ф. мел-палеогеновой коры выветривания Сибирской платформы. По этому же принципу может быть намечена железорудная ф. триасовой коры выветривания Орского Зауралья и т. д. [Цехомский, 1979].

4. Рассмотрение элювиальных продуктов, особенно верхних горизонтов разреза, показывает, что выветривание сходных пород происходило, в общем, в сходном направлении. Это привело к формированию профилей кор выветривания, представленных различными наборами последовательно сменяющихся элювиальных горизонтов, т. е. исходная порода (или группа пород) определенного минерального состава образует типоморфный разрез, который как структурно-

вещественная ассоциация в систематике геологических образований соответствует ф. кор выветривания [Певзнер, 1974].

5. Относящиеся к разным ф. породы коры выветривания и осадочные породы, возникшие в результате размыва и близкого переотложения коры, следует объединить одним общим понятием «элювиально-осадочный комплекс». В состав этого комплекса входят все породы, составляющие Ф. к. в., равно как и осадочные породы, которые обнаруживают тесную генетическую связь с корой. Особое место в элювиально-осадочном комплексе занимают месторождения различных ископаемых (например, осадочных бокситов). Понятие «элювиально-осадочный комплекс» является более широким, чем ф. Этот комплекс может включать ф. остаточных и осадочных образований, например, в случае отложения озерных осадков близ области развития коры выветривания. Комплекс может включать и Ф. к. в., взятую в целом, и часть ф. осадочных образований. Границы ее в значительной мере условны [Сапожников, 1972].

ТИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ ФОРМАЦИЙ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

1. При классификации Ф. к. в. необходимо учитывать прежде всего особенности тектонических условий региона и положение кор в геологическом разрезе. Исходя из этого, предложено разделять Ф. к. в. на относящиеся к платформам и к геосинклинальным областям. Коры выветривания платформ делятся на три типа: коры выветривания складчатого основания, коры выветривания поверхностей размыва внутри осадочного чехла, внутриформационные коры выветривания. Коры выветривания геосинклинальных областей также могут быть представлены тремя типами: коры выветривания, связанные с крупными перерывами, коры выветривания, связанные с незначительными перерывами, и внутриформационные коры [Разумова, Херасков, 1962].

2. Ф. к. в. можно различать по минеральному составу, условиям сноса и степени изменения. К этим характерным чертам добавляются типичные признаки осадочного характера: цвет, гранулометрический состав, возраст и т. д. Проще всего различать Ф. к. в. по минеральному составу. Выделяются следующие Ф. к. в.: каолиновая, железисто-каолиновая, лигнитоносная, бокситоносная, бокситоносная каолиновая, железистая, железисто-хлоритовая, легированная железистых руд, железисто-кремнистая, каолинитово-монтмориллонитовая, гидрослюдистая монтмориллонитовая, палыгорскитово-сепиолитово-монтмориллонитовая, нонтронитовая, нонтронитово-карбонатная, карбонатная (слабо-, средне- и сильно), сульфатная (гипсовая), соленосная (по типу соли), марганцевая, титановая, редкометальная, кремнистая, кварцевых песков и т. д.

Эти ф. можно разделить на автохтонные и аллохтонные (с наложенной корой и без нее). К минералогическим критериям можно добавить еще цвет ф. (красноцветная, пестроцветная, сероцветная, зеленоцветная и т. д.), состав второстепенных минералов (гипса, карбонатов, солей и пр.) и возраст. Парагенезис отдельных минералов в составе ф. может дать указания на климат во время образования той или иной ф., а смена — на изменения климатических условий. Присутствие солей гипса, карбонатов указывает на аридность климата, а каолина, боксита, гидроокислов железа — на гумидные условия, наличие монтмориллонита — на переходные условия, а вместе с карбонатами или гипсом, в зависимости от содержания последнего, — на степень аридизации климата. В. Н. Разумова совершенно правильно указывает, что тип выветривания сказывается и на характере континентальных водоемов, в связи с чем диагенез субаквальных осадков приобретает сходные черты с процессами, идущими в субаэральных условиях под влиянием выветривания. Наиболее резко влияние климата сказывается на составе глинистых пород и характере аутигенного минералообразования. Для каждого типа выветривания, вероятно, характерен свой тип осадочных глинистых пород. Субаквальные континентальные отложения часто обогащены продуктами распада коры выветривания. При этом как субаквальные, так и субаэральные осадки имеют минеральный состав, тождественный составу синхронной коры выветривания. В. П. Казаринов указывает, что Ф. к. в. образуются в областях размыва на рубеже двух фаз орогенеза. Они завершают одну фазу (в условиях пенеплена) и начинают следующую фазу, связанную с началом слабых поднятий, когда начинают накапливаться кремнистые осадки и другие эк-

виваленты Ф. к. в. В. П. Казаринов считает, что кремнистые кислые осадки, завершающие осадочную серию, возможно, следует отождествлять с началом новой фазы орогенеза. Он различает область сноса, сложенную Ф. к. в., и области отложения — осадочными породами. Из вышеизложенного следует закономерность появления самого понятия Ф. к. в., к которой относятся преимущественно автохтонные ф. континентальных осадочных пород (т. е. породы, не претерпевшие процессов наложения разных типов выветривания), и те из аллохтонных пород, где их связь с корами выветривания ясно выражена, т. е. области сноса пород и минералов, несущие все следы корообразования без значительной дифференциации основного наиболее характерного состава исходных пород. Ф. к. в. не всегда является остаточной корой выветривания, хотя и включается в нее. Она охватывает как кору выветривания, так и те континентальные осадки (продукты сноса), которые к ней близки по условиям своего образования и состава [Гинзбург, 1963].

3. При выделении Ф. к. в. основными признаками следует считать тектонический режим, климат и состав пород, включая и полезные ископаемые. Для Урала выделены мезозойская и палеогеновая Ф. к. в. В них включены остаточные и осадочные субформации [Сигов, 1969].

4. Ф. к. в. представлены в гумидной зоне двумя главными типами: аллитной корой в теплом и влажном климате, каолиновой — в умеренно влажном [Хаин, 1973а].

5. При детальных исследованиях деление Ф. к. в. на группы недостаточно. Необходимо дополнительно выделять типы, а затем и виды ф., различающиеся между собой климатическими условиями образования (тип) и составом слагающих пород (вид). Контуры площадей развития конкретных ф. (их видов) будут определяться как изменениями палеоландшафтной обстановки (главным образом климатической), так и составом субстрата и характером связанных с ф. полезных ископаемых [Цехомский, 1979].

ВИДЫ ФОРМАЦИЙ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ*

Ф. ЛАТЕРИТНЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ.— Ф., образующаяся в условиях жаркого переменно-влажного климата на высоких пенепленах в результате химического выветривания пород, богатых алюмосиликатами. Она сложена латеритами каолинито-железистого состава, реже латерит-бокситами, окрашенными в красный, оранжевый, иногда розовый цвет. Мощность — первые десятки метров. В профиле коры хорошо выражены три зоны: а) поверхностная, представленная обычно плотной железистой коркой, б) зона обогащения с высоким содержанием алюминия, в) зона разложения, для которой типичен каолинит, вниз по разрезу постепенно переходящая в неизмененные материнские породы [Малич, 1975].

КАОЛИНИТО-ПЕСЧАНАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., распространенная в отложениях криптозоя и мезозоя. Состоит из плохо отсортированных кварцевых песчаников, конгломератов и глинистых (каолинитовых) пород, содержащих повышенное количество глинозема. Преобладают породы светло-серых тонов. Органические остатки отсутствуют. Количество грубообломочного материала уменьшается, а роль высокоглиноземистых пород растет по мере удаления от области сноса. Мощность ф. достигает ста метров, для нее характерна резкая фациальная изменчивость. Накоплению ф.

* См. также разделы «Платформенные формации» и «Литогенетические формации».

предшествовал пенеплен, обозначающий тектоническую паузу, во время которой образовалась кора химического выветривания. Следовательно, К.-п. ф. еще теснее, чем кварцево-песчаная, связана с переотложением продуктов химического выветривания. Ф. накапливалась на прибрежной аллювиальной равнине, периодически затапливающейся умеренно теплым морем. С ней связаны каолинитовые глины, бокситы, а криптозойские каолинито-песчаные ф. перспективны на золото [Малич, 1975].

Ф. НЕРАСЧЛЕНЕННЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ.— Ф., выделенная на Анабарском и Алданском щитах Сибирской платформы, где они сформировались на архейских образованиях. Состав их зависит от состава пород субстрата. Мощность от 1—2 до 40 м. Они образовались в заключительную стадию тектонического цикла в условиях пенеплена [Малич, 1975].

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЯ «ОКЕАНСКАЯ ОСАДОЧНАЯ ФОРМАЦИЯ»

ОКЕАНСКАЯ ОСАДОЧНАЯ ФОРМАЦИЯ.— Естественная ассоциация парагенетически связанных между собой осадков и осадочных пород, образовавшихся в определенных крупных тектонических (и седиментационных) областях океанов в условиях мало изменявшейся в течение продолжительного времени физико-географической обстановки.

Время накопления одной ф. в разных частях океанов может варьировать в интервале от геологического периода или его части до эры (а в некоторых случаях и несколько больше) [Безруков, 1974. Близк. опред.: Безруков, Мурдмаа, 1971].

— Эмпирически выделяющиеся пространственно ограниченные осадочные тела, состоящие из парагенетически связанных между собой горных пород [Мурдмаа, 1979б].

— Эмпирически выделяющиеся, объективно существующие геологические тела, относительно однородные литологически и четко отличающиеся от соседних по комплексу признаков [Безруков, 1979].

Примеч.: 1. Придерживаясь парагенетического принципа выделения ф., наиболее полно разработанного Н. С. Шатским и Н. П. Херасковым, мы рассматриваем процедуру выделения как начальный этап исследования, за которым должны следовать изучение литологии и генезиса горных пород, их фациально-генетический анализ, выяснение причин возникновения закономерных (а не случайных) ассоциаций пород и их смены другими ф., а в конечном счете — историко-геологическая и тектоническая интерпретация формационных рядов [Мурдмаа, 1979б].

2. До проведения в разных областях океанов опорного бурения через всю осадочную толщу (до кровли подстилающих базальтов или «второго» геофизического слоя) возможности для подробной характеристики океанских ф. были более ограниченные, чем для ф. суши. Но океанологические материалы обладают и некоторыми преимуществами. Они позволяют с большой полнотой связать состав осадков с ныне действующими факторами и процессами их накопления [Безруков, Мурдмаа, 1971].

3. Отдельные О. о. ф. захватывают несколько смежных климатических зон. Наиболее ярким примером служит карбонатная пелагическая ф., распространение которой на обширных пространствах дна в большой степени контролируется абсолютной глубиной (т. е. в конечном итоге — тектоникой), нежели климатическими факторами. То же относится и к ф. красных марганценосных глин [Безруков, 1970].

4. Если проводить выделение геоформаций по сумме генетических признаков, то наиболее логичным будет отождествление геоформаций (в данном случае можно говорить о геогенерациях) с одним или несколькими макрофациальными комплексами при условии, что последние выражены не только на площади, но и в разрезах. Мощности отложений, олицетворяющих тот или иной литолого-фациальный комплекс, по-видимому, не играют принципиальной роли. В боль-

шинстве случаев они достигают на эпирифтовых окраинах десятков, в редких случаях первых сотен метров, так как любой из комплексов обычно представлен несколькими пластами или горизонтами, в которых отразилась как латеральная миграция отдельных фациальных обстановок, так и некрупные региональные геологические события: похолодание или потепление климата, отступание или наступание моря, тектоническая активизация в данной или соседней области и т. д. [Конюхов, 1980].

КЛАССИФИКАЦИИ ОКЕАНСКИХ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

П. Л. БЕЗРУКОВ, И. О. МУРДМАА [1971]

Классы осадочных формаций Мирового океана выделяются по тектоническим признакам:

1) формации эпиконтинентальные платформенные (материковых шельфов и склонов),

2) формации приконтинентальные (подножий материковых склонов и окраинных частей глубоких океанских котловин), вне пределов современных геосинклинальных поясов;

3) формации талассократонов (котловин, хребтов и валов ложа океанов),

4) формации системы срединноокеанских хребтов,

5) формации кайнозойских геосинклинальных систем (котловин, островных дуг, глубоководных океанских желобов).

Примеч.: 1. Все эти классы ф. могут образоваться в любых климатических зонах Земли. Но, поскольку осадкообразование в океанах подчинено климатической зональности, в разных зонах, в высоких и низких широтах, где процессы литогенеза имеют свои особенности, они находят различное конкретное выражение в литологических типах осадков и их сочетаниях [Безруков, Мурдмаа, 1971].

2. В более ранней работе один из авторов [Мурдмаа, 1968] выделил шесть основных фациальных областей, размещение которых контролируется крупнейшими структурными элементами переходной зоны:

I. Материковая суша (континентальные фации).

II. Шельф и материковый склон (приматериковые или эпиконтинентальные морские фации).

III. Котловина краевого моря (морские субокеанические фации).

IV. Островная дуга (морские и наземные вулканические и вулканогенно-осадочные фации).

V. Глубоководный океанический желоб (ультраабиссальные океанические фации).

VI. Краевая часть ложа океана (периферические океанические фации) [Мурдмаа, 1968].

П. Л. БЕЗРУКОВ [1974]

Классификация осадочных формаций дна Индийского океана.

Класс эпиконтинентальных формаций.

Класс приконтинентальных формаций:

а) терригенные ф.,

б) карбонатно-терригенные ф.

Класс формаций кайнозойской геосинклинальной системы:

а) ф. геосинклинальных желобов,

б) ф. геоантиклиналей,

в) ф. геосинклинальных котловин.

Класс пелагических формаций талассогенов:
а) карбонатные ф.,
б) кремнисто-глинистые ф.,
в) глинистые.
Класс формаций срединноокеанских хребтов:
а) карбонатные ф.,
б) вулкано-эдафогенные ф.

Н. Н. ЛАПИНА, Н. Н. КУЛИКОВ, Ю. П. СЕМЕНОВ [1974]

КЛАССИФИКАЦИЯ СОВРЕМЕННЫХ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ Северного Ледовитого океана проведена в связи с составлением схематической карты масштаба 1 : 25 000 000 (табл. 21).

Таблица 21

Основные характеристики современных осадочных формаций Северного Ледовитого океана
(по Н. Н. Лапиной, Н. Н. Куликову, Ю. П. Семенову с упрощением, 1974)

Класс формаций		Формация	Местоположение	Тип земной коры
I. Эпиконтинентальный		Терригенная	Шельф и верхняя часть континентального склона	Континентальная
II. Приконтинентальный		Терригенная и терригенно-глинистая	Подножие континентального склона и окраинные части глубоких океанических котловин	Переходного типа
III. Субпелагический	Котловин	Терригенно-глинистая	Котловины: Амундсена, Нансена, Макарова, Канадская, Толля, Подводников	Океаническая, местами субокеаническая
	Хребтов	Терригенная, на отдельных участках слабокарбонатная	Хребты Ломоносова, Менделеева, поднятия Альфа	Субконтинентальная
IV. Срединно-океанических хребтов		Терригенная, возможно местами вулканогенно-терригенная (?)	Хр. Гаккеля	Субокеаническая

А. И. КОНЮХОВ [1977]

КЛАССИФИКАЦИЯ ГЕОФОРМАЦИЙ рифтогенных материковых окраин дана по стадиям их развития. Для каждой фазы развития

океана (и, соответственно, материковой окраины в нем) характерен свой ряд геоформаций, которые редко встречаются на других стадиях. Для рифтогенных окраин можно выделить четыре таких этапа. На первом, рифтовом, распространены молассоидные обломочные, соленосные (в аридных зонах) и угленосные (в гумидных) отложения [Хаин, 1973а]. На стадии полуобособленных океанических впадин развиты терригенно-карбонатные доманикитовые, карбонатные и пестроцветные глинистые геоформации в экваториальных зонах океана, а также терригенные обломочные и глинистые толщи, обогащенные гумусовым седикахитом — в умеренных и высоких широтах. На третьей стадии — молодого океана, появлялись своеобразные хемогенные глинистые фосфоритоносные геоформации, а также серии терригенно-карбонатных осадков, обогащенных кремнистым веществом. Наконец, на четвертой стадии — зрелого океана, происходило накопление широкого спектра осадков, в том числе весьма своеобразных, до того не встречавшихся на рифтогенных окраинах материков: контурных и турбидитово-контурных терригенных отложений, а также глинисто-кремнистых толщ, содержащих фосфориты, углеродистые сланцы и глауконититы.

Ю. А. БОГДАНОВ, М. А. ЛЕВИТАН, А. П. ЛИСИЦЫН [1978]

КЛАССИФИКАЦИЯ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ ЛОЖА ОКЕАНА произведена в соответствии с типом морфоструктур, которые в свою очередь связаны с тектоническим развитием и особенностями эволюции океанской среды:

1. Формации глубоководных котловин: пелагическая карбонатная, пелагическая глинистая (включая глинисто-цеолитовую субформацию), терригенная глинистая (в качестве разновидности — ф. черных глин), кремнистая, кремнисто-глинистая и кремнисто-карбонатная. Наиболее широко распространены пелагическая карбонатная и пелагическая глинистая.

2. Формации глыбовых хребтов и массивов:

а) формации микроконтинентов — рифовая, мелководная обломочно-карбонатная, терригенная обломочная или вулканокластическая (базальтового состава), карбонатная пелагическая,

б) формации вулканических хребтов и массивов — грубообломочная туфовая, вулкано-терригенная, вулканогенная турбидитная, рифовая, вулканогенно-карбонатная турбидитная, пелагическая карбонатная.

3. Формации осадочного чехла срединноокеанических хребтов: карбонатная (карбонатно-турбидитная), тектоно-вулканокластическая, эксгаляционно-глинистая, реже терригенно-обломочная, терригенно-глинистая, кремнисто-карбонатная и терригенно-кремнистая, пелагическая мергельно-глинистая.

Л. Э. ЛЕВИН [1979]

КЛАССИФИКАЦИЯ Ф. произведена в связи с составлением схемы формационного состава вулканогенно-осадочной толщи окраинных и внутренних морей Мира. Выделены следующие ф.: глубоководная терригенно-кремнистая, глубоководная карбонатная, мелководно-морская карбонатная, эвапоритовая, мелководно-морская терригенная, грубообломочная.

И. О. МУРДМАА [1979а]

КЛАССИФИКАЦИЯ СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНСКИХ ФАЦИЙ произведена в соответствии с классификацией крупных морфоструктурных элементов океанских бассейнов. Выделены следующие единицы:

I. Приконтинентальные фации:
   1. Фации океанских шельфов.
   2. Фации континентальных склонов.
   3. Фации континентальных подножий.
   4. Фации плоских абиссальных равнин.

II. Пелагические фации:
   1. Абиссальные пелагические фации океанских котловин в условиях низкой биопродукции.
   2. Абиссальные пелагические фации поясов кремненакопления.
   3. Пелагические фации областей с глубинами меньше критической глубины карбонатонакопления.

III. Фации окраинно-океанских геосинклинальных поясов Тихоокеанского типа:
   1. Субокеанские фации геосинклинальных котловин окраинных морей.
   2. Фации горных сооружений островных дуг.
   3. Фации глубоководных желобов.

IV. Фации внутриокеанских подвижных поясов и зон разломов:
   1. Фации, связанные с глубоководным базальтовым вулканизмом.
   2. Пелагические фации областей влияния подводных эксгаляций.
   3. Фации с эдафогенным материалом.

Примеч.: В вопросе о физическом объеме фации автор, следуя Е. В. Шанцеру [1966], Г. Ф. Крашенинникову [1971] и ряду других исследователей, придерживается такой точки зрения — в зависимости от масштаба и задач исследования могут выделяться фациальные единицы самого различного размера и что выработка априорных, жестко фиксированных универсальных классификаций их на практике мало перспективна. Для удобства изложения материала все же целесообразно различить фациальные единицы разного порядка, которые можно грубо сопоставить с формальными масштабами исследования (съемки). Схема таких единиц приведена в табл. 22. Фациальные единицы любого масштаба должны выделяться по комплексу признаков, включая: литологические типы осадков; структурно-текстурные их особенности, указывающие на механизм осаждения; генетические типы отложений; аутигенные минералы и цвет осадка как индикаторы физико-химических параметров среды осаждения и диагенеза;

Таблица 22

Ранги фациальных единиц в океане
[Мурдмаа, 1979а]

Единица	Примерная протяженность, км		Масштаб изображения на карте
	вдоль	поперек	
Мегафация	Более 10 000	1000—10 000	Мельче 1 : 10 000 000
Макрофация	100—1000	10—100	1 : 1 000 000
Мезофация	10—100	1—10	1 : 100 000
Микрофация	0,1—1	0,01—0,1	Крупнее 1 : 10 000

геохимические параметры; характерные включения и примеси; комплексы аллотигенных минералов; фаунистические остатки и следы жизнедеятельности донных организмов. С другой стороны, при фациальном районировании океана учитываются физико-географические и океанологические данные: рельеф дна, глубина, питающие водосборные площади, системы циркуляции вод, биологическая продуктивность и т. д. [Мурдмаа, 1979а].

И. О. МУРДМАА [1979б]

КЛАССИФИКАЦИЯ ФОРМАЦИЙ проведена для северо-западной части Атлантического океана.

Н. В. ЛОГВИНЕНКО [1980]

В КЛАССИФИКАЦИОННОЙ СХЕМЕ ф. современных осадков выделяются по физико-географическому (ландшафтно-климатическому) признаку и вещественному составу одновременно. Геотектонический фактор также находит отражение. Так, например, ф. абиссальных равнин ложа океана (карбонатные, кремнистые, терригенно-аутигенные красной глубоководной глины) и возвышенностей ложа океана (карбонатные) являются платформенными, а ф. глубоководных желобов и окраинных морей — геосинклинальными. К последним близки ф. рифтовых долин срединноокеанических хребтов океана, хотя они обладают рядом специфических особенностей.

В новой классификации выделяются четыре систематические единицы одновременно в двух аспектах — генетическом и фациальном (и формационном):

I. Генетические комплексы, соответствующие ф. и представляющие собой отложения крупных геоморфологических элементов дна морей и океанов (шельфы, материковые склоны, ложе океана) или их достаточно значительных и индивидуализированных частей. Осадки отлагаются в результате действия многих факторов (прибойный поток, волны, течения, деятельность организмов и др.).

II. Генетические группы соответствуют субформациям или группам макрофаций и являются отложением более мелких геоморфологических единиц подводного рельефа (литораль, мелководный шельф, глубоководный шельф и т. п.). Осадки образуются в результате деятельности ограниченного количества факторов. Так, например, в зоне литорали это приливо-отливные течения и прибойный поток, в зоне мелководья это течения и волны в сочетании с деятельностью организмов.

III. Генетические типы соответствуют макрофациям в общепринятом понимании. Отложение осадков происходит в пределах еще более мелких геоморфологических элементов подводного рельефа (пляж, подводный береговой склон, дно каньонов и т. п.), в результате действия одного или двух факторов (на пляже — действие прибойного потока, на подводном береговом склоне — волн и течений, в каньонах — течений и мутьевых потоков).

IV. Генетический подтип (или род) соответствует фации. Осадки образуются в пределах небольших участков дна или береговой зоны в результате действия одного какого-либо фактора или даже изменения интенсивности этого фактора. Так, например, фации скал, камней и каменистых бенчей, галечниковых и песчаных пляжей образуются в пределах береговой зоны с активной и ослабленной динамикой вод, т. е. действует один фактор — прибой, но интенсивность его разная. В этом отношении исключение представляют абиссальные равнины ложа океана, где осадки одной и той же фации могут занимать огромные пространства (красная глубоководная глина и др.).

Сообщества фаций объединяют в ф. Осадочные ф. представляют собой генетические сообщества фаций или пород, более или менее устойчивые во времени и пространстве [Логвиненко, 1974].

В. Т. ФРОЛОВ [1980]

КЛАССИФИКАЦИЮ ФОРМАЦИЙ, образующихся в океанической обстановке — см. табл. 13.

А. И. КОНЮХОВ [1980]

КЛАССИФИКАЦИЯ ГЕОФОРМАЦИЙ проведена для современных материковых окраин.

ТИПЫ ОКЕАНСКИХ ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ

ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ.— Ф., образующиеся на погруженных под уровень океана окраинах континентальных платформ, включая шельфы и материковые склоны, в основном на коре континентального типа [Безруков, Мурдмаа, 1971].

Примеч.: 1. Вероятно, в этот класс нецелесообразно включать ф. шельфов и подводных склонов у подножий кайнозойских горных систем типа Анд и Кордильер. По тектоническому положению и условиям образования они стоят ближе к классу геосинклинальных ф. Эпиконтинентальные платформенные ф. представлены сочетанием терригенных и карбонатных осадков со всеми переходами между ними. Отложения эти отличаются пестротой литологических типов. Наиболее характерны бентогенные (ракушечные, детритовые, кораллово-водорослевые и др.) и обломочно-глинистые терригенные осадки.

Ф. с преобладанием терригенной составляющей доминирует на континентальных шельфах в экваториальной гумидной зоне, где модуль терригенного стока очень высок. Примером может служить ассоциация преимущественно терригенных (или слабо карбонатных) осадков южной части Южно-Китайского моря [Безруков, Мурдмаа, 1977].

2. Можно выделить три самостоятельных литолого-фациальных комплекса (геогенерации) в пределах окраин кратонов: 1) лагунно-эстуарно-прибрежношельфовый, который распадается на ряд более мелких подразделений (отвечают отложениям береговых баров, аллювиальных равнин, приливно-отливной зоны, пляжевой линии и сублиторали), 2) шельфово-склоновый, включающий отложения внешней части шельфа и верхней половины склона, и 3) глубоководный, нижнего половины склона и подножия, иначе подводно-дельтовый-абиссально-аллювиальный комплекс, если рассматривать в качестве аллювия в пределах абиссали отложения придонных, прежде всего контурных течений.

Выделенные геогенерации можно проследить через широтные климатические зоны где они представлены различными по составу геоформациями. В умеренном гумидном поясе — это преимущественно терригенные комплексы отложений. Здесь между эстуарно-лагунно-прибрежношельфовым и глубоководным комплексами по профилю через окраину расположен терригенный песчано-алевритовый с глауконитом комплекс шельфово-склоновых отложений, содержащих следы перемыва, перемешивания и оползания. В аридном поясе лагунно-прибрежношельфовая геогенерация представлена терригенно-эвапоритово-карбонатным комплексом отложений (геоформацией), включающим горизонты высокоуглеродистых сапропелевых осадков. Шельфово-склоновая геогенерация образована карбонатными, кокколитофоридово-фораминиферовыми отложениями, а в качестве глубоководной выступает, по-видимому (данные на этот счет весьма отрывочны), карбонатно-терригенная абиссально-аллювиальная геоформация. В гумидном тропическом поясе современные окраины кратонов по существу отсутствуют, поэтому охарактеризовать их с целью возможных палеореконструкций не представляется возможным. Отсутствуют окраины этого типа и в зонах апвеллинга. С несколько большей определенностью можно судить о характере геоформаций в ледовом климатическом поясе. Находящаяся в приконтинентальной части зоны перехода геоформация обычно представлена маломощным комплексом неотсортированных грубообломочных образований либо выпадает из геоформационного ряда, если ледники покрывают береговую зону и продолжаются далеко в море. Геоформация эта сложена реликтовыми или современными моренами, в той или иной степени переработанными морем. Моренные отложения и (или) осадки ледового разноса формируют шельфово-склоновую геогенерацию. Глубоководное же звено в этом формационном ряду представлено толщей терригенно-диатомовых отложений, где в качестве основного материала находятся грубо- и крупнозернистые остаточные образования (тонкие частицы вынесены течениями), турбидиты и айсберговые отложения. Роль диатомовых компонентов возрастает в направлении абиссали. В состав геоформации могут входить также пласты железо-марганцевых конкреций, нередко образующихся в зоне действия активных придонных течений [Конюхов, 1980].

ШЕЛЬФОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Закономерное сочетание морских, береговых и континентальных отложений в ритмически построенных толщах, образованных в условиях пульсационного режима тектонических движений на материковой ступени в границах распространения шельфовых морей. Эта формулировка приложима ко всем ф., развитым в пределах современного и древнего шельфа.

В ней намечены главные и необходимые для выделения шельфовых ф. черты [Суздальский, 1973].

Примеч.: 1. Первая необходимая черта Ш. ф. — приуроченность к ранее выработанной поверхности материковой ступени. С внешней стороны она ограничивается перегибом к материковому склону, очертания которого на протяжении позднего кайнозоя безусловно претерпели изменения. Внутренняя граница еще более непостоянна и местами располагается на значительном удалении к югу от современной береговой линии. Таким образом, область развития Ш. ф. отнюдь не совпадает с акваториями современных шельфовых морей. Она включает обширные пространства палеошельфа, площадь которых в бассейне Северного Ледовитого океана по предварительным подсчетам достигает 3 млн. км^2. Постоянно и значительно менявшееся очертание области развития Ш. ф. объясняется многократными миграциями береговых линий палеобассейна. С этим явлением прямо связана другая характернейшая черта Ш. ф. — их ритмическое строение, обусловленное сменой режимов геологических процессов не только по площади, но и на различных высотных уровнях.

Каждый из режимов, включающий трансгрессивный и регрессивный этапы, запечатлен в разрезе ф. в виде горизонта. Изменение уровней, на которых протекали геологические процессы, отвечают не только трансгрессивному и регрессивному этапам внутри ритмов, но и различным ритмам. Именно в результате постоянно сохранявшейся тенденции общего повышения уровня седиментации от ритма к ритму Ш. ф. в позднекайнозойских толщах представлены несколькими ритмами. В большинстве случаев ритмы разделены перерывами в осадконакоплении, свидетельствующими о смене морского режима седиментации (трансгрессивные этапы) этапами континентального развития.

Третья характерная черта ф. заключается в гетерогенности слагающих ее осадков, образующих парагенетически связанные сочетания различных типов отложений морского, берегового и континентального происхождения. Столь разнородный генетический состав объясняется не только изменчивостью обстановок на протяжении становления ф., но и нормальным замещением осадков береговой зоны морскими и вновь береговыми в седиментационной части ритмов. В латеральном направлении морские отложения сменяются береговыми, а в регрессивные этапы и континентальными, которые формируются вслед за отступанием морского бассейна. От границы максимального распространения трансгрессии значение континентальных отложений постепенно снижается, а морских возрастает. В этом же направлении все резче проявляются перерывы в осадконакоплении, разделяющие ритмы; но далее, где-то в области современных шельфовых морей, перерывы вновь затушевываются.

Переходя к вопросу о таксономическом положении Ш. ф. и Ш. ф. арктической области, следует подчеркнуть образование последней в условиях подавленного хемогенного и органогенного осадкообразования. Слагающие ф. отложения почти целиком состоят из терригенных компонентов и, в отличие от Ш. ф. других природных зон, эта ф. может быть названа терригенной. Она представлена преимущественно песчано-алевритовым материалом, а также грубообломочными отложениями и существенно глинистыми отложениями. Аутигенное глинообразование не сказалось сколько-нибудь заметно на составе глин, участвующих в отложениях терригенной ф. Таким образом, в зоне трансгрессии Северного Ледовитого океана, охватывающей шельф и палеошельф, развита шельфовая терригенная ф. Арктики. Наряду с другими шельфовыми терригенными ф. она входит в тип шельфовых терригенных ф. К более высокому рангу принадлежит группа Ш. ф., включающая несколько типов: вулканогенно-терригенный, терригенный, терригенно-кремнистый и терригенно-карбонатный.

Наиболее сложен, пожалуй, вопрос о соотношении группы Ш. ф. с континентальными, паралическими (береговыми) и морскими, которые можно отнести к рангу объединений ф. Поскольку три последние в той или иной степени участвуют в Ш. ф., они должны быть отнесены к менее высокому рангу классификации. Наконец, пользуясь классификацией Н. М. Страхова, Ш. ф. должны быть отнесены к эпейрогенному типу. Правда, в некоторых горных районах Арктики морские отложения Ш. ф. встречаются на высотах до 300—400 м, т. е.

заметно превышающих максимальный уровень их залегания на низменностях (обычно до 200 м). Но это является результатом последующих воздыманий, и можно полагать, что Ш. ф. не присущи орогенным областям.

Изложенные соображения отражены на общей схеме, которая, в связи с неразработанностью классификации осадочных ф., должна рассматриваться как один из возможных вариантов [Суздальский, 1973] — см. схему:

2. Ш. ф. характеризуется часто небольшими мощностями (десятки или немногие сотни метров), поскольку шельфы, в первую очередь открытые океанские, представляют области не столько аккумуляции, сколько транзита поступающего с суши осадочного материала. Мощности резко возрастают в отдельных впадинах шельфов и близ устьев крупных рек [Безруков, Мурдмаа, 1971].

КАРБОНАТНАЯ ШЕЛЬФОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Приконтинентальная ф. аридных зон, где отсутствует речное питание терригенным материалом (например, северные шельфы Австралии) и характерно преобладание карбонатных осадков. Частным примером К. ш. ф. является рифовая ф. (или субформация), образующая Большой Барьерный риф и менее крупные рифы на Сахульском шельфе, у побережий Аравии и Восточной Африки [Безруков, Мурдмаа, 1971].

ТЕРРИГЕННАЯ АЙСБЕРГОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Своеобразный тип эпиконтинентальных платформенных ф., образующийся в ледовой зоне океана. Пример: шельф Антарктиды [Лисицын, 1963 г. из: Безруков, Мурдмаа, 1971].

Примеч.: Континентальные склоны в их верхней части не являются областями устойчивой аккумуляции. Современные осадки здесь обычно залегают крайне неравномерно, чередуются с участками «неотложения». Крутые уступы континентальных склонов представляют собой одну из наиболее резко выраженных и протяженных зон прерывистости современного осадконакопления в океанах. В целом строение осадочной толщи в пределах континентальных склонов исключительно сложное, но выделение самостоятельного класса ф. склонов сейчас вряд ли возможно [Безруков, Мурдмаа, 1971].

ПРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ФОРМАЦИИ.— Класс ф., широко распространенный по периферии всех океанов [Безруков, Мурдмаа, 1971].

Примеч.: 1. Необходимость выделения П. ф. в особый класс диктуется тем обстоятельством, что они не могут быть отнесены с полным основанием ни к одному из других классов ф. и в то же время выражены достаточно отчетливо, будучи широко распространенные по периферии всех океанов. От эпиконтинентальных ф. они отличаются не только повышенными мощностями и более низким гипсометрическим положением, но и залеганием на земной коре океанского типа, от геосинклинальных — отсутствием вулканогенного материала (или сравнительно низким его содержанием), а также распространением во многих районах заведомо вне пределов тех подвижных поясов, которые уверенно можно называть современными геосинклиналями. В то же время они существенно отличаются как по тектоническому положению (близость к континентам), так и по составу от типичных ф. талассократонов, в основном пелагических [Безруков, Мурдмаа, 1971].

2. Рассматриваемые глубоководные ф., аналоги которых развиты в окраинных частях всех океанов, мы пока условно называем приконтинентальными за отсутствием разработанной классификации тектонических структур континентальных подножий. Некоторые ученые (например, Mitchell, Reading, 1969 г.) считают, что они соответствуют многеосинклиналям, но по первоначальному определению Штилле (Stille, 1940 г.) этот термин относится к внешней зоне геосинклинальных систем (ортогеосинклиналей), расположенной между эвгеосинклиналью и платформой. Ф. же данного класса во многих районах океанов, например против побережий Африки, распространены вообще вне пределов тех подвижных поясов, которые уверенно можно считать современными геосинклиналями [Безруков, 1974].

КАРБОНАТНО-ТЕРРИГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ, СУЩЕСТВЕННО ТУРБИДИТНАЯ.— Наиболее характерный формационный тип класса приконтинентальных ф. в пределах абиссальных аккумулятивных равнин Аравийского моря и Бенгальского залива Индийского океана. Она развита на глубинах от 2,5 до 5—5,5 км и в основном представляет собой конусы выноса великих рек Инда и Ганга. Эта ф. в верхней части сложена слоистой толщей терригенных темно-серых и зеленовато-серых глинистых, обломочно-глинистых и обломочных осадков, чередующихся с мергелистыми и известковыми фораминиферовыми илами. Отчетливо видны признаки деятельности мутьевых (суспензионных) потоков.

Описываемая ф. представляет собой осадочное тело, ограниченное, с одной стороны, континентальным склоном, с другой—пелагическим краем абиссальных равнин, довольно отчетливо выраженным геоморфологически. Ф. как бы «наползает» на холмистую (вулканическую) поверхность индоокеанского талассократона. Она залегает в виде пологого шлейфа, вероятно, непосредственно на «базальтовом» слое земной коры, у подножия континентов значительно прогнутом, и имеет ровную, полого наклоненную поверхность, рассеченную долинами мутьевых потоков [Безруков, Мурдмаа, 1971. Близк. опред.: Безруков, 1974].

Примеч.: Терригенные отложения приконтинентальных ф. образовались в результате приноса обломочного и глинистого материала со стороны континентального склона не только мутьевыми потоками (турбидиты), но также мед-

ленными поверхностными и глубинными течениями. Пока не выяснено, присутствуют ли среди этих отложений в Индийском океане осадки геострофических «контурных» течений, распространявшихся параллельно изобатам (вдоль подножия континентального склона), аналогичные описанным в Северной Атлантике (Heezen et al ..., 1966 г.). Для подобных осадочных образований в отличие от толщ турбидитов Б. Хейзеном и С. Холлистером недавно предложено название «контуриты» (Heezen, Hollister, 1971 г.). Другие исследователи считают, что они не имеют существенного значения [Безруков, 1974].

КРЕМНИСТО-ТЕРРИГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., состоящая из чередования алевритовых, глинистых и диатомовых илов. Предполагаемое по сейсмическим данным (I. Ewing a. oth., 1968 г.) наличие в ней прослоев турбидитов литологическими материалами, пока не подтверждено. Она залегает в южной части Индийского океана на абиссальной аккумулятивной равнине у подножия континентального склона Антарктиды [Безруков, Мурдмаа, 1971].

ТЕРРИГЕННАЯ ИЛИ ТУФФИТО-КРЕМНИСТО-ТЕРРИГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., которую можно условно отнести к классу приконтинентальных глубоководных ф., распространена по внешнюю сторону глубоководных желобов в окраинной части Тихоокеанского талассократона. В составе этой ф. доминируют терригенные глинистые осадки, в северной части океана с прослоями слабо кремнистых диатомовых илов, причем мощности осадочной толщи, по сейсмическим данным, здесь достигают нескольких сотен метров, т. е. значительно превышают мощности ф. типичных пелагических глин талассократона, в которые они латерально переходят. В строении описываемой ф. также присутствуют прослои турбидитов, более обильные близ подножия континентального склона Северной Америки, где они не только встречены в колонках, но прослеживаются и на сейсмических профилях. Против Канады на этих профилях местами отчетливо видны не выраженные в рельефе глубокие прогибы, заполненные мощной (до 1,5 км) турбидитной толщей; возможно, это ныне погребенная геосинклинальная ф. (I. Ewing a. oth., 1968 г.). В описываемой ф. присутствует, кроме того, рассеянный вулканокластический материал, нередко образующий также тонкие прослои [Безруков, Мурдмаа, 1971].

Примеч.: К приконтинентальной ф. относятся осадки подножия материкового склона и окраинная часть глубоководных океанских котловин. Эта ф. расположена преимущественно на коре переходного типа. Гипсометрически она располагается ниже эпиконтинентальной ф., а в пределах Северного Ледовитого океана, как правило, не опускается глубже 3 км. Ф. терригенная, алеврито-глинистая, местами глинистая, с включением крупнообломочного материала ледового разноса. Мощность осадков у подножия склона увеличенная. Характерным является наличие турбидитов и оползневой текстуры [Лапина и др., 1974].

ФОРМАЦИИ ТАЛАССОГЕНОВ (ТАЛАССОКРАТОНОВ)

Формации океанских котловин

ФОРМАЦИЯ ПЕЛАГИЧЕСКИХ ГЛИН (КРАСНЫХ ГЛУБОКОВОДНЫХ ГЛИН).— Ф., развитая главным образом в пределах

аридных зон океанов, на глубинах 4700—6000 м, но захватывающая и смежные части гумидных зон. Это маломощная (по сейсмическим данным, как правило, менее 100 м) толща глубоко окисленных бескарбонатных глинистых, цеолитово-глинистых и цеолитовых осадков, нередко чередующихся с палагонитовыми туфами — продуктами подводного базальтового вулканизма. Скорость отложения пелагических глин обычно не превышает 1—2 мм в 1000 лет. В областях развития этой ф. в условиях расчлененного рельефа дна особенно обильны обнажения осадков неогена и палеогена, а также вулканических пород, выходящих на многочисленных абиссальных холмах, а иногда и между ними. Это определяет прерывистость, возрастную и фациальную изменчивость осадков на поверхности дна и обилие внутриформационных перерывов в толще осадков. К этой Ф. приурочены наиболее крупные скопления железо-марганцевых конкреций, а сами красные глины отличаются повышенным содержанием Fe (более 5 %) и Mn (в среднем более 0,5 %) [Безруков, Мурдмаа, 1971. Близк. опред.: Безруков, 1974].

Син.: глинистая ф. талассогенов [Безруков, 1974], ф. эвпелагических или «красных» глин [Безруков, Мурдмаа, 1971].

КРЕМНИСТО-ГЛИНИСТАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., представляющая собой сочетание кремнисто-глинистых (диатомово-радиоляриевых) и глинистых осадков и распространенная в экваториальном поясе подъема глубинных вод и высокой биологической продуктивности на глубине более 5000 м. В экваториальной зоне Тихого океана, по сейсмическим данным (I. Ewing a. oth., 1968 г.), мощность ее достигает 400—600 м [Безруков, Мурдмаа, 1971; Близк. опред.: Безруков, 1974].

Син.: глинисто-кремнистая пелагическая формация [Безруков, 1974].

Примеч.: 1. Там, где глубина котловин несколько меньше критической (т. е. порядка 3,5—4,5 км), распространены кремнисто-карбонатные и глинисто-карбонатные (кокколитово-фораминиферовые) биогенные осадки. Вопрос о том, следует ли выделить здесь особую кремнисто-карбонатную ф. или рассматривать кремнисто-карбонатные осадки котловин в качестве одной из составляющих единой кремнисто-карбонатно-глинистой ф., останется открытым до тех пор, пока не удастся изучить полные разрезы осадочной толщи в буровых скважинах [Безруков, Мурдмаа, 1971].

2. Кайнозойские пелагические ф. котловин талассократонов распространены на коре океанского типа, ассоциируются с базальтовой ф. ложа океанов и залегают либо непосредственно на базальтах, либо отделяясь от них, как это показало бурение в Тихом океане, карбонатными или твердыми кремнистыми породами (McManus, Burns, 1969 г.).

Для образования описываемых Ф. необходимы пелагические условия осадконакопления, т. е. ничтожное поступление терригенного материала, а также относительно спокойный тектонический режим, последовавший непосредственно или через некоторый промежуток времени за этапом интенсивной вулканической деятельности, когда формировалась базальтовая кора [Безруков, Мурдмаа, 1971].

КАРБОНАТНАЯ ПЕЛАГИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., сложенная толщей кокколитово-фораминиферовых осадков разного гранулометрического состава — от песчаных до пелитовых. Она покрывает вершины и склоны многих хребтов и поднятий в центральных частях океанов на глубине от 1000 до 5000 м, прерываясь на крутых участках склонов выступами вулканических пород.

В большинстве случаев ф. залегает, по-видимому, непосредственно на базальтовом фундаменте. В отдельных районах по периферии океанов, например в Бенгальском заливе, в районе северного окончания Восточно-Индийского подводного хребта можно предполагать налегание этой ф. на приконтинентальную карбонатно-терригенную турбидитную (M. Ewing a. oth., 1969 г.). В районе Сейшельских островов пелагическая карбонатная кокколитово-фораминиферовая ф. залегает на отдельном массиве (микроконтинент), сложенном докембрийскими гранитами. Мощности К. п. ф. подводных хребтов и поднятий, по сейсмическим данным, сильно колеблются, максимально достигая около 1 км, причем они, как правило, больше мощностей смежных глинистых ф. котловин. Это явление пелагической «инверсии мощностей» (увеличение мощностей при переходе от впадин к поднятиям, а не наоборот) обусловлено растворением карбоната кальция в агрессивных глубинных водах ниже критической глубины карбонатонакопления.

Положение описываемой ф. вполне определенно: нижней гипсометрической границей ее служит критическая глубина карбонатонакопления (чаще всего 4,5—4,7 км). Ниже этой глубины карбонатная ф. сменяется глинистой или глинисто-кремнистой пелагическими ф., а ближе к окраинам океана местами приконтинентальной терригенной ф. [Безруков, Мурдмаа, 1971. Близк. опред.: Безруков, 1974].

РИФОВАЯ КОРАЛЛОВО-ВОДОРОСЛЕВАЯ ФОРМАЦИЯ (ИЛИ СУБФОРМАЦИЯ).— Ф., широко развитая на поднятиях в пределах талассократонов. Она залегает в виде тел значительной мощности при небольших площадях их распространения на вершинах погруженных вулканов или вулканических хребтов, образуя коралловые атоллы и архипелаги (острова Маршалловы, Гилберта, Туамоту и многие другие в Тихом океане; Лаккодивские, Мальдивские, Кокосовые и другие — в Индийском). Кроме того, она слагает барьерные рифы вокруг гористых островов (Таити, Маркизских, Сейшельских и многих других). По данным бурения, на нескольких коралловых островах Тихого океана мощность Р. ф. на погруженных вершинах древних вулканов иногда достигает 1 км и более (на атолле Эниветок около — 1,4 км) (Менард, 1966 г.). Кроме собственно рифовых кораллово-водорослевых известняков в состав Р. ф. входят биогенно-обломочные (детритовые) осадки, включая лагунные фации, а также фации островных склонов, где кораллово-водорослевый детрит распространяется до глубин 2,5—3 км, сменяясь ниже фораминиферовыми и кокколито-

во-фораминиферовыми илами. Рифовая кораллово-водорослевая ф. талассократонов — это характерный пример образования мелководной ф. внутри обширных глубоководных областей, причем скорости седиментации в пределах рифов на 2—3 порядка выше, чем на дне соседних котловин. Для накопления этой ф. необходимо постепенное погружение вулканического цоколя, компенсируемое ростом рифов. Образование рифовых известняков на различных хребтах и поднятиях талассократонов началось в разное время, например в районе атолла Эниветок — в эоцене, на гайотах в Срединно-Тихоокеанских горах (горах Маркус—Неккер) — в раннем мелу (Hamilton, 1956 г.), но позднее с погружением гайотов оно прекратилось. С Р. к.-в. ф. на островах связаны залежи гуано и метасоматических фосфоритов (острова Ошен, Науру и многие другие). На многих подводных горах в древних известняках также найдены метасоматические фосфориты [Безруков, Мурдмаа, 1971].

ФОРМАЦИИ СИСТЕМЫ СРЕДИННООКЕАНСКИХ ХРЕБТОВ

КАРБОНАТНАЯ ФОРМАЦИЯ СРЕДИННЫХ ХРЕБТОВ. — Ф., близкая по составу к пелагической карбонатной ф. талассократонов и отличающаяся от нее чрезвычайно широким развитием биогенных карбонатных толщ в изолированных впадинах и карманах сложно расчлененного фундамента хребтов, высокой скоростью их накопления, присутствием прослоев и примеси обломочного материала местного происхождения — продуктов подводной денудации базальтов, а также глубинных пород зеленокаменной и гипербазитовой ф. [Мурдмаа, 1968]. Отличает ее и ассоциация с магматическими ф. и с тектоно-вулканокластической ф. Наиболее резко все эти черты выражены на срединных хребтах Индийского океана, а также на Срединно-Атлантическом хребте. В Тихом океане к системе срединных хребтов относится Восточно-Тихоокеанское и Южно-Тихоокеанское поднятия, осадки которых в формационном отношении мало изучены. К. ф. срединноокеанских хребтов сложена фораминиферовыми и кокколитово-фораминиферовыми песчано-алевролитово-пелитовыми осадками, часто с хорошо выраженной градационной слоистостью и другими признаками турбидитной седиментации. В экваториальной зоне высокой биологической продуктивности в Индийском океане и особенно в южной приантарктической, продуктивной зоне в Тихом океане (Атлас Антарктики, 1966 г.) в составе ф. появляются кремнисто-карбонатные осадки. Мощность ф. в углублениях рельефа достигает десятков и сотен метров, тогда как гребни срединных хребтов в Индийском, а также в Атлантическом океанах, по сейсмическим данным, почти лишены осадков (M. Ewing a. oth., 1964 г.; M. Ewing a. oth., 1969 г; Collette a. oth., 1969 г.). Возраст осадков ф. четвертичный и неогеновый, а на флангах хребтов и палеогеновый. Более древние осадки не встречены и, по-видимому, отсутствуют в

связи с молодостью системы срединных хребтов (по крайней мере в их современном виде) [Безруков, Мурдмаа, 1971].

ТЕКТОНО-ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., развитая на дне глубоких впадин срединных хребтов — рифтовых ущелий и поперечных депрессий, связанных с разломами [Мурдмаа, 1968]. По глубине она занимает положение, соответствующее пелагическим глинам талассократонов, т. е. образуется ниже критической глубины карбонатонакопления (4,5—4,7 км). Это маломощная толща обломочных и обломочно-глинистых отложений — турбидитов, оползневых и обвальных накоплений, с прослоями переотложенных биогенных карбонатных осадков, залегающая в узких депрессиях среди обнажений основных и ультраосновных пород рифтовой зоны. Обломочный и глинистый материал в составе ф. имеет местное происхождение, образован в результате тектонического дробления и подводной денудации коренных пород рифтовой зоны, при участии подводной вулканической деятельности, что определяет специфику его минерального состава. Терригенный материал в составе осадков практически отсутствует. Для ф. характерна пестрота гранулометрического состава, наличие прослоев и линз неокатанного грубообломочного материала, градационно-слоистых и оползневых текстур.

Ф. образуется в условиях расчлененного рельефа интенсивных современных тектонических движений (тектоническое дробление пород, сейсмичность) и молодого базальтового вулканизма. Вероятно, она подстилает карбонатную ф. в более древних, частично заполненных осадками рифтовых депрессиях, являясь подобием их базального слоя. В случае справедливости такого предположения, вытекающего из идеи о расширении дна океана в области срединных хребтов (Хейзен, 1963 г.), возможно будет правильнее считать ее не отдельной ф., а закономерным членом срединноокеанской карбонатной ф. [Безруков, Мурдмаа, 1971. Близк. опред.: Безруков, 1974].

Син.: эдафогенная ф. [Донные осадки ..., 1972], рифтовая осадочная ф. [Донные осадки ..., 1972], вулканокластическая ф. [Безруков, 1974], вулкано-эдафогенная ф. [Безруков, 1974].

Примеч.: Специфичность состава отложений рифтовой зоны, тесные парагенетические связи между отдельными типами осадков, их ассоциация с определенным набором магматических пород, приуроченность к особой тектонической структуре (рифтовой зоне срединноокеанических хребтов) и к особой фациальной обстановке (пелагической области океана) — все это позволяет говорить о существовании характерной рифтовой осадочной ф. океана. По составу типоморфных осадков она может быть названа вулкано-эдафогенной или просто эдафогенной. В состав ф. входят обломочные и глинистые эдафогенные осадки, вулканокластические образования, связанные с базальтовым вулканизмом рифтовой зоны, и пелагические карбонатные осадки. Отдельные генетические типы отложений переслаиваются в разрезах и сменяют друг друга фациально [Донные осадки ..., 1972].

ВУЛКАНО-ЭДАФОГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., состоящая кроме вулканокластического материала из продуктов подводного размыва и тектонического дробления метаморфических и интрузивных пород, в том числе гипербазитов [Мурдмаа, 1968], в ос-

новном приурочена к замкнутым депрессиям (грабенам), связанным с крупными поперечными разломами в хребтах (а не только к продольным рифтовым долинам, как предполагалось ранее). Поэтому ее не следует называть рифтовой ф. Осадки данной ф. залегают прерывисто, чередуясь с подводными обнажениями. Мощность ее, по-видимому, не превышает нескольких десятков метров. Бурением она пока нигде не пройдена [Безруков, 1974].

Син.: вулканокластическая ф. [Безруков, 1974], тектоно-вулканокластическая ф. [Безруков, Мурдмаа, 1971].

ФОРМАЦИИ КАЙНОЗОЙСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СИСТЕМ

Формации геосинклинальных систем на стадии островной дуги

ФОРМАЦИИ КОТЛОВИН ОКРАИННЫХ МОРЕЙ.— Ф., залегающие на коре субокеанского типа и представленные сложным чередованием терригенных (обломочных и глинистых), вулканогенных и биогенных осадков: в бореальной зоне (Берингово, Охотское моря) — кремнистых диатомовых, в субтропической и тропической зонах (Восточно-Китайское море, моря Индонезии) — карбонатных фораминиферовых. Преобладание восстановленных терригенных осадков, наличие прослоев турбидитов и большие мощности (по сейсмическим данным до 1,5—3 км, а местами и более; Строение земной коры..., 1964 г.) сближают эти ф. с ранее описанными приконтинентальными ф. абиссальных равнин Индийского океана, но присутствие пепловых прослоев, обусловленное близостью вулканов андезитового пояса, а местами, по-видимому, и развитием подводного вулканизма, отличает их от последних. Прослои пепла имеют в основном андезито-базальтовый, а местами липарито-дацитовый состав. Вблизи современных активных вулканов отлагаются толщи пепловых туфов и туффитов [Безруков, Мурдмаа, 1971].

ФОРМАЦИИ ОСТРОВНЫХ ГРЯД (ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНЫЕ).— Ф., сложенные (ниже поверхности океана) преимущественно пирокластическим материалом извержений вулканов андезитового пояса и продуктами их размыва. Поэтому их можно назвать вулканокластическими андезитовыми ф. В тропической зоне Тихого океана в их составе существенную роль приобретает биогенный карбонатный материал, как мелководный бентогенный, так и пелагический (фораминиферовый, птероподовый). Это позволяет выделять здесь карбонатно-вулканокластические ф.

На поверхности вулканических хребтов часто находятся мощные тела кораллово-водорослевых известняков (рифовые субформации). От сходных рифовых известняков талассократонов их отличает присутствие обломочных продуктов андезитового вулканизма, особенно обильных по периферии площадей распространения детритовых коралловых осадков, входящих в состав рифовой субформации.

Рифовые известняки развиваются не только на вулканических, но и на других магматических, а также осадочных породах, выходящих на поверхность на островных грядах [Безруков, Мурдмаа, 1971].

В целом геоантиклинальные ф. островных дуг отличаются относительной грубозернистостью осадков, резкой их фациальной изменчивостью и большими колебаниями мощностей. По сейсмическим данным, они достигают многих сотен метров, а, возможно, местами и нескольких километров (Строение земной коры..., 1964 г.). К прибрежным фациям вулканокластических осадков этой ф. приурочены россыпные месторождения ванадиеносных титаномагнетитов [Безруков, Мурдмаа, 1971].

ФОРМАЦИИ ГЛУБОКОВОДНЫХ ОКЕАНСКИХ ЖЕЛОБОВ.— Ф., представленные слоистыми турбидитными толщами, с ритмичной, флишоидной слоистостью. В состав их входят глинистые, обломочно-глинистые и обломочные терригенные и туффитовые осадки, обычно большей частью восстановленные, прослои вулканических пеплов, диатомовых илов и изредка карбонатных осадков. В большинстве случаев обнаруживаются характерные признаки турбидитов, а часто также оползневые текстуры. В составе осадков желобов и в темпах их накопления отмечаются закономерные измерения в зависимости от близости и мощности источников питания терригенным или вулканокластическим материалом, а также в связи с климатической зональностью. В Курило-Камчатском и Алеутском желобах преобладают вулканокластические обломочно-глинистые осадки с прослоями кремнистых диатомовых илов и вулканических пеплов. В желобах тропического пояса близ больших островов (например, Новогвинейский желоб) господствуют восстановленные серые терригенные обломочно-глинистые осадки с карбонатными прослоями, обязанные своим происхождением деятельности мутьевых потоков. Осадки здесь содержат остатки наземных растений, накапливаются, судя по всему, с большой скоростью. Вдали от материков (желоба Марианский, Тонга) преобладают окисленные глинисто-туффитовые осадки, местами близкие к пелагическим красным глинам. При этом, однако, прослеживаются признаки турбидитов — комковатые прослои (с комками древних глин, размытых на склонах желобов), примесь обломков коренных пород, снесенных с многочисленных обнажений на склонах и т. д. Мощности осадочной толщи в желобах сильно колеблются — от нескольких десятков метров до 1,5—3 км [Безруков, Мурдмаа, 1971].

Примеч.: 1. К классу геосинклинальных ф. относятся ф. кайнозойского геосинклинального пояса северо-восточной окраины Индийского океана. В этот пояс входят котловина Андаманского моря, впадины Ментавей и Балийская, Яванский глубоководный желоб, Тиморский прогиб (а также разделяющие их геоантиклинальные структуры). О строении осадочных толщ этих депрессий пока можно судить только по данным изучения колонок грунтовых трубок и по материалам сейсмопрофилирования. Эти данные указывают на широкое распространение в депрессиях дна терригенных и вулканогенных обломочно-глинистых ф. флишоидного типа с многочисленными прослоями турбидитов, а на

поднятиях — карбонатных осадков. На южном склоне Тиморского прогиба в скв. 262 вскрыта толща кремнисто-известковых и мергелистых илов четвертичного и позднеплиоценового возраста мощностью 414 м, сходных с осадками пелагической карбонатной ф. и залегающих с перерывом на мелководных доломитизированных известняках. Для характеристики геосинклинальных ф. разрез этой одной скважины мало показателен. Следует отметить только очень большие скорости осадконакопления [Безруков, 1974].

2. По характеру осадкообразования фации современных геосинклинальных котловин имеют сходство с миогеосинклинальными, внутренние поднятия котловин — с миогеоантиклинальными, а фации островных дуг — с эвгеоантиклинальными фациями. Последние нельзя сопоставить с условиями начальных стадий геосинклинального процесса. Скорее всего, они отвечают стадии в той или иной степени развитого орогенеза на месте эвгеосинклинальной зоны. Соответственно и осадкообразование в соседних геосинклиналях не является аналогом самых начальных стадий геосинклинального осадкообразования, сопряженного с офиолитовым магматизмом. Такие аналоги, вероятно, следует искать в других структурных областях современного океана. Не исключено, что наиболее близкими окажутся срединноокеанские хребты с их толеит-базальтовым вулканизмом, габбро-перидотитовыми и спилито-диабазовыми ф. (Чернышева, Рудник, 1970 г.) и связанными с ними осадками [Мурдмаа, 1971].

Формации геосинклинальных впадин, сопряженных с кайнозойскими горными цепями на краю континентов без островных дуг

ФОРМАЦИИ ОКЕАНСКИХ ЖЕЛОБОВ ТИПА ЗАПАДНОАМЕРИКАНСКИХ.— Ф., имеющие черты сходства, с одной стороны, с приконтинентальными ф. абиссальных равнин, с другой — с ф. желобов, сопряженных с островными грядами. Здесь также накапливается слоистая обломочно-туффитовая турбидитная толща (с переменным содержанием вулканокластического материала). Сейсмические профили поперек желоба показывают многократное переслаивание акустически «прозрачных» и «непрозрачных» слоев, характерное для толщи с турбидитами. Вследствие различной интенсивности материкового питания в разных климатических зонах мощности осадочной толщи в желобах также весьма изменчивы. Например, в Перуанско-Чилийском желобе в аридной зоне они незначительны (склоны и дно желоба почти обнажены), а южнее, в гумидной зоне они достигают 1,5—2 км (Scholl a. oth., 1968 г.) [Безруков, Мурдмаа, 1971].

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И БЛИЗКИЕ К НИМ ФОРМАЦИИ

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ

ПОНЯТИЕ «МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ»

Метаморфическая формация как тело (и как тело — парагенез)

МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ.— 1. Геологическое тело с определенным набором метаморфических пород ($П^{м}$), образующих однородную структуру (С), т. е. М. ф.=$П^{м}$·С [Бакиров, 1977].

Примеч.: Признаками, необходимыми для установления внутренних отношений, в первую очередь, могут быть систематические признаки, т. е. набор (список) пород и структура ф. Только они должны быть положены в основу изучения и выделения тела как ф. При этом надо различать, как и в других ф., главные, второстепенные и акцессорные члены М. ф.

Первичная, дометаморфическая, структура М. ф. сохраняется изредка в условиях статического метаморфизма. Обычно метаморфизм сильно затушевывает первично пластовый характер тел, которые в большинстве случаев приобретают линзовидную форму. Многоэтапная интенсивная деформация пород, сопровождающаяся пластическим течением масс, как правило, создает сложную форму тел. Вообще структура М. ф. пока изучена слабо, не обобщена и не типизирована [Бакиров, 1977].

2. М. ф., по-видимому, следует называть одновозрастное в целом геологическое тело (или тела, свита или свиты и т. д.), которое может испытывать при площадном прослеживании фациальные изменения, иначе говоря, тело, сложенное метаморфитами различной фациальной принадлежности, за исключением тех, возможно, редких случаев, когда это тело или тела оказываются однофациальными, т. е. когда имеется однофациальная ф. Например, архейская гранулито-мигматито-чарнокитовая ф. (канский метаморфический комплекс) Енисейского кряжа, видимо, является таковой [Заридзе, 1966].

Примеч.: При выделении типов метаморфических Ф. мы принимали во внимание, что в геологических телах не встречаются все известные метаморфические фации, от аспидно-сланцевой до эклогитовой. Обычно в близких по степени метаморфизма образованиях лишь 2—3 метаморфические фации обнаруживают взаимные переходы одна в другую. Ф. Тернер (W. S. Fyve et al., 1959 г., с. 27) отмечает, что «любая отдельная закартированная последовательность метаморфических зон представлена двумя или более метаморфическими фациями или субфациями, генетически связанными и в значительной степени синхронными в своем развитии» [Заридзе, 1966].

3. Подобно другим геологическим ф.— это реальное, крупное и сложнопостроенное геологическое тело, представляющее сочетание различных метаморфических и нередко ультраметаморфических пород в определенных количественных и структурных соотношениях. Главные члены парагенезиса пород, образующего М. ф.,— метаморфические породы; ультраметаморфические (магматические) породы имеют подчиненное положение или отсутствуют [Стрыгин, 1978].

Примеч.: Формы тел М. ф. пластино- и линзообразные до изометрических; границы ф. не резкие, постепенные. Определенные типы М. ф. связаны с определенными геоструктурными элементами. М. ф. производные по отношению к осадочным и вулканогенным ф. — в этом отношении они аналогичны ультраметаморфическим (магматическим) ф. [Стрыгин, 1978].

Метаморфическая формация как парагенез (ассоциация)

МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ.— 1. Наблюдаемый парагенезис метаморфических пород, которые находятся в определенных структурных отношениях [Миронюк, 1977б. Близк. опред.: Миронюк, 1977а].

Примеч.: М. ф. рассматриваются в статическом состоянии и отражают не только исходный состав пород или термодинамику процессов метаморфизма, но и всю историю становления горных пород. Выделение М. ф. направлено на диагностику комплексов пород, сходных по составу, характеру и последовательности метаморфизма, что является важнейшим условием их корреляции, металлогенической специализации, геологической типизации и может способствовать реконструкции истории геологического развития [Миронюк, 1977а. Близк. сведения: Миронюк, 1977б].

2. Одновозрастная парагенетическая ассоциация структурно-взаимосвязанных между собой и в пространстве метаморфических пород [Хорева, 1978б].

3. Ф., объединяющая закономерные ассоциации метаморфических пород, поддающиеся картированию. При этом формационному анализу должны подвергаться только ассоциации метаморфических пород, образующиеся при процессах регионального метаморфизма [по Хоревой, 1967].

4. Закономерная ассоциация метаморфических пород [Хорева, 1971а].

5. Закономерный парагенезис метаморфических пород, обусловленный общностью первичного происхождения и последующего метаморфизма [Мишкин, 1973].

Примеч.: Из этого определения очевидны наиболее существенные факторы формирования М. ф.: а) состав первичных осадочных и вулканогенных образований, б) минеральные парагенезисы, отражающие термодинамические условия метаморфизма, в) особенности химического состава метаморфических пород и минералов, обусловленные геохимическим режимом метаморфизма [Мишкин, 1973. Близк. сведения: Мишкин, Тарарин, 1972].

Метаморфическая формация как парагенез образований определенного типа метаморфизма

МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ.— 1. Закономерный парагенезис метаморфических пород определенного состава, претерпевших специфический тип метаморфизма (свита или серия свит, подсвита, претерпевшая один из типов метаморфизма) [Добрецов, 1975; Добрецов и др., 1976а. Близк. опред.: Добрецов и др., 1969, Фации..., 1974; Добрецов, Пономарева, 1978].

— Комплекс метаморфических пород (в том числе и образующих метаморфогенное полезное ископаемое), парагенетически связанных между собой и возникающих при определенном типе метаморфизма [Великославинский и др., 1970].

— Ассоциация метаморфических тел, возникших при определенных типах метаморфизма [Великославинский и др., 1970].

2. Группа пород с характерными вещественно-структурными особенностями, включающая образования одной исходной осадочной, эффузивной или интрузивной ф., преобразованных в определенных условиях метаморфизма. Важнейшие особенности состава, строения и рудоносности метаморфических образований, с одной стороны, унаследованы от исходных пород, с другой — они могут претерпевать значительные изменения в ходе наложенных метаморфических процессов [Немцович, 1974].

Примеч.: 1. Более полная корреляция предшествующих и синхронных процессов осадконакопления, магматизма и тектоники с метаморфизмом возможна, если учесть особенности состава метаморфизуемых толщ в каждом типе метаморфизма. Выделенные таким образом М. ф. представляют закономерные парагенезисы метаморфических пород, т. е. свиты или серии свит определенного состава, претерпевшие один из типов метаморфизма. Остальные особенности М. ф. — тектоническая локализация и внутриформационная тектоника, особенности сопутствующего метасоматоза и оруденения — коррелируются с главными признаками (состав и тип метаморфизма) [Добрецов и др., 1976б].

2. М. ф. рассматриваются как проявления определенного типа метаморфизма в толщах конкретного состава. Типы регионального метаморфизма выделяются по формальным однозначно определяемым признакам — по набору фаций (с упором на режим давления) и их пространственным соотношениям (степень и характер зональности и пр.) [Добрецов и др., 1971].

3. Под типами метаморфизма подразумеваются выделенные А. Мияширо три стандартных типа метаморфизма и две промежуточные группы. Выделенные типы представляют собой главные типы (может быть, надтипы). Разработка этой проблемы находится еще в зачаточной форме. Фации глубинности, выделенные А. А. Маракушевым и С. П. Кориковским (1970 г.), кажется, расширяют наши представления о типах метаморфизма [Великославинский и др., 1970].

Метаморфическая формация как парагенез образований определенной тектонической стадии

МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ.— 1. Объединяет в широком геологическом плане породы, связанные общностью происхожде-

ния, т. е. отвечающие определенным геотектоническим структурам на разных стадиях их развития. Породы в пределах ф. образуют устойчивые ассоциации, будучи связанными парагенетически. Как уже отмечалось, вне связи с интенсивными дислокациями (пликативными и дизъюнктивными) метаморфизм пород не проявляется [Маракушев, 1972. Близк. опред.: Маракушев, 1973].

2. Естественноисторическая парагенетическая ассоциация метаморфических пород, возникшая в результате высокотемпературного регионального метаморфизма первично осадочных, вулканогенных и магматических ф., проявляющегося на определенной стадии данного тектоно-магматического цикла [Димитров, 1977].

— Естественная парагенетическая группа пород, образовавшаяся в определенной тектонической обстановке [Формации ..., 1963].

Метаморфическая формация как парагенез образований определенного типа метаморфизма определенной тектонической стадии (тектонического положения)

МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ.— 1. Парагенетическая ассоциация метаморфических пород, объединенных типом и степенью метаморфизма и образовавшихся на определенной стадии развития тектонической структуры [Виноградов, 1973].

— Закономерные ассоциации метаморфических пород различного петрографического состава, но одинаковой степени метаморфизма (для ф. регионально-метаморфического типа), тесно связанные друг с другом парагенетически во времени и пространстве, образующиеся в результате однотипного метаморфического процесса и занимающие одинаковое геологическое или структурно-тектоническое положение [Хорева, 1963в].

— Естественноисторическая ассоциация метаморфических пород, возникших в результате регионального метаморфизма осадочных и вулканических ф., проявляющегося на определенной стадии данного тектоно-магматического цикла. М. ф. может быть сложена минеральными ассоциациями одной или нескольких стадий метаморфизма, но связанных единым происхождением и совместным залеганием [Хорева, 1968. Близк. опред.: Хорева, 1971б].

2. Естественноисторическое сообщество генетически связанных пород, которое образовалось из определенной магматической или пневмогидротермальной (постмагматической), или же осадочной ф. в результате определенного процесса метаморфизма и отвечает при этом определенной единице геологической среды (т. е. метаморфической фации и ее минералогической субфации), возникшей на том или ином этапе и стадии историко-геологического развития данного региона [Попов, 1968].

3. Ассоциация метаморфических пород, соответствующая определенному этапу метаморфизма в том или ином участке геосинклинальной области. Характеризуется определенным типом метаморфизма и включает несколько метаморфических фаций [по Дюфуру, 1972].

Примеч.: А. А. Пронин (1960 г.) и М. Г. Равич (1960 г.) при выделении М. ф. учитывают только три признака: генетический тип метаморфизма, степень метаморфизма и состав исходной породы, подвергшейся метаморфизму. Эти признаки, безусловно, должны учитываться при выделении М. ф., однако не

все они являются ведущими, а кроме того, не исчерпывают всех особенностей распределения метаморфических пород.

Генетический тип и степень метаморфизма определяются геологическим и структурно-тектоническим положением метаморфической породы. Так, например, процессы регионального метаморфизма проявляются в осевых зонах геосинклинальных прогибов, а процессы динамометаморфизма — в зонах глубинных разломов и приразломных структурах типа зон смятия. Исходный состав породы, подвергшейся метаморфизму, имеет косвенное значение при формационном анализе, так как определяет лишь набор метаморфических пород различного состава и может быть использован при выделении субформаций.

Ведущим признаком для выделения М. ф. является, как нам кажется, структурно-тектоническое положение метаморфических пород, образующих закономерную ассоциацию. Далее необходимым условием является одинаковый генетический тип метаморфизма пород, входящих в ф. Одинаковая же степень метаморфизма выдерживается только в ф., образующихся при региональном метаморфизме [Хорева, 1963в].

Прочие определения понятия «метаморфическая формация»

МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ.— 1. Частный случай геологических ф. Название «М. ф» дает представление о том, какие породы (метаморфические) преобладают в ее составе, хотя нередко в М. ф. объединяются не только метаморфические, но и метасоматические породы [по Срайылову, 1978].

2. Исходя из определения геологической ф., М. ф. рассматривается как закономерная и естественная ассоциация пород. В основу выделения последней рационально положить первичный состав пород, палеотектонический режим осадконакопления и условия метаморфизма [Васильева, Черноморский, 1972].

3. Ф., возникшая при наложении изглубинных магматических и пневмато-гидротермальных ф. на более древние осадочные и изглубинные ф. [по Попову, 1960а].

4. Продукт перекристаллизации ранее существовавших твердых пород и ф., возникший без существенного привноса вещества со стороны [Попов, 1966].

Син.: группа метаморфических пород [Маракушев, 1965], метаформация [Попов, 1966], ф. метаморфических пород (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, 1931 г.), кристаллическая сланцевая ф. (И. Юнг, М. Рок, 1952 г.), кристаллическая сланцевая серия, кристаллическая филлитовая серия (П. Лападю-Арг, 1950 г.) [Попов, 1968], метаморфический комплекс [по: Методическое руководство ..., 1957, из: Попов, 1968; Решение Комиссии по метаморфизму и метаморфическому рудообразованию, из: Пономарева, 1979], метаморфический формационный тип [Фации ..., 1974], метасоматическая ф. [Срайылов, 1978].

История термина «метаморфическая формация»

1. Впервые термин «М. ф.» появился в 50-х годах и сначала употреблялся по созвучию с магматическими ф., без попытки уточнить, какое содержание вкладывается в этот термин, какое понятие ему отвечает [Половинкина, 1958].

2. Несмотря на то, что термин «М. ф.» применен П. Эскола (Eskola, 1915, с. 14) еще в 1915 г., а возможность обоснованного выделения была намечена В. И. Поповым, Н. Б. Вассоевичем и др. еще в начале 50-х годов, этот термин впервые употреблен Ю. А. Кузнецовым в 1956 г. по аналогии с магматическими

ми ф., без попытки уточнения его содержания. С этого времени понятие «М. ф.» стало часто применяться [Срайлов, 1978].

3. М. ф. — термин свободного пользования, не получивший какого-либо общепринятого определения и вызывающий острую дискуссию среди петрографов, занимающихся проблемой формационного анализа [ГС, 1973].

Проблема реальности метаморфических формаций

Метаморфические ф. нереальны (или спорны). 1. Спорной представляется целесообразность распространения термина ф. на ассоциации метаморфических пород, так как возникают определенные трудности, вытекающие из двойственной природы этих образований: первичная ассоциация материнских пород сочетается с вновь возникшими ассоциациями, обязанными ходу метаморфизма. Вопрос может быть решен лишь конкретными исследованиями, впредь до проведения которых применение термина ф. для характеристики особенностей метаморфизма может привести лишь к путанице. Характерно, что исследуемый термин получил распространение у петрографов лишь в отношении изверженных пород [Херасков, 1952].

2. Авторы, выступающие в защиту возможности создания новых М. ф. (не осадочных и не магматических), весьма часто меняют и неточно формулируют содержание этого понятия. Ими выделяются не определенные ф., а типы ф., название которым дается не по слагающим их породам, а по типам метаморфизма — «регионального динамо-геотермического» или «регионального плутонического». Считается, что М. ф. при одних и тех же условиях может возникнуть и за счет осадочных, и за счет магматических ф. Такая конвергенция признаков, обусловленная внешними условиями метаморфизма, получила уже давно наименование минеральных фаций метаморфизма и ничего общего с геологическим явлением образования новых ф. не имеет. Рассматривать любую метаморфизованную толщу лишь со времени ее метаморфизма, совершенно не касаясь ее исходного материала и истории его накопления, значит довольствоваться неполнотой знания, считать непознаваемым исходный материал, а это уже ведет к агностицизму и неприемлемо для советской науки [Половинкина, 1967].

3. Ошибочность попыток выделения М. ф. нетрудно доказать как с точки зрения учения о ф., так и с позиций учения о метаморфизме. Метаморфизм, как показывает сам термин, переделывает, изменяет породы, а не создает нового вещества. Для метаморфически измененных толщ пород формационный анализ возможен только после «реконструкции», т. е. после мысленного снятия с них процессов метаморфизма [Половинкина, 1968].

4. Обращаясь к учению о метаморфизме, мы видим, что все особенности метаморфических пород и условий их образования нашли свое отражение в таких понятиях, как типы, ступени, изограды метаморфизма и минеральные фации метаморфизма. Особенно плодотворным оказалось учение о метаморфических фациях, разработанное П. Эскола и давно получившее широкое распространение и всеобщее признание. Основным положением этого учения является следующее: «минеральная ассоциация, составляющая метаморфическую породу, является функцией химического состава и физических условий метаморфизма» [Файф и др., 1962, с. 22]. И как следствие отсюда — при разных физических условиях метаморфизма один и тот же химический состав дает разные минеральные ассоциации, т. е. породы разного минерального состава.

Хорошим примером этого являются толщи так называемых спилитов, т. е. толщи основных эффузивов начального магматизма геосинклиналей, которые в палеозойских подвижных поясах дают зеленокаменные породы или зеленые сланцы, а в докембрии — толщи амфиболитов в раннем протерозое или толщи пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев в архее.

Концепция минеральных фаций за полвека ее существования стала основой учения о метаморфизме. Достаточно упомянуть работы Н. А. Елисеева (1959 г.), Н. Г. Судовикова (1964 г.), А. А. Маракушева [1965], а также переведенные на русский язык работы Ф. Тернера и Дж. Ферхугена (1961 г.) и У. Файфа

и др. [1962]. Однако ни одному из упомянутых авторов не понадобилось представление о М. Ф.

Некоторым исключением является работа А. А. Маракушева [1965], который делает попытку выделения «рядов М. ф.». Определения М. ф. им не дается и сами ряды только «намечаются», как сказано во введении «с единственной целью связать определенные группы пород» с «различными стадиями развития складчатых комплексов». Но даже в главе, названной «Метаморфические формации», автор говорит лишь о «рядах ф.». Ф. в его понимании — это «группы метаморфических пород», а вместо классификации дается «предварительная схема группировки М. ф.». Читателю совершенно не ясно, существуют ли М. ф.

Обязательным методом изучения метаморфических толщ, в том числе и докембрийских, стала так называемая реконструкция. Если с любой метаморфической толщи мысленно снять наложенные на нее метаморфические изменения, то такая толща во всех случаях окажется принадлежащей или осадочной, или вулканогенной, или осадочно-вулканогенной суперкрустальной ф. Реконструкция позволяет выявить в метаморфических толщах те общие главные черты, которые сближают их с уже установленными суперкрустальными ф. палеозоя или еще более молодого времени. Такие ф. удобно классифицировать и называть по их исходному составу с употреблением греческой приставки «апо» (что означает «происшедший из»); так создаются понятия и соответствующие им термины; например, апоспилитовая или аподиабазовая ф., апофлишоидная ф. и др. Такие ф. нельзя называть М. ф., не метаморфизм их создал, они существовали как определенные ф. до метаморфизма.

Два геологических процесса — магматизм и осадконакопление — создают в земной коре новое вещество; только в результате этих процессов возникают новые геологические ф.: магматические и осадочные.

Метаморфизм не создает нового вещества, а переделывает уже имеющееся вещество; метаморфизм накладывается на ранее возникшие ф.— осадочные или магматические. Структурное положение этих ф., т. е. принадлежность их к определенным структурно-формационным зонам при метаморфизме сохраняется.

Отсюда следует вывод о применимости формационного анализа к метаморфизованным толщам, но только после произведенной реконструкции, после установления, к каким исходным ф. исследуемая толща принадлежала до метаморфизма. Если в конкретном случае окажется, что реконструкция невозможна, то и применение формационного анализа невозможно, возможно только изучение минеральных фаций метаморфизма.

Поскольку метаморфизм не создает новых ф. пород, нельзя и говорить о М. ф. Употребление этого термина не просто излишне и неоправданно расширяет понятие геологической ф., но и совершенно искажает его. Идя по тому пути, можно каждое изменение породы, включая и выветривание, считать образованием новой ф.

Некоторые исследователи допускают возможность возникновения новых ф. метаморфическим путем, т. е. допускают существование М. ф., хотя и встречают в обосновании этого значительные трудности. Так, Г. М. Заридзе [1962] прежде всего объединяет их вместе с магматическими ф. под названием «эндогенные геологические ф.». Далее «... все эндогенные геологические ф. разделяются на две группы: ф. преимущественно магматического происхождения и ф. преимущественно метаморфического происхождения» [с. 20]. Предварительно автор отмечает «... не ясно, что представляет собой фация магматических пород, особенно эффузивная, и как понимать ф. метаморфических пород?» [1962, с. 15]. Г. М. Заридзе приходит к выводу, что «рациональная формационная характеристика метаморфических пород может быть осуществлена, только лишь исходя из их фациальной характеристики. Без учета этого обстоятельства граница между понятиями «метаморфическая фация и метаморфическая формация» стирается» [1962, с. 17].

Иными словами, поскольку метаморфические фации давно установлены, признаются всеми исследователями, понятие «М. ф.» является излишним. К этому можно было придти скорее и проще, если учесть, что ф. есть понятие генетическое и поэтому для выделения ф. важно не окончательное формирование пород, а их исходный характер.

В определении понятия «М. ф.» Г. М. Заридзе [1966] речь идет только о фациальности метаморфитов, а что такое М. ф. и существуют ли они в природе, остается по-прежнему не доказанным. Задачей сторонников учения о ф. является правильная формулировка определения различных ф. (магматических, осадочных), устранение неправильных терминов — М. ф. и другие, которые должны быть изъяты из употребления [Половинкина, 1970].

5. В случае интенсивного метаморфизма вулканических или осадочных ф. при потере ими признаков первичного происхождения они, по-видимому, переходят в тип плутонических ф. [Круть, 1968].

6. Общие принципы формационного анализа определяют отношение к классу М. ф. Так, сведение формационного анализа к установлению пространственных закономерностей, по-видимому, не следует провозглашать главной и конечной его целью, поскольку отказ от временного фактора при выделении ф. характеризует лишь сегодняшние ограниченные возможности. Каждое естественное тело имеет не пространственные или временные, а пространственные и временные границы; другое дело, что мы не всегда можем фиксировать обе вместе. При наблюдении М. ф. можно не наблюдать пространственных, но выделять временные границы (часто весьма постепенные). В одном и том же объеме на разных отрезках геологического времени могут быть разные ф.; придерживаясь противоположной точки зрения, приходится отказываться от М. ф., как это делает, например, Ю. Ир. Половинкина [1968].

В типизации пород и геологических ф. М. ф. можно выделять на уровнях более низких таксонов. Но фазовые изменения (в том числе и гипергенные) характерны для всех пород и преобразованию подвергаются все три подгруппы пород (осадочные, вулканические и плутонические породы). Например, глубокий метаморфизм может превратить осадочную ф. в плутоническую или, наоборот, при выветривании плутоническая ф. переходит в осадочную. Само название «метаморфические породы» в строгой классификации главных групп (типов) пород кажется незаконным, хотя понятие о метаморфизованных породах и ф. необходимо. В случае интенсивного метаморфизма вулканических или осадочных ф. при потере ими признаков первичного происхождения, а также при вхождении в новый парагенез ф. они переходят в тип плутонических ф. [Круть, 1973].

7. В последние годы делаются попытки выделения М. ф., очевидно, должна соответствовать группа пород одной первично осадочной, осадочно-эффузивной или интрузивной ф., преобразованных в определенных условиях метаморфизма. Однако классификация М. ф., построенная на таких принципах, окажется очень сложной. К тому же при изучении метаморфических образований не всегда возможно восстановление их исходного состава. В связи с этим более удобным представляется картирование метаморфических пород по фациям и типам метаморфизма, а на основе реконструкции характера исходных осадочных, вулканогенных и интрузивных пород необходимо стремиться выделить среди метаморфических пород первичные геологические ф., как это предлагалось ранее Ю. Ир. Половинкиной [1967; Немцович, 1969, 1973].

8. Если в основе формационного учения лежит представление о формировании геологической материи, то основа учения о метаморфизме — это преобразование, переход данного вещества из одного состояния в другое. Логическая обособленность основных понятий метаморфического и формационного анализа проявляется и в чисто терминологическом аспекте. Расширение понятий ф. за счет метаморфических преобразований могло бы привести к появлению таких явно неудачных выражений, как «спилит-кератофировая ф. по простиранию переходит в амфиболитовую ф.». Все это заставляет сомневаться в целесообразности выделения самостоятельных ф. по признакам типа и степени метаморфизма [Коников, 1971].

9. Синтез наблюдаемого разнообразия пород и выделение их парагенетических сообществ, при котором главное внимание уделяется процессам метаморфизма и ассоциациям минералов, — таковы исследования А. А. Маракушева [1965], Б. Я. Хоревой [1967] и др. Выделение М. ф. подобным образом встречает существенные возражения, так как при метаморфизме не возникает новых ф., а изменяются ранее существовавшие [Половинкина, 1970].

Другое направление: проводится прямая аналогия между ф. фанерозоя и докембрия путем «снятия» метаморфизма и определения ассоциаций исходных горных пород. Так, среди кристаллических сланцев выделяют спилитовую, диабазовую и другие ф. Основы этого направления отчетливо сформулированы Ю. Ир. Половинкиной [1970]. Вместе с тем очевидно, что при решении вопроса об осадочном или изверженном происхождении, например амфиболитов или пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев основного состава, далеко не всегда удается получить однозначный ответ [по Розену и др., 1972].

10. Нам представляется, что для обозначения ассоциаций метаморфических пород, возникших в процессе метаморфизма, следовало бы применить такие, например, термины, как «метагенерации» или «геохимические ряды метаморфических пород», оставив наименование ф. за природными ассоциациями пород, для которых определенно устанавливается совместное образование на дометаморфической стадии. В связи с этим уместно подчеркнуть, что такие парагенезисы пород, какими являются ф., связаны, как справедливо отметил Ю. А. Кузнецов [1964], не только сонахождением в природе, но и с совместным рождением [Формации ..., 1972].

Метаморфические ф. реальны. 1. Метаморфизм является одним из важных и самостоятельных типов петрогенетических процессов, давно обособленных от процессов магматизма и осадкообразования (Ч. Ляйэль, Ф. Адамс, П. Ниггли). Поэтому если выделяются самостоятельная петрогенетическая группа осадочных ф. и самостоятельная петрогенетическая группа магматических ф., то следует выделять также самостоятельную группу М. ф. (В. И. Попов, 1938, 1955, 1960 гг.). Вопреки мнению Ю. Ир. Половинкиной, нет оснований противопоставлять друг другу термины «М. ф.» и «ф. метаморфических пород», подобно тому как, говоря о «магматических ф.», мы подразумеваем «ф. магматических пород», а говоря об «осадочных ф.», имеем в виду «ф. осадочных пород» [Попов, 1968].

2. Исходные группы пород М. ф. в зависимости от степени метаморфизации в одних случаях могут быть параллелизованы с метаморфизованными магматическими и осадочными ф., в других (в случае сильной метаморфизации) — нет. Поэтому при выделении М. ф. принимаются в расчет не только парагенетические связи, обусловленные условиями магматизма, седиментации и тектоники, но и процессами метаморфизма. Этим, собственно, понятие, вкладываемое в М. ф., и отличается от определения ф. магматических и осадочных пород [Формации ..., 1963].

3. Вопрос о М. ф. наименее разработан, так как обычно считается, что развитие какой-либо области, например геосинклинали, достаточно раскрывается в последовательности (рядах) осадочных и магматических ф., представляющих соответственно экзогенные и эндогенные процессы и их взаимоотношения в ходе этого развития. При наличии в исследуемом разрезе метаморфических толщ должна быть реконструирована их первичная природа с тем, чтобы эти толщи могли бы быть отнесены к тем или иным конкретным осадочным или магматическим ф.

Однако следует учитывать три обстоятельства: а) степень метаморфизации толщ может быть такова, что окажется невозможным не только отнести их к определенным типам осадочных или магматических ф., но и определить, образовались ли они из осадочных или магматических пород. Особенно это касается сильнометаморфизованных архейских толщ. Очевидно, такие толщи по крайней мере в некоторых случаях более удобно подразделять не на осадочные и магматические ф., а на метаморфические комплексы;

б) исключение М. ф. при исследовании формационным методом геосинклинальных областей приводит к неполноте реконструируемого ряда процессов, сопровождающих геологическое развитие, например, изменений температурных и динамических условий, глубин захоронения отложений и т. д. Выделение М. ф. и изучение их соотношений с осадочными и магматическими ф. может оказаться весьма существенным для характеристики строения и развития геосинклинальных областей и зон глубинных разломов. Учитывая все это, важно при формационном анализе принимать во внимание М. ф., даже если представляется возможность однозначно восстановить типы исходных осадочных и магматических ф.;

в) выделение в осадочной оболочке М. ф. (а не только осадочных и магматических ф., как это делается обычно) может оказаться удобным для сопоставления ее строения со строением земной коры по сейсмологическим данным, в частности, для проверки широко распространенных представлений о том, что горизонтальные сейсмические поверхности раздела соответствуют вертикальной метаморфической зональности [Косыгин, 1969].

4. Следует подчеркнуть, что М. ф. существуют объективно и наиболее характерные из них выделялись уже давно (например, чарнокитовая, кондалитовая, эклогит-гнейсовая, глаукофансланцевая и др.). Большинство М. ф., выделяемых А. А. Маракушевым и др. [1971], Б. Я. Хоревой [1967] и нами, легко сопоставляются, так как соответствующие классификационные признаки коррелируются [Добрецов и др., 1967б. Близк. сведения: Добрецов и др., 1969, 1976а; Фации ..., 1974; Добрецов, 1975].

5. При выделении осадочных или магматических ф. в метаморфизованных позже толщах необходимо «снять» с них метаморфизм, а при выделении М. ф., как и при выделении метаморфических фаций, естественно игнорировать особенности исходного состава пород. Осадочные, магматические и М. ф. — это единицы несравнимые, поскольку они выделяются по разным признакам. Более того, отдельные части М. ф. одновременно входят в состав осадочных и магматических ф. Представления о ф. иногда абсолютизируют, полагая, что одна и та же порода может быть составной частью лишь одной ф. На этом ошибочном положении основываются, во-первых, представления о невозможности существования М. ф. вообще, поскольку метаморфизованные породы уже входят в состав магматических и осадочных ф., и, во-вторых, предложение выделять ф. в менее метаморфизованных толщах главным образом по исходному составу пород, а в более метаморфизованных — главным образом по степени их метаморфизма. Если следовать этому признаку, мы получим несопоставимые между собой единицы, которые в равной степени плохо будут служить как целям анализа тех условий осадконакопления или магматизма, которые существовали при образовании толщ, подвергающихся метаморфизму, так и целям анализа условий метаморфизма [Дюфур, 1972].

6. Недооценка многокачественности природных вещей и возможности их рассмотрения в разных аспектах, возможности построения разных систем и выделения системных объектов на основе учета разных связей приводит, в частности, к представлению о том, что М. ф. не существует вообще [Половинкина, 1970], поскольку метаморфизм обусловливает лишь преобразование осадочных или магматических ф., а не образование новых единиц. Однако преобразование есть образование нового качества, новой целостности. Метаморфические фации и ф. выделяются как раз для изучения модификаций этого нового качества — характера метаморфизма, и границы таких геологических тел образуются именно в процессе метаморфизма. Эти тела реальны постольку, поскольку существуют процессы метаморфизма, а выделение их целесообразно в той мере, в какой представляет научный интерес изучение закономерностей проявления этих процессов [Дюфур, 1978б].

7. При развитии формационного анализа и внедрении его в геологическую практику геологам не безразлично, какие теоретические предпосылки будут положены в его основу, будет ли он развиваться и совершенствоваться только в направлении изучения первичных (магматических и осадочных, как предлагает Ю. Ир. Половинкина) ф. или же будет распространен на исторически взаимосвязанные с последними вторичные (метаморфические и др.) ф.? Логически целесообразным и правильным нам представляется второй путь, поскольку как первичные, так и вторичные процессы — звенья единой цепи неразрывно связанных между собой геологических явлений. А идея формационного анализа как раз и возникла в связи с необходимостью установления этих взаимосвязей.

Главной причиной отрицания М. ф. для Ю. Ир. Половинкиной стал очевидный факт того, что метаморфический процесс является вторичным, развивающимся по ранее образованным породам первичных «геологических ф.». Вводя понятия «нового» и «уже имеющегося» старого вещества и не формализуя их, Ю. Ир. Половинкина впадает в противоречие, с одной стороны, признавая, что «естественным, логичным выводом ... является вывод о применимости форма-

ционного анализа к метаморфизованным толщам» [Половинкина, 1970, с. 87], а, с другой — отрицая М. ф.

«Новое» вещество всегда образуется на базе «уже имеющегося» (независимо от механизма его формирования); метаморфизм, как и любой другой геологический процесс, создает «новое» вещество, так как при этом образуются породы иного химического состава и иной структуры. Соглашается же Ю. Ир. Половинкина с тем, что вторичные чарнокитовые породы имеют совсем иной состав и структуру, чем исходные гиперстен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, из которых они образованы.

Чем же вызвана постановка вопроса: существуют ли М. ф.? Вероятнее всего, тем обстоятельством, что пока нет не только единого определения понятия ф., но и единого подхода к его определению.

Как и минералы, и породы, ф. являются объектами нашего познания, но в отличие от первых, представляющих собой разные уровни организации материи, ф. — это всего лишь сгруппированные нами по определенным признакам (тектоническим, петрохимическим и т. д., в зависимости от цели исследования) породы [Алексеева, 1972].

8. Вряд ли можно отрицать, что и метаморфические породы образуют крупные закономерные сочетания, т. е. ф. Однако по какому принципу выделять М. ф. — в зависимости от первичного состава пород или от характера метаморфических преобразований? В первом случае мы получили бы ту же систему осадочных и вулканогенных ф., причем на высоких ступенях метаморфизма расшифровка первичного состава метаморфических комплексов была бы весьма условной. Во втором случае выделение М. ф. свелось бы к выделению фаций метаморфизма; кроме того, мы потеряли бы возможность сопоставления раннедокембрийских и существенной части более молодых геосинклинальных ф. с неметаморфизованными ф. и к тому же нарушили бы единство принципа выделения ф. вообще — прежде всего по первичному составу слагающих их пород. Поэтому единственно правильным представляется выделять метаморфические породы по признакам их современного и первичного составов, ставя на первое место характер набора метаморфических пород и расшифровывая затем их первоначальную природу (в случае необходимости). Так, например, в геосинклинальных толщах верхнего протерозоя очень широко развита кварцито-филлитовая ф. (фалаховая, по Б. М. Келлеру, 1971 г.); ее название не нуждается в дополнительной расшифровке, ибо первичная природа этих отложений очевидна.

Признак метаморфизма, т. е. характер и степень метаморфических преобразований, в качестве одного из определяющих признаков ф. фактически давно применяется при разграничении платформенных и геосинклинальных осадочных и вулканогенных ф. Например, геосинклинальная аспидная ф. отличается от замещающей ее на платформе трансгрессивной морской терригенной ф. двумя основными особенностями — большей мощностью и более глубокими постседиментационными преобразованиями, носящими характер начального метаморфизма. Аналогичными особенностями различаются и вулканогенные ф. — платобазальтовая платформенная и спилит-диабазовая геосинклинальная. Характер вторичных преобразований входит и в определение некоторых других ф. — порфировой, порфиритовой, альпинотипных гипербазитов (серпентинизация!) и других. Эти преобразования в значительной мере врожденные, а не наложенные, ибо они определяются теми же особенностями тектонического и теплового режимов, которые проявлялись при самом накоплении пород данной ф. и немедленно вслед за накоплением (интенсивность тектонического погружения дна бассейна, величина теплового потока).

Следует признать, что степень вторичных преобразований пород является одним из основных свойств ф., которые необходимо учитывать при их выделении, наряду с первичным составом пород, условиями их накопления, характером сочетания в разрезе и формой тела ф. Для М. ф. высших ступеней метаморфизма этот признак становится решающим, ибо в ряде случаев мы, по крайней мере на современном этапе исследований, не можем однозначно восстановить первичный тип метаморфизованных пород, например многих амфиболитов, гнейсов, гранулитов и некоторых других, и должны ограничиться наименованием ф. по набору этих пород в их современном виде [Хаин, 1973].

9. Основная задача науки о геологических ф. — определение самого понятия «М. ф.» и выработка формационных критериев для выделения М. ф., которые должны быть положены в основу геологосъемочных и поисковых работ, проводимых в областях распространения метаморфических пород. Особо важным обстоятельством при выделении М. ф. должна быть их сопоставимость с реально существующими ассоциациями других районов развития докембрия, хотя основное значение должно быть отведено структурно-петрографическим особенностям конкретного района.

Метод «снятия» метаморфизма очень сложен для геологов-практиков, которым необходимо обособить различные ассоциации метаморфических пород непосредственно в поле. Метаморфические и ультраметаморфические преобразования, происходившие в различных термодинамических условиях, коренным образом преобразовывают первичные породы, создавая новые породы со специфическими особенностями и набором полезных ископаемых, однако и в таких высокотемпературных образованиях удается выделить в разрезах отдельные формационные члены, первичная природа которых достаточно ясна. Тем не менее подобные породы представляют собой лишь незначительные островки среди глубоко метаморфизованных пород относительно однородного внешнего облика.

Изучение многочисленных геологических разрезов показывает, что следует выделять в качестве самостоятельных ф. новообразованных пород, независимо от того, возникли они при полном или частичном переплавлении первичных пород, т. е. метаморфические и ультраметаморфические ф. Последние реально существуют, занимают значительные территории с однотипной петрографической и металлогенической характеристикой и находятся в сходной структурной обстановке [Димитров, 1977].

10. Нам представляется, что можно и нужно использовать термин «ф.» для ассоциации метаморфических пород. При метаморфизме происходит коренное изменение пород, частичная или полная потеря их первичных свойств, возникают новые типы пород и отношений между ними, т. е. возникают новые типы ф. Этот же вывод вытекает и из единства принципа выделения видов разных уровней организации вещества иерархического ряда. Раз выделяются метаморфические минералы и породы, совершенно отличные от магматических и осадочных, то почему же не признать существование М. ф., не распространить термин «ф.» на сообщество метаморфических пород? Практика геологов показывает, что выделение М. ф. оправдано [Бакиров, 1977].

11. Представления о метаморфических и в том числе метасоматических ф. все еще остаются весьма неполными, а известные данные разрозненными. Этому в определенной степени способствовали указания одного из основателей учения о ф. Н. П. Хераскова (1967 г.) о том, что целесообразность распространения термина «ф.» на ассоциации метаморфических пород является спорной, и обоснование (с нашей точки зрения, неубедительное) И. В. Крутя [1968, 1973] о нецелесообразности выделения ф. метаморфических пород, а также включение в определение ф. наличия признаков метаморфизма, как, например, в определении, отражающем «согласованное мнение большинства», данном Е. К. Устиевым (1970 г.) для магматических пород, согласно которому под ф. понимается закономерно повторяющиеся сообщества преимущественно монофациальных магматических пород и связанных с ними метаморфических и гидротермальных образований, а также отказ от М. ф. Ю. Ир. Половинкиной [1968, 1970].

Эта тенденция наиболее ярко выражена в работе Ю. Ир. Половинкиной [1970]. Отрицать существование М. ф. из-за того, что Н. А. Елисееву, Ф. Тернеру, Дж. Ферхугену, У. Файфу, Н. Г. Судовикову и др. не понадобилось представление о них, неоправдано.

По Ю. Ир. Половинкиной [1970, с. 87] «поскольку метаморфизм не создает новых ф. горных пород, нельзя и говорить о метаморфических ф.». Если исходить из такой позиции, то нельзя говорить и об осадочных ф., так как почти все осадочные породы «первоначально возникли за счет изверженных пород» (У. Т. Хуан, 1965 г.), а также о магматических, так как магмы, в свою очередь, могут быть образованы за счет осадочных или метаморфических пород (К. Менерт, 1963 г.; У. Т. Хуан, 1965 г.). Между тем метаморфические (в том числе и

метасоматические) породы, развиваясь по осадочным и магматическим породам, связаны с ними постепенными переходами и являются связующим звеном между указанными породами и рудами. Естественно, что отсутствие резких границ между этими образованиями делает исключение любого из них из общей схемы анализа искусственным и вызывает необходимость выделения М. ф.

Ю. Ир. Половинкина [1970, с. 87] приводит классификацию кристаллических пород Ф. Ю. Левинсона-Лессинга (1950 г.), в которой «он весьма четко показал, что метаморфические породы не составляют самостоятельной генетической группы». Если считать, что утверждение такого рода является фактом, отрицающим существование М. ф., то можно привести в качестве дополнительного «факта» классификацию Г. Рида (1944 г.), в которой сделана попытка разделить все породы на нептунические, вулканические и плутонические, т. е. не менее «четко» показано, что метаморфические породы не составляют самостоятельного класса, или утверждение И. В. Крутя [1973, с. 117] о том, что «само название «метаморфические породы» в строгой классификации главных групп (типов) горных пород кажется незаконным» и т. п. Такой подход отражает лишь субъективные представления отдельных исследователей. Почти все геологи придерживаются классификации пород с подразделением их на магматические, осадочные и метаморфические.

Необходимость применения термина «ф.» к метаморфическим и метасоматическим породам вызвана: а) одинаковым «уровнем организации веществ», как магматических и осадочных, так и метаморфических, метасоматических пород, а также местом и положением последних в общей классификации пород; б) необходимостью рассматривать все геологические (осадочные, магматические, метаморфические и метасоматические) процессы в совокупности в ходе развития земной коры; в) установлением в различных районах повторяемости сходных метаморфических и метасоматических образований как в пространстве, так и во времени; г) разработкой общих закономерностей проявлений метаморфических и метасоматических процессов в истории развития земной коры вообще и ее крупных структур в частности; д) наблюдаемой пространственной связью и взаимопереходами между осадочными и магматическими ассоциациями пород, с одной стороны, и метаморфическими и метасоматическими — с другой.

Следует отметить, что осадочная, магматическая и метаморфическая, или метасоматическая, ф., с одной стороны, и метаморфическая, или метасоматическая и рудная, — с другой — понятия, неравнозначные по объему. Это вытекает из того, что метасоматические (метаморфические) и рудные ф. могут быть связаны с магматическими и осадочными и одна магматическая ф. может сопровождаться несколькими метасоматическими или рудными или несколько метасоматических (метаморфических) ф. могут развиваться за счет одной осадочной. Вместе с тем с одной метасоматической (метаморфической) ф. может быть связано несколько рудных ф. [Срайлов, 1978].

12. Ю. Ир. Половинкина [1968] указывает, что вещество метаморфических пород не образовано заново, как при осадочных и магматических процессах, а только изменено. Однако, что означает выражение — «вещество ... не образовано заново»? Если под веществом понимать минеральный состав, то он образован при метаморфизме и представляет собой новообразование; если же под веществом понимать валовой химический состав, то в этом случае действительно «вещество» метаморфических тел было образовано ранее — либо при осадочных, либо при магматических процессах. Но при таком понимании вещества геологических тел небезынтересно обратиться к вопросу о магматических или ультраметаморфических породах щитов, в изучении которых формационный анализ сомнений не вызывает и широко используется. Известно, что гранитоидные породы, которыми в основном слагаются щиты, образованы в результате процессов ультраметаморфизма (палингенеза, анатексиса, магматического замещения, гранитизации и т. п.) первичноосадочных и вулканогенных толщ, т. е. так же, как и метаморфические породы, они образованы за счет более раннего субстрата. Различий между метаморфическими и ультраметаморфическими породами в смысле существования более раннего субстрата и выполнения им пространства не имеется, поэтому довод, что вещество метаморфических пород не является новообразованным, нельзя считать убедительным [Стрыгин, 1978].

13. Дискуссия о возможности выделения наряду с осадочными и магматическими других типов ф., в частности ф. метаморфических, ультраметаморфических и метасоматических, закончилась в основном на IV Всесоюзном петрографическом совещании в пользу последних [Щербаков, 1975].

КЛАССЫ ФОРМАЦИЙ, БЛИЗКИХ МЕТАМОРФИЧЕСКИМ

Формации, состоящие из метаморфических образований

ФОРМАЦИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД.— Ф., состоящая ныне из метаморфических пород. Установление метаморфо-метасоматических циклов и этапности их развития является основой для выделения Ф. м. п. и позволяет заключить, что подход к их выделению должен быть двояким, в зависимости от их положения в этих циклах: а) Ф. м. п. начинающих этапов циклов могут выделяться по признакам первичных (дометаморфических) пород с указанием их метаморфизма, например, спилито-кератофировая ф., метаморфизованная в условиях амфиболитовой фации (естественно, что при выделении Ф. м. п., так же как и ф. всяких других пород, в первую очередь учитывается состав и структура ф.; б) Ф. м. п. завершающих этапов циклов, где от первичных пород мало что остается и они представлены преимущественно новообразованными породами, следует выделять по признакам новообразованных пород, например, чарнокитовая ф., мигматит-плагиогранитовая ф. и др. [по Наливкиной, 1977а].

Син.: метаморфическая ф. [Попов, 1968].

Примеч.: Термин «Ф. м. п.» упоминается в решениях III Всесоюзного петрографического совещания 1963 г. Его предпочитают также Н. П. Херасков (выступление на Новосибирской конференции 1958 г. по учению о геологических ф.) и Ю. Ир. Половинкина (выступление на Среднеазиатском региональном петрографическом совещании 1966 г. в Ташкенте), причем они возражают против термина «метаморфическая ф.». Возражение это несостоятельно, так как Ю. Ир. Половинкина сама же выделяет некоторые метаморфические ф., например гнейсы, и считает самостоятельным типом спилито-кератофировую ф., которая, как известно, возникла благодаря эпиметаморфизму (альбитизация диабазо-порфировой ф.) [Попов, 1968].

ФОРМАЦИЯ СУПЕРКРУСТАЛЬНЫХ ПОРОД.— Суперкрустальные породы широко распространены среди архейских и отчасти нижнепротерозойских образований. Их неметаморфизованные аналоги в пределах щитов и кристаллических массивов древних платформ не установлены, а параллелизация с известными геосинклинальными ф. мало обоснована. Поэтому их следует выделить в самостоятельную группу Ф. с. п. наряду с ф. осадочных, осадочно-вулканогенных и магматических пород [Формации..., 1971].

Син.: суперкрустальная ф. [Формации ..., 1971].

Примеч.: 1. Содержание определения «суперкрустальные» принимается нами в полном соответствии с тем первоначальным значением, которое придавал ему Я. И. Седерхольм, понимавший под суперкрустальными породами архейские глубокометаморфизованные образования, обладающие признаками исходных осадочных и вулканогенных пород [Формации ..., 1972].

2. Касаясь докембрийских ф., Н. С. Шатский (1954 г.) справедливо указывал, что распознать в сильно метаморфизованных породах докембрия черты, свойственные палеозойским и более молодым ф., можно далеко не всегда с

должной уверенностью и поэтому описывать эти докембрийские ф. следует под теми же названиями, которые были даны им как особым типам метаморфических образований [Лазько и др., 1968 в. Близк. сведения: Лазько, 1971а; Формации . . ., 1972].

ПРОТОФОРМАЦИЯ.— В соответствии с тем содержанием, которое вкладывается в понятие ф., мы предлагаем выделять в докембрии естественные парагенезисы метаморфических пород в реальных тектонических условиях и параллелизовать их с фанерозойскими ф., применяя к парагенезисам докембрийских пород термин П. Для определения понятия П. необходимо располагать данными о естественной ассоциации метаморфических пород в определенных тектонических условиях, первичной природе этих метаморфических пород и соответствующем гомологе в неметаморфизованных отложениях фанерозоя. Например, П. сульфидсодержащих графитовых сланцев и мраморов, развитая в зонах окаймления гранито-гнейсовых куполов. В качестве неметаморфизованного гомолога этой ф. можно назвать карбонатную углефицированную ф. позднего докембрия Прибайкалья (улунтуйская свита), описанную И. К. Королюк. Все признаки этой ф. полностью совпадают с признаками пород указанной П. Такой существенный признак, как фосфоритоносность углефицированной карбонатной ф., отчетливо проявлен у некоторых докембрийских гомологов ее (ф. Кокейсвиль) [Розен и др., 1972].

Примеч.: Конвергентные метаморфические породы в значительной мере утрачивают исходные признаки, которые столь отчетливо разделяли до метаморфизма их осадочные и магматические аналоги, что в значительной мере ослабляет возможность формационного метода. Кристаллические сланцы основного состава являются в этих отношениях одним из наиболее сложных и интересных объектов. Для них в принципе достаточно определенно могут быть намечены гомологи неметаморфизованных первично-магматических ф., таких, как спилитовая, диабазовая, трапповая и др. [Розен, 1972].

МЕТАМОРФОГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., выделяемая на основе анализа минеральных ассоциаций. Такие ф. целесообразно выделять для установления термодинамических условий метаморфизма [по Миронюку, 1977б].

Примеч.: М. ф., как и метаморфическая ф., имеет реальный петротип. Однако последняя выделяется на основе анализа петропарагенетических ассоциаций [Миронюк, 1977а].

Дометаморфические и переходные (между метаморфическими и неметаморфическими) формации

ДОМЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ.— Естественная ассоциация осадочных или магматических пород (или их парагенезов), слагавшая стратиграфическую серию (алданскую) до проявления регионального метаморфизма. Следовательно, понятия «парагенетическая ассоциация метаморфических пород» и «Д. ф.» неидентичны [по Травину, 1975].

Син.: неметаморфизованные исходные ф. [Попов, 1966].

МЕТАМОРФИЗОВАННАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф., которая выделяется путем восстановления первичной дометаморфической ф. [по Миронюку, 1977а].

Примеч.: Как метаморфические, так и метаморфогенные ф. имеют вполне реальные голотипы (петротипы), которые можно наблюдать, измерять и расчленять на любом уровне прямыми сопоставимыми методами. Этим они принципиально отличаются от М. ф., которые выделяются путем восстановления скрытого первичного, дометаморфического состояния пород, являются ретроспективными и во многом основаны на гипотетических представлениях, что заставляет относить их к особому типу геологических понятий [Миронюк, 1977б].

ОСАДОЧНО-МЕТАМОРФИЗОВАННАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф. промежуточная между собственно метаморфической и вулканогенно-осадочной ф., поскольку в ней еще хорошо сохраняются признаки первичных пород, фиксирующих обстановку осадконакопления и вулканизма. О-м. ф. в зависимости от цели исследования можно относить либо к метаморфическим, либо к вулканогенно-осадочным (так же, как и вулканогенно-осадочные рассматривают в зависимости от цели как вулканогенные или осадочные). При включении их в общую таблицу классификации метаморфических ф. приходится учитывать такие «неметаморфические» признаки, как характер терригенных толщ (глинистые, граувакковые или флишоидные), более полный состав вулканитов (андезитовые порфириты, ортофиры и др.). В этом смысле выделение и классификация О.-м. ф. являются приблизительными, в определенной мере условными [Добрецов, Пономарева, 1978].

МЕТАМАГМАТИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф. промежуточная между магматической и метаморфической ф.; является результатом наложения метаморфических признаков на магматическую ф. и содержит магматические и метаморфические минеральные ассоциации [по Буданову, 1977].

ЭНДОГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ.— Естественное сообщество (ассоциация) вулканогенно-осадочных, магматических, метаморфических и метасоматических пород, а также руд, которое образовано в результате последовательных стадий единого эндогенного минерало- и породообразующего процесса в течение определенного геологического этапа развития конкретной структурной формы земной коры [Заридзе, 1964].

Син.: магматическая и метаморфическая ф. [Заридзе, 1962].

ПЛУТОНИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ассоциация только полнокристаллических парагенетически связанных пород. Для класса П. ф. генетическая трактовка часто затруднительна: сюда относятся породы как изверженные (только интрузивные), так и сформировавшиеся на месте (ультраметаморфические). В этот класс включаются метаморфизованные перекристаллизованные породы с развитой расслоенной структурой, даже если для них с несомненностью устанавливается первичный вулканический или осадочный состав. Преобладание же в породах наслоенной структуры исключает их из этого класса. Не допускается участие в плутонических

ассоциациях вулканических и осадочных пород, если они не ультраметаморфизованы [Круть, 1973].

ПЛУТОНОМЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ассоциация плутонических пород палингенного происхождения и метаморфических пород амфиболитовой и гранулитовой фаций [Б. Я. Хорева, 1965 г., из: Попов, 1968].

— Разновидность метаморфических ф., характерной особенностью которых является закономерная ассоциация в пространстве и во времени плутонических и метаморфических пород высоких ступеней метаморфизма, приуроченная к зонам ультраметаморфизма [Хорева, 1963в].

УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ.— 1. Закономерная ассоциация плутонических пород метаморфогенного, метасоматического, реоморфического и анатектического происхождения, возникшая в заключительные этапы развития процессов регионального плутонического метаморфизма данного геосинклинального цикла в различных сечениях земной коры [Хорева, 1971б. Близк. опред.: Хорева, 1968].

2. Одновозрастная парагенетическая ассоциация глубинных автохтонных ультраметаморфических пород, имеющих химический состав интрузивных магматических пород, а минеральный состав и текстуру метаморфических пород [Хорева, 1978б].

У. Ф. ЗОН СМЯТИЯ.— Совокупность гранитоидов зон смятия, пород их контактовых ореолов (мигматиты, инъекционные гнейсы, роговики) и жильных образований (обычно пегматиты). В отличие от ультраметаморфических ф. областей регионального метаморфизма У. ф. з. с. характеризуется, как правило, линейной формой тел [Забродин, 1977].

УЛЬТРАМЕТАГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ.— 1. Конкретная парагенетическая ассоциация глубинных пород, сформированная в результате сложного физического и химического взаимодействия возникших на месте и (или) привнесенных гранитизирующих расплавов, флюидов и высокотемпературных растворов с твердым веществом литосферы. В результате такого взаимодействия возникают разнообразные по составу автохтонные и субавтохтонные гранитоиды и мигматиты ультраметагенного происхождения (К. А. Шуркин, 1957 г.). Например, ф. чарнокит-мигматитов и чарнокитов, ф. ультраметагенных мигматит-гранитов, разнообразных гранитоидов, пегматитов [Шуркин, Митрофанов, 1969].

Син.: ультраметагенный комплекс [Шуркин, Митрофанов, 1969].

2. Абстрактное понятие; характеризует несколько ультраметагенных комплексов сходного вещественного состава с близкой геологической и термодинамической обстановкой формирования в пределах однотипных структур земной коры [Шемякин, 1976].

Примеч.: Понятие У. ф., предложенное К. А. Шуркиным и Ф. П. Митрофановым [1969], соответствует мигматитовым ф. Ю. А. Кузнецова, т. е. охватывает как гранитоиды, так и мигматиты. По нашему мнению, мигматиты — это промежуточное звено в цепи геологических образований «осадочная порода —

гранит», их также следует выделять в особый тип геологических ф. [Щербаков, 1975].

ГРАНИТО-ГНЕЙСОВАЯ И МИГМАТИТОВАЯ ФОРМАЦИИ.— К числу весьма специфических и неповторимых в истории Земли образований относятся нижнедокембрийские породы, составляющие ряд мигматитовых ф. и связанных с ними гранито-гнейсов. Своеобразие этой группы пород неоднократно отмечалось рядом исследователей. Выделенные Ю. А. Кузнецовым [1964] ф. мигматитов амфиболитовой фации и мигматитов гранулитовой фации вместе со связанными с ними гранитоидами не исчерпывают всего многообразия типов этого ряда ф., с удивительным постоянством повторяющихся на всех щитах. В основу классификации рассматриваемых ф., вероятно, должен быть положен, с одной стороны, принятый Ю. А. Кузнецовым признак принадлежности к определенной метаморфической фации, а с другой — характер субстрата, принадлежащего к одной из стратифицируемых раннедокембрийских ф. Этот второй признак в значительной мере определяет особенности состава и относительную распространенность различных формационных типов, среди которых к тому же могут быть выделены ф. плагиомигматитов и гранито-гнейсов, ф. аляскитовых мигматитов и гранито-гнейсов, ф. чарнокитов и др. [Лазько и др., 1968в, Близк. опред.: Лазько и др., 1968б].

КЛАССИФИКАЦИОННЫЕ (ТАКСОНОМИЧЕСКИЕ) КАТЕГОРИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И БЛИЗКИХ К НИМ ФОРМАЦИЙ

МЕТАМОРФОСФЕРА.— Планетарный уровень метаморфических формаций [по Белоусову, 1979].

ФОРМАЦИОННЫЙ ТИП.— 1. Конкретный парагенетический комплекс высокометаморфизованных пород архея, который с удивительным постоянством повторяется в различных регионах. Сюда относятся следующие ф.: гиперстенсодержащих гнейсов и кристаллосланцев, кварцитов и высокоглиноземных пород, железорудно-гнейсовая и др. [Сиворонов, 1971].

— Изучение однотипных докембрийских образований и анализ литературных материалов показывают, что перечисленные ф. (гиперстенсодержащих гнейсов и кристаллосланцев, кварцитов и высокоглиноземных пород, железорудно-гнейсовая, кондалитовая, карбонатно-гнейсовая, биотитовых и биотит-роговообманковых гнейсов и кристаллосланцев) вне зависимости от их развития на разных платформах, почти аналогичны или весьма сходны по главным своим особенностям, что позволяет говорить о них как о Ф. т. [Лазько и др., 1968в].

2. Положенные в основу выделения типов метаморфических и ультраметаморфических комплексов геотектонические, петрогенетические и фациальные критерии позволяют рассматривать их как Ф.т. Соответственно выделяются два Ф.т.: монофациальные метаморфические ф. и полифациальные метаморфические и ультраметаморфические ф. Таким образом, в соответствии с двумя типами регионального метаморфизма существуют две категории метаморфических ф. [Хорева, 1971б].

3. Объединение аналогичных конкретных ф. на основе сходного петрогенезиса пород в отложениях разного возраста и геоструктурного положения [по Сидоренко, Созинову, 1977].

Примеч.: В зависимости от главных членов парагенезисов пород нами выделяются четыре Ф. т. (Н. А. Созинов, Св. А. Сидоренко, 1976 г.): терригенно-углеродистые, кремнисто-углеродистые, карбонатно-углеродистые и вулканогенно-кремнисто(карбонатно)-углеродистые [Сидоренко, Созинов, 1977].

Объединение тождественных по условиям образования ф. [по Дюфуру, 1978б].

Син.: «абстрактная ф.» [Лазько и др., 1968в], тип ф. [Хорева, 1971б].

Примеч.: При полевых исследованиях выделяется конкретная ф., существование которой как Ф. т. может быть подтверждено только на материале других регионов. В качестве примеров можно привести ф. биотит-гранатовых гнейсов, гиперстеновых кристаллосланцев, кальцифир-кристаллосланцевую и мрамор-кальцифировую, выделенные в западной части Украинского щита [Лазько и др., 1968в], которые мы пока не рассматриваем в качестве Ф. т. [Нижний докембрий ..., 1975].

ТИП МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ.— На основании фациально-петрографического принципа автор относит к самостоятельным Т. м. ф. породы каждой определенной минеральной фации, принадлежащие к отдельному петрогенетическому ряду и различающиеся также по типам метаморфизма: регионально-метаморфические ф., контактово-метаморфические ф. и порцелланитовые ф. [Попов, 1968].

Син.: петрогенетическая группа [Попов, 1966], фациально-петрографический тип метаморфических ф. [Попов, 1968].

ГРУППА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ.— Крупнейшая формационная категория, соответствующая каждому из главных типов метаморфизма. Например, зеленокаменные ф., плутонометаморфические ф. [по Кейльману, Минкину, 1977].

Син.: метаморфическая надформация [Кейльман, Минкин, 1977].

ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЙ РЯД МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ.— Классификационное подразделение, выделяющееся внутри петрогенетической группы метаморфических ф. по составу породившего их материнского вещества. Название П. р. м. ф. производится от названия петрогенетического ряда исходных ф. Например, метабазитовые ф., метасилицитовые ф. [по Попову, 1966].

Примеч.: Метаморфические ф. в зависимости от происхождения слагающего их вещества и его химического состава укладываются в различные петрогенетические ряды. Еще У. Грубенман и П. Ниггли [1933] выделяли среди метаморфических пород, во-первых, изохимические серии и, во-вторых, изофизические серии. Изохимические серии отвечают рассматриваемым здесь петрогенетическим рядам, объединяя породы сходного состава. Изофизические серии обнимают ряды пород, отличающиеся друг от друга по среде своего образования, т. е. в фациальном отношении [Попов, 1968].

СЕМЕЙСТВО МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ.— Подразделение петрогенетического ряда метаморфических ф. Оно отчасти, с некоторым упрощением, отвечает семейству исходных пород. Например, семейство метагаббродных ф., семейство метадиабазовых ф. [Попов, 1968].

КОМПЛЕКС МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ.— Подразделение, выделяемое внутри семейства метаморфических ф. и отличающееся от других К. м. ф. по своей принадлежности к той или иной ступени или зоне метаморфизма. В каждом К. м. ф. объединяется несколько ф., близких друг другу по своим фациально-петрографическим и историко-геологическим особенностям. Например, комплекс метагабброидных пироксен-гранулитовых ф., комплекс ортолептитовых ф. [по Попову, 1966].

— Комплекс, возникающий при метаморфизме из различных комплексов магматических или осадочных ф. и потому, подобно последним, представляющий обычно довольно крупные геологические тела, играющие существенную роль в строении земной коры. Поэтому многие из таких метаморфических комплексов были подмечены и выделены геологами еще раньше, чем точные петрографические исследования позволили выявить их истинную природу. Нередко такие комплексы уже получили собственные местные наименования, которые введены в петрографический словарь Ф. Ю. Левинсона-Лессинга и Э. А. Струве (1936 г.) [Попов, 1968].

Син.: метаморфический комплекс [Попов, 1966, 1968].

КЛАСС МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ.— Объединение метаморфических ф., устанавливаемое по типу метаморфизма, сыгравшему решающую роль в становлении горных пород [по Миронюку, 1977а].

ГРУППА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ.— Ф. одного класса с близким петрографическим составом [Миронюк, 1977а].

ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ КЛАССА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И БЛИЗКИХ К НИМ ФОРМАЦИЙ

Формации, названные по пространственному или термодинамическому признаку

РЕГИОНАЛЬНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ.— Ф., характеризующиеся, по Е. Бедерке (1947 г.), следующими особенностями. Температура и давление зависят от глубины залегания ф. в земной коре. Они довольно устойчивы во времени и в горизонтальном направлении. В ходе образования Р.-м. ф. происходит медленное общее повышение температуры и давления; следовательно, развивается прогрессивный метаморфизм. Все это обусловлено общим погружением ф., происходящим в данном орогенном поясе, главным образом, под влиянием вышележащих ф. и особенно вследствие нагромождения масс сминающихся складок. Позднее в ходе денудации горноскладчатых систем в их основании происходит медленное общее понижение температуры и давления; в связи с этим здесь в ф. ранее испытывавших прогрессивный метаморфизм, напротив, развивается регрессивный метаморфизм (диафторез) [Попов, 1968].

Син.: экстиниты (от греческого слова «экстенейа», т. е. напряжение) (И. Юнг, М. Рок, 1936 г.; Г. и Ж. Термье, 1956 г.), филлиты, слюдяные сланцы, гнейсы и др., динамотермальные породы (Н. П. Семененко, 1958 г.), динамотермометаморфические ф., динамотермальные ф. [Попов, 1968].

Примеч.: 1. На общем термодинамическом фоне, характеризующем развитие Р.-м. ф. в направлении то прогрессивного метаморфизма, то регрессивного, может в одних участках земной коры особенно усиливаться действие давления, в других же — влияние температуры. С этим связано обособление двух других типов метаморфизма, а именно — динамометаморфизма и термометаморфизма [Попов, 1968].

2. Петрогенетическая группа Р.-м. ф. состоит из динамотермометаморфических ф. и динамометаморфических ф. [по Попову, 1966].

ФОРМАЦИИ ПОРОД РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА.— Характеризуются парагенезисами минералов, указывающих на подвижное поведение калия и натрия во всех фациях нормального метаморфизма. Редко встречаемые минералы и минеральные парагенезисы, указывающие на «инертное» поведение щелочей, образуются в результате наложенных процессов минералообразования регрессивного этапа метаморфизма или более позднего контактового метаморфизма [по Давыдченко, 1977].

КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ.— 1. Контактово-метаморфические производные различных магматических вместе с постмагматическими и осадочных ф. При их развитии в отличие от регионально-метаморфических и динамометаморфических ф. на первый план выступает влияние высокой температуры. Подразделяются на собственно К.-м. ф. и пирометаморфические ф. [Попов, 1968].

2. Контактово-метаморфические образования, обязанные воздействию гранитоидных и габбро-диабазовых ф. на различные вмещающие ф. (магматические, постмагматические, осадочные). К.-м. ф. распространены значительно меньше, чем регионально-метаморфические. В частности, их проявления почти отсутствуют в кристаллическом фундаменте и мало развиты около абиссальных гранитоидных интрузивов, так как сливаются здесь с повсеместно и предельно развившимся общим региональным катаметаморфизмом. Широко распространены только в низах цоколя складчатого основания, где мощно развиваются вокруг мезоабиссальных гранитоидных интрузивов [по Попову, 1968].

Син.: термометаморфические ф. [Попов, 1968].

ТЕРМОМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ.— Продукты наложения термического воздействия, чаще всего обязанного магматическим расплавам в контактах интрузий (контактово-метаморфические и контактово-пирометаморфические ф.), а также под влиянием тепла в контактах горящего каменного угля (порцелланитовые пирометаморфические ф.) [Попов, 1968].

Син.: контактово-метаморфические ф. [Попов, 1968].

Примеч.: Петрогенетическая группа Т. ф. делится на концентрически зональные ф. и приконтактовые пирометаморфические ф. [по Попову, 1966].

СОБСТВЕННО КОНТАКТОВО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ.— Ф., характеризующиеся следующими особенностями. Давление зависит от глубины залегания ф. в земной коре. Температура лишь отчасти зависит от этой глубины, а главным образом, от общего подъема геоизотерм, развивающегося в местах массо-

вого подъема нагретых ювенильных веществ: вначале пневматогидротермальных, разогревающих пути последующего подъема магмы, а затем и самих магматических расплавов, имеющих в основном гранитный состав. Горизонтальные размеры контактовых зон различные — от малых до больших, так как определяются только скоростью остывания и протяженностью магматических формаций, вызывающих контактовый метаморфизм в прорванных или же перекрываемых ими ф. Температура у контактов изменяется зонально и потому контактово-метаморфические зоны концентрически окружают фокус разогревания. Вследствие медленности разогревания контактово-метаморфических зон в них успевает установиться равновесие минералов и потому соблюдается правило фаз в отношении количества устойчивых минеральных видов (за исключением реликтов минералов, сохранившихся в случае последующего диафтореза). Диафторез проявляется редко или же вовсе не проявляется [Попов, 1968].

Примеч.: Вместо одной генетической группы контактово-метаморфических пород Н. П. Семененко (1958 г.) различает три: термоконтактовые породы, пирометаморфические роговики, по П. Эскола (1939 г.), и плутонометаморфические породы. Автор не считает возможным разделять контактово-метаморфические Ф. на эти три группы, так как все они возникают в условиях термометаморфизма, обязанного выделению тепла из контактирующих с породами магматических масс [Попов, 1968].

ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ (греч. пур — огонь).— Ф., отличающиеся такими особенностями. Давление всегда низкое, так как при их образовании метаморфизация происходит у поверхности земли, на небольших глубинах. Температура всегда высокая и быстро возрастает под влиянием резкого местного разогревания, обязанного внедрению магмы или же каменноугольному пожару. Вследствие малых размеров источников тепла и их быстрого остывания такие контактовые ореолы имеют ничтожные размеры. Вследствие очень быстрого разогрева и столь же быстрого охлаждения метаморфизуемых пород появляются неустойчивые ассоциации минералов, включающие большее количество минералов, чем это отвечает правилу фаз [Попов, 1968].

Син.: контактово-пирометаморфические ф. [Попов, 1968].

КОНТАКТОВО-ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ.— Ф., возникшие при метаморфизме из различных ф. у высокотемпературных контактов с вулканическими и субвулканическими ф. Эти контакты отличаются более высокими температурами, чем контакты более глубинных интрузивных ф. [Попов, 1968].

Син.: по-видимому, частично ороговикованные породы (?), по А. В. Орловой и Е. П. Шаталову, 1963 г. [Попов, 1968].

ПОРЦЕЛЛАНИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ (итал. porcellana — фарфор; указывает на то, что порцелланиты часто имеют фарфоровидный излом).— Своеобразные пирометаморфические ф., возникшие из различных ф. на контакте с горящими каменными углями. Горение углей возможно только на выходах молассовых темно-пестроцветных угленосных ф., обладающих достаточно мощными зале-

жами угля до глубины, на которой еще возможен доступ воздуха, приносящий свободный кислород. П. ф. отвечают санидинитовой фации, возникающей при высоких температурах, но при низких и средних давлениях. Редкие, мало распространенные [по Попову, 1968].

ФОРМАЦИИ ПОРОД КОНТАКТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА.— Ф., характеризующиеся широким развитием парагенезисов минералов, устойчивых в условиях «инертного» (в термодинамическом смысле) поведения калия и натрия [Давыдченко, 1977].

ФОРМАЦИИ РОГОВИКОВ.— Ф., сложенные роговиками, представляющими собой плотные мелкозернистые породы, состав которых зависит от состава материнских пород. Образуются в результате контактового метаморфизма на контактах интрузий с глинистыми породами, песчаниками, кварцитами, кислыми и основными интрузивными породами, мергелистыми и окремнелыми известняками и доломитами. В контактовых зонах крупных интрузий толщи роговиков могут получить широкое развитие и приобрести значение ф. [Виноградов, 1973].

ФОРМАЦИИ УЗЛОВАТЫХ СЛАНЦЕВ.— Сложены узловатыми сланцами, развивающимися во внутренних зонах контактовых ореолов за счет глинистых, карбонатных, основных изверженных и других пород [Виноградов, 1973].

ФОРМАЦИИ ПЯТНИСТЫХ СЛАНЦЕВ.— Сложены пятнистыми сланцами, развивающимися во внешних зонах контактовых ореолов за счет глинистых, карбонатных и основных изверженных пород [Виноградов, 1973].

ДИНАМОМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ.— 1. Комплексы метаморфических пород, представленные низкотемпературными микрокристаллическими сланцами, порфироидами и порфиритоидами, образующимися в результате динамометаморфизма осадочных и вулканогенных пород. Д. ф. характерны для всех зон смятия [Хорева, 1963б].

2. Д. ф.—ф., характеризующаяся следующими особенностями. Температура и давление зависят от глубины залегания ф. так же, как в регионально-метаморфических ф. Однако в отличие от последних, давление и температура неустойчивы во времени и очень быстро изменяются в горизонтальном направлении. В ходе развития Д. ф. вначале также происходит общее повышение давления и температуры. Однако то и другое может развиваться быстрее, чем в регионально-метаморфических ф. Давление особенно быстро повышается в ходе горообразовательной фазы, вызывая столь же быстрое нарастание прогрессивного метаморфизма. После ослабления горообразовательной фазы происходит столь же быстрое снятие избыточного давления, что способствует быстрому развитию регрессивного метаморфизма (диафтореза), который вследствие этого особенно типичен для Д. ф. [Попов, 1968].

3. Совокупность пород различных степеней метаморфизма (от практически неизмененных осадочных и магматических до гнейсов и кристаллических сланцев, включая катаклазиты, милониты и

все их разновидности), образующая линейные тела, приуроченные к разломам, с характерными, иногда резкими колебаниями степени метаморфизма в латеральном направлении и хорошо выраженной зональностью [Забродин, 1977].

Син.: ф. динамометаморфических сланцев [Хорева, 1963б].

Примеч.: 1. Д. ф. образуются в результате перекристаллизации пород под влиянием слабо нагретой поровой жидкости, мобилизованной в зонах интенсивных межгранулярных дифференциальных движений. Неравномерность проявления по площади этих зон определяет неравномерность развития в пределах зоны смятия метаморфических пород Д. ф., что резко отличает ее от комплекса метаморфических пород, образующихся при процессах регионального метаморфизма. Динамометаморфические сланцы нередко сменяются на коротком расстоянии как вкрест простирания, так и по простиранию слаборассланцованными, фаунистически охарактеризованными осадочными и вулканогенными породами.

Д. ф. возникает в синорогенную стадию развития приразломных прогибов, т. е. стадию формирования зоны смятия, как шовной сложноскладчатой структуры. Распределение зон динамометаморфических сланцев подчиняется элементам складчатой структуры, и часто они совпадают с направлениями слоистости пород, приурочиваясь к контакту пород разной компетентности [Хорева, 1963б].

2. Д. ф. локализуются вдоль зон разломов и смятий земной коры. Очень сходны с регионально-метаморфическими ф. по составу, отличаясь лишь по залеганию: регионально-метаморфические ф. распространены регионально, широко выдержаны по горизонтали, а Д. ф. связаны с относительно узкими протяженными зонами тектонических нарушений. Д. ф. тесно переплетаются с регионально-метаморфическими ф. и потому не отделяются от последних в нашей классификации [Попов, 1968].

ПОЛИМЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ.— Ф. метаморфических пород, образующаяся в результате сочетания процессов динамометаморфизма и низкотемпературного гидротермального метаморфизма. Как и для динамометаморфической ф., для нее характерны фации низкотемпературных микрокристаллических сланцев, слагающие более мощные зоны по сравнению с зонами, характеризующими первую ф. [по Хоревой, 1963б].

Формации, названные по фациально-метаморфическому признаку

МОНОФАЦИАЛЬНЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ.— Ассоциации метаморфических пород, принадлежащие одной фации метаморфизма и образующиеся в результате процессов регионального метаморфизма одного типа или регионального метаморфизма геосинклинальной и инверсионной стадий развития подвижных зон [Б. Я. Хорева, 1965 г., из: Попов, 1968].

— Ассоциации метаморфических пород, образующиеся в результате регионального динамо-геотермического метаморфизма осадочных и вулканических ф. начальных и ранних этапов развития подвижных зон. М. м. ф. — тип ф. [Хорева, 1971б].

ПОЛИФАЦИАЛЬНЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ.— Ассоциации метаморфических пород с четко выраженной метаморфической зональностью, принадлежащие различным фациям метаморфизма и образующиеся в результате прогрессивного регионального метаморфизма постинверсионной стадии развития подвижных зон [Б. Я. Хорева, 1965 г., из: Попов, 1968].

ПОЛИФАЦИАЛЬНЫЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ.— Ассоциации метаморфических и ультраметаморфических пород, образующиеся в результате регионального плутонического метаморфизма осадочных, вулканических и монофациальных метаморфических ф. Рассмотренные ф.— тип ф. [Хорева, 1971б].

КОНКРЕТНАЯ МОНОФАЦИАЛЬНАЯ МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ.— Стратифицированная ф., соответствующая понятию о метаморфической стратиграфической серии [по Хоревой, 1968].

КОНКРЕТНАЯ ПОЛИФАЦИАЛЬНАЯ МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ И УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИИ.— Не являются стратифицированными образованиями и представляют собой структурно-метаморфические комплексы (Хорева, 1968 г.).

КЛАСС ЗОНАЛЬНОМЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ (в раннем докембрии Сибири).— Изучен недостаточно вследствие неуверенности в возрастной датировке многих супракрустальных комплексов. Можно с определенной условностью отнести сюда формационные комплексы некоторых шовных прогибов: амфиболит-кианитосланцевый (Диендинский прогиб), амфиболит-слюдяносланцевый (Онотский и Джелтулакский прогибы), коматит-слюдяносланцевый (Олондинский прогиб) [Миронюк, 1977б].

КЛАСС РЕТРОМЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ (раннего докембрия Сибири).— Отличается широко проявленными процессами неоднократного метаморфического преобразования пород. Ф. этого класса контролируются глубинными и долгоживущими разломами, а также инфраструктурой наложенных прогибов. Детально изучены и закартированы две ф. этого класса: ф. полиметаморфических гнейсов, ф. зеленосланцевых диафторитов [Миронюк, 1977б].

КЛАСС БЛАСТОКАТАКЛАЗИТОВ.— Один из классов метаморфических ф. Состоит из тектонитов, испытавших прогрессивный метаморфизм, который может быть во временном отношении оторван от этапа деформации. Позднеархейские — раннепротерозойские бластокатаклазиты этого класса достоверно не известны, так как повсеместно, где предполагались подобные образования, они имеют ретроградную направленность и отнесены к классу зональнометаморфических ф. В более молодых образованиях бластокатаклазиты широко распространены и часто фиксируют зоны проницаемости со сложным переплетением собственно метаморфических и метасоматических процессов преобразования вещества, будучи одним из факторов локализации полезных ископаемых [Миронюк, 1977б].

Формации, названные по признаку тектонической стадии или геохимическому признаку

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ РАННЕЙ (ДОГРАНИТНОЙ) СТАДИИ РАЗВИТИЯ СКЛАДЧАТЫХ КОМПЛЕКСОВ.— Группа ф., объединяющая метаморфические зоны, в кото-

рых гранитоиды и метаморфизм эпохи их становления или отсутствуют, или играют подчиненную роль, представляя более поздние наложения. Эти образования наиболее ранних стадий геосинклинального развития приурочены к эффузивно-осадочным (нередко существенно граувакковым) протогеосинклинальным отложениям. В этой группе преобладают офиолитовые кремнисто-вулканогенные ф., подчиненные поясам альпинотипных гипербазитов. В меньшей мере развиты спилитовые (по терминологии Ю. А. Кузнецова, 1964 — «габбро-спилито-диабазовые») и альбитофир-спилитовые ф. Метаморфизм этого типа является натриевым, он обычно неравномерен и нередко контролируется разломами, к которым приурочены тела ультраосновных серпентинизированных пород [Маракушев и др., 1971].

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ СТАДИИ СТАНОВЛЕНИЯ ГРАНИТОИДОВ.— Ф., объединяющие зоны раннего (догранитного) метаморфизма, ограничивающиеся со стороны континента поясами, в которых эволюция метаморфизма зашла дальше и развились метаморфические ф., связанные со становлением плагиогранитных интрузий, затушевавшие проявления догранитного метаморфизма. Развитию гранитоидного магматизма и метаморфизма в этих поясах способствовал их существенно терригенный состав, свойственный в общем случае более высоким частям стратиграфических разрезов: с увеличением глубины эрозии в составе комплексов все большую роль играют основные метабазальтовые и метаграувакковые отложения и наблюдается постепенный переход к протогеосинклинальным кремнисто-вулканогенным образованиям, которым подчинены ультраосновные породы и проявление натриевого метаморфизма. Например, в Калифорнии рассматриваемые образования представлены ф. Большой Долины, четко обособленной от францисканской вулканогенно-кремнисто-граувакковой ф. развития глаукофанового метаморфизма. Верхняя часть разреза Большой Долины резко отлична от францисканской ф. В верхних горизонтах, представленных флишем, распространены полимиктовые песчаники, в которых количество калиевого полевого шпата увеличивается от незначительного в юрских до 10 % и более в позднемеловых. Вниз по разрезу количество граувакк увеличивается, состав их становится все более основным, а количество глинистого материала убывает. Нижняя часть разреза, содержащая фауну юры, мощностью до 5000 м, сложена черными алевролитами, тонкослоистыми песчаниками, которые включают многочисленные обломки базальтов, гравелитами, алевролитами. Терригенные эвгеосинклинальные отложения, к которым приурочены метаморфические комплексы, составляют, таким образом, верхние части стратиграфических разрезов, в основании которых располагаются протогеосинклинальные кремнисто-вулканогенные ф. [Маракушев и др., 1971].

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ НАТРИЕВОГО РЯДА.— Ф., к которым относятся комплексы пород, развивающиеся, по нашим представлениям, в результате метаморфизма древних кремн-

нисто-вулканогенных и граувакковых протогеосинклинальных отложений и альбитофир-спилитовых ф. Представителем может служить зеленокаменная ф. Каскейд в Каскадных горах. В других регионах можно отметить ф. Дхарвар в Индии, Киватин в Канаде, комплекс эклогитовых гранулитовых ультраосновных пород в основании архея Алданского щита (курультино-гонамский комплекс, выделяемый В. А. Кудрявцевым) и др. [Маракушев и др., 1971].

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ КАЛИНАТРИЕВОГО РЯДА.— Комплексы, образовавшиеся при метаморфизме вулканогенно-осадочных пород поздних стадий развития эвгеосинклиналей. Разрезы этих комплексов докембрия представлены плагиогнейсами, различными кристаллическими сланцами и амфиболитами, образовавшимися за счет основных вулканитов и граувакк. Соотношение щелочей (натрий, калий) в гнейсах и сланцах обычно больше единицы, что вообще характерно для терригенно-осадочных пород эвгеосинклиналей. Например, метаморфические комплексы зон Хида в Японии, Западно-Новозеландской и др. [Маракушев и др., 1971].

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ КАЛИЕВОГО РЯДА.— Группа ф. калиевых гнейсов и связанных с ними пород. Древнейшие первичные миогеосинклинальные образования являются исходными для рассматриваемых ф. Однако следует оговориться, что в некоторых случаях правильнее было бы говорить о «миогеосинклинальном типе разреза», поскольку выделение миогеосинклиналей и эвгеосинклиналей в древнейших складчатых системах представляется весьма проблематичным, а разрезы миогеосинклиналей и поздних стадий развития эвгеосинклиналей обладают большим сходством. Рассматриваемые ф. выделены на Чукотском, Колымском, Ханкайском, Охотском и других массивах, Сино-Корейском и Индо-Китайском щитах и др. [по Маракушеву и др., 1971].

ПРОТОМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ.— Охватывают минеральные фации серпентинитов и спилитов, альмандиновых эклогитов и глаукофановых сланцев, сформировавшихся на ранних этапах развития эвгеосинклиналей. Для них характерны две системы условий метаморфизма. Первая типична для спилитов и области серпентинитов, которые сформировались в эпоху существования океанического рифта. Здесь господствовали щелочные и резко восстановленные флюиды. Метаморфизм осуществлялся при низком общем давлении и температуре не более 500 °С. Вторая система проявилась уже в эпоху сжатия и возникновения дислоцированных структур. В отличие от первой системы термодинамические параметры метаморфизма здесь характеризуются лишь более высоким общим давлением, благодаря чему формируются эклогиты. Позднее, при некотором спаде общего давления возникают глаукофановые сланцы, а при дальнейшей эволюции — амфиболсодержащие эклогиты. Геохимический режим отличается повышенной натровостью метаморфических флюидов [Маракушев, 1965], а флюидный — низкими величинами фугитивности

кислорода и парциального давления воды в эпоху образования альмандиновых эклогитов (А. А. Маракушев, Л. Л. Перчук, 1971 г.). Итак, для П. ф. характерны низкие величины температур и парциального давления воды и кислорода и высокие значения давления флюида [Перчук, 1973].

ФОРМАЦИИ ПОРОД НОРМАЛЬНОГО РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩ.— Минеральные фации этих пород характеризуются сравнительно узким интервалом изменения парциального давления кислорода (10^{-11}—10^{-15} Н/м^2); окислительный потенциал достаточно высок. Метаморфизм осуществляется при положительном градиенте температуры—давления ($2 \cdot 10^6 \frac{\text{Н}}{\text{м}^2 \text{ град}}$) в интервалах температуры 300—950 °С и общего давления $1—14 \cdot 10^8$ Н/м^2. Геохимический режим метаморфизма отличается калиевым характером, широко развита гранитизация [Маракушев, 1965]. Наиболее интенсивно гранитоидный магматизм и связанный с ним изофациальный плутонометаморфизм проявлены, по Л. Л. Перчуку (1970 г.) и Ф. А. Летникову (1972 г.), в амфиболитовой фации. Режим воды отличается экстремальным характером: при региональном метаморфизме парциальное давление воды достигает максимум $3—3{,}5 \cdot 10^8$ Н/м^2 на средних глубинах и при средних температурах, а с возрастанием и уменьшением глубин оно снимается, достигая минимума (порядка 10^7 Н/м^2) [Перчук, 1973].

ФОРМАЦИИ ПЛАТОМЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД.— Формируются на относительно малых глубинах в интервале температуры 600—1100 °С. Метаморфизм осуществляется в условиях платформенного либо субплатформенного режима и носит исключительно контактовый характер. Он связан с внедрениями основных, кислых и щелочных интрузий в малоглубинные комплексы метаморфических или осадочно-вулканогенных пород и представлен контактовыми роговиками, скарнами, фенитами и т. п. Широко проявлены метасоматические процессы. Парциальное давление кислорода не снижается ниже 10^{-9} Н/м^2; окислительный потенциал достаточно высок. Парциальное давление воды меньше (равно) давления флюида [Перчук, 1973].

Формации, названные по признаку тектонического размещения

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ЗОН ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ И ПРИРАЗЛОМНЫХ СТРУКТУР ТИПА ЗОН СМЯТИЯ.— Специфическая, присущая только этим зонам ф. динамометаморфических «зеленых сланцев», образующаяся в результате динамометаморфизма осадочных и вулканогенных пород. Эта ф. характерна для зон смятия как горст-антиклинорного, так и грабен-синклинорного типа. В зонах смятия горст-антиклинорного типа нередко обнажаются активизированные блоки фундамента с присущими им ф. полиметаморфического типа. В верхнем структурном ярусе зон смятия горст-антиклинорного типа в ассоциации

с гнейсо-гранитной интрузивной ф. находится ф. динамоконтактовых кристаллических сланцев и гнейсов [Хорева, 1963в].

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ СТРУКТУР ТИПА СРЕДИННЫХ МАССИВОВ И БЛОКОВ ФУНДАМЕНТА В ПОДВИЖНЫХ ПОЯСАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ.— Метаморфические ф. докембрийского тектоно-магматического этапа развития данной структуры, слагающие довольно крупные устойчивые глыбы, а поэтому, как правило, не переработанные более поздними тектоническими или магматическими процессами. Выступы блоков фундамента в подвижных поясах земной коры чаще всего обнажаются в геоантиклинальных зонах и характеризуются интенсивной более поздней тектонической и метаморфической активизацией, отвечающей возрасту верхнего структурного яруса геоантиклинальной зоны. В блоках фундамента развиты исключительно ф. полиметаморфического типа, например, гранито-гнейсовая ф. палеозойского возраста, образующаяся в результате ультраметаморфизма докембрийской гнейсовой ф. [Хорева, 1963в].

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ГЕОАНТИКЛИНАЛЬНЫХ ЗОН.— Ф., включающие ф. контактовых роговиков, связанных с гранитными ф., ф. синорогенных контактовых гнейсов, кристаллических сланцев и «краевых мигматитов», связанную с ф. синорогенных гранитоидов. Эти ф. приурочены к верхнему структурному ярусу геоантиклинальных зон. Ф. фундамента выделяются в отдельную группу. В этих зонах могут присутствовать ф. монометаморфического и полиметаморфического типа [Хорева, 1963в].

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ОСЕВЫХ ЗОН ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПРОГИБОВ.— Преимущественно регионально метаморфические комплексы разной степени метаморфизма, например, ф. гранулитов, гнейсовая и гнейсо-амфиболитовая ф., ф. кристаллических сланцев, зеленосланцевая ф. (или ф. микрокристаллических сланцев). В пределах каждой ф. в зависимости от минерального состава метаморфических пород, определяемого химическим составом породы, подвергшейся метаморфизму, можно выделять субформации, например, субформацию пироксеновых гранулитов в гранулитовой ф., субформацию биотито-плагиоклазовых гнейсов в гнейсовой ф., субформацию высокоглиноземистых кристаллических сланцев в ф. кристаллических сланцев и др. В этой группе ф. развиты преимущественно ф. монометаморфического типа [Хорева, 1963в].

Формации, названные по признаку исходного вещества

ОРТОМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ.— Метаморфические производные магматических ф. Одновременно условно подразумеваются также продукты метаморфизма сопряженных с ними пневматогидротермальных ф., поскольку последние имеют малый объем и почти не выявлены в земной коре, например, постальбитофировая метаколчеданная ф., по А. Н. Заварицкому (1950 г.), подвергшаяся эпиметаморфизму [по Попову, 1968].

ПАРАМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ.— Метаморфические производные осадочных ф. Ряды П. ф. распространены в земной коре, главным образом в осадочной оболочке (75—85 %) и в кристаллическом фундаменте (несколько меньше) [по Попову, 1968].

МЕТАУЛЬТРАБАЗИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ.— Метаморфические производные интрузивных и эффузивных (?) ультраосновных ф. Имеют наименьшее распространение по сравнению с двумя другими рядами ортометаморфических ф. Залегают преимущественно в виде протяженных прерывистых серпентинитовых поясов, иногда тектонически разобщенных на отдельные блоки [Попов, 1968].

Син.: метаморфические породы, образующиеся за счет ультраосновных изверженных пород, по А. Г. Бетехтину, 1953 г., магнезиальный и глиноземисто-магнезиальный изохимический ряд, по Н. П. Семененко, 1958 г. [Попов, 1968].

МЕТАБАЗИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ.— Метаморфические производные интрузивных и эффузивных основных ф. Ряд М. ф. резко преобладает над всеми остальными в базальтовой оболочке земной коры, а также в архейских сериях кристаллического фундамента, например, на Алдане (Н. В. Фролова, 1951 г.), в Канаде (Дж. Джилл, 1951 г.). Но он уступает первое место метаацидитовым ф. в более молодых сериях, слагающих материковую земную кору. Подобно ряду ультрабазитовых ф. делится на три зоны: а) зеленокаменные (грюнштейновые, по Вернеру, 1787 г.) ф. эпизоны и верхов мезозоны, б) амфиболитовые ф. мезозоны — верхов катазоны, в) эклогитовые и пироксен-гранулитовые ф. катазоны [Попов, 1968].

Син.: частью щелочноземельный глиноземистый и частью малоглиноземистый щелочноземельный изохимические ряды, по Н. П. Семененко, 1958 г. [Попов, 1968].

МЕТАГАББРОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ.— Метаморфические производные габброидных и щелочно-габброидных ф. [Попов, 1968].

Син.: частью малоглиноземистый щелочноземельный и частью глиноземистый щелочноземельный изохимические ряды, по Н. П. Семененко, 1958 г. [Попов, 1968].

МЕТАБАЗАЛЬТОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ.— Метаморфические производные базальтоидных и щелочно-базальтоидных ф. [Попов, 1968].

Син.: щелочноземельный малоглиноземистый изохимический ряд, по Н. П. Семененко, 1958 г. [Попов, 1968].

МЕТААЦИДИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ.— Метаморфические производные интрузивных и эффузивных кислых (ацидитовых) ф. В материковых участках земной коры распространены в архее меньше, чем метабазитовые ф., но в более поздних группах превосходят последние по своей распространенности [Попов, 1968].

МЕТАГРАНИТОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ.— Метаморфические производные гранитоидных и щелочно-гранитоидных ф. [Попов, 1968].

МЕТАРИОЛИТОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ.— Метаморфические производные риолитоидных и щелочно-риолитоидных ф. [Попов, 1968].

Син.: метапорфировые ф. [Попов, 1968].

МЕТАСИАЛЛИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ.— Метаморфические производные алюмосиликатных осадочных ф. [Попов, 1968].

МЕТАПСАММОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ.— Метаморфические производные осадочных ф., содержащих много псаммитов [Попов, 1968].

МЕТАПЕЛОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ.— Метаморфические производные пелоидных осадочных ф.: удаленных пелитовых, флишоидных и т. п. [Попов, 1968].

Примеч.: Термин «пелоиды» происходит от слова «пелит», т. е. глина; обнимает все глины и их производные [Попов, 1968].

МЕТААЛЛИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ.— Метаморфические производные осадочных высокоглиноземистых ф. (иначе аллитовых, как их назвал Б. В. Полынов). Выделены Г. и Ж. Термье (1958 г.). Сопряжены частью с метаколлоидными метасилицитовыми ф., частью с метакарбонатными ф. Поэтому М. ф., возможно, не имеют самостоятельного значения, а, подобно исходным осадочным высокоглиноземистым породам, должны рассматриваться частью в составе метасилицитовых ф., частью же — в составе метакарбонатных ф., включаясь в них в качестве глиноземистых субформаций [Попов, 1968].

Син.: глиноземистые ф. (Р. А. Мусин, 1956 г.) [Попов, 1968].

МЕТАСИЛИЦИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ.— Метаморфические производные силицитовых осадочных ф. (метаколлоидных и органогенных кремнистых осадочных ф.) [Попов, 1968].

Син.: железисто-кремнистый и глиноземисто-железисто-кремнистый ряды, по Н. П. Семененко, 1958 г. [Попов, 1968].

МЕТАКАРБОНАТНЫЕ ФОРМАЦИИ.— Метаморфические производные карбонатных осадочных ф. (известняков, доломитов и мергелей [Попов, 1968].

Син.: известково-карбонатный изохимический ряд, по Н. П. Семененко, 1958 г. [Попов, 1968].

МЕТАГАЛОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ.— Метаморфические производные галогенных осадочных ф. (содержащих гипсы, ангидриты, галиты и другие отложения солей) [Попов, 1968].

УЛЬТРАБАЗИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ (Украинского щита).— Важное место среди рудоносных ф. докембрия занимают ультрабазитовые формации, представляющие собой метаморфизованные ультраосновные магматогенные продукты пикритовых лав, их туфов, тел дунитов, перидотитов и пироксенитов. В украинском докембрии можно выделить следующие типы ультрабазитовых ф.: песчано-ультрабазитовый, сланцево-кератофиро-ультрабазитовый, ме-

табазито-ультрабазитовый, железисто-кремнисто-ультрабазитовый и интрузивно-ультрабазитовый [Семененко, 1975].

МЕТАБАЗИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ (Украинского щита).— Представляют собой толщи пород, являющиеся продуктами метаморфизма туфов и лав базальтового состава. По характеру переслаивания комплексов можно выделить следующие типы М. ф.: собственно метабазитовый, железисто-кремнисто-метабазитовый, сланцево-песчано-метабазитовый, сульфидно-колчеданно-метабазитовый, ультрабазито-метабазитовый и промежуточный тип метабазит-андезит-порфиритовых зеленосланцевых ф. [Семененко, 1975].

КЕРАТОФИРО-ЛЕПТИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ (Украинского щита).— Продукты кислого липаритового или порфирового вулканизма слагают металипаритовые ф., которые в составе метаморфических толщ получили название кварц-кератофировых ф. для низких ступеней метаморфизма аспидных и филлитовых сланцев и лептитовых ф. для гнейсовых ступеней метаморфизма. Спилит-порфирито-кератофировые вкрапленные сульфидоносные ф. характеризуются переслаиванием продуктов основного, среднего андезитового и кислого риолитового вулканизма, превращенных в результате вулканогенно-гидротермальных процессов в пропилиты, празиниты и березиты с обильными вкраплениями пирита, прослоями колчедана, а также медной минерализацией [Семененко, 1975].

ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ (Украинского щита).— Нами выделены следующие типы железистых ф.: железисто-кремнисто-сланцевый, железисто-кремнисто-сланцево-кератофировый (джеспилито-лептитовый), железисто-кремнисто-метабазитовый и железисто-кремнисто-ультрабазитовый. Из них промышленное значение имеют железисто-кремнисто-сланцевый и железисто-кремнисто-сланцево-кератофировый типы ф., отличающиеся большой насыщенностью и большой устойчивостью по простиранию железисто-кремнистых отложений [Семененко, 1975].

ГРУБОРИТМИЧНЫЕ ТЕРРИГЕННО-ВУЛКАНОГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ (Украинского щита).— Ассоциации метаморфических пород, в которых среди терригенных слоистых отложений наблюдаются и магматогенные образования. К таким ф. относятся толщи, развитые в Ташлыкском синклинории в бассейне Южного Буга, где в узких сжатых синклиналях залегают сменяющиеся в разрезе метабазиты с ультрабазитовыми телами в них, глиноземистые гнейсы, графитовые гнейсы, песчанико-кварциты и мраморы. Такими же груборитмичными ф. сложена, очевидно, и синклинальная полоса, прослеживающаяся через села Троицкое — Сачковы Хутора— Темрюк в Приазовье [Семененко, 1975].

РИТМИЧНЫЕ ТЕРРИГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ (Украинского щита).— Ритмичные, переслаивающиеся глинистые и песчаные отложения, иногда с прослоями карбонатных пород, представляющие собой образования флишоидного типа. Они могут быть пестроцветными, сероцветными и красноцветными. Пестроцветные сланцы

встречаются в низах ингулецкой серии Кривого Рога, красноцветными являются песчаники овручской серии с пирофиллитовыми сланцами, сероцветными — филлиты и черноцветными — толщи углисто-графитовых сланцев, для которых характерно развитие пленок и вкраплений сульфидов. Гидротермальные сульфидные проявления отмечаются внутри этих ф. в Криворожской и в Западно-Ингулецкой синклиналях. Среди этих Р. т. ф. наблюдаются грубоконгломератовые ф. внутри ингулецкой серии в Саксаганской и Кременчугской синклиналях, где установлено наличие сульфидов. Мощность конгломератов достигает 500 м [Семененко, 1975].

ГЛИНИСТО-КАРБОНАТНЫЕ ФОРМАЦИИ (Украинского щита).— Парагенетические ассоциации карбонатных (кальцифиров и др.) и глинистых пород. Наиболее широко проявлены в толщах Брусиловского синклинория, в так называемой городской серии, где мощность карбонатных отложений достигает 2 км [по Семененко, 1975].

КЛАССИФИКАЦИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И БЛИЗКИХ К НИМ ФОРМАЦИЙ

ОБЩИЕ КЛАССИФИКАЦИИ И КЛАССИФИКАЦИИ РЕГИОНАЛЬНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Б. Я. Хорева [1963в]

Намечается два основных классификационных признака, по которым можно выделять крупные группы метаморфических ф.: 1) структурно-тектоническое положение и 2) история развития метаморфических комплексов, входящих в метаморфическую ф.

По структурно-тектоническому положению выделяются следующие группы ф.:

а) метаморфические ф. осевых зон геосинклинальных прогибов,

б) метаморфические ф. геоантиклинальных зон,

в) метаморфические ф. структур типа срединных массивов и блоков фундамента в подвижных поясах земной коры,

г) метаморфические ф. зон глубинных разломов и приразломных структур типа зон смятия.

По истории развития метаморфических комплексов, входящих в ф., можно выделить:

а) метаморфические ф. монометаморфического типа или ф., образующиеся в течение одного тектоно-магматического этапа развития данной тектонической структуры,

б) метаморфические ф. полиметаморфического типа или ф., образующиеся в течение нескольких разновозрастных тектоно-магматических этапов развития данной структуры.

Предложенная схема классификации является одним из вариантов в сложной проблеме учения о метаморфических ф. и не претендует на завершенность [Хорева, 1963в].

Е. М. Лазько, В. П. Кирилюк, А. А. Сиворонов [1968а, в], Е. М. Лазько [1971а]

В настоящее время представляется возможным более или менее уверенно выделить следующие ф. глубокометаморфизованных комплексов нижнего докембрия СССР, являющиеся, вероятно, первично-осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями и широко распространенные в составе докембрийских комплексов складчатого фундамента древних платформ: 1) гиперстенсодержащих гнейсов и кристаллосланцев, 2) кварцитов и высокоглиноземных пород, 3) железорудно-гнейсовую, 4) кондалитовую, 5) карбонатно-гнейсовую, 6) биотитовых и биотит-роговообманковых гнейсов и кристаллосланцев. Эти ф., вне зависимости от их развития на разных платформах, почти аналогичны или весьма сходны по своим главным особенностям, что позволяет говорить о них как о формационных типах.

Примеч.: В работе Е. М. Лазько и др. [Формации ..., 1972] дополнительно выделены следующие ф. архея: кинцигитовая? (биотит-гранатовых гнейсов и гиперстеновых кристаллосланцев), кальцифир-кристаллосланцевая, карбонатно-гнейсовая, мрамор-кальцифировая, биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов, железорудно-гнейсоамфиболитовая.

В. И. Попов [1968. Близкие сведения и таблица: Попов, 1966]

Фациально-петрографическая классификация метаморфических формаций

Исходя из фациально-петрографического понимания метаморфических ф. и учитывая относительную роль глубинного давления и глубинной температуры, проявляющихся в процессе метаморфизма, автор к числу метаморфических пород и ф. относит три главных петрогенетических типа: 1) регионально-метаморфические, или динамотермометаморфические; с ними в общем сближаются 2) динамометаморфические ф., обязанные своим возникновением развитию высокого давления в зонах разломов; несколько особняком стоят 3) термометаморфические, или контактово-метаморфические ф., возникшие вследствие местного повышения температуры; среди них различаются: 3а — контактово-метаморфические ф., образовавшиеся вблизи контактов магматических ф., и 3б — порцелланитовые, т. е. продукты каменноугольных пожаров. Автор не относит к метаморфическим ф. реоморфические образования, мигматиты (считая их разновидностью магматических ф.) и метасоматиты, обязанные привносу пневматогидротермальных веществ (их продукты относятся к пневматогидротермальным ф.).

Автором выделяются две главные группы петрогенетических рядов метаморфических ф.: 1) ортометаморфические ф., возникшие благодаря метаморфизму из ранее существовавших магматических и сопряженных с ними постмагматических ф., 2) параметаморфические, возникшие благодаря метаморфизму из ранее существовавших осадочных. Их можно разграничить с помощью химических анализов.

В обеих этих группах автор, в общем следуя П. Эскола (1939 г.), Г. и Ж. Термье (1956 г.), выделяет по несколько петрогенетических рядов, каждый из которых в схематизированном и обобщенном виде отвечает какому-либо из рядов магматических ф. или же осадочных ф. Названия всех петрогенетических рядов метаморфических ф. автором производятся от названий петрогенетических рядов исходных ф., с добавлением к ним приставки «мета». Таким образом, автором выделяются следующие семь петрогенетических рядов метаморфических ф.:

Ряды ортометаморфических ф. — метаультрабазитовые ф., метабазитовые ф., метаацидитовые ф.

Ряды параметаморфических ф.— метасиаллитовые ф., метасилицитовые ф., метакарбонатные ф., метагалогенные ф. Последний ряд выделен условно.

Петрогенетические ряды метаморфических ф. делятся на семейства. Они отчасти, с некоторым упрощением, отвечают семействам исходных пород. Например, ряд метабазитовых ф. делится на два семейства: семейство метагабброидных ф. и семейство метадиабазовых (метабазальтоидных) ф.

Однако чаще семейства петрогенетических рядов метаморфических ф. разделяются на два главных петрогенетических типа, из которых один отвечает регионально-метаморфическим ф., другой — контактово-метаморфическим ф.

Семейства метаморфических ф. делятся на комплексы метаморфических ф., которые обычно соответствуют главным фациальным разделениям, кроме комплексов контактово-метаморфических ф., пока не разделяемых по фациальным их типам вследствие их относительно малой изученности.

Разные метаморфические фации объединяются в зоны метаморфизма (У. Грубенман, 1904 г.), с которыми сейчас сопоставляются разные степени, или ступени, метаморфизма, по Ф. Дж. Тернеру. В них находят свое выражение более общие и более важные изменения той геологической среды, тех фаций, в которых образуются различные метаморфические ф. Поэтому автор полагает, что в основу разделения и классификации метаморфических ф., помимо выделения петрогенетических рядов, необходимо положить также фациальный принцип, применяя его в двух взаимно связанных разрезах: в более общем глубинно-зональном и в более частном и дробном, отвечающем минеральным фациям и субфациям глубинности.

Автор пока лишен возможности развить классификацию метаморфических ф. дальше разделения петрогенетических рядов, типов, семейств и комплексов. Отдельные метаморфические ф., входящие в состав тех или иных комплексов, описываются только в качестве примеров и не исчерпывают всего их разнообразия.

Б. Я. Хорева [1968. Близкие сведения и таблицы: Хорева, 1967, 1971б; Попов, 1968 со ссылкой на Б. Я. Хореву, 1965]

Предварительная классификация типов метаморфических и ультраметаморфических формаций

В результате анализа областей проявления регионального метаморфизма в пределах щитов и складчатых областей территории СССР автором были выделены две категории процессов регионального метаморфизма [Хорева, 1966б]:

1) синскладчатый региональный динамо-геотермический метаморфизм заключительных этапов геосинклинальной стадии тектоно-магматического цикла. Проявляется в закрытой системе и характеризуется одноактной изохимической перекристаллизацией осадочных и вулканических пород с образованием в метаморфических сериях определенного возраста вполне определенных монофациальных минеральных ассоциаций;

2) прогрессивный региональный плутонический метаморфизм, приуроченный к геотермическим аномалиям, возникающим в участках подъема фронта растворов глубинного происхождения, и неразрывно связанный с процессами глубинного магмообразования. Этот тип регионального метаморфизма проявляется в открытой системе и независимо от возраста приводит к образованию полифациальных ассоциаций метаморфических пород.

Выделяются две группы процессов регионального плутонического метаморфизма:

а) фемического профиля, связанный с подкоровым габброидно-гипербазитовым магмообразованием и приуроченный к начальным этапам развития подвижных зон (стадия начального прогибания), предшествует образованию габбро-гипербазитовых плутонических ф.;

б) салического профиля, связанный с внутрикоровым гранитоидным магмообразованием и приуроченный к средним этапам развития подвижных зон (стадия общей инверсии), предшествует образованию гранитоидных плутонических (интрузивно-магматических) ф.

В соответствии с намеченными двумя категориями процессов регионального метаморфизма можно предложить два формационных типа метаморфических ф.:

а) монофациальные метаморфические ф., б) полифациальные метаморфические и ультраметаморфические ф.

В пределах каждого формационного типа на основе фациального анализа конкретных минеральных ассоциаций выделяются группы метаморфических и ультраметаморфических ф. В типе монофациальных метаморфических ф. каждая группа ф. характеризуется одной фацией метаморфизма, различной в метаморфических сериях определенного возраста. В типе полифациальных метаморфических ф. каждая группа ф. характеризуется своей серией фаций.

Выделение конкретных метаморфических и ультраметаморфических ф. в пределах данной группы производится на основе вещественного состава метаморфических и ультраметаморфических пород, образующих конкретную природную ассоциацию.

В табл. 23 приводится классификация типов метаморфических и ультраметаморфических ф., снабженная некоторыми примерами групп ф. и конкретных ф.

В. И. Васильева, М. А. Черноморский [1972]

В целом намечаются большие группы метаморфических ф., при выделении которых первичный состав и условия метаморфизма имеют неравноценное значение.

1. Для первой из них в основу выделения метаморфической ф. положены исходный состав пород и палеотектонический режим осадконакопления. Однако в связи с трудностью выявления первичных особенностей глубоко метаморфизованных пород в целом ряде случаев возможно использование парагенетических типоморфных ассоциаций. При этом особый интерес имеет выделение ф., являющихся реперами стратиграфического разреза и показателями палеотектонической обстановки докембрийского осадкообразования. Это прежде всего такие ф., как филлитовая (с метаконгломератами), джеспилито-филлитовая, дистено-сланцево-кварцитовая, ф. силлиманитовых гнейсов и кварцитов и ряд других, повышенные рудные концентрации в которых, по-видимому, обусловлены интенсивной осадочной дифференциацией продуктов коры выветривания.

Общеизвестна значительная трудность выявления первичных условий образования метаморфических пород, тем не менее анализ исходного состава толщ и фациальных условий их формирования должен производиться при выделении метаморфической ф. Это приобретает важность, например, при расчленении джеспилитов и отнесении их к той или иной ф. Очевидно, необходимо выделять джеспилито-филлитовую ф. с характерной ассоциацией метапесчаников, филлитов и магнетито-гематитовых кварцитов осадочного происхождения. При этом намечается возможность образования джеспилитов в платформенных условиях, в обстановке спокойного тектонического режима, как это отмечал еще Н. С. Шатский в 1954 г. Вторая группа джеспилитов, широко распространенная в докембрийских толщах, связана с ф. первично вулканогенно-осадочного ряда.

Крупной группой ф., важной для расчленения метаморфических толщ, а также в связи с приуроченностью к ним повышенных концентраций и месторождений железа, марганца, фосфора, редких земель и ряда других элементов являются продукты метаморфизма вулканогенных и осадочно-вулканогенных серий. Среди них выделяются раннегеосинклинальные ф., в частности, спилитовая. К этой группе ф. принадлежит и зеленокаменная ортоамфиболитовая ф. и, по-видимому, ф. пироксеновых гранулитов. Для группы железистых первично-вулканогенных ф., очевидно, также необходимо выделение целого ряда подформаций: пироксено-гранулитовой, железисто-кремнистой, амфиболитовой железисто-кремнистой и т. д.

В докембрийских толщах в тесной связи с указанными железистыми осадочно-вулканогенными ф. получают широкое развитие марганцевоносные образования, связанные как с лептитовыми, так и с основными вулканогенно-кремнистыми ф. Это, в частности, широко известная гондитовая ф. Индии.

2. При выделении зональных метаморфических ф. как основного (эклогит-глаукофан-метабазитовой, эклогит-глаукофан-сланцевой и т. д.), так и кислого ряда (дистен-гнейс-филлитовой, андалузит-гнейс-филлитовой и пр.) приобретает решающую роль вторая группа признаков (предлагаемых в основе их выделе-

Классификация типов метаморфических
[Хорева,

Монофациальные метаморфические формации (образуются в результате регионального динамогеотермического метаморфизма на начальных и ранних стадиях развития)			
гранулитовой фации (ранний архей)	амфиболитовой фации (поздний архей)	зеленосланцевой фации (протерозой)	филлитовой фации (поздний докембрий и ранний палеозой)
1. Двупироксено-гранулито-гнейсовая (алданский комплекс, побужская и бугско-днестровская серии Украинского кристаллического массива) 2. Гнейсо-кварцито-доломито-мраморная (иенгрская серия Алданского щита, горанская серия Юго-Западного Памира)	1. Слюдяно-гнейсо-амфиболитовая (становой комплекс, енисейский комплекс, шахдаринская серия Юго-Западного Памира) 2. Плагиоклазо-амфиболитовая 3. Гнейсо-графито-мраморная (дербинская серия Восточного Саяна, балыктыгхемская серия Сангилена) 4. Гнейсо-слюдяно-кварцитовая	1. Слюдяно-хлорито-сланцевая (джебашская серия Западного Саяна) 2. Эпидото-актинолито-сланцевая (метаморфизованные вулканогенные формации основного состава нижнего протерозоя Украинского массива и Балтийского щита) 3. Железисто-кварцитовая (джеспилитовая) криворожская серия	1. Филлитовая (метаморфизованная терригенная формация) 2. Зеленокаменная (метаморфизованная вулканогенная формация основного и среднего состава, зеленокаменная диабазо-спилитовая, зеленокаменная андезито-базальтовая и др.)

* Таблица отражает принципы классификации типов метаморфических и ультрамерами конкретных групп формаций.

** Полифациальные метаморфические и ультраметаморфические формации фемиче-А и Б, выделенным А. А. Маракушевым (1965).

ния), т. е. тип метаморфизма. Однако и в этом случае необходимо отметить образование тех или иных рудогенных концентраций в зависимости от геохимического фона и типа зональности метаморфического комплекса.

3. С этой точки зрения целесообразно выделение особых групп ф., связанных с преобразованиями исходного состава толщ и формирующихся на более поздней (постинверсионной) стадии тектоно-магматических циклов. Это — прежде всего ультраметаморфические ф., такие, как ф. чарнокитов и анортозитов, являющиеся продуктом своего рода гранитизации пироксеновых гранулитов, с которыми они тесно связаны. То же относится, очевидно, к ф. амфиболит-плагиогнейсовой (или амфиболит-анортозитовой), представленной гранатовыми амфи-

Таблица 23

и ультраметаморфических формаций *
1968]

Полифациальные метаморфические и ультраметаморфические формации (образуются в результате регионального плутонического метаморфизма в отложениях любого возраста)			
Формации фемического профиля** начальной стадии развития эвгеосинклиналей, и зон глубинных разломов фемического типа		Формации сиалического профиля** средней стадии развития миогеосинклиналей, срединных массивов второго рода и зон глубинных разломов сиалического типа	
метаморфические	ультраметаморфические	метаморфические	ультраметаморфические
Эклогито-гранато-амфиболито-сланцевые (омфацит-гранат-жадеит лавсонит-глаукофановые ассоциации) в сочетании с натровыми метасоматитами (Уральский метаморфический пояс)	Габбро-амфиболитовые, пространственно могут ассоциироваться с гипербазито-габброидными интрузивными формациями (Полярный Урал)	Мигматито-гнейсово-сланцевые (кианит-силлиманит-андалузит-ставролитовые ассоциации) в сочетании с калиевыми метасоматитами (мамский, уфалейский и другие метаморфические комплексы Урала и Прибайкалья, чульчинский комплекс Восточного Горного Алтая)	Мигматит-гранитовые (автохтонные и параавтохтонные гранитоиды), пространственно могут ассоциироваться с гранитными интрузивными формациями (уфалейский, кожимский, харбейский гнейсо-гранитные комплексы Урала, чарнокитовая формация, ультраметаморфогенные гранитоидные формации щитов и выступов архейского кристаллического фундамента в складчатых областях постархейского возраста)

метаморфических формаций и иллюстрирована отдельными наиболее характерными при-
ского и сиалического профиля отвечают соответственно метаморфическим формациям ряда

болитами, плагиоклазовыми (пироксенсодержащими) гнейсами и анортозитами. Эти образования тесно связаны с ф. пироксеновых гранулитов и являются ее производными. К этой группе ф., по-видимому, можно отнести и ф. гранито-гнейсов, выходящую в основании докембрийских щитов и в ядрах купольных структур. Сюда же примыкают мигматитовые ф.

В то же время для практики геологопоисковых работ важен учет и другого фактора, а именно определяющее значение вещественного состава пород исходных ф., поскольку они являются источником рудных компонентов, воды и летучих. В этой связи важно, что для слюдоносных пегматитов устанавливается приуроченность их к флишоидным ф. миогеосинклинальных зон, т. е. к дистено-

гнейсовым и зональным дистено-гнейсо-филлитовым метаморфическим ф. (беломорская серия, мамский комплекс), а редкометальные пегматиты характерны для кордиерито-гнейсовых ф., т. е. для принципиально иного формационного типа исходных образований.

Н. Л. Добрецов [1972. Близкие сведения и таблица: Добрецов и др., 1969]

Наиболее важными особенностями предлагаемого подхода является выделение «типов ф.» метаморфизма, каждому из которых могут соответствовать свои модели, или «тип процесса», и унифицированная классификация ф. по химическому составу с помощью ограниченного числа (четырех или несколько больше) крупных химических классов пород. Примером такого подхода явилась ранее предложенная классификация метаморфических ф. [Добрецов и др., 1969, 1972]. В этих работах выделено по формальным и однозначным около 10 главных типов метаморфизма и с учетом классификации по составу получено около 30 метаморфических ф. (табл. 24). Кроме того, было предложено объединение ф. по режиму давлений (ф. умеренных, средних и высоких давлений) и по тектоническому положению (ф. щитов и срединных массивов, подвижных зон фанерозойского и более древнего возраста, зон глубинных разломов).

Все остальные признаки (тектоническое положение, соотношение со складчатостью и гранитным магматизмом, геохимические признаки — сопутствующие метасоматоз и оруденение), как оказалось, в целом коррелируются с основными классификационными признаками метаморфических ф., т. е. с составом толщ и их пространственно-фациальными особенностями. С учетом этой корреляции и общих модельных представлений о величинах и причинах изменения теплопотоков, длительности процессов, влияния анатексиса и т. д. были предложены модели метаморфизма, которые кратко сформулированы и сопоставлены с типами метаморфизма в табл. 24.

Примеч. Предлагается классификация типов регионального метаморфизма по формальным однозначно определенным признакам — по набору фаций (с упором на режим давления) и их пространственным соотношениям (степень и характер зональности и пр.). Среди предложенных типов выделяются две группы: а) «незональные», в которых неоднородность метаморфизма либо не фиксируется, либо связана только с положением в разрезе (начальный, зеленосланцевый, дистен-сланцевый типа «Кейв», мигматит-гнейсовый, эклогит-дистен-гнейсовый, двупироксеновый), б) «зональные» (андалузит-силлиманитовый, дистен-силлиманитовый, глаукофан-сланцевый и эклогит-глаукофан-сланцевый). Метаморфические ф. рассматриваются как проявления определенного типа метаморфизма в толщах конкретного состава [Добрецов и др., 1972. Близкие сведения Добрецов и др., 1969].

А. А. Маракушев [1973. Близкие сведения: Маракушев, 1965, 1972, 1975; Маракушев и др., 1971; Мишкин и др., 1972]

Наиболее общую закономерность эволюции метаморфических поясов в какой-то мере отражает следующая схема ф. метаморфических пород, связанных с геосинклинальным развитием земной коры.

А. Догранитный метаморфизм (начальные стадии дислокационного развития эвгеосинклиналей):

1. Спилитовая, цеолит-зеленокаменно-спилитовая, спилит-зеленокáменная, зеленокаменно-глаукофан-сланцевая, эклогит-глаукофан-сланцевая, эклогит-глаукофан-амфиболитовая, эклогит-амфиболитовая и эклогит-гранулитовая метаморфические ф. Связаны с

офиолитовыми вулканогенными и граувакковыми комплексами и родственными им слоистыми толщами с гипербазит-базитовыми послойными внедрениями.

2. Метаморфические ф. амфиболитов или зеленых сланцев с железистыми кварцитами и марганцовистыми породами — гондитами и др. (метаморфизм вулканогенно-кремнистых отложений).

3. Альбитофир-спилитовая, альбитофир-спилит-зеленосланцевая, серицит-зеленосланцевая ф. (метаморфизм контрастных базальт-дацитовых и других эвгеосинклинальных комплексов).

Б-I. Метаморфизм, связанный с развитием плагиогранитов (зрелые стадии эвгеосинклинального развития):

1. Ф. полиметаморфических пород — плагиомигматитов, плагиогнейсов и сланцев, наложенных на «догранитные» метаморфические образования группы А. Развиваются в офиолитовых поясах и родственных им структурах.

2. Плагиомигматитовые, плагиогнейсовые, сланцевые и филлитовые ф. в терригенно-вулканогенных (андезито-базальтовых и андезитовых) геосинклинальных комплексах (гранатовых эндербитов и плагиомигматитов в древних щитах, зональных фациальных серий в купольных структурах и антиклинориях в палеозойских и более молодых складчатых сооружениях и т. д.).

3. Плагиогнейсовые и сланцевые ф. начальных стадий дислокационного развития терригенных геосинклиналей.

Б-II. Метаморфизм, связанный с развитием нормальных калиевых гранитов:

1. Ф. полиметаморфических пород калиевого ряда (мигматитов, гнейсов, сланцев) завершающих стадий эвгеосинклинального развития (калиевый метаморфизм в плагиомигматитовых и плагиогнейсовых комплексах).

2. Мигматитовые, гнейсовые, сланцевые и филлитовые ф. существенно терригенных геосинклиналей (мигматитов, гранатовых чарнокитов и других гнейсов глубинных зон, обнажающихся в древних щитах, зональных фациальных серий купольных структур и антиклинориев и т. д.).

Эволюция метаморфизма подвижных зон в общем носит направленный характер:

$$А \rightarrow Б\text{-}I \rightarrow Б\text{-}II.$$

Изложенная формационная схема выработана главным образом на основе обобщения петрологического материала по Тихоокеанскому подвижному поясу [Маракушев, 1965; Маракушев и др., 1971].

Л. Л. Перчук [1973]

При анализе температурного и флюидного режимов метаморфизма четко наметились три совершенно специфические ф. пород. В геотектоническом отношении они относятся к трем последовательным этапам развития коры континентального типа: эвгеосин-

Таблица 24

Упрощенная классификация метаморфических формаций по Н. Л. Добрецову и др.
[1969, 1972, из: Добрецов, 1972]

Преобладающие химические классы	Типы метаморфизма									
	$Ф_1$ $B_5(\pm B_4)$	$Ф_2$ $B_4(\pm B_5)$	$Ф_3$ $C_3а(\pm B_4)$	$Ф_4$ $C_2(\pm B_2)$	$Ф_5$ $B_1(\pm B_2)$	$Ф_6$ $B_2(\pm B_3)$	$Ф_7$ $C_3б(\pm C_4)$	$Ф_8$ $B_5+B_4+C_4\pm C_3б$	$Ф_9$ $(\pm B_6)+B_4+C_3а\pm B_2$	$Ф_{10}$ $B_4+B\pm B_3$
Т ($\pm$Б)	*Метатерригенная* (подформация А), метааргиллитовая	*Филлитовая*	Дистен-кварцито-сланцевая	Эклогит-дистен-гнейсовая (подформация А)	Кондалитовая	Мигматит-гнейсовая	—	—	Зональная дистен-филлитово-гнейсовая	Зональная андалузит-филлитово-гнейсовая
Б($\pm$Т, К)	*Офиолитовая*	—	—	—	—	Амфиболит-плагиогнейсовая	?	Зональная глаукофан-метабазитовая	—	—
Т+Б ($\pm$Р)	Цеолитовая — вулканогенная	Зеленокаменная (подформация А)	Эклогит-сланцевая (подформация А)	Эклогит-дистен-гнейсовая (подформация Б)	Чарнокитовая	Карбонатно-мигматитовая (подформация А)	Эклогит-глаукофан-метагравакковая (подформация А)	Зональная глаукофан-сланцевая (подформация А)	Зональная дистен-филлитово-базитовая, эклогит-сланцевая (подформация Б)	Ф. гнейсовых куполов (подформация А)
Т+К	Метакарбонатная, метатерригенная (подформация Б)	Филлитово-карбонатная	—	—	—	—	—	—	—	Ф. гнейсовых куполов (подформация Б)
Т+К+Б	Метакарбонатная — метааргиллитовая	Зеленокаменная (подформация Б)	—	Дистен-гнейсовая	Карбонатно-гранулитовая	Карбонатно-мигматитовая (подформация Б)	Эклогит-глаукофан-метаграувакковая (подформация Б)	Зональная глаукофан-сланцевая (подформация Б)	—	Зонально-гнейсовая
Т+Р ($\pm$Б, К)	—	Джеспилитовая (подформация А), гондитовая (подформация А)	—	—	Эвлизитовая (железистая)	—	—	—	Джеспилитовая (подформация Б)	Джеспилитовая (подформация Б), гондитовая (подформация Б)
Тектоническое положение	Складчатые области разного возраста			Срединные массивы	Раннедокембрийские щиты		Зоны глубинных разломов (I порядка)		Зоны поднятий и гранитного магматизма в складчатых областях	
Вероятные модели в соответствии с [Добрецов и др., 1969, 1972]	Доскладчатый или синскладчатый, догранитный «метаморфизм погружения» с переменным соотношением скорости и величины погружения, теплового потока и складчатости			«Метаморфизм основания» — глубокое погружение и выдержанный тепловой поток или многократные «выравнивающие» процессы метаморфизма и ультраметаморфизма с широким проявлением анатексиса			Догранитный локальный «пьезо-метаморфизм» с большими градиентами давления; возможный аналог «зон Беньофа» на границах океанических плит		«Плутонометаморфизм» — локальные тепловые потоки, вероятно, связанные с крупными очагами магмы и (или) широким проявлением анатексиса в нижней, частично средней части *коры*	

Примечание. Химические классы пород: Т — «терригенные» и кислые, Б — базиты, К — карбонатные, Р — прочие (редкие) породы (ультраосновные, ультращелочные, железистые, марганцовистые и др.). Типы метаморфизма: $Ф_1$ — начальный (метагенез), $Ф_2$ — зелено-сланцевый, $Ф_3$ — дистен-сланцевый, $Ф_4$ — дистен-гнейсовый, $Ф_5$ — двупироксеновый (гранулитовый), $Ф_6$ — мигматит-гнейсовый, $Ф_7$ — эклогит-глаукофан-сланцевый, $Ф_8$ — глаукофан-сланцевый, $Ф_9$ — дистен-силлиманитовый, $Ф_{10}$ — андалузит-силлиманитовый. Фации и субфации метаморфизма B_1—B_5, C_1—C_4 — по схеме [Добрецов и др., 1969; Фации метаморфизма, 1970].

клиналь→терригенная геосинклиналь→платформа. Им соответствуют три типа метаморфических ф.:

1) протометаморфические ф.,

2) ф. пород нормального регионального метаморфизма терригенных толщ;

3) ф. платометаморфических пород.

Н. Л. Добрецов, В. С. Соболев, Н. В. Соболев, В. В. Хлестов [Фации.., 1974. Близкие сведения: Добрецов и др., 1969; Добрецов, 1975, 1976а, б]

Классификация метаморфических формаций

Отличается от ранее опубликованного варианта [Добрецов и др., 1969] несущественно. Рассматриваются в отдельных таблицах ф. глубинного метаморфизма щитов и срединных массивов, ф. подвижных поясов разного возраста, ф. зон глубинных разломов. В каждой группе получается 7—10 ф. и именно такие группы в отдельности предстоит изучать и детализировать в дальнейшем. Несколько изменены названия некоторых ф., убрана графа «физико-химические условия», поскольку набор фаций для каждого типа метаморфизма определяет их однозначно, дополнены графа «Особенности состава и металлогении» и список примеров.

А. Б. Бакиров [1977]

А. По набору пород и строению ф. можно выделить их виды, семейства и отряды. Нужно отметить, что метаморфические ф. в структурно-вещественном аспекте в настоящее время изучены еще слабо, и для их систематики пока недостаточно эмпирических данных.

Внутренние отношения метаморфических ф. характеризуются также и следующими признаками: 1) наличием или отсутствием метаморфической зональности (зональные и незональные ф.), 2) полнотой преобразования, т. е. наличием или отсутствием реликтов дометаморфических пород (полностью переработанные ф. и ф. с реликтами; для последних применимы двойные названия, отражающие характер дометаморфических и метаморфических ф.), 3) характером наложенных преобразований (моно- и полиметаморфические ф.), 4) формами тел в плане (ареальные и поясовые ф.). Эти особенности ф. вытекают непосредственно из анализа набора и их структурных соотношений. Они показывают специфику метаморфических ф., их отличие от других генетических типов (осадочных и магматических).

Б. Признаки, которые могут быть использованы при установлении внешних связей метаморфических ф., являются разнородными по своей природе. Их можно сгруппировать следующим образом.

1. Признаки межформационных отношений необходимы при выяснении вопроса сообщества ф.— геологического тела, находящегося на высоком уровне иерархического ряда, т. е. комплекса ф. Здесь мы уже выходим за рамки исследования только мета-

морфических ф., а подходим к установлению взаимосвязи геологических ф. разных генетических типов — метаморфических, магматических и осадочных. Путем исследования их пространственного и временного взаимоперехода, выяснения их структурного единства можно систематизировать комплексы ф., выделять их виды, семейства и отряды.

2. Признаки генетических отношений, исследования которых дадут возможность выяснить те условия, которые привели к созданию метаморфических ф., т. е. выяснить нечто внешнее по отношению к современному их состоянию. Сюда входят: 1) физико-химические условия метаморфизма, позволяющие типизировать метаморфические комплексы по отношению Т и Р при метаморфизме, 2) реставрация первичного состава пород, выяснение характера дометаморфических толщ и условий их образования, 3) характер геологических условий метаморфизма: а) отношения к тектоническим структурам, б) отношения к стадиям тектонического цикла.

3. Признаки практических отношений. С экономической точки зрения могут быть выделены рудные, рудоносные и безрудные ф., что имеет большое практическое значение.

Г. А. Кейльман, Л. М. Минкин [1977]

Из числа возможных сочетаний форм теплопередачи и видов давления в земной коре реализуется только четыре (табл. 25). На основе этих сочетаний естественно выделить четыре главных типа метаморфизма, которые можно принять в качестве наиболее общих метаморфических формационных признаков. Эмпирически устанавливается, что главные типы метаморфизма проявляются в определенных, статистически устойчивых группах исходных вещественных ф., в чем выражается определяющая роль геотектонического фактора как в возникновении вещественных комплексов субстрата, так и их последующей метаморфической эволюции. Это обстоятельство позволяет рассматривать выделенные главные типы метаморфизма в их вещественном выражении в качестве крупнейших формационных категорий — групп метаморфических ф. или надформаций (см. табл. 28).

Более дробная градация может проводиться на различной основе в зависимости от того, какие задачи будут возникать при все более детальном изучении метаморфических явлений.

В. И. Кицул, В. И. Березкин, Л. М. Богомолова, А. Н. Зедгенизов, В. С. Шкодзинский [по: Формации..., 1977]

Толщи метаморфических пород гранулитовой фации Алданского щита подразделяются на две группы ф.: бескарбонатных и карбонатных. Плутонометаморфические породы амфиболитовой фации образуют самостоятельную бескарбонатную ф. Среди пород гранулитовой фации резко преобладают породы группы бескарбонатных ф., а породы группы карбонатных ф. встречаются в виде отдельных участков. Группа бескарбонатных ф. в зависимости от присутствия кварцитов подразделяется на кварцитовую и бескварцитовую ф.

Таблица 25

Главные геологические параметры групп метаморфических формаций
[Кейльман, Минкин, 1977]

Формы передачи энергии	Виды давления	Геотектоническая позиция	Тип метаморфизма	Группы исходных формаций	Группы метаморфических формаций
Кондуктивная	Литостатическое	Древние континентальные платформы	Геотермально-статический	Формации нуклеарной стадии планетарного развития земли	Геотермально-статические (нуклеарные)
Кондуктивная	Динамическое	Зоны сочленения структур с океанической и континентальной корой	Дислокационный	Эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные	Дислокационно-метаморфические
Конвективная	Литостатическое	Эвгеосинклинали, рифтовые зоны	Зеленокаменный	Раннегеосинклинальные вулканогенные серии	Зеленокаменные
Аккумулятивная	Динамическое	Геоантиклинали, области активизации фундамента платформы	Плутонические	1. Формации кристаллического основания 2. Эв- и миогеосинклинальные формации верхнего структурного этажа	Плутонометаморфические

В составе ф. пород гранулитовой фации встречаются почти одни и те же петрографические разновидности наиболее распространенных групп метаморфических пород — высокоглиноземистых гнейсов (гранатовые, кордиеритовые, силлиманитовые и другие гиперстенсодержащие гнейсы), основных кристаллических сланцев и плагиогнейсов (амфиболовые, диопсидовые, двупироксеновые кристаллические сланцы и плагиогнейсы, в том числе гранатсодержащие), однако количественные их соотношения в пределах каждой ф. варьируют, что позволяет подразделять последние на фациальные типы (субформации).

Е. П. Миронюк [1977а]

Классификация метаморфических формаций раннего докембрия

1. Класс регионально-метаморфических ф. Это ф. регионального «однородного» метаморфизма, характерные для архейских фундаментов платформ и срединных массивов. По структурно-стратиграфическим признакам ф. этого класса объединяются в структурно-формационные комплексы: кварцито-гнейсовый (Алдан), плагиоэклогит-гиперстен-сланцевый (Становик, Анабар), мрамор-амфибол-сланцевый (Алдан, Прибайкалье), мрамор-гиперстен-гнейсовый (Алдан, Привитимье), железисто-кварцитовый (хр. Сангилен, Алдан) и т. п. Такие комплексы контролируют флогопит, железо, апатит.

2. Класс ретрометаморфических ф. Эти ф. приурочены к фундаментам древних платформ и срединных массивов, а также к протерозойско-палеозойским складчатым системам и отличаются от ф. других классов полиметаморфическим характером петрогенеза. Примерами формационных типов этого класса на Сибирской платформе являются: а) ф. полиметаморфических гнейсов — контролирует асбест, рутил, силлиманит (Алдан — Становик, Анабар), б) ф. зеленосланцевых диафторитов (древний шов Станового глубинного разлома), в) ф. дистен-корундовых пород (Чайнытская зона хр. Станового).

3. Класс зонально-метаморфических ф., характерный для любой послеархейской обстановки (контролирует мусковит, золото). Здесь, по Б. Я. Хоревой, могут быть выделены ф. двух подклассов: плутоно-метаморфический и контактово-метаморфический.

Примеч.: В работе [Миронюк, 1977, б] дополнительно выделен новый класс метаморфических ф. (класс бластокатаклазитов) и приведена таблица регионально-метаморфических ф. фундамента Сибирской платформы.

Б. Я. Хорева [1978б]

Основой систематики метаморфических и ультраметаморфических ф. является их структура и вещественный состав. Под структурой ф. понимается расположение пород и минеральных парагенезисов (фаций метаморфизма), со-

ставляющих ф. между собой и в пространстве. Вещественный состав ф. складывается из химического состава пород и набора минеральных парагенезисов. Последний определяет как вещественную, так и термодинамическую характеристику ф.

Метаморфические и ультраметаморфические ф. по структурно-вещественным и фациальным особенностям первого порядка разделяются на стратиформные монофациальные и зональные полифациальные.

Метаморфические ф. каждой из перечисленных выше категорий разделяются по структурным и фациально-вещественным признакам второго порядка на группы, в которых разделение производится по особенностям среднего химического состава ведущих пород на мафические и салические, представляющих собой группы ф. третьего порядка. Последние разделяются на конкретные ф. метаморфических пород, отвечающие региональному метаморфическому комплексу, номенклатура которого определяется петрографическим и минеральным составом преобладающих метаморфических пород.

Стратиформные монофациальные и зональные полифациальные ультраметаморфические ф., учитывая их автохтонность, по глубинности становления разделяются на подкоровые и коровые, а последние на группы ф. габбро-гранулитового, диорит-гранулитового и гранитно-гнейсового слоев земной коры. В пределах каждой из этих групп ультраметаморфических ф. по химическому составу выделяются мафические, ультрамафические, салические группы ф. еще более мелкого порядка, которые разделяются на конкретные ультраметаморфические комплексы.

Стратиформные монофациальные метаморфические и ультраметаморфические ф. гранулитовой и амфиболитовой фаций образуют первичную кору континентов.

Н. Л. Добрецов, Л. Г. Пономарева [1979. Близкие сведения: Добрецов, Пономарева, 1978]

Классификация метаморфических формаций

Для Алтае-Саянской области нами выделена 21 ф. (с подформациями всего 32 формационных подразделения), по условиям метаморфизма и тектоническим признакам объединенная в четыре группы. По сравнению с ранее опубликованной классификацией типов регионального метаморфизма [Добрецов и др., 1969; Фации ..., 1974] группа А соответствует типам 2 (мигматит-гнейсовый) и 7 (андалузит-силлиманитовый), редко 8 (дистен-силлиманитовый). Группа Б соответствует типам 5 (зеленосланцевый) и 9 (глаукофаносланцевый), В — типу 5, Г — типу 4 начального метаморфизма.

По составу эти ф. могут быть разделены на три типа — как и в обобщенном варианте классификации всего мира [Добрецов и др., 1969; Фации ..., 1974]: метапелитовые (+кислые) с подчиненной ролью метабазитов ($\leqslant 10\%$) и карбонатных пород ($\leqslant 5\%$), существенно метабазитовые ($\geqslant 50\%$) с переменным количеством метапелитов и кремнистых пород, карбонатные и смешанные с переменной долей карбонатных пород. Но в большинстве случаев потребовались более дробные подразделения по составу.

Наибольшее число дополнительных подразделений пришлось ввести в группу Г (названных осадочно-метаморфизованными достаточно условно), промежуточных между собственно метаморфическими и вулканогенно-осадочными ф., поскольку в них еще хорошо сохраняются признаки первичных пород, фиксирующих обстановку осадконакопления и вулканизма. При включении их в общую таблицу классификации метаморфических ф. приходится учитывать такие «неметаморфические» признаки, как характер терригенных толщ (глинистые, граувакковые или флишоидные), и более дробно — состав вулканитов (андезитовые порфириты и др.).

Е. М. Аксенов, Р. Н. Валеев, Л. Ф. Солонцов, Д. А. Кириков, А. М. Месхи, В. Н. Москалева, В. Ф. Семенов, В. А. Тимесков [Основы..., 1979]

Рассматривая парагенез метаморфогенных пород как реальное геологическое тело, группу метаморфогенных ф. можно подразделить на три подгруппы (метаморфизованные, метаморфические и ультраметаморфические ф.):

1. Метаморфизованные ф.: филлитовая, сланцевые нерасчлененные (серицит-хлоритовые, кремнисто-сланцевые, сланцево-кварцитовые и др.), графитистых сланцев и кварцитов, кварцито-сланцево-карбонатная (доломитовая), джеспилитовая.

2. Метаморфические ф.: железорудно-лептитовая, лептитовая нерасчлененная, амфиболитовая, железорудно-амфиболитовая, биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов, кварцитов и высокоглиноземистых пород, кондалитовая, биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов, биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов, гиперстеновых гнейсов и кристаллических сланцев, кинцигитовая, гранулитов.

3. Ультраметаморфические ф.: чарнокитов и эндербитов, биотит-гранатовых и биотитовых гранито-гнейсов, мигматит-гранитовая, мигматит-плагиогранитовая, аляскитовых и аплитовидных гранито-гнейсов, гранито-гнейсов, мигматитов, гранитоидов нерасчлененная.

КЛАССИФИКАЦИЯ УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИХ И ЭНДОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Ю. А. Кузнецов [1964]

Достаточно высокая степень изученности мигматитов позволяет выделить среди них два основных формационных типа: 1) мигматиты амфиболитовой фации или обыкновенные мигматиты и связанные с ними анатектиты, 2) мигматиты фации гиперстеновых гнейсов и чарнокиты. Эти два типа образуют небольшой, но ясно обособленный ряд мигматитовых ф.

Г. М. Заридзе [1966. Близкие сведения: Заридзе, 1962]

Выделяются следующие типы метаморфических ф. (формационные типы):

1) аспидный диабазо-порфиритовый,
2) зеленосланцево-эпидот-амфиболитовый,
3) зеленосланцево-эпидот-амфиболито-амфиболитовый (тип Шотландского нагорья или тип Георга Барроу),
4) зелено- и глаукофаносланцево-амфиболито-эклогитовый,
5) амфиболито-гранулитовый,
6) амфиболито-гранулито-эклогитовый,
7) мигматито-гранулито-чарнокитовый,
8) базито-ультрабазито-эклогитовый (тип Марун-Кеу).

Г. М. Заридзе [1970]

Классификация эндогенных формационных типов геосинклинальной и орогенной стадий развития — см. т. 1.

Э. Б. Наливкина [1971а. Близкие сведения: Наливкина, 1976б]

Классификация формаций магматических (в том числе палингенных, анатектических), метаморфизованных магматических и метасоматических пород древних подвижных областей

I. Ф. подвижных областей с регионально развитыми гранулитовой и амфиболитовой фациями метаморфизма (зоны больших глубин земной коры). Архей.

А. Ранние стадии развития подвижных областей:

1. Апоофиолитовая в гранулитовой фации (пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, гнейсы, нориты, пироксениты).
2. Апоофиолитовая в амфиболитовой фации (ортоамфиболиты).
3. Апогаббро-диабазовая в амфиболитовой фации (друзиты).
4. Анортозитовая.

Б. Средние стадии развития подвижных областей:

1. Чарнокитовая.
2. Кордиерит-гранатовых мигматит-гранитов.
3. Мигматит-плагиогранитовая.
4. Мигматит-гранитовая.

II. Ф. подвижных областей с регионально развитыми амфиболитовой и зеленосланцевой фациями метаморфизма (зоны средних и небольших глубин земной коры). Ранний протерозой.

А. Ранние стадии развития подвижных областей:

1. Апоофиолитовая в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях (ортоамфиболиты и зеленые сланцы).
2. Аподунит-гарцбургитовая в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях.
3. Аподунит-пироксенит-габбровая в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях.
4. Апогаббро-диабазовая в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях.
5. Габбро-анортозитовая.

Б. Средние стадии развития подвижных областей:

1. Мигматит-плагиогранитовая.
2. Мигматит-гранитовая.

И. С. Усенко, Р. Я. Белевцев, Л. Г. Бернадская, К. Е. Есипчук, Г. Л. Кравченко, И. Л. Личак, В. И. Орса, И. Д. Царовский, В. А. Цуканов, Н. П. Щербак, И. Б. Щербаков, Т. Г. Щербакова [Классификация..., 1974]

Ультраметаморфические ф. подразделены на две подгруппы — мигматитовых ф. (образовались за счет пород метаморфических ф. без плавления последних) и гранитоидных ф. Последняя объ-

единяет различные по генезису породы: продукты гранитизации исходного материала без плавления и породы, образовавшиеся в процессе кристаллизации коровых гранитных магм, появившихся в процессе выборочного плавления или палингенеза. Нами допускается также образование гранитоидов путем простой перекристаллизации соответствующих по химическому составу осадочных и эффузивных пород. Однако такие гранитоиды должны входить в состав метаморфических ф. (лептиты).

Е. М. Лазько, В. П. Кирилюк, А. А. Сиворонов, Г. М. Яценко [Нижний докембрий..., 1975. Близкие сведения: Формационные особенности..., 1972]

Разнообразие петрографических типов ультраметаморфических пород связано с различным характером преобразования суперкрустальных ф. в процессе ультраметаморфизма. По этому признаку достаточно уверенно можно выделить три группы ф.: 1) образованные в условиях изохимической или близкой к ней перекристаллизации, 2) с умеренным привносом вещества, сохраняющие определенные черты замещенных суперкрустальных ф., 3) возникшие в результате интенсивной гранитизации (часто с участием палингенных процессов), при которой минералого-петрографические признаки замещенных пород обычно исчезают [Формационные особенности..., 1972].

К первой из названных групп относятся ф. биотит-гранатовых бластитов (бердичевские «граниты»), эндербитов (гиперстеновые бластиты) и гранито-гнейсов побужского комплекса, а также диоритовидные породы тикичского комплекса западной части Украинского щита.

Вторая группа может быть подразделена на две подгруппы; в одну входят ф., возникшие в результате преобладающего кремнекисло-натриевого метасоматоза, а в другую кремнекисло-калиевого. Породы первой подгруппы в изученном регионе развиты незначительно и представляют собой, по-видимому, одну из стадий гранитизации и поэтому здесь не описываются. Во второй подгруппе выделяются: ф. гранит-микроклиновых гранито-гнейсов и мигматитов, участками замещающая ф. биотит-гранатовых бластитов, и ф. чарнокитов и мигматитов, развивающаяся по породам ф. эндербитов, а также ф. лейкократовых гранито-гнейсов. Ф. указанной группы развиты и в тикичском комплексе, но на данном этапе исследования с необходимой достоверностью не могут быть выделены. К этой же группе, по-видимому, относится ф. гранодиорито-гнейсов (собиты), главная особенность которых заключается в том, что они замещают ф. эндербитов (гиперстеновых бластитов) и их субстрат, но в условиях амфиболитовой фации.

В третьей группе также, по-видимому, могут быть выделены ф., образование которых сопровождается интенсивным кремнекисло-натриевым или кремнекисло-калиевым метасоматозом, но в изученной части щита представлены преимущественно вторые.

К этой же группе относится часть так называемых аплито-пегматоидных гранитов, различные гранито-гнейсы тикичского комплекса и другие образования.

Классификация ультраметаморфических ф. приведена в табл. 26.

Таблица 26

Классификация ультраметаморфических формаций
[Нижний докембрий..., 1975]

Фации метаморфизма	Суперкрустальные формации	Ультраметаморфические формации		
		Возникшие в результате изохимической перекристаллизации	Возникшие в результате преобладающего кремне-кислокалиевого метасоматоза	
			Слабого	Интенсивного
Амфиболитовая	Формация биотитовых, биотит-роговообманковых гнейсов, плагиогнейсов и кристаллосланцев	Формация биотит-роговообманковых диоритовидных пород	Формация гранодиорито-гнейсов («собитов»)	Формации гранито-гнейсов „пестрого" состава, аляскитовых гранитов и др.
Гранулитовая	Кинцигитовая	Формация биотит-гранатовых бластитов (бердичевских «гранитов»)	Формация гранат-микроклиновых бластитов и мигматитов	
	Кальцифир-кристаллосланцевая, гиперстеновых гнейсов и кристаллосланцев	Формация эндербитов (гиперстеновых бластитов)	Формация чарнокитов и мигматитов	
	Биотитовых и биотит-гранатовых гнейсов	Формация биотитовых гранито-гнейсов	Формация лейкократовых гранито-гнейсов	

Примеч.: 1а. Термин «бластит» здесь применяется как предварительный из-за отсутствия более подходящего наименования для некоторых разновидностей ультраметаморфических гранитовидных пород [Нижний докембрий ..., 1975].

1б. Бластитами мы, следуя в основном К. Менерту (1971 г.), называем метаморфические породы, в которых один или несколько породообразующих минералов выявляют преимущественный рост в процессе ультраметаморфизма [Нижний докембрий ..., 1975].

2. Весьма неудачно название ультраметаморфических пород как «бластиты». Например, ф. «гиперстеновых бластитов» названа [Нижний докембрий ..., 1975] выделенная ранее под названием чарнокитовой ф. гиперстеновых гранитоидов,

ф. «гранат-биотитовых бластитов» названа ранее выделенная ф. кордиерит-гранатовых мигматит-гранитов. Название «гиперстеновый бластит» и «гранат-биотитовый бластит» не говорит о том, что породы этих ф. гранитоидные [Наливкина, 1979].

ВИДЫ, ТИПЫ И ДРУГИЕ КЛАССЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ И БЛИЗКИХ К НИМ ФОРМАЦИЙ

РЕГИОНАЛЬНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ (ДИНАМОТЕРМОМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ) И БЛИЗКИЕ К НИМ ФОРМАЦИИ*

Метаморфические формации (в том числе с элементами реконструкции, не входящими в их основные названия)

Преимущественно ультрафемические формации

ФОРМАЦИЯ МАГНЕЗИАЛЬНЫХ СЛАНЦЕВ.— Сложена магнезиальными сланцами, к которым относятся антигоритовые сланцы, тремолитовые и актинолитовые тальковые сланцы, талько-хлоритовые сланцы, талько-хлоритовые карбонатные породы (горшечные камни). Они образуются за счет дунитов и перидотитов на низких ступенях регионального метаморфизма [Виноградов, 1973].

СЕРПЕНТИНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Сложена серпентинитами, массивы которых возникают на гидротермальной стадии автометаморфизма дунитов и перидотитов [Виноградов, 1973].

С. Ф. (Украинского щита).— Ортометаморфическая ф. (аналог габбро-перидотитовой), в состав которой входят главным образом серпентиниты и в подчиненном количестве тремолититы, слюдиты, карбонатизированные ультрабазиты и реликты перидотитов и пироксенов [Формации..., 1963].

С. Ф. (метаофиолитовая эпизонная).— Слагается в основном серпентинитами. Они могут возникать при метаморфизме или же пневмато-гидротермальном изменении офиолитовых ф., а также перидотитов, входящих в состав габбро-перидотитовой ф. Метаморфизм мусковит-хлоритовой субфации, которая характеризуется здесь, по Ф. Дж. Тернеру, наличием серпентина, замещаемого ассоциацией тальк — магнезит или же тальком. При более значительных изменениях переходит в тальк-карбонатную ф. Например, праорогенные разности (в островных дугах): острова Японии, Новая Зеландия. Геосинклинальные разности: Урал, Памир и др. [по Попову, 1968]. См. также т. 1.

ТАЛЬК-СЕРПЕНТИНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (метаофиолитовая мезозонная).— Характеризуется ассоциацией тальк — антигорит (—хлорит), соответствующей, по Ф. Дж. Тернеру, биотит-хлоритовой субфации. Возможно, частично относится к постгранитоидным пневмато-гидротермальным ф., ибо нередко залегает в сер-

* Часть видов ф. приведена в классификационных таблицах и схемах предыдущего раздела.

пентинитах вблизи гранитоидных ф. Залежи талька, являющиеся продуктами метаморфизма серпентинитовых ф., на Южном Памире (Ишкашим) залегают среди кристаллических сланцев и гнейсов мезозоны и катазоны метаморфизма и потому, возможно, связаны с наложенными постмагматическими изменениями офиолитов, поскольку тальк, подобно другим гидратным минералам, не образуется в катазоне. Аналогичные метагабброидные ф. возникают также при отальковании серпентинизированных габбро-перидотитовых ф., например, в Дарвазе (продукты изменения нижнекарбоновой кевронской ф.) [по Попову, 1968].

ТАЛЬК-КАРБОНАТНАЯ ФОРМАЦИЯ (метаофиолитовая эпимезозонная).— Состоит из магнезита и (или) талька, которые при недостатке кремнезема или углекислоты могут замещаться серпентином (антигоритом). По Ф. Дж. Тернеру, тальк-магнезитовые породы отвечают мусковит-хлоритовой субфации. Образуется из ультраосновных пород. Известна в офиолитовых поясах на Урале [Попов, 1968].

ХЛОРИТ-ТАЛЬК-СЛАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ (метаофиолитовая эпимезозонная).— По Н. П. Семененко (1958 г.), это хлорит-тальковые сланцы, возникающие на ступени А динамотермального метаморфизма из ультраосновных пород. Характеризуется парагенезисом хлорит — тальк — доломит, который относится к фации зеленых сланцев. При усилении метаморфизма переходит в тальк-актинолитовую ф. [по Попову, 1968].

ТАЛЬК-АКТИНОЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (метаофиолитовая мезозонная).— Представлена сланцами ультраосновного состава, для которых характерна ассоциация минералов: тальк, актинолит (иногда хлорит, альбит, биотит или вермикулит, кварц). Возникает на границе жировиковых пород типа горшечного камня со сланцами. По Н. П. Семененко (1958 г.), актинолит-тальковые и тальк-хлорит-змеевиковые сланцы возникают на ступени В динамотермального метаморфизма из хлорит-тальк-сланцевой ф. Характеризуются парагенезисом: актинолит — тальк — хлорит — антигорит, типичным для биотит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев. По данным Н. П. Семененко (1958 г.), т.-а. ф. возникает в условиях привноса натрия и калия, так как в ней образуются линзы альбититов с кальцитом и биотитом. В низах эпизоны она переходит в комплекс метаофиолитовых биотит-амфиболитовых ф. [Попов, 1968].

БИОТИТ-АМФИБОЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (метаофиолитовая мезозонная).— По Н. П. Семененко (1958 г.), это биотитовые амфиболиты, возникающие на двуслюдяно-гнейсовой ступени плутонометаморфизма. Характеризуется парагенезисом биотит-роговая обманка, типичным для хлоритоид-альмандиновой, а также кордиерит-антофиллитовой субфаций [по Попову, 1968].

АНТОФИЛЛИТ-РОГОВООБМАНКОВАЯ ФОРМАЦИЯ (метаофиолитовая мезозонная).— По Н. П. Семененко (1958 г.), это плагиоклаз-антофиллитовые, антофиллитовые и роговообманко-оливиновые ультрабазиты, возникающие на амфибол-гнейсовой ступени

плутонометаморфизма из биотит-амфиболитовой ф. Характеризуется парагенезисом плагиоклаз — антофиллит — роговая обманка — тальк — магнезит (остаточный?) — оливин, типичным для кордиерит-антофиллитовой субфации. Пример: В. И. Попов наблюдал карбоновую антофиллитовую ф., залегающую среди протерозойских филлитовых и метаофиолитовых ф. Северного Памира вблизи от контакта гранитоидных интрузий [по Попову, 1968].

Преимущественно фемические формации

ОФИОЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— См. т. 1.

Син.: кремнисто-вулканогенная ф. [Хохлов, Мирходжаев, 1976].

ПРОТООФИОЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (Украинского щита).— Представлена пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами, гнейсами, изредка эклогитоподобными породами, небольшими телами габброидов и гипербазитов. Подчиненную роль играют биотит-плагиоклазовые, высокоглиноземистые гнейсы, кварц-магнетитовые породы и мраморы. Породы слагают мощные (более 10 км) сложноскладчатые толщи. П. ф. регионально развита в Бугско-Днестровском блоке [Наливкина, 1972].

Примеч.: П. ф. широко развиты в выступах докембрия всех континентов. Она расположена обычно в пределах древнейшей архейской подвижной области и представляет одну из наиболее глубинных зон метаморфизма в современном эрозионном срезе. На всех континентах она приурочена к крупным тектоническим блокам, ограниченным разломами [Наливкина, 1972].

Син.: архейская офиолитовая ассоциация [Наливкина, 1977б].

ФОРМАЦИЯ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ПОРОД И ЗЕЛЕНЫХ СЛАНЦЕВ.— Сложена зеленокаменными породами и зелеными сланцами. Зеленокаменные породы образуются за счет основных и средних магматических пород и туфов в результате их зеленокаменного изменения при региональном метаморфизме. Первичная структура пород при этом сохраняется. Плагиоклаз замещается альбитом, эпидотом и цоизитом, а цветные компоненты — актинолитом, хлоритом, кальцитом. Зеленокаменные породы под влиянием динамических воздействий метаморфизуются в хлоритовые, эпидотовые и другие сланцы, объединяемые в группу зеленых сланцев. В составе этой ф. могут быть выделены амфиболиты, состоящие главным образом из роговой обманки и плагиоклаза. Образуются за счет основных магматических пород и мергелей [Виноградов, 1973].

ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Представлена комплексом микрокристаллических сланцев с характерной низкотемпературной парагенетической ассоциацией — серицит — хлорит — эпидот — актинолит. В отличие от аналогичных пород, образующихся в условиях регионального метаморфизма, микрокристаллические сланцы динамометаморфического происхождения в зоне смятия горст-антиклинального строения характеризуются неравномерным развитием, образуя узкие зоны, чередующиеся со слабо ме-

таморфизованными осадочными и вулканогенными породами. З. ф. образуется только за счет пород верхнего структурного яруса зоны смятия [Хорева, 1963а].

З. Ф. (Таймыра).— Представлена хлорит-эпидот-актинолитовыми, актинолито-эпидотовыми, актинолито-хлоритовыми, эпидото-хлоритовыми и другими сланцами, образовавшимися преимущественно за счет основных и средних эффузивных и пирокластических пород [по М. Г. Равичу, 1960 г., из: Хорева, 1963в].

Примеч.: Приведенные в работе М. Г. Равича (1960 г.) зеленосланцевую и филлитовую ф. по существу можно рассматривать как две субформации одной зеленосланцевой ф. [Хорева, 1963в].

ХЛОРИТ-АЛЬБИТ-СЛАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ (метадиабазовая эпизонная).— Представлена разными зелеными сланцами: хлорит-альбитовыми, хлорит-эпидот-альбитовыми со сфеном и актинолит-хлорит-эпидот-альбитовыми со сфеном. Часто эти породы содержат кальцит. Метаморфизм мусковит-хлоритовой субфации. Примеры: развита в зеленокаменных сериях, типичных для внешних геосинклинальных зон (зеленокаменные полосы Урала, Северного Памира и др.) [Попов, 1968].

ХЛОРИТ-КАРБОНАТ-СЛАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ (метадиабазовая эпизонная).— Характеризуется парагенезисом хлорит—кварц—кальцит, типичным для мусковит-хлоритовой субфации. При усилении метаморфизма переходит в актинолит-эпидот-карбонат-сланцевую ф. [Попов, 1968].

АКТИНОЛИТ-ЭПИДОТ-СЛАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ (метадиабазовая эпизонная).— По Н. П. Семененко, это зеленые актинолит-хлоритовые сланцы, возникающие из пород основного состава (и из мергелей), в частности из актинолит-альбит-эпидотовых и хлорит-карбонатных сланцев. Типичен парагенезис альбит — хлорит — актинолит — эпидот, принадлежащий к мусковит-хлоритовой субфации [Попов, 1968].

Син.: актинолит-зеленосланцевая фация, по Ф. Дж. Тернеру, 1951 г., зеленые актинолит-хлоритовые сланцы, по Н. П. Семененко, 1958 г. [Попов, 1968].

АКТИНОЛИТ-ХЛОРИТ-СЛАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ (метаспилито-метакератофировая эпи?-мезозонная).—В метаспилито-метакератофировых ф., по Н. П. Семененко (1958 г.), спилиты преобразуются в актинолит-хлоритовые сланцы с альбитом, а кератофиры — в серицит-полевошпатовые сланцы. Например, по В. И. Попову (1935 г.), отмечается в виде подчиненных прослоев в нижне- или среднепалеозойских метапсаммоидных ф. Северного Памира [Попов, 1968].

АКТИНОЛИТ-ЭПИДОТ-КАРБОНАТ-СЛАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ (метадиабазовая эпимезозонная).— По Н. П. Семененко (1958 г.), это эпидот-кальцит-актинолитовые и хлорит-кальцитовые зеленые сланцы, образующиеся на ступени Б (филлиты) динамотермального метаморфизма из хлорит-карбонат-сланцевой ф. Характеризуется парагенезисом хлорит — эпидот — актинолит — кальцит, ти-

пичным для мусковит-хлоритовой или чаще для биотит-хлоритовой субфаций [Попов, 1968].

ЭПИДОТ-БИОТИТ-ХЛОРИТ-СЛАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ (метадиабазовая мезозонная).— По Ф. Дж. Тернеру, возникает из пород основного состава и мергелей, относится к биотит-хлоритовой субфации, но включает также зеленые сланцы других фаций. В одних разностях (с высоким содержанием кальция) характеризуется ассоциацией актинолит — эпидот — альбит — хлорит (иногда кварц — биотит), в других (с меньшим содержанием извести) типична ассоциация эпидот — альбит — хлорит — кварц — биотит [Попов, 1968].

ПРАЗИНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (метагабброидная мезозонная).— Ф. отвечает празинитовой фации. Празинитовая фация — это зеленые метаморфические сланцы, в которых роговая обманка, хлорит и эпидот находятся приблизительно в равных количествах (Л. И. Салоп, 1954 г.); присутствует кальцит. Итальянские геологи под этим термином подразумевают продукты эпизоны метаморфизма, возникающие главным образом из габбро и состоящие из кислого плагиоклаза (альбит и др.), амфибола (актинолит, глаукофан), эпидота, цоизита и хлорита (Л. И. Салоп, 1954 г.). Сопровождается эпидозитами. По своему обычному минеральному составу П. ф. занимает положение, переходное между двумя метаморфическими фациями: зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовой. Через празинитовые амфиболиты, в частности через цоизитовые их разности (бедные альбитом, богатые цоизитом и амфиболом), П. ф. связывается с комплексом мезокатазонных метагабброидных ортоамфиболитовых ф. Примеры: празиниты встречаются на Северном Памире и в Северном Дарвазе, в нижнекарбоновой калаихумбской (сауксайской) серии, где их под названиями эпидозитов и эпидот-хлорит-актинолитовых сланцев описали Д. В. Никитин и автор (В. И. Попов, 1933 г.); представлены также у Калаихумба в нижнепротерозойской кайванской серии, ярко-зелеными сланцами со спутанно-волокнистыми или же лучистыми агрегатами игл актинолита [Попов, 1968].

ГЛАУКОФАН-СЛАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ (метагабброидная мезозонная).— Ф. отвечает глаукофан-сланцевой фации, по П. Эскола, который считает, что она возникает в довольно широком интервале низких и средних температур, но при бóльшем давлении, чем амфиболиты. По Ф. Дж. Тернеру (1951 г.), отвечает частью зеленосланцевой, частью эпидот-амфиболитовой фации; следовательно, она должна помещаться между той и другой. Глаукофановые сланцы представляют мало рассланцованные плотные породы, содержащие эпидот, слюды, альбит, хлорит (что сближает их с зеленосланцевой фацией), гранат, лавсонит и пумпелиит (что сближает с эклогитовой фацией) [по Попову, 1968].

АЛЬБИТ-ГРАНАТ-АМФИБОЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (метадиабазовая мезозонная).— Содержит роговую обманку, альбит, эпидот, биотит, альмандин (иногда кварц, биотит или микроклин) и

возникает, по Ф. Дж. Тернеру, в хлоритоид-альмандиновой субфации [Попов, 1968].

ФОРМАЦИЯ ЭПИДОТОВЫХ АМФИБОЛИТОВ И ЗЕЛЕНЫХ СЛАНЦЕВ (Украинского щита).— Объединяет породы, образованные в эпидот-амфиболитовой, частью зеленосланцевой фации: эпидотовые амфиболиты, хлоритовые и хлорит-амфиболовые сланцы. Наблюдается реже, чем ф. пироксен-плагиоклазовых гнейсов и основных кристаллических сланцев и ф. амфибол-биотитовых гнейсов и амфиболитов. Развита преимущественно в архее Днепровского блока, в районах так называемых восточных магнитных аномалий (Чертомлыкская, Верховцевская, Конкская, Белозерская и др.). Как и указанные ф., сложена в основном породами, соответствующими по химическому составу нормальным базитам. Кварцсодержащие разновидности (гнейсы) большей частью характеризуются невысокими количествами свободной кремнекислоты [по: Классификация..., 1974].

ФОРМАЦИЯ АКТИНОЛИТОВЫХ АМФИБОЛИТОВ И ЗЕЛЕНЫХ СЛАНЦЕВ (Украинского щита).— Сложена породами, указанными в ее названии. Образовалась за счет пород спилит-диабазовой ф., метаморфизованных в зеленосланцевой, частью эпидот-амфиболитовой фациях [по: Классификация..., 1974].

ФОРМАЦИЯ АМФИБОЛИТОВ И АМФИБОЛОВЫХ ГНЕЙСОВ (Украинского щита).— Представлена породами, указанными в ее названии. Образовалась за счет пород спилит-диабазовой ф., метаморфизованных в амфиболитовой фации [по: Классификация..., 1974].

АМФИБОЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (Центрального Казахстана).— Состоит из амфиболитов, актинолитовых и кварцево-актинолитовых сланцев, порфиритоидов и других пород метаморфического комплекса, причем среди всего разнообразия этих пород главная роль принадлежит амфиболитам [Борукаев, 1955а].

ФЕМИЧЕСКАЯ МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ (Северного Кавказа).— Представлена преимущественно амфиболитами [по Баранову, 1976].

ГИПЕРСТЕН-ДИОПСИД-ПЛАГИОКЛАЗОВАЯ ГНЕЙСОВАЯ ФОРМАЦИЯ (метамергельная катазонная).— Характеризуется ассоциацией плагиоклаз — диопсид — гиперстен (—кварц), типичной, по Ф. Дж. Тернеру, для гранулитовой фации. По Н. П. Семененко (1958 г.) образуется на пироксен-гнейсовой ступени из диопсид-роговиковой ф. [Попов, 1968].

ФОРМАЦИЯ ПИРОКСЕН-ПЛАГИОКЛАЗОВЫХ ГНЕЙСОВ И ОСНОВНЫХ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ (Украинского щита).— Подавляющее большинство пород, входящих в ее состав, отвечает основным породам, не содержащим свободной кремнекислоты (встречаются, однако, разности пироксен-плагиоклазовых гнейсов, в которых содержание кварца достигает 10—15 %, а иногда и больше). Породы этой ф. метаморфизованные в гранулитовой фации, широко распространены в бассейнах Южного Буга, Днестра, Ингула, в районах левобережного Приднепровья (Оре-

хово-Павлоградский блок) и Западного Приазовья, где образуют толщи мощностью от десятков до 500—700 м; часто они наблюдаются в виде мелких реликтов в мигматитах и гранитоидах (бердичевские граниты) гранулитовой фации [Классификация..., 1974].

ЭКЛОГИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (глубинная поздняя).— Состоит из эклогитов. Представлена отторженцами глубинных ф., вынесенных к поверхности Земли поднявшимися сюда магматическими расплавами [по Попову, 1968].

Син.: эклогитовое семейство (В. М. Гольдшмидт, 1922—1934 гг.), эклогиты (Атлас литолого-палеогеографических карт СССР, 1962—1964 гг.) [Попов, 1968].

Э. Ф. (Казахстана).— Парагенетически связанный комплекс пород основания, слагающий докембрийские выступы фундамента и состоящий из эклогитов, гнейсов различного состава, ультраосновных пород, а также из продуктов их метаморфической переработки. Характерная черта Э. ф.— полное отсутствие каких-либо первично-стратифицированных отложений [Ефимов, 1964]. См. т. I.

ЭКЛОГИТ-СЛАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Имеет переходный характер. Два ее типичных представителя — макбальский и уфалейский комплексы — образуют переходы соответственно к ф. эклогит-глаукофан-метаграувакковой и эклогит-дистен-гнейсовой, что дает возможность выделить субформации «а» и «б». Вероятно, данная ф. представляет собой глубоко погруженное основание эвгеосинклинали, в зависимости от характера последней и близости к срединным массивам имеет различные переходные особенности. К Э.-с. ф. могут быть отнесены также эклогиты Тасмании, некоторые эклогиты Центрального Французского массива. Состав и особенности эклогитов также имеют переходный характер и несколько различаются в разных комплексах. Мы предполагали, что в основном это эклогиты магматического генезиса (Н. Л. Добрецов, В. С. Соболев, 1970 г.). Характерна метаморфическая зональность [Добрецов, 1974].

Примеч.: Две другие ф. с эклогитами — эклогит-дистен-гнейсовая, представленная актюзской и зерендинской сериями (в Кокчетавском массиве), и эклогит-гнейсовая (например, в Норвегии) здесь не рассматриваются, так как они не связаны с глаукофановыми сланцами [Добрецов, 1974].

ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВО-ЭПИДОТ-АМФИБОЛИТОВЫЙ ФОРМАЦИОННЫЙ ТИП (формация).— Часть его пород (филлиты, кварциты, диабазо-порфириты альбитизированные, эпидотизированные, хлоритизированные, актинолитизированные и т. д. и мраморы) метаморфизована в зеленосланцевой фации, в которую нами включается альбит-эпидот-роговиковая фация Ф. Тернера. В эту же фацию мы включаем собственно спилиты, а также ассоциации, установленные для цеолитовой фации, исключив ее как самостоятельную фацию, пропилитовую минеральную ассоциацию, аргиллитовую минеральную ассоциацию и ассоциацию вторичных (метасоматических) кварцитов. В геологических телах (толщах, сви-

тах) вместе с породами зеленосланцевой фации встречаются и породы, относящиеся к эпидот-амфиболитовой фации. В частности, это наблюдается в нижнепалеозойской метаморфической ф. Дзирульского массива, в девон-триасовой дизской метаморфической *свите Сванетии и во многих других толщах Кавказа и прочих областей* [по Заридзе, 1966].

ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВО-ЭПИДОТ-АМФИБОЛИТО - АМФИБОЛИТОВЫЙ ФОРМАЦИОННЫЙ ТИП (формация).— На Шотландском нагорье наблюдается метаморфизм осадков параллельными поясами в следующей последовательности фаций: зеленые сланцы, альбит-эпидотовые амфиболиты, амфиболиты с гранитовыми мигматитами *амфиболитовой фации. Эта фациальная смена пород*, по-видимому, близка в фациальном отношении к породам Абердиншира (Шотландия). Здесь выделяются следующие последовательные фации прогрессивного метаморфизма [Файф и др., 1962]: пятнистые андалузит-кордиерит-слюдистые филлиты, условно относимые Ф. Тернером к фации альбит-эпидотовых роговиков, андалузит-кордиерит-слюдисто-плагиоклазовые сланцы (кристаллические сланцы), относимые тем же автором к фации роговообманковых роговиков, кордиерит-силлиманит-слюдисто-полевошпатовые гнейсы, отнесенные к фации альмандиновых амфиболитов, и мигматиты. Данную ассоциацию Г. Г. Рид назвал бачанским типом метаморфической зональности, в отличие от типа Шотландского нагорья (или типа Г. Барроу). Подразумевается, что бачанский тип зональности произошел в результате контактового метаморфизма, что нельзя считать доказанным. Первую группу пород мы включаем в зеленосланцевую, вторую — в эпидот-амфиболитовую, третью — в амфиболитовую фации. Исходя из сказанного, наименование формационного типа по ассоциациям метаморфитов Шотландского нагорья и Абердиншира соответственно будет иметь следущий вид: зеленосланцево-эпидот-амфиболито-амфиболитовый и филлито-кристаллическисланцево-гнейсово-мигматитовый. Эти ассоциации являются в общем равноценными, поскольку речь идет о формационном типе. Этому формационному типу соответствует ф. кристаллических сланцев Большого Кавказа, Дзирульского *массива и др., хотя смена метаморфитов различных* фаций имеет здесь пятнистый характер. К нему, в частности, относится окончательно оформившийся в герцинскую эпоху следующий комплекс метаморфических образований Северного Кавказа (по Г. М. Заридзе и др., 1962 г.): граниты, гнейсы, мигматиты, метаморфические сланцы, амфиболиты и др. [Заридзе, 1966].

Син.: формационный тип Шотландского нагорья, формационный тип Георга Барроу [Заридзе, 1966].

АМФИБОЛИТО-ГРАНУЛИТОВЫЙ ФОРМАЦИОННЫЙ ТИП (формация).— Выделяется на основании комплексов пород Северо-Западной Шотландии и Адирондака [Файф и др., 1962]. В первом из названных районов в архейском льюисском комплексе установлены два периода метаморфизма. В раннем периоде об-

разовались пироксеновые гранулиты и ассоциации метаморфитов фации альмандиновых амфиболитов, по Ф. Тернеру; во втором периоде возникли породы, принадлежащие только последней фации. В Адирондаке описана серия пород, включающая, судя по минеральным парагенезисам метаморфизованных габброидов, три последовательные метаморфические зоны (фации): альмандиновые амфиболиты, роговообманковые гранулиты, пироксеновые гранулиты [по Заридзе, 1966].

ЗЕЛЕНО- И ГЛАУКОФАНО-СЛАНЦЕВО-АМФИБОЛИТО-ЭКЛОГИТОВЫЙ ФОРМАЦИОННЫЙ ТИП (формация).— Описанные в настоящее время во многих местах глаукофановые сланцы обнаруживают тесную связь со слабо метаморфизированными породами и зелеными сланцами, в которые они переходят постепенно либо переслаиваются с ними, либо образуют в них отдельные участки. Наблюдаются также переслаивания глаукофановых сланцев с породами амфиболитовой фации и все стадии замещения эклогитовых минералов минералами глаукофановых сланцев в глыбах, расположенных в серпентинитах Калифорнии и Кубы. Известны случаи возникновения глаукофановых сланцев за счет эклогитов в результате регрессивного метаморфизма, в частности в Сан-Франциско и на Южном Урале [Заридзе, 1966].

АМФИБОЛИТО-ГРАНУЛИТО-ЭКЛОГИТОВЫЙ ФОРМАЦИОННЫЙ ТИП (формация).— В отличие от амфиболито-гранулитового типа содержит эклогиты наряду с ассоциацией пород амфиболитовой и гранулитовой фаций.

Например: породы нижней серии Кокчетавского антиклинория Казахстана [Заридзе, 1966].

Преимущественно сиалические формации

ЛЕПТИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Мощная толща вулканитов преимущественно кислого и частично среднего составов, которая в зависимости от интенсивности складчатости и последующего гранитоидного магматизма в большей или меньшей степени метаморфизована в породы типа лептитов, геллефлинтов, лептитовых гнейсов [по Хатунцевой, 1977].

— Классически развита в Центральной Швеции. Близка по составу порфиро-лептитовой ф. и находится с ней в одном ряду. Ее более сильно метаморфизованные породы состоят из слоистых лептитов, геллефлинтов и гнейсов. Большинство исследователей считают лептиты метаморфизованными дацитовыми и риолитовыми туфами. Туфы в этой ф. преобладают над лавами. Много туффитов. Осадочные породы более широко развиты, чем в порфиро-лептитовой ф., и переслаиваются вулканическими породами. Железные руды А. ф., характерные для Центральной Швеции, представлены типичными полосчатыми железистыми кварцитами, чаще не очень богатыми. Мощность Л. ф. 2,5—3 км [Формозова, 1973].

Примеч.: Л. ф. выделены впервые в Швеции. Согласно Л. Н. Формозовой (1965, 1968 гг.), они подразделены впоследствии на собственно лептитовую в Центральной Швеции и порфиро-лептитовую щелочную в Северной Швеции [по Хатунцевой, 1977].

Л. ф. (Белоруссии).— Сланцы по диабазам, древним липаритам, осадочно-пирокластическим слоям и кианитовые кварциты (житковичская свита) [Пап, 1977].

Син.: диабаз-порфировая ф. [Пап, 1977].

ГЕЛЛЕФЛИНТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (эпизонная).— По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу (1937 г.), геллефлинта (старое шведское название) — *сланцеватые или полосатые серые, зеленые, красные или* черные плотные порфировидные мелкозернистые кристаллические сланцы, состоящие главным образом из кварца и полевого шпата, иногда с роговой обманкой, хлоритом, магнетитом и железным блеском. Относится к мусковит-хлоритовой субфации и представляет собой начальные продукты метаморфизации кислых эффузивов (порфиров, ортофиров и их туфов), которые при дальнейшем метаморфизме переходят в комплекс порфироидных ф. и т. д. Частая, широко распространенная. Например, развита в протерозойских комплексах Скандинавии, Урала и, возможно, Северного Тянь-Шаня (верхнепротерозойская большенарынская серия) [по Попову, 1968].

Син.: частью метапорфировые ф. [Попов, 1968].

ФИЛЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (Таймыра).— Объединяет метаморфизованные в условиях фации зеленых сланцев осадочные породы и представлена биотито-хлорито-серицитовыми, хлорито-серицито-кварцевыми, карбонатно-хлоритовыми и другими микрокристаллическими сланцами [по М. Г. Равичу, 1960 г., из: Хорева, 1963в].

ДВУСЛЮДЯНО-ФИЛЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (метапелоидная мезозонная).— Включает двуслюдяные сланцы биотит-хлоритовой субфации. Ниже переходит в двуслюдяно-паралептитовую ф. [Попов, 1968].

ГРАНАТ-ДВУСЛЮДЯНАЯ ФОРМАЦИЯ (метапсаммоидная мезозонная).— Состоит из метапсаммитовых и метапелитовых пород, иногда ритмично чередующихся друг с другом. Первые характеризуются ассоциацией кварц — микроклин — альбит — биотит — мусковит (иногда эпидот). Прослои метапелитовых пород превращаются в двуслюдяные сланцы и характеризуются ассоциацией мусковит — биотит — альмандин — кварц (реже эпидот и альбит). По Ф. Дж. Тернеру, относится к хлоритоид-альмандиновой субфации. По Н. П. Семененко (1958 г.), при усилении метаморфизма (в условиях, отвечающих мезозоне) в метапсаммоидных ф. пелитовые породы, перемежающиеся с псаммитовыми, превращаются в гранат-хлоритовые и хлорит-хлоритоидные сланцы, *местами с магнетитом, а в кальцитсодержащих слоях — с эпидотом* [Попов, 1968].

ЗОНАЛЬНАЯ ГЛАУКОФАН-СЛАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Наиболее типична для пояса Санбогава. В отличие от зональной глаукофан-метабазитовой ф. ей присуща более правильная зональность с относительно широкими зонами, примерно соответствующими стратиграфической последовательности, причем в высоко-

температурных зонах достигается фация C_3 с температурой 600—650°; давление в целом несколько ниже, чем в зональной глаукофан-метабазитовой ф. В составе толщ уменьшается доля метабазитов, обычны черные графитистые сланцы, доля метатерригенных пород (метапелитов, метапесчаников и др.) составляет 50 % и более разреза толщи. Породы, как правило, хорошо сланцеваты и раскристаллизованы и только в переходных типах становятся массивными. Для многих комплексов примечательно наличие синхронных тел эклогитсодержащих гипербазитов и габброидов [Добрецов, 1974].

ГЛАУКОФАН-ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВАЯ (переходная) ПОДФОРМАЦИЯ.— Выделена в значительной мере условно, так как к ней отнесены плохо изученные отдельные проявления глаукофановых сланцев в виде тектонических блоков или участков среди зеленосланцевых толщ. При более детальном исследовании часть из них, возможно, будет отнесена к другим глаукофан-сланцевым ф. [Добрецов, 1974].

ФОРМАЦИЯ БИОТИТОВЫХ ГНЕЙСОВ (Украинского щита).— Состоит из указанных в ее названии тонкополосчатых гнейсов. Исходными для ф. являются, возможно, частично породы кварц-кератофировой ф., метаморфизованной в амфиболитовой фации [по: Классификация..., 1974].

ФОРМАЦИЯ БИОТИТОВЫХ И АМФИБОЛ-БИОТИТОВЫХ ГНЕЙСОВ (Украинского щита).— Сложена породами, указанными в ее названии. Образовалась за счет пород верхней терригенной ф., метаморфизованных в амфиболитовой фации [по: Классификация..., 1974].

ФОРМАЦИЯ БИОТИТОВЫХ И БИОТИТ-РОГОВООБМАНКОВЫХ ПЛАГИОГНЕЙСОВ, ГНЕЙСОВ И КРИСТАЛЛОСЛАНЦЕВ.— Породы, перечисленные в названии ф., резко преобладают в ее составе, несколько изменяясь в разрезах только по текстурно-структурным особенностям. Присутствующие в ней иногда в виде более или менее мощных прослоев амфиболиты, гранатовые и редко силлиманитовые и кордиеритовые гнейсы, пироксенсодержащие и карбонатные породы не могут существенным образом повлиять на характерный формационный облик этих монотонных образований. В составе ф., кроме обычных биотитовых и роговообманково-биотитовых гнейсов и кристаллосланцев, находится весьма своеобразная парагенетически связанная с ними группа роговообманковых и биотит-роговообманковых диоритовых пород метаморфогенного происхождения [Лазько и др., 1968в. Близк. опред.: Лазько и др., 1968б, Лазько, 1971б].

ФОРМАЦИЯ АМФИБОЛ-БИОТИТОВЫХ ГНЕЙСОВ И АМФИБОЛИТОВ (Украинского щита).— Объединяет породы прогрессивной, частью регрессивной амфиболитовой фации. Представлена переслаивающимися пластообразными телами амфиболовых и амфибол-биотитовых гнейсов и амфиболитов, мощность которых нередко достигает нескольких сотен метров, иногда и километров (Западное Приазовье). Породы ф. особенно развиты в северо-вос-

точной части бассейна р. Южный Буг, в Приднепровье и в бассейнах рек Обиточная и Берда (в Приазовье) [Классификация..., 1974].

ФОРМАЦИЯ БИОТИТОВЫХ, БИОТИТ-ГРАНАТОВЫХ И ГРАНАТОВЫХ ГНЕЙСОВ (Украинского щита).— Состоит из указанных в ее названии пород, с которыми в парагенетическом соподчинении выступают ортоамфиболиты. В образовании этой ф. принимают участие породы песчано-глинистой флишоидной ф., метаморфизованные в амфиболитовой фации. Исходными породами для ортометаморфитов данной ф. являются производные габбро-перидотитовой ф. [по: Классификация..., 1974].

ФОРМАЦИЯ БИОТИТ-ГРАНАТОВЫХ ГНЕЙСОВ И ГИПЕРСТЕНОВЫХ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ (Украинского щита).— Главными членами являются биотит-гранатовые гнейсы и гиперстеновые кристаллические сланцы, которые присутствуют почти во всех обнажениях. Из второстепенных членов наиболее часто встречаются гиперстеновые гнейсы и силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы, которые образуют резко подчиненные прослои и наблюдаются только в некоторых обнажениях. Ф. распространена в бассейне р. Южный Буг. Входящие в ее состав породы обычно находятся в виде небольших остатков субстрата в чудново-бердичевских «гранитах» и лишь местами образуют значительные по площади выходы. Такие условия делают невозможным составление даже частных разрезов ф. для выяснения ее внутреннего строения. Однако само существование ф. не вызывает сомнений, так как на всей площади ее развития весьма четко проявлен определенный парагенез пород [Архейские..., 1970].

Син.: кинцигитовая? ф. [Архейские ..., 1970; Формации ..., 1972].

КИНЦИГИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (метапелоидная мезо-ката?-зонная).— По Г. и Ж. Термье (1956 г.), характерный комплекс минералов: силлиманит (? согласно обычному определению в кинцигитах отсутствует силлиманит) — кордиерит — кварц — биотит — альмандин — пироп — гроссуляр — спессартин — основной плагиоклаз — микроклин — графит. Этот парагенезис может относиться как к ставролит-кианитовой субфации, так и силлиманит-альмандиновой. Включает прослои графитового кварцита (Е. Кальковский, 1886 г.) [Попов, 1968].

Примеч.: Кинцигит (Г. Фишер, 1860 г.) — это гранат-графитовый гнейс; представляет грубо сланцевую породу, состоящую из олигоклаза, биотита, графита и обильных кристаллов граната (гроссуляр, спессартин) с горошину величиной, бедную кварцем, лишенную силлиманита и ортоклаза [Попов, 1968].

ФОРМАЦИЯ БИОТИТ-ГРАНАТОВЫХ ГНЕЙСОВ И ПИРОКСЕНОВЫХ КРИСТАЛЛОСЛАНЦЕВ (Украинского щита).— Состоит из указанных в ее названии пород, с которыми в парагенетическом соподчинении выступают ортоамфиболиты. В образовании этой ф. принимают участие породы песчано-глинистой флишоидной ф., метаморфизованной в гранулитовой фации. Исходными по-

родами для ортометаморфитов данной ф. являются производные габбро-перидотитовой ф. [по: Классификация..., 1974].

ФОРМАЦИЯ БИОТИТ-ГИПЕРСТЕНОВЫХ ГНЕЙСОВ (Украинского щита).— Состоит из биотит-гиперстеновых гнейсов. В главной своей части является продуктом переработки пород флишоидной песчано-глинистой ф., метаморфизованной в гранулитовой фации [по: Классификация..., 1974].

ФОРМАЦИЯ ГИПЕРСТЕНСОДЕРЖАЩИХ ГНЕЙСОВ И КРИСТАЛЛОСЛАНЦЕВ.— В ее составе развиты почти исключительно гиперстеновые, двупироксеновые, реже биотит-пироксеновые и амфибол-пироксеновые плагиогнейсы и гнейсы, переслаивающиеся с основными гиперстеновыми, двупироксеновыми и амфибол-пироксеновыми кристаллическими сланцами, реже амфиболитами. Переслаивание местами тонкое, в других случаях однообразные по составу породы образуют мощные пачки в несколько сотен и даже тысяч метров. Гиперстенсодержащие гнейсы, плагиогнейсы и кристаллические сланцы являются, вероятно, самыми распространенными породами в архейских комплексах. Этими породами сложены в пределах Алдано-Витимского щита амазарская свита, развитая на его юго-западной окраине (В. П. Кирилюк, 1964 г.), нижнесуннагинская, угенская, верхнесуннагинская свиты тимптонской серии (Ю. К. Дзевановский, 1963 г.), унгринская свита зверевской серии (Н. Г. Судовиков и др., 1965 г.) [Лазько и др., 1968в].

ЧАРНОКИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Образована гиперстеновыми гнейсами и кристаллическими сланцами. Одна из наиболее типичных архейских ф. [по Лазько, 1964].

Ч. Ф. (Украинского щита).— Параметаморфическая ф., сложенная породами чарнокитовой серии [Формации..., 1963].

ФОРМАЦИЯ ГРАНУЛИТОВ.— Древнеархейские комплексы сиалических пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации метаморфизма [Лутц, 1978].

КВАРЦИТО-СЛАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ (Балтийского щита).— Образована биотитовыми гнейсами, слюдяными, ставролитовыми, кианитовыми сланцами и кварцитами и имеет мощность до 1,0—1,5 км. В ее разрезе установлено два-три макроритма. Примеры К.-с. ф.: черворутская и выхгуртская свиты, тикшеозерская серия [Богданов, Воинов, 1977].

ГНЕЙСО-СЛАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ (Балтийского щита).— Сложена биотитовыми, гранат-биотитовыми, ставролитовыми, дистеновыми, силлиманитовыми гнейсами и сланцами, образующими три-четыре трансгрессивных макроритма мощностью до нескольких сотен метров. Мощность ф. до 4000 м. Выделяются два типа ее разрезов, один из которых содержит высокоглиноземистые сланцы с графитом (волшпахкская свита). Г.-с. ф. распространена в Беломорско-Лапландской (тикшеозерская серия, чупинская свита), Западно-Карельской (корпангская свита) структурно-формационных зонах и Центрально-Кольском антиклинории (волшпахкская свита) [Богданов, Воинов, 1977].

СИЕНИТО-ГНЕЙСОВАЯ ФОРМАЦИЯ (Украинского щита).— Состоит в основном из биотитовых, гранат- и пироксен-биотитовых, иногда кордиерит-биотитовых гнейсов с явными признаками осадочного происхождения субстрата — реликтами псаммитовых структур, слоистыми текстурами и в отдельных случаях знаками волновой ряби. Вместе с тем в толще распространены биотитовые, хлоритовые и эпидот-хлорит-биотитовые гнейсы с переменными количествами кварца (вплоть до исчезновения), в которых при массивном сложении и однородном строении в пределах слоя выявляются иногда реликты структур эффузивных пород [Стрыгин, 1978].

АМФИБОЛИТО-ГНЕЙСОВАЯ ФОРМАЦИЯ (Украинского щита).— Представлена характерной ассоциацией биотитовых, биотит-роговообманковых и роговообманковых гнейсов с прослоями или пачками амфиболитов, гнейсо-кварцитов и кварцитов, иногда маломощными пластами железистых кварцитов. Отмечается в Приднепровье в районе г. Днепродзержинска [Стрыгин, 1978].

ГНЕЙСО-АМФИБОЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (Иртышской зоны смятия).— Представлена ассоциацией переслаивающихся между собой биотито-плагиоклазовых, гранато-биотито-кордиерито-плагиоклазовых, амфиболо-плагиоклазовых гнейсов и амфиболитов, образующихся в результате регионального метаморфизма в условиях амфиболитовой фации осадочно-вулканогенных пород (Б. Я. Хорева, 1961 г.). Гнейсы и амфиболиты слагают выдержанные по простиранию горизонты мощностью от нескольких метров до 100 м [Хорева, 1963в].

ГНЕЙСОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Сложена гнейсами, т. е. породами с параллельной текстурой, состоящими из кварца, полевых шпатов и тех или иных характерных цветных и других минералов [Виноградов, 1973].

Г. Ф. (Таймыра).— Разнообразные по составу гнейсы, кристаллические сланцы и амфиболиты [по М. Г. Равичу, 1960 г., из: Хорева, 1963в].

«ГНЕЙСОВАЯ» ФОРМАЦИЯ (Алданского щита).— Толща, сложенная различными «гнейсами», т. е. собственно гнейсами, плагиогнейсами и плагиосланцами, за исключением диопсидовых разностей. Кварциты, гнейсо-кварциты, мраморы, кальцифиры, диопсидовые разности «гнейсов» не являются в ней толщеобразующими породами (т. е. занимают менее 5—10 % объема толщи). Ее структура линзовидная (латерально изменчивая, слоисто-зональная). Мощность — несколько километров. Рассматриваемая ф. является типом, который может делиться на роды, виды и т. д. Примеры стратиграфических эквивалентов этого типа ф.: тимптонская, кюриканская, геканская и олекминская свиты нижнего архея [по Черкасову, 1979].

СИАЛИЧЕСКАЯ МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ (Северного Кавказа).— Представлена парагнейсами и слюдяными сланцами [по Баранову, 1976].

ФОРМАЦИЯ СЕРИЦИТО-ХЛОРИТОВЫХ СЛАНЦЕВ И ФИЛЛИТОВ.— Состоит из серицитовых, хлоритовых, серицито-хлоритовых сланцев и филлитов. Породы эти возникли на низкой ступени регионального метаморфизма за счет глинистых пород [Виноградов, 1973].

ФОРМАЦИЯ СЛЮДЯНЫХ СЛАНЦЕВ.— Сложена слюдяными сланцами. Различают слюдяные и двуслюдяные сланцы, гранатовые, кианитовые, кианито-гранатовые сланцы, ставролитовые слюдяные сланцы, ставролито-кианитовые слюдяные сланцы и гнейсы. Они являются продуктом высоких ступеней регионального метаморфизма глинистых пород [Виноградов, 1973].

ДИАСПОР-ХЛОРИТОИД-НАЖДАКОВАЯ ФОРМАЦИЯ (мезозонная).— Содержит диаспор, хлоритоид, корунд, гематит и другие минералы. Сменяет вышележащую метабокситовую ф., а ниже сменяется гранат-дистен-сланцевой ф. Редкая, мало распространенная. Примеры: согласно Р. А. Мусину (1956 г.), представлена в башкирском ярусе Южного Тянь-Шаня (хр. Мальгузарский), в Кызылкумах; по простиранию замещается одновозрастной метабокситовой и бокситовой ф. [по Попову, 1968].

ГРАНАТ-ДИСТЕН-СЛАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ (мезозонная).— Содержит характерную ассоциацию корунд — дистен — гранат — ставролит — магнетит, относящуюся, по Ф. Дж. Тернеру, к ставролит-кианитовой субфации. Сменяет вышележащую диаспор-хлоритоид-наждаковую ф., а ниже переходит в кондалитовую ф. Редкая, мало распространенная. Например, изредка встречается в верхах мощной нижнепротерозойской ваханской серии Южного Памира, низы которой относятся к катазоне и не содержат данной ф. [по Попову, 1968].

РУТИЛ-КИАНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— В состав входят кианитовые, андалузитовые, силлиманитовые, слюдистые и ставролитовые сланцы, кварциты, изредка корундовые породы. Основными минеральными типами являются кианитовый, кварц-кианитовый, ставролит-кианитовый, силлиманитовый, рутил-кианит-силлиманитовый, корундовый. В состав ф. входят метаморфические месторождения, возможности их практического использования находятся в стадии изучения. Они представлены почти исключительно архейскими и протерозойскими образованиями [Строна, 1978].

ФОРМАЦИЯ ГРАФИТОНОСНЫХ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ГНЕЙСОВ (восточной части Русской платформы).— Состоит из высокоглиноземистых плагиогнейсов (биотит-гранат-кордиеритовых, биотит-гранат-кордиерит-силлиманитовых, биотит-гранат-гиперстен-кордиеритовых, иногда со значительным содержанием графита), переслаивающихся с основными кристаллосланцами и двупироксеновыми плагиогнейсами [по Лапинской, Богдановой, 1975].

КОНДАЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— 1. Обязательными являются графитовые и высокоглиноземистые гнейсы и кристаллосланцы

(гранат-графит-биотитовые, биотит-графитовые, силлиманит-графитовые и др.), находящиеся обычно в тесной связи с амфиболитами, карбонатными породами и кварцитами, которые являются второстепенными, но достаточно типичными членами. Нередко породы К. ф. связаны между собой неправильно ритмичным переслаиванием (Балтийский щит), а местами образуют относительно самостоятельные пачки, связанные между собой постепенными переходами (Украинский щит). К. ф., особенно четко выделяющаяся в нижнем докембрии Индии и Шри Ланка (М. С. Кришнан, 1954 г.), слагает среднюю часть разреза хощевато-завальевского комплекса Украинского щита, верхнюю часть разреза беломорского комплекса Балтийского щита (К. А. Шуркин, Н. В. Горлов, 1962 г.), нимгеро-чугинскую свиту иенгрской серии Алданского кристаллического массива в некоторых районах ее развития и часть нижней свиты хапчанской серии Анабара [Лазько и др., 1968б. Близк. опред.: Лазько, 1968в, 1971].

2. Соответствует толщам кварцито-глиноземистого состава, метаморфизованным в условиях гранулитовой фации. Характерно отсутствие или небольшое количество карбонатных пород и метабазитов. Типичными представителями являются иенгрская серия Алдана, темрюкская свита Приазовья (Т. Г. Хмарук, И. Б. Щербаков, 1966 г.), соответствующие члены гранулитовых комплексов Южной Индии и о-ва Шри Ланка [Фации..., 1974].

К. Ф. (катазонная).— Представляет светлые полосатые породы, состоящие из кварца, ортоклаза, граната, иногда плагиоклаза, силлиманита или кианита. По Ф. Дж. Тернеру, относится к гранулитовой фации и возникает из глиноземистых пелитовых пород (сменяет гранат-дистен-сланцевую ф.). Ниже переходит в сакенитовую ф. Редкая, мало распространенная. Примеры: докембрийские кондалиты Южной Индии и Шри Ланки, изученные Ф. Д. Адамсом и П. Гошем; развитая в Северо-Восточной Индии протерозойская кондалитовая серия состоит из гранат-кварц-силлиманитовых пород с гранатовыми кварцитами, графитовыми сланцами и кальцифирами; под названием силлиманитовых сланцев выделена в нижнепротерозойской ваханской серии Южного Памира и в нижнепротерозойских и архейских комплексах Урала, Карелии, Алдана [по Попову, 1968].

Примеч.: Кондалит — силлиманитовый гнейс. Образовался из высокоглиноземистых сланцев и нередко сопровождается силлиманитовым кварцитом, возникшим из глинистых песчаников. По Г. и Ж. Термье (1956 г.), характерные парагенезисы корунд — кордиерит, силлиманит — шпинель (андалузит, гиперстен и др.). Характерно отсутствие биотита. Относится к гранулитовой фации. Последняя в кондалитах имеет, по Ф. Дж. Тернеру, такой парагенезис: гранат — силлиманит — кварц — ортоклаз [Попов, 1968].

Син.: силлиманит-гранулитовая ф. [Попов, 1968].

К. Ф. (Украинского щита).— Главные члены ф.: графитсодержащие силлиманит-биотит-гранатовые гнейсы, графит-биотитовые гнейсы и гранатовые гранулиты. Встречающиеся среди них в виде прослоев кварциты, гранат-двупироксеновые кристаллические

сланцы и кальцифиры относятся к второстепенным членам. Силлиманит-биотит-гранатовые гнейсы и гранатовые гранулиты слагают нижние части разрезов, а верхние их части состоят преимущественно из графит-биотитовых гнейсов с редкими прослоями кальцифиров. Такая последовательность является выражением вертикальной упорядоченности внутреннего строения ф. К. ф. развита в районах с. Завалье и с. Хощевата [Архейские..., 1970].

ГРАФИТ-КОНДАЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (катазонная).— Ф., состоящая из графитовых кондалитов. С кондалитами, т. е. силлиманитовыми гнейсами и силлиманитовыми кварцитами, в Индии и в юго-западной части Шри Ланка, согласно С. ф. де-Сильва (1955 г.), связаны месторождения графита, разрабатываемые в районах Регдера, Богала и Магахатонна. Кроме того, с ними реже связаны залежи железных руд (Банни-Хатпаттува) и рубины в пегматитах. Очевидно, что древняя ф. возникла из осадочных ф., обогащенных глиноземистыми, железорудными, марганцерудными и углеродистыми осадками [по Попову, 1968].

САКЕНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (катазонная).— Ф., состоящая из сакенитов. Сакенит — это гранулит с анортитом, шпинелью, корундом, сапфирином. По данным Г. и Ж. Термье (1956 г.), С. ф. сменяет вышележащий комплекс кондалитовых ф. Редкая, мало распространенная [по Попову, 1968].

Син.: корунд-шпинель-анортитовая гранулитовая ф. [Попов, 1968].

Преимущественно кремнеземистые формации
(в том числе марганцовистые)

КВАРЦИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Представлена кварцитами, образовавшимися главными образом на низкой ступени регионального метаморфизма из кварцевых песчаников, иногда порфиров [Виноградов, 1973].

ДВУСЛЮДЯНАЯ КВАРЦИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (мезозонная).— Перемежаются мусковитовые, реже биотитовые кварциты, парагнейсы и преобладающие тонкочешуйчатые мусковитовые, биотитовые и двуслюдяные сланцы. К этой же ф. принадлежит итаколумит (син.: гибкий песчаник, артикулит) — светлые, часто гибкие кварцевые сланцы, содержащие тальк, слюду, хлорит [Попов, 1968].

ПИРОКСЕН-КВАРЦИТОГНЕЙСОВАЯ ФОРМАЦИЯ (катазонная).— Относится к гранулитовой фации. Последняя, по Ф. Дж. Тернеру, в светлоокрашенных «кислых» гранулитах (куда, очевидно, относятся и метапсаммоидные ф. данной фации) содержит ассоциацию кварц — ортоклаз — гранат (—плагиоклаз — силлиманит или кианит). По Н. П. Семененко (1958 г.), в условиях, отвечающих катазоне, железисто-глиноземистые породы (метапсаммоидных ф.) в конце концов превращаются в гранат-роговообманковые, гранат-гиперстеновые и гранат-авгитовые кварциты и гнейсо-кварциты. Представлена в архейских и протерозойских

ф. древних щитов, в частности, в Алданском, по Е. М. Лазько (1945 г.) [по Попову, 1968].

Син.: кварциты и кварцевые анатектиты, по Е. М. Лазько, 1945 г. [Попов, 1968].

ФОРМАЦИЯ ПОЛЕВОШПАТОВЫХ КВАРЦИТОВ И ГНЕЙСОВ (Украинского щита).— Представлена породами, указанными в ее названии. Ассоциация продуктов метаморфизации пород нижней терригенной ф. в амфиболитовой фации [по: Классификация..., 1974].

ФОРМАЦИЯ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ ГНЕЙСОВ И ПОЛЕВОШПАТОВЫХ КВАРЦИТОВ (Украинского щита).— Представлена главным образом силлиманитовыми, частью гранатовыми гнейсами, сильно насыщенными гранатом, амфиболитами и полевошпатовыми кварцитами, мощность которых редко превышает 100 м. Описываемая породная ассоциация обнаружена на Побужье (район Гайворон — Завалье), в Приднестровье, в Западном и Центральном Приазовье и т. д. Породы метаморфизованы в амфиболитовой и гранулитовой фации [Классификация..., 1974].

ФОРМАЦИЯ КВАРЦИТОВ И ВЫСОКОГЛИНОЗЕМНЫХ ПОРОД.— Ее типичным представителем является верхнеалданская свита иенгрской серии Алданского кристаллического массива (Е. М. Лазько, 1956 г.). Главную массу пород ф. составляют кварциты, среди которых наряду с мономинеральными встречаются полевошпатовые, силлиманитовые, гранатовые, пироксеновые, турмалиновые, виридиновые и другие разности (Е. И. Лавренко, Е. М. Лазько, 1962 г.). Мощность отдельных кварцитовых пластов составляет от нескольких десятков метров до 700—800 м. Кварциты в разрезе перемежаются с силлиманитовыми, кордиеритовыми и гранатовыми гнейсами, иногда с графитом, местами встречаются дистен-корундовые породы, в качестве второстепенных членов участвуют биотит- и гиперстенсодержащие гнейсы, пироксеновые кристаллические сланцы и амфиболиты. Достаточно типичны гранулиты, нередко по простиранию замещающие главные породы рассматриваемой ф., к которой, кроме верхнеалданской свиты, вероятно, следует относить образования чайнытской свиты зверевской серии (Н. Г. Судовиков и др., 1965 г.) [Лазько и др., 1968в. Близк. опред.: Лазько и др., 1968б; Лазько, 1971].

«ГНЕЙСОВО-КВАРЦИТОВАЯ» ФОРМАЦИЯ (Алданского щита).— Толща, сложенная различными кварцитами, гнейсо-кварцитами и «гнейсами». Под последними подразумеваются собственно гнейсы, плагиогнейсы и плагиосланцы (за исключением диопсидовых разностей). Ее структура линзовидная (латерально-изменчивая, слоисто-зональная). Мощность — сотни метров — первые километры. Рассматриваемая ф. является типом, который может делиться на роды, виды и т. д. Примеры стратиграфических эквивалентов этого типа ф.: иенгрская и нелюкинская свиты нижнего архея [по Черкасову, 1979].

ГОНДИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Выделена в протерозойских образованиях (бирримская «система» — месторождение Нсута, Западная Африка). Серые и черные серицитовые и графитовые филлиты сильно изменчивы по составу, линзовидно- и косослоисты, их сортировка несовершенна, есть прослои грубообломочных пород. С этими породами ассоциируют гондиты — черные кремнистые породы типа роговиков, марганценосные филлиты и марганцевые руды. Мощность — около 500 м. В Индии Г. Ф. известна в нижнем отделе «системы» Дхарвар. Распространена в геосинклинальных областях, где связана с ф. спилито-кератофирового ряда; возможно, Г. ф.— гомолог марганценосной ф. [по Н. С. Шатскому, 1954 г.; М. И. Варенцову, 1962 г., из: ГС, 1973].

Г. Ф. (метасилицитовая мезокатазонная).— Обнимает метасилицит-кварцитовые и марганцовистые (гондитовые) железистые метасилицитовые породы. Примеры: по данным, приводимым в Стратиграфическом словаре МГК (Индия, Бирма, Шри Ланка), гондиты залегают в основании архейской гангпурской серии (западнее Калькутты); у г. Нагпур они локализованы в горизонте Мансард [Попов, 1968].

Примеч.: гондит (Л. Фермор, 1909 г.) — мелкозернистая метаморфическая порода, состоящая из кварца и марганцевых силикатов — спессартина или родонита; спессартиновый гондит наиболее обычен [Попов, 1968].

Син.: гондуритовая серия (нижний протерозой, Индия), метаморфогенная марганцовая ф., по А. В. Орловой и Е. П. Шаталову, 1963 г. [Попов, 1968].

Г. Ф. (Южного Прибайкалья).— Марганцовистые метаморфические породы, образующие согласные гетерослоистые пачки с тонким чередованием слоев алюмосиликатного, карбонатного и смешанного состава. В парагенезисах силикатных пород (гондитов, кварцитов, кристаллосланцев) участвуют спессартин, кварц, родонит, диопсид-йохансенит, марганцевый амфибол. Ассоциации минералов в мраморах и кальцифирах образованы бустамитом, бустамит-волластонитом, волластонитом, спессартин-гроссуляром, манган-диопсидом, кальцитом и кварцем. Марганцовистые породы обнаружены в составе харагольской и безымянской свит хангарульской серии в зоне гранулитовой фации метаморфизма [Резницкий и др., 1977].

Преимущественно феррокремнеземистые формации

СЛАНЦЕВО-ЛЕПТИТОВАЯ ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТАЯ ФОРМАЦИЯ (Белоруссии).— Железистые кварциты, сланцы двуслюдяные, актинолит-хлоритовые, мусковитовые, хлоритовые и др. (околовская свита) [Пап, 1977].

ФОРМАЦИЯ ЖЕЛЕЗИСТЫХ МИКРОКВАРЦИТОВ, ДЖЕСПИЛИТОВ И ЖЕЛЕЗИСТО-СИЛИКАТНЫХ СЛАНЦЕВ (Украинского щита).— Сложена породами, указанными в ее названии. Исходными были породы первичной джеспилитовой ф., метамор-

физованные в зеленосланцевой фации [по: Классификация..., 1974].

ФОРМАЦИЯ КВАРЦ-ХЛОРИТОВЫХ, КВАРЦ-СЕРИЦИТОВЫХ СЛАНЦЕВ И БЕЗРУДНЫХ МИКРОКВАРЦИТОВ (Украинского щита).— Состоит из пород, указанных в ее названии. Продукт переработки пород флишоидной песчано-глинистой ф. в условиях зеленосланцевой фации [по: Классификация..., 1974].

ФОРМАЦИЯ ЖЕЛЕЗИСТО-СИЛИКАТНЫХ МИКРОКВАРЦИТОВ, ЗЕЛЕНЫХ СЛАНЦЕВ И ЭПИДОТОВЫХ АМФИБОЛИТОВ (Украинского щита).— Состоит из железисто-силикатных микрокварцитов, амфиболовых, частью хлоритовых сланцев и эпидотовых амфиболитов. Образовалась, по всей вероятности, за счет пород железисто-кремнисто-вулканогенной ф., метаморфизованных в эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациях. Обнаружена пока только в Днепровской блоке [по: Классификация..., 1974].

ФОРМАЦИЯ АМФИБОЛ-МАГНЕТИТОВЫХ КВАРЦИТОВ И ГНЕЙСОВ (Украинского щита).— Сложена породами, указанными в ее названии. Исходными были породы первичной джеспилитовой ф., метаморфизованные в амфиболитовой фации [по: Классификация..., 1974].

ФОРМАЦИЯ АМФИБОЛ-МАГНЕТИТОВЫХ КВАРЦИТОВ И ГРАНАТ-БИОТИТОВЫХ ГНЕЙСОВ (Украинского щита).— Состоит из пород, указанных в ее названии. Образовалась, по всей вероятности, за счет пород железисто-кремнисто-сланцевой ф., метаморфизованных в амфиболитовой фации. Наиболее полно представлена в Приазовье, в Орехово-Павлоградском блоке, на Побужье [по: Классификация..., 1974].

ФОРМАЦИЯ АМФИБОЛ-МАГНЕТИТОВЫХ КВАРЦИТОВ И АМФИБОЛИТОВ (Украинского щита).— Состоит из пород, указанных в ее названии. Образовалась, по всей вероятности, за счет пород железисто-кремнисто-вулканогенной ф., метаморфизованных в амфиболитовой фации [по: Классификация..., 1974].

ФОРМАЦИЯ ЖЕЛЕЗИСТО-СИЛИКАТНЫХ МИКРОКВАРЦИТОВ И ДВУСЛЮДЯНЫХ МИКРОГНЕЙСОВ (Украинского щита).— Состоит из пород, указанных в ее названии. Образовалась, по всей вероятности, за счет пород железисто-кремнисто-сланцевой ф., метаморфизованных в эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациях. Обнаружена пока только в Днепровском блоке [по: Классификация..., 1974].

ФОРМАЦИЯ ГРАФИТОВЫХ ГНЕЙСОВ, МРАМОРОВ И ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ (Украинского щита).— Состоит из пород, указанных в ее названии. Образовалась, по всей вероятности, за счет пород железисто-кремнисто-сланцевой ф., метаморфизованной в гранулитовой фации [по: Классификация..., 1974].

ФОРМАЦИЯ ПИРОКСЕН-МАГНЕТИТОВЫХ КВАРЦИТОВ, ЖЕЛЕЗИСТО-СИЛИКАТНЫХ И ОСНОВНЫХ СЛАНЦЕВ (Украинского щита).— Состоит из пород, указанных в ее названии. Образовалась, по всей вероятности, за счет пород железисто-крем-

нисто-вулканогенной ф., метаморфизованных в гранулитовой фации. Наиболее полно представлена в Приазовье, в Орехово-Павлоградском блоке, на Побужье [по: Классификация..., 1974].

ДЖЕСПИЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (эпимезозонная).— Представляет тонкополосчатое чередование кварца (с небольшим количеством серицита или мусковита) и гематита; иногда содержит магнетит, грюнерит и др. Широко распространена в докембрии и кембрии, редко в ордовике, исчезает в более молодых системах. Примеры: районы Верхнего озера (Северная Америка), Криворожья (Я. Н. Белевцев и др., 1957 г.), Курской магнитной аномалии и др. [Попов, 1968].

Син.: железисто-кварцитовая ф., метаморфогенная железорудная ф., по А. В. Орловой и Е. П. Шаталову, 1963 г. [Попов, 1968], ф. железистых кварцитов [Добрецов и др., 1969].

Д. Ф. (Украинского щита).— Сложена железистыми кварцитами, джеспилитами и различными сланцами. Вмещает железорудные месторождения Кривого Рога [Формации..., 1963].

СЛЮДЯНАЯ ДЖЕСПИЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (мезозонная).— Джеспилиты со слюдой (мусковит, биотит), иногда с гранатом. Видимо, принадлежат хлоритоид-альмандиновой субфации. Относящиеся к этой ф. древнейшие железистые кварциты имеются, по А. А. Полканову и Э. К. Герлингу (1961 г.), в архейских сериях Фенноскандии [Попов, 1968].

ФОРМАЦИЯ ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТОВ.— 1. В состав метаморфических толщ наряду с железистыми кварцитами входят магнетит-хлоритовые, куммингтонитовые, биотит-хлоритовые сланцы. Степень метаморфизма в разных железорудных месторождениях меняется в широких пределах: от зеленосланцевой до гранулитовой фаций [Строна, 1978].

2. Сложена железистыми кварцитами, состоящими из кварца, халцедона, магнетита и гематита. Широко развита в докембрийских отложениях. Железистые кварциты часто ассоциируют с толщами яшм, кварцитов и зеленокаменных пород спилито-кератофировых ф. древних геосинклинальных прогибов. Тонкополосчатые тонкозернистые яшмовидные разновидности железистых кварцитов называются джеспилитами [Виноградов, 1973].

Син.: формация железистых кварцитов и джеспилитов [Виноградов, 1973].

ФОРМАЦИЯ ТАКОНИТОВ (Южной Якутии).— Железистые кварциты образуют линзы и выклинивающиеся пласты с нерезкими контактами среди горизонтов безрудных кварцитов и являются неотъемлемой разновидностью их. Мощность таких линз и пластов 5—30 м, протяженность по простиранию до 1—3 км. Мощные (до 2 км) горизонты вмещающих кварцитов тесно ассоциируют в разрезе с высокоглиноземистыми породами (силлиманит-кордиеритовыми гнейсами и кварцито-гнейсами) и амфиболитами. Железистые кварциты приурочены к верхнеалданской (кварцитовой) свите. Такониты и итабириты залегают пластами и отличаются резкими контактами с вмещающими породами. Мощность пластов от

2—5 до 20—50 м, протяженность по простиранию от 100—150 м до 1—2 км. Такониты тесно ассоциируют с безрудными кварцитами, кварцито-гнейсами, силлиманитовыми гнейсами и метаморфизованными пластово-интрузивными породами основного состава (ортоамфиболитами, метагаббро, основными чарнокитами). В отличие от железистых кварцитов для пластов таконитов характерно присутствие на контакте с безрудными кварцитами прослоев и линз различных гнейсов, кристаллических сланцев и ортоамфиболитов. Такониты известны в верхнеалданской свите (*наиболее типична Холодниканская группа месторождений*), в федоровской свите (месторождение Гематитовое), а итабириты и такониты — *в улунчинской свите (месторождение Ягинда и др.)* [Кравченко, 1961].

ЖЕЛЕЗОРУДНО-ГНЕЙСОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Представлена перемежающимися пачками гиперстеновых, биотит-гиперстеновых, гранат-гиперстеновых гнейсов с высокоглиноземными, главным образом гранатовыми, породами и прослоями гранат-гиперстен-магнетит-кварцевых, гиперстен-магнетит-кварцевых, магнетит-гранат-кварцевых пород и магнетитовых кварцитов. В подчиненном количестве встречаются прослои мономинеральных полевошпатовых и гранатовых кварцитов, гранулитов, основных кристаллосланцев и амфиболитов, часто гранатсодержащих. В распределении перечисленных пород в разрезе Побужского комплекса Украинского щита нами наблюдалась отчетливо выраженная повторяемость ритмов. К этой ф. следует относить, *по-видимому*, образования чарской толщи (Л. И. Салоп, 1963 г.), характеризующиеся *чрезвычайно сходным набором петрографических разновидностей* кристаллических пород (Г. П. Шахов, 1967 г.); 1,5—2-километровый *по мощности горизонт* сходных пород в составе далдынской серии (М. И. Рабкин, 1959 г.); породы нижней свиты кольской серии Балтийского щита и др. [Лазько и др., 1968в. Близк. опред.; Лазько и др., 1968б; Лазько, 1971; Архейские..., 1970].

ЖЕЛЕЗОРУДНО-ГНЕЙСО-АМФИБОЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— В ее состав входят биотит-роговообманковые и роговообманковые гнейсы, амфиболиты и роговообманково-магнетитовые кварциты, образующие линзовидные прослои резко различной мощности (от нескольких сантиметров до первых сотен метров). Наиболее тесная пространственная связь наблюдается между магнетитовыми кварцитами и амфиболитами. Роговообманково-магнетитовые кварциты содержат те или иные количества моноклинного пироксена, альмандина и эпидота. От железистых кварцитов железорудно-гнейсовой ф. *они отличаются присутствием иногда значительных* количеств гематита и отсутствием гиперстена. Пример *рассмотренной ф.— средняя часть разреза кольской серии на* Балтийском щите, сформировавшаяся в условиях амфиболитовой фации [Лазько и др., 1968в. Близк. опред.: Лазько, 1971].

ЖЕЛЕЗИСТО-СЛАНЦЕВО-ГНЕЙСОВАЯ ФОРМАЦИЯ (Украинского щита).— Сложена гранат-амфибол-биотитовыми гнейсами и сланцами с прослоями метабазитов, метаультрабазитов, метагра-

велитов, кварцитов и пластами железистых пород. Имеет незначительное распространение и характерна для Северо-Криворожской зоны [Стрыгин, 1978].

Преимущественно карбонатные формации

СЕРИЦИТ-ХЛОРИТ-МРАМОРНАЯ ФОРМАЦИЯ (эпизонная).— По Н. П. Семененко (1958 г.), это глинисто-серицит-хлоритовые мраморы, возникающие из карбонатных пород на ступени А динамотермального метаморфизма. Характеризуются ассоциацией серицит — хлорит — кварц — доломит — кальцит, отвечающей мусковит-хлоритовой субфации [Попов, 1968].

ХЛОРИТ-КАРБОНАТНО-СЛАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ (метамергельная эпизонная).— По Н. П. Семененко (1958 г.), образуется из известково-глиноземистых мергельных пород (или туфогенных основных) на начальной ступени А динамотермального метаморфизма. Характеризуется парагенезисом хлорит — кварц — кальцит, типичным для мусковит-хлоритовой субфации. При усилении метаморфизма переходит в эпидот-актинолит-карбонатно-сланцевую ф. [Попов, 1968].

АЛЬБИТ-ХЛОРИТ-КАРБОНАТНО-СЛАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ (метамергельная эпизонная).— По Н. П. Семененко (1958 г.), это зеленые альбит-карбонат-хлоритовые и альбит-эпидот-карбонат-хлоритовые сланцы, образующиеся из мергелей (и пород основного состава) на ступени А динамотермального метаморфизма. Характеризуется ассоциацией альбит — хлорит — кальцит — доломит — кварц, типичной для мусковит-хлоритовой субфации. При усилении метаморфизма переходит в актинолит-хлорит-карбонатно-сланцевую ф. [Попов, 1968].

ЭПИДОТ-АКТИНОЛИТ-КАРБОНАТНО-СЛАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ (метамергельная эпи-мезозонная).— По Н. П. Семененко (1958 г.), это эпидот-кальцит-актинолитовые и хлорит-эпидот-актинолитовые сланцы, образующиеся на ступени Б динамотермального метаморфизма из хлорит-карбонатно-сланцевой ф. Характеризуется парагенезисом хлорит — эпидот — актинолит — кальцит, типичным для мусковит-хлоритовой, а чаще для биотит-хлоритовой субфации [Попов, 1968].

АКТИНОЛИТ-ХЛОРИТ-КАРБОНАТНО-СЛАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ (метамергельная мезозонная).— По Н. П. Семененко (1958 г.), это зеленые актинолит-хлоритовые сланцы, возникающие из альбит-хлорит-карбонатно-сланцевой ф. на ступени Б динамотермального метаморфизма. Характеризуется парагенезисом альбит — хлорит — актинолит — эпидот, принадлежащим к биотит-хлоритовой субфации [Попов, 1968].

МРАМОРО-ЭПИДОЗИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (мезозонная).— Состоит из чередования мраморов и эпидозитов. Для мраморов с малым количеством примесей характерна ассоциация кальцит — эпидот — актинолит (иногда кварц, альбит, микроклин), для метамергельных слоев — актинолит — эпидот (—альбит — кварц или

биотит с микроклином). Они соответствуют биотит-хлоритовой субфации [Попов, 1968].

ДИОПСИД-АМФИБОЛ-ГРАНАТ-СКАПОЛИТОВАЯ МРАМОРО-ЧИПОЛИНО-ГНЕЙСОВАЯ ФОРМАЦИЯ (регионально- и контактово-метаморфическая катазонная).— По Н. П. Семененко (1958 г.), это биотит-амфибол-гранат-скаполит-кварцевые кальцифиры и биотит-скаполитовые гнейсы, образующиеся на двуслюдяно-гнейсовой ступени. Характеризуются парагенезисом биотит — роговая обманка — гранат — скаполит — кварц — кальцит (доломит), принадлежащим к альмандин-диопсид-роговообманковой субфации. Очевидно, к этой же фации и ф. относятся особо выделенные Н. П. Семененко диопсид-амфибол-гранат-кварцевые кальцифиры с эпидотом или скаполитом, хотя он относит их к более высокой амфибол-гнейсовой ступени. По его данным при усилении метаморфизма рассматриваемая ф. переходит в гиперстен-скаполит-гроссуляр-шпинелевую чиполиновую ф. [Попов, 1968].

ГИПЕРСТЕН-СКАПОЛИТ-ГРОССУЛЯР-ШПИНЕЛЕВАЯ ЧИПОЛИНОВАЯ ФОРМАЦИЯ (катазонная регионально- и контактово-метаморфическая).— По Н. П. Семененко (1958 г.), скаполит-шпинель-форстеритовые, гроссуляр-шпинель-форстеритовые кальцифиры возникают из флогопит-шпинель-форстеритовых, которые автор также относит к описываемой ф. Характеризуется парагенезисом шпинель — форстерит — кальцит со скаполитом, гроссуляром или гиперстеном. Пример: встречается вместе с ортоамфиболитами в низах нижнепротерозойской (и архейской?) ваханской серии (горанская свита), где довольно широко распространена. Не исключено, что частично относится к контактово-метаморфическим ф. [Попов, 1968].

ДИОПСИД-ПЛАГИОКЛАЗ-КАЛЬЦИФИРОВАЯ ФОРМАЦИЯ (метамергельная катазонная).— Характерная ассоциация диопсид — плагиоклаз (или скаполит) — кальцит — кварц; иногда магнезиальные известняки с недостатком кремнезема образуют ассоциации диопсид — кальцит — форстерит, форстерит — кальцит — доломит. Характерно отсутствие гроссуляра. Приблизительно соответствует гранулитовой фации, по Ф. Дж. Тернеру. Ф. впервые описана Д. С. Коржинским (1936 г.) на Алдане [Попов, 1968].

Син.: алданская фация, по Д. С. Коржинскому, 1936 г. [Попов, 1968].

ДИОПСИД-КАЛЬЦИФИРО-ГРАНУЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (метамергельная катазонная).— Представляет перемежаемость диопсидовых кальцифиров и безгроссуляровых гранулитов [Попов, 1968].

КАЛЬЦИФИР-КРИСТАЛЛОСЛАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ (Украинского щита).— Характерна парагенетическая ассоциация двупироксеновых кристаллических сланцев, гиперстеновых гнейсов и кальцифиров. Гиперстенсодержащие кристаллические сланцы и гнейсы резко превалируют, а кальцифиры образуют в них небольшие прослои мощностью от нескольких сантиметров до первых метров. Породы, слагающие эту ф., развиты в долине р. Южный

Буг. Эти породы не имеют сплошного распространения, а образуют различные по размерам остатки субстрата в развивающихся по ним чарнокитам [Архейские..., 1970].

МРАМОРО-ГРАФИТО-ГНЕЙСОВАЯ ФОРМАЦИЯ (Украинского щита).— В ее составе участвуют биотитовые, амфиболовые, пироксеновые, гранатовые, силлиманитовые гнейсы, кварциты, а также железистые кварциты; типоморфные породы ф.— пласты и линзы мраморов, кальцифиров и графитовых гнейсов. Интересна для поисков месторождений графита, железа, мраморов, динасовых кварцитов, глиноземистого сырья, возможно комплексного фосфорного, борного и редкоземельного и редкометального сырья. Одна из наиболее распространенных ф., развита в Ингуло-Ингулецкой зоне, в Побужье и Приазовье [Стрыгин, 1978].

ФОРМАЦИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ИЗВЕСТНЯКОВ И ГРАФИТОВЫХ ГНЕЙСОВ (Украинского щита).— Сложена породами, указанными в ее названии. Образовалась за счет пород лагунно-доломитовой ф., метаморфизованных в амфиболитовой фации [по: Классификация..., 1974].

ФОРМАЦИЯ ГРАФИТОВЫХ И СИЛЛИМАНИТОВЫХ ГНЕЙСОВ И ПЕРЕКРИСТАЛЛИЗОВАННЫХ СИЛИЦИФИЦИРОВАННЫХ ИЗВЕСТНЯКОВ (Украинского щита).— Параметаморфическая ф., в состав которой входят графитовые и силлиманитовые парагнейсы и перекристаллизованные силикатные известняки [Формации..., 1963].

КАРБОНАТНО-ГНЕЙСОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— В ее строении принимают участие обычно тонкослоистые двупироксеновые, амфибол-пироксеновые, диопсидовые и салитовые гнейсы и основные кристаллосланцы, амфиболиты, переслаивающиеся с мраморами, кальцифирами, скаполитовыми, диопсид-скаполитовыми и андрадит-салитовыми породами. В одних случаях устанавливается ведущая роль гнейсов в составе гнейсо-сланцевой части ф., в других — основных кристаллосланцев. К этой ф. относятся отложения федоровской (Е. М. Лазько, 1956 г.), хайканской и луриканской свит (Ю. К. Дзевановский, 1963 г.) алданского разреза, яркинской свиты юго-западной окраины Алдано-Витимского щита (В. С. Алкин, В. П. Кирилюк, 1965 г.), верхней свиты хапчанской серии; верхней части святоносской серии — катковской свиты (Л. И. Салоп, 1963 г.) [Лазько и др., 1968в. Близк. опред.: Лазько и др., 1968б, Лазько, 1971].

«МРАМОРНО-ГНЕЙСОВАЯ» ФОРМАЦИЯ (Алданского щита).— Толща, насыщенная различными «гнейсами» (т. е. собственно гнейсами, плагиогнейсами и плагиосланцами, за исключением диопсидовых разностей), мраморами, кальцифирами, диопсидовыми плагиосланцами, гнейсами, диопсид-скаполитовыми сланцами, диопсидовыми, шпинель-диопсидовыми и тому подобными породами. Ее структура линзовидная (латерально изменчивая, слоисто-зональная). Мощность — сотни метров — первые километры. Рассматриваемая ф. является типом, который может делиться на роды, виды и т. д. Примеры стратиграфических эквивалентов этого

типа ф.: джелтулинская, федоровская, мугусканская и тунгурчинская свиты нижнего архея [по Черкасову, 1979].

МРАМОР-КАЛЬЦИФИРОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Главными членами являются мраморы и кальцифиры, второстепенные члены представлены различного типа диопсидовыми породами, образующими линзовидные прослои. По данным Э. Б. Наливкиной [1964], кальцифиры являются кальцит-доломитовыми [Архейские..., 1970].

ФОРМАЦИЯ МРАМОРОВ.— Состоит из кальцитовых и доломитовых мраморов. Мраморы являются продуктом различных ступеней регионального и контактового метаморфизма известняков и доломитов. Степень метаморфизации первичных пород отражается на составе сопутствующих минералов, являющихся индикаторами температуры и давления (тремолит и др.) [Виноградов, 1973].

Прочие формации

ФОРМАЦИЯ ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫХ И ГРАФИТОВЫХ ГНЕЙСОВ, КВАРЦИТОВ, МРАМОРОВ И ПАРААМФИБОЛИТОВ (Украинского щита).— Сложена породами, указанными в ее названии. Мощность ф. обычно измеряется несколькими сотнями метров, в некоторых случаях достигает 1—2 км (район с. Завалье). Образовалась в условиях амфиболитовой, частью гранулитовой фации за счет пород первичной карбонатно-песчано-глинистой ф. Породы этой ф. развиты довольно широко. В частности, они занимают значительные поля в Центральном Приазовье, в Криворожье, в бассейнах Южного Буга и Днестра [Классификация..., 1974].

ПРОГРЕССИВНО-РЕГИОНАЛЬНО-МЕТАМОРФИТОВЫЙ ФОРМАЦИОННЫЙ ТИП ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ ФЕМИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ.— В данный тип включены образования, претерпевшие прогрессивный региональный метаморфизм высокой степени. Исходными породами являлись вулканогенно-осадочные геосинклинальные толщи, подвергшиеся ранее зеленокаменному превращению. Роль регрессивного метаморфизма для пород, принадлежащих этому типу, является подчиненной. Примеры ф., отвечающих данному формационному типу: палеозойская эпидот-амфиболит-зеленосланцевая ф. р. Урух на Северном Кавказе, регионально-метаморфитовые ф. Шотландии, Норвегии, Нью-Гемпшира, Северного Мичигана и Французского Центрального массива, докарельская ф. гнейсов основания Восточной Фенноскандии [Заридзе, 1970].

ПРОГРЕССИВНО-МЕТАМОРФИТОВЫЙ ФОРМАЦИОННЫЙ ТИП ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ СИАЛИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ.— Этот тип выделяется на основании данных Б. Я. Хоревой [1963в] по среднепалеозойским метаморфитам Иртышской зоны смятия, образованным в связи с формированием среднепалеозойских гранитоидов. Метаморфизму подверглись терригенные толщи. Кристаллически-сланцевая ф. указанной зоны сложена: а) микрокристаллическими сланцами, постепенно переходящими в нормальные

осадочные породы; характерна ассоциация хлорит — серицит — эпидот — карбонат, б) метаморфическими сланцами, переходящими в кристаллические или микрокристаллические сланцы; характерна ассоциация биотит — гранат (спессартин) — мусковит, в) кристаллическими сланцами и гнейсами: ассоциация гранат (*альмандин*) — *биотит* — *кианит* — *силлиманит* — *ставролит*, г) сланцеватыми роговиками, обнаруживающими постепенные переходы в нормальные осадочные породы [Заридзе, 1970].

ДИАФТОРИТОВЫЙ ФОРМАЦИОННЫЙ ТИП ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ ФЕМИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ.—В этот тип объединяется большая группа разнообразных метаморфитов, обычно полностью утративших признаки исходных пород в результате проявления не менее чем двух-трехкратного метаморфизма, т. е. они представляют собой продукты полиметаморфизма. Обязательным для рассматриваемых метаморфитов является то, что последний метаморфизм имеет регрессивный характер с небольшими колебаниями температуры в смысле местного ее повышения. Что касается фациальной принадлежности диафторитов, то ограничения здесь не могут иметь места. В одной и той же ф. могут присутствовать от одной до нескольких минеральных (метаморфических) фаций, что зависит от степени и равномерности проявления предшествующего прогрессивного и последующего регрессивного метаморфизма. Диафторез распространяется на все уцелевшие горные породы предыдущих ф. Поэтому диафторитовые ф., хотя и являются качественно отличными, но содержат в себе и реликты старого качества. Разнообразие различных конкретных диафторитовых ф. зависит от структурно-петрографических особенностей субстрата и его однородности, а также интенсивности наложенного ретроградного метаморфического процесса. Примеры ф. рассмотренного типа: герцинские зеленосланцево-амфиболитовая ф. Главного хребта Большого Кавказа, амфиболит-зеленосланцевая ф. Северного Кавказа и Дзирульского массива, докембрийская эклогит-гранулит-амфиболитовая ф. Центрального Казахстана [по Заридзе, 1970].

Метаморфизованные формации

Преимущественно фемические формации

СОССЮРИТ-ГАББРОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ (эпизонная).— Продукты зеленокаменного изменения метагабброидных ф., переходящих глубже частью в празинитовые, частью в эпидот-ортоамфиболитовые ф. Преобладают катаклазированные габбро, в которых наблюдается соссюритизация плагиоклазов, а также зачаточная уралитизация и хлоритизация пироксенов. Относится к мусковит-хлоритовой субфации. Субформации: погрессивно метаморфическая, диафторическая. Примером являются геосинклинальные разности, встречающиеся на Урале, в Северном Дарвазе (у Калаихумба) в нижнекарбоновых ф. [по Попову, 1968].

СПИЛИТО-КЕРАТОФИРОВАЯ ФОРМАЦИЯ (Украинского щита).— Метаморфизованная магматическая ф., состоящая главным

образом из амфиболитов и ортосланцев с реликтовыми офитовыми и миндалекаменными структурами, кварцевых кератофиров и их туфов, слюдяных и роговообманковых сланцев [Формации..., 1963].

СПИЛИТО-КЕРАТОФИРО-ДИАБАЗ-ПОРФИРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Сложена породами, указанными в ее названии и испытавшими метаморфические преобразования. Все исследователи отмечают, что лавы и туфы этой ф. интенсивно метаморфизованы. Ю. А. Кузнецов [1964, с. 34] указывает, что породы рассматриваемой ф. «почти всегда испытывают сильнейшее зеленокаменное преобразование». По нашим наблюдениям нередко мало что остается от исходных минералов и стекла этих пород. Почти все их составные части, возникшие в результате остывания магмы, преобразованы — пироксен амфиболизирован, плагиоклаз подвергнут полной либо частичной альбитизации, стекло раскристаллизовано с образованием хлорита, магнетита и др. [по Заридзе, 1966]. См. также т. 1.

ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЕ ФОРМАЦИИ (Украинской железорудной провинции).— Характерны для прогибов внутренней зоны геосинклинали. Среди них выделяются диабазо-спилитовая, сланцево-кератофировая и офиолитовая ф. [Каляев, 1962].

Син.: грюнштейны (А. Г. Вернер, 1787 г.), зеленокаменные породы (А. А. Иностранцев, 1877 г.) [Попов, 1959].

СПИЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (Украинского щита).— В состав ее входят альбитизированные амфиболиты, среди которых большим развитием пользуются более или менее хлоритизированные миндалекаменные разновидности и различного состава, в той или иной степени, метаморфизованные туфы (амфиболовые, биотито-амфиболовые, частью хлоритизированные сланцы). Все эти породы, переслаиваясь между собой, слагают метабазитовую толщу мощностью свыше 1 км, образовавшуюся, несомненно, в подводных условиях. С. ф. размещается в основании Криворожского разреза (р. Саксагань). Образование ее связано с начальным этапом развития Криворожской подвижной зоны. Саксаганская метабазитовая серия пород с полным правом может быть отнесена к апоспилитам. От архейской метабазитовой серии она существенно отличается тем, что породы ее в целом характеризуются более высоким содержанием кремнекислоты и соответственно меньшим — магния [Магматические формации..., 1964].

— Представлена амфиболитами и ортосланцами, в которых обнаруживаются реликты офитовых и миндалекаменных структур. В прогибах центральной части геосинклинали в ней содержатся маломощные пачки железистых пород. Последние образуют здесь слабо развитую джеспилитовую ф. осадочно-вулканогенного типа [Каляев, 1962].

СПИЛИТО-ЗЕЛЕНОКАМЕННАЯ ФОРМАЦИЯ.— Состоит из диабазов, мандельштейнов, уралитовых и плагиоклазовых порфиритов и спилитов [Заридзе, 1964].

СПИЛИТО-ДИАБАЗОВАЯ ФОРМАЦИЯ (Украинского щита).— Состоит главным образом из амфиболитов, биотит-амфиболовых

ортосланцев и гнейсов, апоспилитов, слюдистых сланцев и железистых кварцитов. Мощность ф. достигает 3500 м [Каляев и др., 1977].

БАЗАЛЬТО-СПИЛИТОВАЯ ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВАЯ ДЖЕСПИЛИТОНОСНАЯ ФОРМАЦИЯ (Улутау).— Сложена порфиритоидами и зелеными сланцами; включает джеспилиты и мраморы [по *Филатовой, 1973*].

ЗЕЛЕНОКАМЕННО-АСПИДНОСЛАНЦЕВЫЙ ФОРМАЦИОННЫЙ ТИП.— Конкретные ф. образованы за счет пород толеит-базальт-глинисто-сланцевого формационного типа. Согласные тела диабаз-порфиритов подверглись различным преобразованиям — альбитизации, хлоритизации, окварцеванию и др., обусловленным восходящими растворами. Те же процессы претерпевает и вмещающая их толща, сложенная глинистыми и частично песчанистыми осадками. В результате образуются слабометаморфизованные породы — аспидные сланцы. Примеры ф. рассмотренного типа: нижне- и среднеюрская диабаз-порфирит-аспидносланцевая ф. южного склона Большого Кавказа, средне- и верхнелейасовая зеленокаменно (диабаз-порфирит-спилит-кератофировая)-аспидносланцевая ф. Северного Кавказа [по Заридзе, 1970].

ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЙ ФОРМАЦИОННЫЙ ТИП.— Этот тип обычно называют «спилит-кератофировым» формационным типом, что не отражает большого разнообразия входящих в него ассоциаций горных пород. Имеется много примеров, когда в составе конкретных ф. спилиты и кератофиры вообще отсутствуют. Поэтому распространенный термин «зеленокаменные породы», введенный А. Иностранцевым в 1877 г. для толщи пород, отвечающей современному пониманию ф., следует считать более приемлемым. Как известно, характерными породами для инициального вулканизма Г. Штилле (1940 г.) считал именно «зеленокаменные породы». Что касается понятия «спилит-кератофировая ф.», то его следует применять в тех случаях, когда породы, входящие в данную конкретную ф., сложены преимущественно спилитами и кератофирами [по Заридзе, 1970].

Син.: зеленосланцевый (диабаз-порфирит-спилит-кератофировый) формационный тип, зеленокаменно-аспидносланцевый и зеленокаменный формационный тип [Заридзе, 1970].

БАЗИТО-УЛЬТРАБАЗИТО-ЭКЛОГИТОВЫЙ ФОРМАЦИОННЫЙ ТИП (формация).— Выделяется на основании пространственной и, видимо, генетической связи эклогитов с базитами и ультрабазитами. Например, на Полярном Урале Н. Г. Удовкина (1959 г.) описала комплекс пород, включающий перидотиты, переходящие в эклогиты. Ядро антиклинали в южной части хр. Марун-Кеу сложено протерозойскими метаморфитами (гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами и др.), прорванными древними интрузиями перидотитов, габбро (реже), плагиогранитов, мусковитовых, биотитовых и двуслюдяных гранитов. Породы пронизаны инъекциями лейкократовых гранитов и кварц-мусковитовыми,

кварцевыми и пегматитовыми жилами. Наблюдается окварцевание, мусковитизация и фельдшпатизация пород, перерастающая в метасоматическую гранитизацию. Видны пересечения гранатовых обособлений пегматитовыми жилками и замещения граната слюдой в гранитизированных амфиболитах. Вокруг гранатовых жил мощностью в 2—10 м в перидотитах развились ореолы гранатовых перидотитов, мощностью от 20 до 40 м, и эклогитов, мощностью до 10 м. Эклогиты наблюдаются в перидотитах в виде жилоподобных тел, гнезд, линз и неправильной формы обособлений, мощностью от 2—3 см до 0,5—0,8 м. В таких случаях перидотиты гранатизированы или цоизитизированы. Они содержат омфацит. В обнажениях нередко видны постепенные переходы от перидотитов к эклогитам через гранатовые, гранат-цоизитовые и гранат-цоизит-кианитовые разности ультрабазитов. О возникновении эклогитов на средних глубинах говорит наличие в амфиболитах и гнейсах, окружающих эклогиты, цоизита, кианита и альбита. Эклогитизации предшествовали анортозитовые инъекции (жилки мощностью 1—40 см) и плагиоклазизация ультрабазитов. Стадийность преобразовательного процесса, имеющего прогрессивный характер, представляется по следующей схеме: перидотит, плагиоклазовый перидотит, гранатовый перидотит, келифит — эклогит, эклогит [Заридзе, 1966].

Син.: формационный тип Марун-Кеу [Заридзе, 1966].

Преимущественно сиалические формации

АСПИДНАЯ ФОРМАЦИЯ.— Мощные (до тысяч метров), в разной мере метаморфизованные глинистые и алевропелитовые толщи, песчаники в которых присутствуют лишь в виде тонких невыдержанных слойков. Породы ф. черные и темно-серые, обогащенные органическим веществом. Вследствие позднейшего метаморфизма и гидротермальных процессов возникают кровельные и аспидные сланцы, кварцевые жилы. Часто сменяется в формационном ряду спилит-диабазовой и кварц-кератофир-спилит-диабазовой ф. Пример: нижняя юра Главного Кавказского хр. и др. [ГС, 1973].

— Характерна большая мощность, сравнительно однородный, преимущественно глинисто-сланцевый с участием песчаников состав, значительный метаморфизм, приводящий к образованию аспидных сланцев [Геологические формации..., 1972].

— Мощная и сравнительно однородная, значительно метаморфизованная глинистая толща. Кроме преобладающих глинистых пород в разрезе ф. в виде обязательного компонента встречаются слои разнообразных по составу песчаников, в том числе граувакк. Значительно реже наблюдаются известняки, могут присутствовать спилитовые и андезит-базальтовые породы. Мощность измеряется сотнями, а в ряде случаев тысячами метров. Например, толща граптолитовых сланцев силура Урала и Средней Азии [по Рухину, 1969].

Син.: глинисто-сланцевая ф. [Рухин, 1969].

Примеч.: 1. А. ф. выделена в 1946 г. Б. М. Келлером под названием кровельной, в 1947 г. названа Н. Б. Вассоевичем аспидной [ГС, 1973]. 2. Глинисто-сланцевыми являются различные по времени своего возникновения ф. Для

более ранней из них, характеризующей длительный начальный период развития геосинклинали, был предложен термин А.ф. (Н. Б. Вассоевич, Б. М. Келлер, В. Е. Хаин) [Рухин, 1969]. Другие определения А. ф. см. с. 82, 114, 117.

АСПИДНАЯ ДИАБАЗО-ПОРФИРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (формационный тип).— Сложена аспидными сланцами, в которых наблюдаются синхронные пелитовым осадкам диабазовые силлы и дайки. Аспидные сланцы обнаруживают региональное окварцевание и сопровождающий его метаморфизм, в результате чего образованы следующие минеральные ассоциации, наблюдаемые совместно со слабо преобразованным исходным осадочным материалом: кварц — серицит — турмалин (акцессорно) — углисто-глинистое вещество для пелитовых пород и кварц-хлорит-кальцит — рудный минерал — реликты витрокластического туфа. Главными минералами диабаз-порфиритов являются, как обычно, основной плагиоклаз и моноклинный пироксен (авгит, диопсид — авгит, диопсид). Приведенные минеральные ассоциации не соответствуют зеленосланцевой фации из-за отсутствия альбита и эпидота и наличия углисто-глинистого вещества, представляющего собой весьма слабо преобразованный материал исходной глинистой породы. Появление на отдельных участках альбита и эпидота указывает на переход в зеленосланцевую фацию. Эти весьма слабометаморфизованные образования, составляющие картируемые геологические тела, нами объединяются под названием А. д.-п. ф., отвечающей одноименному эндогенному (экзо-эндогенному) формационному типу [по Заридзе, 1966].

СЕРИЦИТ-ХЛОРИТОВАЯ КВАРЦИТО-ФИЛЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (эпизонная).— Состоит из перемежающихся пластов кварцитовидных песчаников и метаркозов (с регенерированным кварцем, полевыми шпатами), также алеврокварцитов, алевриметаркозов, реже метагравелитов и преобладающих серицит-хлоритовых сланцев. В металшировых ф. встречаются линзы мраморизованных песчанистых известняков [Попов, 1968].

СЕРИЦИТ-ХЛОРИТ-ФИЛЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (метапелоидная эпизонная).— Характерен парагенезис серицит — хлорит (в присутствии кальция добавляется кальцит), образующийся, по Н. П. Семененко, на ступени А динамотермального метаморфизма глинистых осадков. Этот парагенезис типичен для мусковит-хлоритовой субфации, по Ф. Дж. Тернеру; характерна ассоциация мусковит — хлорит — кварц (иногда эпидот, альбит, хлоритоид, стильпномелан и др.). При усилении метаморфизма переходит в биотит-хлорит-филлитовую ф. Примером являются стильпномелановые сланцы юга Новой Зеландии [Попов, 1968].

Син.: серицит-хлоритовая аспидная сланцевая ф., по Н. П. Семененко, 1958 г. [Попов, 1968].

СЕРИЦИТ-ХЛОРИТ-БУРОШПАТОВАЯ ФИЛЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (метапелоидная эпизонная).— Близка серицит-хлорит-филлитовой ф. Отличается появлением железосодержащих карбонатов (анкерит, сидерит, олигонит и др.) и иных углекислых со-

единений. Например, квазиплатформенная каратауская среднекембрийская ф. в Северном Тянь-Шане [Попов, 1968].

БИОТИТ-ХЛОРИТ-ФИЛЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (метапелоидная мезозонная).— Характеризуется переслаиванием метапелитовых пород (ассоциация биотит — мусковит — хлорит — хлоритоид — кварц — альбит — эпидот), а также метапсаммитовых (ассоциация кварц — альбит — микроклин, биотит — мусковит — хлорит — эпидот). По Н. П. Семененко, образуется на ступени В динамотермального метаморфизма из серицит-хлорит-филлитовой ф. Характерен парагенезис биотит — хлорит (в присутствии кальция добавляется хлоритоид маргарит), типичный для биотит-хлоритовой субфации. Глубже переходит в двуслюдяно-филлитовую ф. [Попов, 1968].

ПРАЗИНИТ-ФИЛЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (метапелоидная мезозонная).— В составе метапелоидных ф. глубже в эпизоне и в верхах мезозоны появляются празинитовые филлиты, характеризуемые наличием кварца, серицита, а также равных количеств хлорита, эпидота и роговой обманки. Наличие последней говорит о метаморфизме туфопелоидных ф. (туфофлишоидной и др.) [Попов, 1968].

ХЛОРИТ-АЛЬБИТ-ПРОТОГИНОВАЯ ФОРМАЦИЯ (мезозонная).— Протогин — старинное название альпийских гранитов или гнейсов с Монблана, состоящих из кварца, ортоклаза и хлорита или серицита. Протогиновые граниты характеризуются субпараллельным расположением хлоритизированного биотита и других минералов. Ф. отвечает биотит-хлоритовой субфации, которая в богатых кремнеземом ф. характеризуется, по Ф. Дж. Тернеру, ассоциациями кварц — альбит — микроклин — биотит — мусковит — эпидот, кварц — альбит — микроклин, биотит — эпидот. Частая, широко распространенная ф. Субформации: прогрессивно метаморфическая, диафторическая. Примеры: развита в сильно смятых осевых участках геосинклинальных зон — в Альпах, на Северном Памире [по Попову, 1968].

АДУЛЯР-ПРОТОГИНОВАЯ ФОРМАЦИЯ (мезозонная).— См. характеристику протогина в описании предыдущей ф. Адуляр — минерал «альпийских» метаморфогенных жил (с комплексом разнообразных минералов), возникавших в ходе эпиметаморфизма [Попов, 1968].

ПОРФИРОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ (мезозонная).— Слагается в основном альбитофирами и слюдистыми альбитизированными сланцами, которые образуются, по Н. П. Семененко (1958 г.), из пород порфиро-туфовой ф. на ступени натровых щелочных сланцев. Представлена в тех же провинциях и в тех же сериях, где развита и геллефлинтовая ф. Например, в нижнекарбоновой сауксайской зеленокаменной серии Севернопамирской полосы [по Попову, 1968].

Примеч.: Порфироид (К. Лоссен, 1869 г.) — это кислая порфировидная, сланцевая, волокнистая и массивная порода, принадлежащая к серии кислых кристаллических сланцев, переходных между геллефлинтами и ортолептитами,

которые еще глубже сменяются геллефлинтовыми гнейсами, т. е. гнейсо-ортолептитовыми ф. В составе порфироидов, в порфировых выделениях, кроме кварца, часто содержатся порфиробласты альбита и в основной массе — чешуйчатый серицит [Попов, 1968].

Син.: метапорфировая ф. [Попов, 1968].

ПОРФИРОИДНО-ПОРФИРИТОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ (мезозонная).— Метаморфизованные андезиты и их туфы, происшедшие из кислой магмы, включаемые В. И. Поповым (1933 г.) в состав порфироидных ф. Северного Памира и Дарваза [по Попову, 1968].

Син.: метапорфиро-метапорфиритовая ф. [Попов, 1968].

ДАЦИТ-КЕРАТОФИРО-СЛАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ (Центрального Казахстана).— Сложное сочетание вулканогенных и осадочных пород. Терригенные породы представлены двумя типами. Более распространены филлиты и бластоалевролитовые, мелкобластопсаммитовые серицит-кварцевые сланцы, аналогичные развитым в кварцит-филлитовой ф. Они сочетаются с микрозернистыми сланцами по пелитовым туфам и туффитами [по Филатовой, 1975].

ДАЦИТО-КЕРАТОФИРО-ЛЕПТИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (Улутау).— Сложена порфироидами, лептитоподобными альбитовыми сланцами (в разной мере слюдистыми и кварцевыми), образовавшимися по туффитам; включает мраморы [по Филатовой, 1973].

ЛИПАРИТ-ЛЕПТИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (Центрального Казахстана).— В Улутау представлена порфироидно-сланцевой полимиктовой подформацией, а на Кокчетавском массиве и в пределах Атасу— Моинтинского водораздела — порфироидно-филлит-кварцитовой. Сводная мощность в полных разрезах близка 8—9 км, но в первой подформации мощность уменьшается до 5—6 км за счет несогласий. В этой подформации первично терригенные породы представлены полимиктовыми, с гранитной экзотической галькой и валунами, конгломератовыми, бластогравелитовыми, бластопсаммитовыми сланцами, кварцитами и филлитами. Порфироидно-филлит-кварцитовая подформация более богата первично терригенными породами, которые представлены кварцитами, серицит-кварцитовыми сланцами и филлитами. Присутствуют также конгломераты в отдельных горизонтах и прослоях с галькой местных пород (кварцитов, реже филлитов), а также полевошпат-кварцевые сланцы — продукты перемыва кислых вулканитов [Филатова, 1975].

ВУЛКАНОГЕННО-ТЕРРИГЕННО-СЛАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ (Центрального Казахстана).— В нижней ее половине развиты бластопсаммитовые полевошпат-кварцевые сланцы, переходящие в кварциты. Они сопутствуют дацит-липаритовым туфогенным вулканитам и представлены продуктами их перерыва. В верхней половине ф.— существенно терригенной — появляется иной тип кварцитов, с мелкопсаммитовым, хорошо сортированным реликтовым обломочным материалом и примесью хлорита в цементирую-

щей массе. Роль кварцитов по отношению к филлитам возрастает вверх по разрезу. Мощность ф. около 3 км [Филатова, 1975].

МЕТАМОРФИЗОВАННАЯ НИЖНЕТЕРРИГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ (Украинского щита).— Состоит из конгломератов, аркозовых кварцито-песчаников и филлитов [Формации..., 1963].

МЕТАМОРФИЗОВАННАЯ УГЛИСТО-ТЕРРИГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ (Украинского щита).— Состоит из базальных конгломератов, железистых песчаников и углистых сланцев [Формации..., 1963].

МОЛАССОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ (Центрального Казахстана).— Ей свойствен парагенез полимиктовых, частью красноцветных конгломератов и основных вулканитов, сменяющийся контрастным сочетанием этих же вулканитов с кислыми продуктами перемыва последних в виде бластопсаммитовых полевошпат-кварцевых сланцев [Филатова, 1975].

МЕТАМОРФИЗОВАННАЯ МОЛАССОВАЯ ФОРМАЦИЯ (Украинского щита).— Состоит в основном из конгломератов, кварцито-песчаников, кварц-биотитовых сланцев и парагнейсов [Формации..., 1963].

КОНГЛОМЕРАТО-ГНЕЙСОВАЯ ФОРМАЦИЯ (Украинского щита).— Слагается пачками пироксеновых, роговообманковых, гранатовых, биотитовых и реже других гнейсов, кварцитов; типоморфные породы ф.— конгломерато- и гравелито-гнейсы, мощность которых составляет многие десятки и сотни метров. Наличие среди валунно-галечного материала конгломерато-гнейсов обломков амфиболитов, гипербазитов, чарнокитов и мраморов указывает на более позднее время их образования по сравнению с породами *мраморо-графито-гнейсовой ф. К.-г. ф. распространены в районах* г. Первомайска (Побужье), г. Звенигородки (р. Гнилой Тикич) и г. Радомышля (р. Тетерев) [Стрыгин, 1978].

Преимущественно кремнеземистые и феррокремнеземистые формации

ЯШМОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Сложена яшмами, являющимися слабометаморфизованными кремнистыми осадочными породами. Они часто ассоциируют с породами спилит-диабазовой и осадочной кремнистой ф. Многие ученые относят яшмы к осадочным образованиям. Иногда являются марганценосными [Виноградов, 1973]. См. также первый раздел.

КВАРЦИТО-ФИЛЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (Улутау).— *Сложена* высокозрелыми терригенными породами — глинистыми, вероятно, существенно гидрослюдистыми (серицитовые филлиты) и кварцевыми, от псаммитовых до алевролитовых, с хорошей сортировкой и окатанностью реликтового обломочного материала (кварциты, серицито-кварцевые сланцы). Раннегеосинклинальная базальная ф. [Филатова, 1973].

К.-Ф. Ф. (Центрального Казахстана).— Сложена высокозрелыми терригенными породами — глинистыми, обломочными кварцитами, редко мраморами, частью оолитовыми. Ф. представлена двумя крупными ритмами мощностью 600 и 400 м, осложненными рит-

мичностью нескольких порядков. В нижней части каждого из крупных ритмов преобладают кварциты и серицит-кварцитовые сланцы, а верхние элементы ритма образованы филлитами и мраморами. Мощность ф. 1 км [Филатова, 1975].

ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВАЯ БАЗАЛЬТ-СПИЛИТ-ДЖЕСПИЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (Центрального Казахстана).— Филлиты и серицит-кварцевые сланцы тяготеют к нижней половине разреза и слагают верхние части нижних микроритмов. Пачки этих пород сочетаются с пачками основных вулканитов (Ю. А. Зайцев, С. Б. Розанов, 1971 г.), в том числе эффузивных. Филлиты сопровождаются мраморами, железистыми кварцитами [Филатова, 1975].

ЖЕЛЕЗИСТО-ХЛОРИТ-ФИЛЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (эпизонная).— По Н. П. Семененко (1958 г.), это железисто-хлорит-аспидные сланцы, образующиеся при метаморфизме в перемежающихся метасилицитовых и метапелитовых породах. Характеризуются наличием железистых хлоритов (тюрингит). Ниже, в мезозоне, переходит в слюдисто-гранат-магнетитовую метасилицит-*кварцитовую ф. [по Попову, 1968].*

ПОРФИРО-ЛЕПТИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Преобладающими и характерными породами являются порфиры и лептиты. Железные руды подстилаются сиенит-порфирами и кератофирами. Кислые и средние щелочные лавы преобладают над пирокластикой. Встречаются небольшие прослои известняков, яшм, хлоритовых, кремнистых и графитовых сланцев. *Мощность ф. около 5 км [Формозова, 1973].*

Преимущественно карбонатные формации

МЕТАМОРФИЗОВАННАЯ ЛАГУННАЯ ФОРМАЦИЯ (Украинского щита).— Сложена доломитовыми мраморами и углистыми кварц-карбонатными и слюдистыми сланцами [Формации..., 1963].

Реконструированные формации

Метаультрабазитовые формации

ИНТРУЗИВНО-УЛЬТРАБАЗИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (Украинского щита).— Объединяет метаморфизованные интрузии ультрабазитов в слоистых метаморфических толщах. Этот тип ассоциации метаморфических пород трудно диагностируется, однако представляется одним из перспективных в отношении первичной рудоносности, в том случае, если он сложен дифференцированными пологими согласными пластовыми силлами или дифференцированными массивами. Породы И.-у. ф. перспективны обычно на хромитовое оруденение [Семененко, 1975].

МЕТАГИПЕРБАЗИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (Украинского щита).— В ее состав входят метаморфизованные ультрабазиты (тальковые, тальково-хлоритовые, тальково-магнезиальные и другие сланцы). Стратиграфическое положение пород этой ф. определяется поло-

жением так называемого талькового горизонта, залегающего в верхах нижней свиты криворожской серии. Мощность его колеблется от нескольких десятков метров до двухсот и более метров. Сложен он, по Ю. Ир. Половинкиной (1955 г.), главным образом тальковыми и тальково-хлоритовыми сланцами, представляющими собой пордукт метаморфизации пикритов [Магматизм..., 1972].

ФОРСТЕРИТ-ГИПЕРСТЕН - ШПИНЕЛЬ-МЕТАОФИОЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (мезо?-катазонная).— По Н. П. Семененко (1958 г.), это форстерит-гиперстен-шпинелевые и форстерит-авгит-шпинелевые ультрабазитовые породы, образующиеся из антофиллит-роговообманковой ф. на пироксен-гнейсовой ступени плутонометаморфизма. Характеризуется типичной ассоциацией форстерит — авгит — гиперстен — шпинель — оливин. Они почти целиком, кроме форстерита, укладываются в пироксен-роговиковую фацию. Форстерит, по Ф. Дж. Тернеру, типичен для ставролит-кианитовой субфации амфиболитовой фации [по Попову, 1968].

ДУНИТ-ПЕРИДОТИТОВЫЙ ФОРМАЦИОННЫЙ ТИП.— Породы дунитовых и перидотитовых массивов, которые в свежем виде никогда не встречаются. Они обычно интенсивно, редко относительно слабо серпентинизированы. Серпентинизация связана с зеленокаменным метаморфизмом, распространяющимся также и на породы осадочно-толеит-базальтовой ф. Несмотря на то, что отдельные массивы и их части серпентинизированы слабо и отвечают дунит-гарцбургитовой ф., серпентиниты играют в целом ощутимую, хотя и подчиненную по сравнению с дунитами и перидотитами, роль. Поэтому, нам кажется, более правильным эту ф. называть серпентинит-дунит-гарцбургитовой [по Заридзе, 1970].

Метабазитовые формации

ФОРМАЦИЯ МЕТАБАЗИТОВ (Южного Тянь-Шаня).— Сложена амфиболовыми сланцами (актинолитовыми, винчитовыми и др.), которые распространены в виде полос внутри зеленосланцевой области. Мощность слоев амфиболовых сланцев достигает 100—400 м, а разрезов с их преобладанием — 1—2 км (около 10 % всех зеленых сланцев). Наличие в амфиболовых сланцах щелочных амфиболов и фенгитовых белых слюд указывает на метаморфизм повышенных давлений. Средний состав Ф. м. весьма близок к толеитовым базальтам (В. А. Кутолин, 1972 г.), океаническим базальтам (А. А. Маракушев, 1971 г.) [по Минаеву, 1978].

МЕТАБАЗИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (Украинского щита).— 1. Ортометаморфическая ф. (аналог спилитовой), состоящая из различных ортоамфиболитов и пироксен-плагиоклазовых гнейсов [Формации..., 1963].

— Представлена метаморфизованными основными породами начального этапа развития архейской подвижной зоны. Это амфиболиты, пироксено-плагиоклазовые, амфибол-пироксено-плагиоклазовые и амфиболо-плагиоклазовые гнейсы, которые во многих случаях совершенно не отличаются от амфиболитов. Отличительной особенностью пород архейской М. ф. является то, что они про-

странственно связаны очень часто с мигматитами чарнокитового состава, с которыми согласно переслаиваются, образуя типичный «слоеный пирог» [Магматические формации ..., 1964].

2. Кроме пироксен-плагиоклазовых гнейсов (гранулитовая фация) и амфиболитов различного состава (амфиболитовая фация), в ф. включены породы спилит-кератофировой группы, метаморфизованные в эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациях и развитые в районе р. Конки, с. Верховцево и др. [Магматизм..., 1972].

3. Представлена главным образом в различной степени альбитизированными и эпидотизированными амфиболитами, по-видимому, относящимися в значительной части к апоспилитам, метаморфизованным в эпидот-амфиболитовой фации. Среди пород М. ф. заметным развитием пользуются также породы зеленосланцевой фации метаморфизма, представленные преимущественно хлорит-амфиболовыми, хлоритовыми и другими сланцами. Породы описываемой ф. слагают нижнюю часть разреза криворожской серии. Развиты они преимущественно в восточном борту Криворожского синклинория [Магматизм..., 1972].

СОБСТВЕННО МЕТАБАЗИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (Украинского щита).— Представлена толщами зеленых сланцев, спилитов и амфиболитов. Среди метабазитовых ф. она наиболее широко развита [Семененко, 1975].

СУЛЬФИДНО-КОЛЧЕДАННО-МЕТАБАЗИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (Украинского щита).— Возникает в областях проявления гидротермальной вулканической подводной деятельности, обусловившей зеленокаменное преобразование туфово-вулканогенных толщ и процессы отложения колчеданных залежей. При этом происходит осаждение сульфидов железа, которое сопровождается концентрацией меди и других элементов. Такие ф. наблюдаются в разрезах Верховцевской, Сурской и других синклиналей Базавлукской области [Семененко, 1975].

ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТО-МЕТАБАЗИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (Украинского щита).— Характеризуется редкими прослойками железисто-кремнистых отложений, образующихся в связи с частой сменой вулканических процессов и перерывов, сопровождающихся гидротермальной подводной деятельностью. Такая туфогенная метабазитовая толща с прослоями железисто-кремнистых пород наблюдается в верхней свите верховцевской серии, в Кременчугском и других районах [Семененко, 1975].

ЗОНАЛЬНАЯ ГЛАУКОФАН-МЕТАБАЗИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Типичный ее представитель — пенжинский метаморфический комплекс одноименного пояса на Северо-Западной Камчатке. Не исключено, что многие комплексы глаукофан-зеленосланцевой субформации впоследствии также войдут в эту ф. Общими и наиболее яркими особенностями рассматриваемой ф. являются метаморфическая зональность и состав толщ (преобладание метабазитов) [Добрецов, 1974].

ЭКЛОГИТ-ГЛАУКОФАН-МЕТАГРАУВАККОВАЯ, ИЛИ ГРАНАТ-ГЛАУКОФАНОВАЯ, ФОРМАЦИЯ.— Имеет двойное название. Первое справедливо для представителей этой ф.— максютовского и франциканского комплексов. Все это подформация «а». К подформациям «б» и «в» отнесены комплексы с гранат-глаукофановыми сланцами, в которых наличие эклогитов лишь предполагается. Для них более подходит второе название. Общим для всех этих комплексов является присутствие ассоциации глаукофан + гранат (а в субформациях «а» и «в» — жадеит + кварц + + гранат) [Добрецов, 1974].

ФОРМАЦИЯ МЕТАБАЗИТОВ И МЕТАУЛЬТРАБАЗИТОВ (Украинского щита).— Формировалась за счет пород габбро-перидотитовой ф., главным образом в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фации (серпентиниты, тальковые, тальк-карбонатные, хлоритовые и амфиболовые — тремолитовые и актинолитовые сланцы), частью в амфиболитовой и даже гранулитовой фациях (амфиболиты с обыкновенной роговой обманкой, нередко с высоким содержанием глинозема и титана, в разной степени измененные перидотиты, дуниты, пироксениты). Породы этой ф. наблюдаются часто, занимая небольшие по площади участки в мигматитовых полях, нередко в сочетании с карбонатными и высокоглиноземистыми образованиями. В частности, они распространены в Западном Приазовье, в Днепровском блоке, в средней части бассейна Южного Буга [по: Классификация..., 1974].

ГНЕЙСИФИЦИРОВАННАЯ ФОРМАЦИЯ ОСНОВНЫХ ЭФФУЗИВОВ (Украинского щита).— Представлена амфиболитами. Они залегают в виде довольно мощных пачек в толще биотит-амфиболовых гнейсов, представляя собой метаморфизованные аналоги спилито-диабазовой ф. Ф. широко распространена в северной части западного крыла Кировоградского антиклинория [Каляев и др., 1977].

ГАББРОИДНО-ГНЕЙСОВАЯ ФОРМАЦИЯ (Украинского щита).— Представлена различными гнейсами, среди которых выдающееся положение занимают пироксеновые гнейсы, переходящие в гиперстен-плагиоклазовые породы, отвечающие по своему составу габброидам. Основное различие между гиперстен-плагиоклазовыми породами и пироксеновыми гнейсами, как отмечают многие исследователи, заключается только в кварце — в первых его нет, а во вторых отмечается как один из главных породообразующих минералов. Вместе с гнейсами в составе ф. заметное участие принимают чарнокиты. Ассоциация этих пород весьма типична и закономерна. Ф. распространена в Побужье и Приазовье [Стрыгин, 1978].

МЕТАДИАБАЗО-МЕТАПОРФИРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (эпизонная).— Характеризуется сочетанием пород типа хлорит-альбит-сланцевой ф. с хлоритизированными и соссюритизированными альбитсодержащими метапорфиритами. Широко развита в зеленокаменных сериях, там же, где и хлорит-альбит-сланцевая ф., напри-

мер, на Урале (в Магнитогорском синклинории), на Северном Памире (Сауксайская зеленокаменная полоса) [Попов, 1968].

МЕТАДИАБАЗО-СПИЛИТО-КЕРАТОФИРОВАЯ ФОРМАЦИЯ (эпизонная).— Представлена главным образом спилитами, альбитофирами, кератофирами. Является результатом вторичной альбитизации диабазо-порфиритовой и диабазо-порфировой ф., т. е. продуктом натрового пневматогидротермального процесса, происходившего в эпизоне метаморфизма. Ф. Дж. Тернер выделяет спилитовую фацию как эквивалент метаморфической фации зеленых сланцев. Он основывается при этом на наличии в спилитах ассоциации альбит — кальцит — хлорит — серицит, которая развивается за счет первоначальных магматических минералов — лабрадора и авгита. Ниже переходит в актинолит-хлорит-сланцевую ф. [по Попову, 1968].

Син.: спилито-кератофировая свита, по А. К. Уэллсу, 1923 г. [Попов, 1968].

МЕТАСПИЛИТОВАЯ ОРТОАМФИБОЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (мезозонная).— Характеризуется парагенезисом роговая обманка — альбит — эпидот (—кальцит), принадлежащим хлоритоид-альмандиновой субфации. По Н. П. Семененко (1958 г.), возникает на двуслюдяно-гнейсовой ступени плутонометаморфизма из актинолит-хлорит-сланцевой ф. [Попов, 1968].

Син.: роговообманковые апоспилиты, по Н. П. Семененко, 1958 г. [Попов, 1968].

ОРТОАМФИБОЛИТО-ГНЕЙСОВАЯ ФОРМАЦИЯ (метадиабазовая мезозонная).— Слагается амфиболитами (ассоциации роговая обманка — плагиоклаз или роговая обманка — актинолит — плагиоклаз) и амфиболовыми гнейсами. По Н. П. Семененко (1958 г.), это амфиболиты, образующиеся на амфибол-гнейсовой ступени плутонометаморфизма из актинолит-хлоритовой ф. Парагенезис роговая обманка — плагиоклаз типичен для ставролит-кианитовой субфации, по Ф. Дж. Тернеру. В катазоне рассматриваемая ф. переходит в гранат-амфиболитовую и диопсид-ортоамфиболитовую ф. [Попов, 1968].

БИОТИТ-ОРТОАМФИБОЛИТО-ГНЕЙСОВАЯ ФОРМАЦИЯ (метадиабазовая мезозонная).— По Э. К. Герлингу и др. (1964 г.), это архейские биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы и амфиболиты Мончегорского района, подстилающие свиту имандра-варзуга. По низкому содержанию рубидия, очевидно, отвечают основным породам [Попов, 1968].

ЩЕЛОЧНО-ОРТОАМФИБОЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (метадиабазо-метапорфиритовая мезозонная).— По Н. П. Семененко (1958 г.), это альбит-эпидот-кросситовые сланцы, щелочно-амфиболовые сланцы, возникшие из хлорит-эпидотовых и актинолит-эпидотовых или актинолитовых карбонатизированных пород, в свою очередь образовавшихся в условиях эпизоны из диабазо-порфиритовой ф. [Попов, 1968].

АКТИНОЛИТ-ОРТОАМФИБОЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (метагабброидная мезозонная).— По Н. П. Семененко (1958 г.), это актинолиты и амфиболиты, возникающие из основных и ультраосновных ф. на амфибол-гнейсовой ступени плутонометаморфизма; состоят из актинолита или из роговой обманки, или же из последней и плагиоклаза. Эта ассоциация минералов соответствует частью хлоритоид-альмандиновой субфации, а частью амфиболитовой фации. *При усилении метаморфизма переходит в пироксен-гранулитовую* ф. [по Попову, 1968].

МЕТАГАББРОИДНАЯ ОРТОАМФИБОЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (мезозонная).— Состоит из роговой обманки, среднего плагиоклаза, *иногда граната и др. Примеры: описана на Урале, в протерозойской кайванской серии Северного Дарваза* — у Калаихумба (В. И. Попов, 1933 г.), где образует выдержанную, но прерывистую субширотную полосу [Попов, 1968].

МЕТАДИАБАЗОВАЯ ОРТОАМФИБОЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (мезозонная).— По Ф. Дж. Тернеру, в Австрийских Альпах известны две разновидности этой ф., выделяющиеся под названием фаций: а) альпийская амфиболитовая фация, характеризующаяся ассоциацией роговая обманка — олигоклаз — эпидот (возможно, отвечает ставролит-кианитовой субфации), б) амфиболитовая фация Вальдфильтера, отвечающая той же субфации, но возникшая на более высокой ступени метаморфизма (характерна ассоциация зеленых и коричневых роговых обманок, лабрадора и андезина) [Попов, 1968].

МЕТАГАББРО-ГРАНИТОИДНАЯ ОРТОАМФИБОЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (мезозонная).— По Э. К. Герлингу и др. (1964 г.), развита на Кольском полуострове в районе Мончегорска в катархейском *сланцевом комплексе, сложенном диоритовыми и амфибол*-диоритовыми сланцами, амфиболитами, имеются амфиболито-гнейсы, гнейсо-диориты, гнейсо-гранодиориты и альбитовые гнейсы (гнейсо-плагиограниты). Вероятно, они представляют метаморфизованный габбро-гранитоидный комплекс (включавший габбро-диоритовую и габбро-плагиогранитную ф.), так как содержание рубидия в породах низкое, такое же, как в базальтовой магме и ее производных [Попов, 1968].

МЕТАГАББРОИДНАЯ ГРАНАТ-ОРТОАМФИБОЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (катазонная).— Отличается от других метагабброидных ортоамфиболитовых ф. наличием граната. По Г. и Ж. Термье (1956 г.), образуется в низах амфиболитовой зоны, которая ими относится к мезозоне. Но Ф. Дж. Тернер и другие исследователи относят гранатовые амфиболиты, в частности альмандин-диопсид-амфиболитовую субфацию, к высокой ступени метаморфизма, т. е. к катазоне [Попов, 1968].

МЕТАДИАБАЗОВАЯ ГРАНАТ-ОРТОАМФИБОЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (катазонная).— По составу частично аналогична метагабброидной гранат-ортоамфиболитовой ф.; отличается от нее большей выдержанностью залегания [Попов, 1968].

ДИОПСИД-ОРТОАМФИБОЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (метадиабазовая катазонная).— По Н. П. Семененко (1958 г.), характеризуется ассоциацией плагиоклаз — диопсид — роговая обманка — кварц, возникающей на пироксен-гнейсовой ступени плутонометаморфизма из менее глубинных амфиболитовых ф. Эта ассоциация типична для альмандин-диопсид-роговообманковой субфации, по Ф. Дж. Тернеру. При усилении метаморфизма она переходит в ассоциацию гиперстен — диопсид — плагиоклаз [по Попову, 1968].

МЕТАГАББРОВАЯ ЧАРНОКИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (катазонная).— Впервые установлена Т. Г. Голландом (1893 г.) в архее Южного Индостана, где чарнокитовая серия включает чарнокиты (гиперстеновые гнейсовые граниты), граниты, сиениты, нориты, пироксениты и анортозиты. Генезис чарнокитовой серии спорен. Ее нередко относят к интрузивным гранитоидным ф. или же габбро-гранитоидным (анортозито-чарнокитовая серия Розенбуша). Вероятно, чарнокиты представляют не магматическую породу гранитного ряда, как считали ранее, а метаморфическую типа пироксеновых гнейсов катазоны. Метаморфизм гранулитовой фации, которая в чарнокитах характеризуется, по Ф. Дж. Тернеру, парагенезисом кварц — ортоклаз — гиперстен (—гранат — плагиоклаз); обычна диафторическая роговая обманка. Повсюду чарнокиты относятся к архею. Например, в Алданском (Д. С. Коржинский, 1936 г.) и Анабарском щитах (Г. Г. Моор, 1953 г.), на Украине (Ю. Ир. Половинкина, 1931 г.; Э. Б. Наливкина, 1964 г.) и в других местах [по Попову, 1968].

Син.: чарнокитовая серия, по Т. Г. Голланду (1893 г.), чарнокитовые породы, по Ю. Ир. Половинкиной, 1931 г., чарнокитовый ряд, по З. Г. Ушаковой, 1953 г., чарнокитовая свита, по Роде, 1964 г. [Попов, 1968].

МЕТАНОРИТОВАЯ ЧАРНОКИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (катазонная).— Минеральный состав такой же, как в комплексе метадиабазовых пироксен-гранулитовых ф. По Ф. Дж. Тернеру, относится к гранулитовой фации и возникает из норитовых членов чарнокитовой серии. Пример: обнаружена в архее Адирондака [Попов, 1968].

Син.: частью норит-чарнокитовая серия, по Ф. Дж. Тернеру, 1951 г. [Попов, 1968].

МЕТАДИАБАЗОВАЯ ЧАРНОКИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (катазонная).— Относится к наиболее глубинным («ультраметаморфическим») разновидностям гранулитовой фации. Практически трудно отделима от метагабброидных чарнокитовых ф. Встречается там же, где и последние. Примеры: чарнокиты Индии (по М. С. Кришнану, 1954 г.), залегающие в виде протяженных или четко видных пережимающихся полос, вытянутых по простиранию. По А. Н. Заварицкому (1957 г.), на Волыни, а также западнее г. Черкасс, выделяется анортозито-чарнокитовый комплекс, представленный диаллаговым габбро (местами с анортозитом) и гиперстен-оливиновыми породами. Они тесно связаны с анортозита-

ми, которые сопровождаются чарнокитовым комплексом, представленным монцонитом (мангеритом?) и чарнокитом, а также гранитами рапакиви [по Попову, 1968].

Син.: частью норит-чарнокитовая серия [Попов, 1968].

МЕТАГАББРОИДНАЯ ПИРОКСЕН-ГРАНУЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (катазонная).— По Н. П. Семененко (1958 г.), это пироксенолиты и пироксеновые гранулиты, возникающие на пироксен-гнейсовой ступени плутонометаморфизма из актинолит-ортоамфиболитовой ф. Характеризуется парагенезисом диопсид — гиперстен — кварц, который относится к гранулитовой фации. Примеры: окраинноматериковые праорогенные разности; встречается на материках в нижнепротерозойских и архейских катаметаморфических сериях; согласно Ж. Буркару (1953 г.), имеется в срединноокеанических хребтах на о-ве Тристан-да-Кунья и в хр. Китовом [по Попову, 1968].

МЕТАДИАБАЗОВАЯ ПИРОКСЕН-ГРАНУЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (катазонная).— Характерны ассоциации плагиоклаз — гиперстен — гранат, плагиоклаз — гиперстен — диопсид, сопровождаемые кварцем и ортоклазом. Обычно присутствует вторичная роговая обманка. По Ф. Дж. Тернеру, относится к гранулит-норитовой фации. Образуется из диабазов, а также из норит-чарнокитовой серии. Примеры: описана У. Г. Гровсом (1964 г.) в архее Уганды, индийскими геологами в архее Индостана и др. [Попов, 1968].

Син.: трапповые гранулиты, по Ф. Дж. Тернеру [Попов, 1968].

МЕТАГАББРОИДНАЯ ЭКЛОГИТО-АМФИБОЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (катазонная).— По Ф. Дж. Тернеру, кроме типичной эклогитовой ф., встречаются такие разности эклогитов, называемые эклогит-амфиболитами, в которых появляются амфиболы (частью диафторические). Они образуют переход между вышележащим комплексом амфиболитовых ф. и комплексом эклогитовых ф. [Попов, 1968].

Син.: эклогит-амфиболиты, по Ф. Дж. Тернеру [Попов, 1968].

МЕТАДИАБАЗОВАЯ ЭКЛОГИТО-АМФИБОЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (катазонная).— Среди амфиболитов содержатся прослои эклогита, а также известняка, слюдяных сланцев. По данным Ф. Дж. Тернера, выделена среди четырех типов эклогитов, различаемых П. Эскола. Известна в областях альпийской складчатости. Сменяет вышележащую гранат-ортоамфиболитовую ф. [по Попову, 1968].

МЕТАГАББРОИДНАЯ ЭКЛОГИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (катазонная).— Слагается типичными эклогитами. Ряд исследователей вслед за В. М. Гольдшмидтом (1933 г.) считает, что эклогит вследствие большого удельного веса является наиболее глубинной породой, в которую превращаются в базальтовой оболочке породы основного состава. Это мнение оспаривается Д. С. Коржинским (1936 г.), который в своей классификации помещает эклогиты выше безгроссуляровых гнейсов и даже непосредственно выше гра-

натовых амфиболитов. По Н. П. Семененко (1958 г.), эклогиты относятся к пироксен-гнейсовой ступени плутонометаморфизма и характеризуются ассоциацией диопсид — гранат — гиперстен. По Ф. Дж. Тернеру, к эклогитовой фации относится близкая ассоциация: омфацит — гранат — энстатит (—рутил). Пример: по мнению И. Е. Ефимова, протерозойские эклогиты Центрального Казахстана и хр. Киргизского, образующие разнообразные по величине ксенолиты в батолит-штоковых гранитоидных ф., являются обломками метаморфизованной базальтовой постели [Попов, 1968].

МЕТАДИАБАЗОВАЯ ЭКЛОГИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (катазонная).— Относится к эклогитовой фации, для которой, по Ф. Дж. Тернеру, типичны парагенезисы омфацит — гранат (—рутил) или омфацит — гранат — кианит (—рутил), или омфацит — гранат — энстатит (—рутил). Например, к ней, по-видимому, относятся отторженцы эклогитов, извергнутые вместе с магмой, породившей гранитоидный комплекс в хр. Киргизский Алатау. В. В. Белоусов и другие исследователи допускают возможность широкого распространения эклогитов и в первичной базальтовой оболочке земной коры [по Попову, 1968].

ВУЛКАНОГЕННАЯ (спилитовая и спилит-кератофировая) ФОРМАЦИЯ (Анабарского массива).— Характерно широкое развитие мезо- и меланократовых основных кристаллосланцев; кроме того, представлены ультрабазиты, а в единичных случаях линзочки мраморов [по Лутцу, 1959].

ГАББРО-БАЗАЛЬТ-АНДЕЗИТОВАЯ ПАЛЕОФОРМАЦИЯ (Белоруссии).— Характеризуется широким развитием пород метабазитового ряда: от габбро, габбро-диабазов и амфибол-пироксеновых, гранат-пироксеновых кристаллических сланцев до чарнокитов и амфиболовых, биотит-амфиболовых гранито-гнейсов. Преобладают кислые разности: гранито-гнейсы и чарнокиты [Бордон и др., 1977].

Метаацидитовые формации

КВАРЦ-КЕРАТОФИРОВАЯ ФОРМАЦИЯ (Украинского щита).— Слагается из кварц-биотитовых, серицитовых и хлоритовых сланцев, апокератофиров, метаморфизованных туфопесчаников, туффитов, гравелитов и кварцито-песчаников. Они содержат прослои амфиболитов, кератоспилитов и ортосланцев. Мощность ф.— до 2600 м (Белозерский синклинорий) [Каляев и др., 1977].

ФОРМАЦИЯ РАССЛАНЦОВАННЫХ АПОКЕРАТОФИРОВ И ИХ ТУФОВ (Украинского щита).— Метаморфизована в эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациях. Исходными для нее являются породы первичной кварц-кератофировой ф. Рассматриваемая ф. выделена условно и до сих пор слабо изучена, в частности, отсутствуют убедительные доказательства принадлежности входящих в нее различного состава кварц-слюдистых и зеленых сланцев (с кварцем и без кварца) к апокератофирам, тем более, что до сих пор в архее нигде достоверно не установлены породы кварц-

кератофировой и спилит-кератофировой ф. В составе Украинского щита они выделены только по аналогии с ф. более южных постдокембрийских подвижных зон, где они сохранились в первоначальном виде. Породы этой ф. распространены ограниченно; они встречаются только в Днепровском блоке среди пород, слагающих магнитные аномалии, которые распространены к востоку от Криворожского бассейна (Чертомлык, Верховцево, Конка и др.) [Классификация..., 1974].

ДВУСЛЮДЯНАЯ ГНЕЙСОГРАНИТОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ (мезозонная).— Сложена двуслюдяными (содержащими биотит и мусковит) гнейсо-гранитами. По Н. П. Семененко, возникает на двуслюдяной ступени плутонометаморфизма. В более глубоких горизонтах мезозоны переходит в биотит-роговообманковую гнейсо-гранитоидную ф. [Попов, 1968].

Син.: двуслюдяной гнейс, по Н. П. Семененко, 1958 г. [Попов, 1968].

БИОТИТ-РОГОВООБМАНКОВАЯ ГНЕЙСО-ГРАНИТОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ (мезозонная).— Характеризуется ассоциацией роговая обманка — средний плагиоклаз — кварц. По Н. П. Семененко, возникает на амфибол-гнейсовой ступени плутонометаморфизма из двуслюдяной гнейсовой (гнейсо-гранитоидной) ф. В катазоне переходит в гранулито-гнейсо-гранитоидные ф. [Попов, 1968].

Син.: биотит-роговообманковый гнейс, по Н. П. Семененко, 1958 г. [Попов, 1968].

ПИРОКСЕН-ГНЕЙСО-ГРАНИТОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ (катазонная).— Состоит из пироксеновых и других гнейсов, гранулитов. По Н. П. Семененко, эта ф. возникает на пироксен-гнейсовой ступени плутонометаморфизма из биотит-роговообманковой гнейсо-гранитоидной ф. Развита в праорогенном кристаллическом фундаменте материков, например, в областях древних щитов — Фенноскандском, Канадском [Попов, 1968].

Син.: пироксеновые гнейсы, по Н. П. Семененко, 1958 г. [Попов, 1968].

ДВУСЛЮДЯНАЯ ОРТОЛЕПТИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (мезозонная).— По составу близка к двуслюдяной гнейсо-гранитоидной ф. Представлена в нижнепротерозойских и архейских кристаллических сериях Фенноскандии и др. [Попов, 1968].

Примеч.: Термином «лептит» в Скандинавии называются метаморфизованные кислые эффузивы и их туфы, превращенные большей частью в светлые, красноватые, иногда полосчатые, тонко- и мелкозернистые кристаллические сланцы. Последние состоят главным образом из полевых шпатов, кварца с подчиненным количеством цветных минералов (биотит, реже амфибол), при незначительном количестве или отсутствии граната (отличие от гранулитов). Иногда этим термином обозначаются парасланцевые породы, вклинивающиеся среди метапорфировых. Поэтому автор для большей точности именует здесь лептитовые ф. ортолептитовыми. Из них исключаются паралептитовые ф. [Попов, 1968].

БИОТИТ-РОГОВООБМАНКОВАЯ ОРТОЛЕПТИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (мезозонная).— По составу близка к биотит-роговообманковой гнейсо-гранитоидной ф. [Попов, 1968].

ПИРОКСЕН-ГНЕЙСО-ОРТОЛЕПТИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (катазонная).— По Н. П. Семененко (1958 г.), это сочетание пироксен-плагиоклазовых и биотит-гранатовых гнейсов, возникшее на пироксен-гнейсовой ступени из биотит-роговообманковой (ортолептитовой) ф. Характеризуется ассоциациями диопсид — гиперстен — основной плагиоклаз, биотит — плагиоклаз — кварц. По составу близка пироксен-гнейсогранитоидной и метагранитоидной гранулитовой ф. [Попов, 1968].

МЕТАГРАНИТОИДНАЯ ГРАНУЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (катазонная).— Слагается диопсид-гиперстеновыми гнейсами (с основным плагиоклазом), биотит-плагиоклазовыми гнейсами и гранат-микроклиновыми гранулитами. Известна в Саксонии, на о-ве Шри Ланка, в Лапландии [Попов, 1968].

Примеч.: «Гранулиты» в понятии немецких и финских геологов относятся к гранулитовой фации, по П. Эскола, чему следует и автор. По Ф. Дж. Тернеру, представляют полосатые кварц-полевошпатовые гранатовые или пироксеновые гнейсы с малым количеством или отсутствием слюды; кварц часто встречается в виде плоских линз или листочков, ориентированных по сланцеватости [Попов, 1968].

Метасиаллитовые формации (в том числе углеродистые)

МЕТААСПИДНАЯ ФОРМАЦИЯ (Украинского щита).— Толща сложена преимущественно биотитовыми и двуслюдяными, часто с гранатом и силлиманитом, сланцами и гнейсами. Является частью полифациального метаморфического комплекса, характеризующегося минеральными парагенезисами эпидот-амфиболитовой и низкотемпературной части амфиболитовой фации. В формационном ряду перекрывается метаизвестняковой ф. [по Кирилюку, 1978].

ФОРМАЦИЯ МЕТАПЕСЧАНИКОВ, КВАРЦИТОВ И АСПИДНЫХ СЛАНЦЕВ (Украинского щита).— Сложена породами, указанными в ее названии. Образовалась за счет пород верхней терригенной ф., метаморфизованных в зеленосланцевой фации [по: Классификация..., 1974].

ФОРМАЦИЯ МЕТАПЕСЧАНИКОВ, МЕТАКОНГЛОМЕРАТОВ И ФИЛЛИТОВ (Украинского щита).— Представлена породами, указанными в ее названии. Ассоциация продуктов метаморфизации пород нижней терригенной ф. в зеленосланцевой фации [по: Классификация..., 1974].

ФОРМАЦИЯ МЕТАПЕСЧАНИКОВ, МЕТАКОНГЛОМЕРАТОВ И КВАРЦ-СЛЮДЯНЫХ СЛАНЦЕВ (Украинского щита).— Сложена породами, указанными в ее названии. Появилась в условиях низкой ступени метаморфизма (зеленосланцевая фация) за счет пород молассовой ф. [по: Классификация..., 1974].

ГНЕЙСИФИЦИРОВАННАЯ ВУЛКАНОГЕННО-ТЕРРИГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ (Украинского щита).— В целом это гнейсовая ф., в составе которой выделяются биотитовые, гранат-биотитовые, биотит-амфиболовые и пироксен-амфиболовые гнейсы, которые рассматриваются в основном как измененные первичные терригенно-осадочные образования. Ф. слагает Братскую и Приингульскую

синклинали. Кроме того, она повсеместно встречается в виде крупных пачек и останцов в полях мигматитов и гранитоидов [Каляев и др., 1977].

ГНЕЙСИФИЦИРОВАННАЯ ВУЛКАНОГЕННО-ТЕРРИГЕННАЯ ФОРМАЦИЯ (Украинского щита).— Представлена биотитовыми, амфибол-биотитовыми, амфибол-пироксеновыми, пироксеновыми, графит-амфиболовыми, силлиманит-кордиеритовыми гнейсами, амфиболитами и безрудными кварцитами. Они встречаются среди чарнокитов и мигматитов в виде крупных пачек, останцов и ксенолитов [Каляев и др., 1977].

ГРАНАТ-СЛЮДЯНАЯ КВАРЦИТО-ПАРАЛЕПТИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (мезозонная).— Соответствует подзоне с альмандином и *подзоне со ставролитом и дистеном из схемы Барроу* (1893 г.), а также зоне верхних гнейсов (по И. Юнгу и М. Року, 1952 г.). Примером является нижнепротерозойская макбальская слюдяно-кварцитовая свита в хр. Киргизском, по В. А. Николаеву (1928 г.) [по Попову, 1968].

БИОТИТ-ГРАНАТ-ПАРАЛЕПТИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (метапелоидная регионально- и контактово?-метаморфическая мезозонная).— Кроме биотит-гранатовых паралептитов содержит гранат-слюдяные кварциты. Относится к ставролит-кианитовой субфации. Примеры: широко распространена в нижнепротерозойских ф. Средней Азии (каиндинская свита в хр. Киргизский Алатау, аличурская свита в ваханской серии Южного Памира и др.) [Попов, 1968].

ДВУСЛЮДЯНО-ПАРАЛЕПТИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (метапелоидная регионально- и контактово?-метаморфическая мезозонная).— Слагается двуслюдяными паралептитами с подчиненными прослоями слюдяных кварцитов. По Н. П. Семененко (1958 г.), возникает на двуслюдяной гнейсовой ступени из двуслюдяной сланцевой ф. Характеризуется парагенезисом мусковит — биотит — кварц — микроклин — дистен, принадлежащим ставролит-кианитовой субфации. *При усилении метаморфизма переходит в биотит-роговообманковую* паралептитовую ф. [Попов, 1968].

БИОТИТ-РОГОВООБМАНКОВАЯ ПАРАЛЕПТИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (мезозонная).— По Н. П. Семененко (1958 г.), это *биотит-роговообманковые гнейсы, возникшие на амфибол-гнейсовой* ступени из двуслюдяно-гнейсовой ф. Характеризуется ассоциацией биотит — роговая обманка — средний плагиоклаз — кварц, отвечающий кордиерит-антофиллитовой фации. При усилении метаморфизма переходит в пироксен-парагнейсовую ф. Встречается там же, где и биотит-гранат-паралептитовая ф. [Попов, 1968].

ГРОССУЛЯР-ПАРАГНЕЙСОВАЯ ФОРМАЦИЯ (катазонная).— Гроссуляровые и волластонитовые гнейсы, относятся, по Д. С. Коржинскому (1935, 1940 гг.), к зоне самых высоких давлений, ниже которых он помещает безгроссуляровые и безволластонитовые породы. Скорее всего, принадлежат ставролит-кианитовой субфации [Попов, 1968].

ПИРОКСЕН-ПАРАГНЕЙСОВАЯ ФОРМАЦИЯ (метапелоидная катазонная).— Слагается диопсид-гиперстеновыми гнейсами (с ос-

новным плагиоклазом), биотит-плагиоклазовыми гнейсами и гранат-микроклиновыми гранулитами. По Н. П. Семененко (1958 г.), возникает на пироксен-гнейсовой ступени из биотит-роговообманковой паралептитовой ф. [Попов, 1968].

ПАРАГРАНУЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (метапелоидная катазонная).— Состоит из гранулитов (парагранулитов), включающих микроклин-плагиоклазовые, пироксеновые и гранатовые гнейсы. По Н. П. Семененко (1958 г.), они возникают на пироксен-гнейсовой ступени из пироксен-биотит-гранатово-гнейсовой ф. Характерна ассоциация пироксен — гранат (альмандин) — микроклин — плагиоклаз — кварц, относящаяся к гранулитовой фации. По Ф. Дж. Тернеру (1951 г.), для измененных в гранулитовой фации глиноземистых пород весьма типичны светлоокрашенные «кислые» гранулиты (в терминологии немецких и финских петрологов), характеризуемые ассоциацией кварц — ортоклаз — гранат (—плагиоклаз — силлиманит или кианит). Нередкая, значительно распространенная [Попов, 1968].

Син.: лептинитовая (паралептинитовая) ф. [Попов, 1968].

БЕЗГРОССУЛЯРОВАЯ ПАРАГНЕЙСОВАЯ ФОРМАЦИЯ (катазонная).— Состоит из кварца, полевых шпатов, кордиерита и биотита или силлиманита, иногда пироксена. Отсутствуют гранаты (в том числе гроссуляр). Сменяет вышележащие паралептитовые ф., содержащие гроссуляр. Частая, широко распространенная [Попов, 1968].

Син.: зона сверхглубоких гнейсов, по И. Юнгу и М. Року, 1936, 1952 гг., зона безгроссуляровых гнейсов, по Д. С. Коржинскому, 1936 г. [Попов, 1968].

ТЕРРИГЕННАЯ ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТАЯ ФОРМАЦИЯ (Анабарского массива).— Характерны многочисленные линзы кварцитов и силлиманитсодержащих гнейсов и сланцев. Остальные породы представлены биотит-амфиболовыми, гранатовыми и пироксеновыми плагиогнейсами с редкими пластовыми залежами, дайками и жилами основных пород, иногда ультрабазитов [Лутц, 1959].

ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННАЯ ПАЛЕОФОРМАЦИЯ (Белоруссии).— В разрезе преобладают биотитовые микрогнейсы и гранито-гнейсы, часто переслаивающиеся маломощными телами тонкозернистых амфиболитов. По простиранию они часто сменяются кварц-серицитовыми, эпидот-хлоритовыми сланцами и кварцитами [Бордон и др., 1977].

УГЛЕРОДИСТЫЕ ФОРМАЦИИ.— В составе докембрийских У. ф. главная роль принадлежит метаморфизованным в различной степени эквивалентам углеродистых аргиллитов, алевролитов и глинисто-карбонатных пород близкого литологического состава, в меньшей степени углеродистым известнякам и другим типам углеродистых пород. Они образуют отчетливо индивидуализированные тела (толщи, свиты и т. п.), мощность которых составляет сотни и тысячи метров. От выше- и нижележащих отложений они отде-

лены иногда поверхностями несогласий. Метаморфизм пород различный — от фации зеленых сланцев до амфиболитовой и гранулитовой фации [Розен, Сидоренко, 1973].

ТЕРРИГЕННО-УГЛЕРОДИСТЫЕ ФОРМАЦИИ (формационный тип).— Представляют собой весьма устойчивую во времени ассоциацию. Этот тип ф. широко распространен как в отложениях докембрия, так и фанерозоя. Наиболее древней «эпохой» развития высокоуглеродистых ф. является уровень 3,7—3,5 млрд. лет. К этому возрастному интервалу относятся широко известные ф. углеродистых сланцев и кварцитов Капвельского кратона (Юго-Восточная Африка), района Исуа (Юго-Западная Гренландия) и, возможно, первично терригенно-углеродистые и терригенно-вулканогенные ф. Канадского и Балтийского щитов, Приазовского массива и др. К возрастному «уровню» 2,1—1,7 млрд. лет — наиболее широко представленному уровню углеродистых ф. относятся ф. в пределах практически всех известных докембрийских щитов и массивов континентов Земли. Например, углеродистые сланцы свиты кейв Кольского полуострова, углеродистые алевролиты и алевропелиты тимской свиты района КМА, графитовые сланцы и кварциты иенгрской серии Алданского щита и др. [Сидоренко, Созинов, 1977].

УГЛИСТО-ГРАФИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (Украинского щита).— Согласно данным Г. И. Каляева (1962, 1967 гг.), представлена кварцито-песчаниками, кварцитами, железистыми песчаниками, углисто-графитовыми, кварц-биотитовыми и слюдистыми сланцами, разнообразными гнейсами, в том числе и графитоносными (биотитовыми, графит-биотитовыми, графитовыми, кордиерит-графит-биотитовыми, графит-силлиманит-биотитовыми, графит-плагиоклазовыми, хлоритовыми и др.), кристаллическими известняками и другими породами. Образования этой ф. входят в состав бугской, ингуло-ингулецкой, криворожской, центральноприазовской и тетеревской серий раннепротерозойского возраста, которые залегают в виде полос, пачек и ксенолитов среди ультраметаморфических, интрузивных и метасоматических образований. Месторождения графита на Украине связаны с образованиями данной ф. [Рябенко, Моськина, 1978].

Син.: терригенная ф. [Рябенко, Моськина, 1978].

Примеч.: По данным Е. М. Лазько и др. [1975], графитоносные породы западной части Украинского щита входят в состав выделенных ими кондалитовой ф. и ф. кварцитов и высокоглиноземных пород [Рябенко, Моськина, 1978].

Метааллитовые формации

ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТАЯ ФОРМАЦИЯ (докембрия).— Естественная ассоциация (парагенезис, комплекс) метаморфизованных осадочных пород, среди которых главную роль играют высокоглиноземистые первично глинистые отложения. По вещественному составу и строению В. ф. отличаются от подстилающих и перекрывающих их комплексов. Из приведенного определения следует, что

в высокоглиноземистых ф. в подчиненном количестве могут присутствовать не только первично глинистые, но и другие породы: обломочные, карбонатные и т. д. Среди глинистых отложений наряду с высокоглиноземистыми существенно каолинитовыми по исходному составу неизбежно будут встречаться разновидности, более бедные глиноземом и богатые щелочами и щелочными землями. Поэтому среднее содержание глинозема и среднее значение кремневого модуля для ф. в целом могут быть ниже, а среднее содержание суммы щелочей и щелочных земель несколько выше, чем это было указано для высокоглиноземистых пород [Головенок, 1977].

Примеч.: В литературе по осадочно-метаморфическим образованиям, особенно по глубоко метаморфизованным кристаллическим породам раннего докембрия, весьма часто встречаются такие термины, как «высокоглиноземистые гнейсы и сланцы», «высокоглиноземистые породы», «высокоглиноземистые толщи», а в последнее время и В. ф. четкого определения этих понятий нет. На практике под указанными названиями обычно выделяют породы или их комплексы, содержащие дистен, андалузит, силлиманит, ставролит, гранат и другие высокоглиноземистые минералы, причем относительное количество этих минералов учитывается далеко не всегда, а чаще вообще не учитывается. В результате в категорию «высокоглиноземистых» сплошь и рядом попадают породы, содержащие не более 15—18 % глинозема. Такие содержания являются рядовыми для самых обычных и наиболее распространенных песчано-глинистых отложений полимиктового состава. Несмотря на присутствие в породах высокоглиноземистых метаморфических минералов, далеко не все ф. являются высокоглиноземистыми.

Под высокоглиноземистыми осадочно-метаморфическими породами докембрия следует понимать метаморфизованные осадочные, главным образом глинистые, породы, содержащие не менее 25 % глинозема, при малом или незначительном (обычно не более 3—5 %) количестве щелочей и щелочных земель и с кремневым модулем, близким или превышающим 0,50. Главную или подавляющую роль в минеральном составе высокоглиноземистых пород играют высокоглиноземистые (и железисто-глиноземистые) минералы при подчиненном или незначительном содержании других [по Головенку, 1977].

МЕТАБОКСИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (эпизонная).— По Г. и Ж. Термье (1956 г.), характерный комплекс минералов диаспор — каолинит (?) — хлорит — шамозит — гематит. В низах эпизоны переходит в диаспор-хлоритоид-наждаковую ф. Редкая, мало распространенная. Согласно Р. А. Мусину (1956 г.), представлена в Южной Фергане, Кызылкумах, башкирском ярусе Южного Тянь-Шаня [по Попову, 1968].

Метасилицитовые формации (в том числе железистые)

МЕТАСИЛИЦИТ-КВАРЦИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (эпизонная).— Состоит из метасилицит-кварцитов (результат перекристаллизации метаколлоидного халцедона в кварц и дальнейшего разрастания его зерен). Последние содержат рассеянный серицит, углеродистые вещества (исчезают различимые остатки радиолярий), переслаиваются с аргиллитами. Ниже переходит в комплекс метасилицит-кварцито-паралептитовых ф. [Попов, 1968].

ГЕМАТИТ-МЕТАСИЛИЦИТ-КВАРЦИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (эпизонная).— Состоит из гематит-сидерит-кварцевых и сидерит-тюрин-

гитовых роговиков (для которых характерны ассоциации гематит — сидерит, тюрингит — сидерит), из аспидных сланцев. По Н. П. Семененко (1958 г.), возникает из удаленной железисто-силицитовой ф. на ступени А динамотермального метаморфизма. В низах эпизоны переходит в слюдисто-гранат-магнетитовую метасилицит-кварцитовую ф. Пример: встречается в позднем протерозое Криворожья (Я. Н. Белевцев и др., 1957 г.). Вероятно, к этой же ф. относится бразильский итабирит, выделенный Т. Эшвега (1822 г.) [Попов, 1968].

СЛЮДЯНАЯ МЕТАСИЛИЦИТ-КВАРЦИТ-ПАРАЛЕПТИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (мезозонная).— Ее слагает равномерно зернистый метасилицит-кварцит с рассеянными зернами мусковита, биотита, гематита, ниже также граната. Субформации: прогрессивно метаморфическая, диафторическая [Попов, 1968].

АВГИТ-БИОТИТ-ГРАНАТОВАЯ МЕТАСИЛИЦИТ-КВАРЦИТО-ГНЕЙСОВАЯ ФОРМАЦИЯ (катазонная).— Состоит из авгит-гранатовых кварцитов и гнейсо-кварцитов, а также биотит-гранатовых гнейсов. Характеризуется парагенезисом авгит — биотит — гранат — микроклин — кварц. По Н. П. Семененко (1958 г.), образуется на пироксен-гнейсовой ступени из гранат-роговообманковой метасилицит-филлитовой ф. Судя по нахождению авгита вместе с микроклином, биотитом и кварцем, может относиться к пироксен-роговиковой или же к гранулитовой фации [Попов, 1968].

БИОТИТ-ЭПИДОТ-МАГНЕТИТОВАЯ МЕТАСИЛИЦИТ-КВАРЦИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (мезозонная).— По Н. П. Семененко (1958 г.), это биотит-эпидот-магнетитовые кварциты, образующиеся при начальном плутонометаморфизме и характеризующиеся ассоциацией тюрингит — железистый биотит — эпидот — кварц. Следовательно, они относятся к биотит-хлоритовой субфации, по Ф. Дж. Тернеру. Ниже сменяются хлорит-магнетит-гранат-роговообманковой метасилицито-филлитовой ф. [Попов, 1968].

МАРГАНЦОВИСТО-ЖЕЛЕЗИСТАЯ МЕТАСИЛИЦИТ-КВАРЦИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (эпимезозонная).— Содержит халцедон и кварц с полосками, линзочками, конкрециями манганита, гаусманита, гематита, магнетита, серицита, хлорита и др. Ниже переходит в гондитовую ф. [Попов, 1968].

ХЛОРИТ-МАГНЕТИТ-ГРАНАТ-РОГОВООБМАНКОВАЯ МЕТАСИЛИЦИТО-ФИЛЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (мезозонная).— По Н. П. Семененко (1958 г.), представлена переслаиванием гранат-хлорит-стильпномелановых филлитов с магнетитом, хлорит-хлоритоидных филлитов и сланцев и гранат-роговообманковых филлитов и кварцитов с магнетитом, гранат-хлоритовых филлитов. По его данным возникает в мезозоне из метапелоидных железисто-хлоритовых аспидных сланцев. Характерна ассоциация стильпномелан — гранат — хлоритоид с кварцем, местами с магнетитом, а в калийсодержащих слоях — с эпидотом; местами содержатся актинолит и роговая обманка. Эта ассоциация отвечает хлоритоид-альмандиновой субфации, по Ф. Дж. Тернеру [Попов, 1968].

СЛЮДИСТО-ГРАНАТ-МАГНЕТИТОВАЯ МЕТАСИЛИЦИТ-КВАРЦИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (мезозонная).— Состоит из гидрослюдисто-тюрингит-магнетитовых и гидрослюдисто-актинолит-магнетитовых роговиков с характерной ассоциацией гидрослюда — куммингтонит — магнетит, а также из эпидот-железисто-хлоритовых и гранат-хлоритовых и хлоритоидных сланцев с характерной ассоциацией железистые хлориты — эпидот или гранат — хлорит. По Н. П. Семененко (1958 г.), возникает из гематит-силицит-кварцитовой ф. на ступени Б динамотермального метаморфизма и переходит в джеспилитовую ф. Относится частью к биотит-хлоритовой, частью к хлоритоид-альмандиновой, частью к ставролит-кианитовой и, возможно, к силлиманит-альмандиновой субфациям [Попов, 1968].

РОГОВООБМАНКО-МАГНЕТИТОВАЯ МЕТАСИЛИЦИТ-КВАРЦИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (мезозонная).— Характеризуется наличием *роговой обманки и актинолита, а глубже сохраняется только* роговая обманка. По Н. П. Семененко (1958 г.), образуется из биотит-эпидот-магнетитовой метасилицит-кварцитовой ф. Примеры: на Северном Памире встречается в протерозойской кайванской серии. По А. А. Полканову, Э. К. Герлингу (1961 г.), имеется в раннем протерозое и в архее Фенноскандии [Попов, 1968].

КУММИНГТОНИТ-ГЕДЕНБЕРГИТ-МАГНЕТИТОВАЯ МЕТАСИЛИЦИТ-КВАРЦИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ *(мезозонная).*— По Н. П. Семененко (1958 г.), это куммингтонит-магнетитовые кварциты с парагенезисом геденбергит — куммингтонит — магнетит — кварц (исчезает актинолит, характерный для менее глубинных метаморфических ф.). Эта ассоциация типична для ставролит-кианитовой субфации. При большом содержании глинозема и магния появляются также гранат-роговообманковые кварциты и сланцы с магнетитом. Куммингтонит при увеличении содержания кремнезема исчезает в возникающей при этом гиперстен-магнетитовой метасилицит-кварцитовой ф. [Попов, 1968].

ЖЕЛЕЗОРУДНАЯ ПАРАГНЕЙСОВАЯ ФОРМАЦИЯ (катазонная).— Возникла из слюдяно-джеспилитовой ф. На п-ове Индостан (М. С. Кришнан, 1954 г.) представлена магнетит-биотитовыми гранулитами (горизонт Кадбикера в основании архейской аусарской серии у г. Нагпур). Имеется также, по А. А. Полканову и Э. К. Герлингу (1961 г.), в архее Кольского полуострова [Попов, 1968].

ГИПЕРСТЕН-МАГНЕТИТОВАЯ МЕТАСИЛИЦИТ-КВАРЦИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (катазонная).— По Н. П. Семененко (1958 г.), характеризуется наличием гиперстена и увеличенным содержанием кремнезема. При большом содержании глинозема сопровождается также гиперстен-гранатовыми метасилицит-кварцитами, содержащими биотит и куммингтонит (в роговиках) или же гранат и пироксен [Попов, 1968].

ФАЯЛИТ-МАГНЕТИТОВАЯ МЕТАСИЛИЦИТ-КВАРЦИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (катазонная).— По Н. П. Семененко (1958 г.), возникает из куммингтонит-геденбергит-магнетитовой метасилицит-

кварцитовой ф.: вместо куммингтонита появляется фаялит. При большом содержании глинозема и магния появляются авгит-гранатовые кварциты и гнейсо-кварциты, а также биотит-гранатовые гнейсы [Попов, 1968].

ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТАЯ ФОРМАЦИЯ (Украинского щита).— Включает железистые кварциты и различные по составу скарноидные породы. Они обычно встречаются в виде маломощных пачек в мигматит-гнейсовой толще [Каляев и др., 1977].

ЖЕЛЕЗИСТО-КРЕМНИСТЫЕ ФОРМАЦИИ (Кольского полуострова).— Сопоставление и анализ разрезов толщ, содержащих железистые кварциты, в разных (часто разобщенных) районах позволяют рассматривать гнейсо-железорудные толщи как «естественные сообщества пород, сложные естественноисторические тела», т. е., по Н. С. Шатскому, как ф. Наиболее специфическими членами ф. являются железистые кварциты, находящиеся в парагенезисе с метаморфизованными вулканическими и вулканогенно-осадочными породами [Горяинов, 1976].

— Представлены толщей супракрустальных метаморфизованных основных или основных — среднекислых эффузивов с линзами железистых кварцитов. Породы ф. заключены в шовных зонах между четко обособленными жесткими изометрическими глыбами протосиалического фундамента (протократонами). Как породы кристаллического фундамента, так и супракрустальные образования регионально метаморфизованы в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций [Горяинов, Евдокимов, 1977].

Преимущественно метакарбонатные формации

МЕТАИЗВЕСТНЯКОВАЯ ФОРМАЦИЯ (Украинского щита).— Толща, состоящая главным образом из разнообразных метаморфических производных карбонатных и терригенно-карбонатных пород. Является частью полифациального метаморфического комплекса, характеризующегося минеральными парагенезисами эпидот-амфиболитовой и низкотемпературной части амфиболитовой фации. Среди первично-карбонатных пород по соотношению карбонатной и силикатной частей различаются мраморы (более 50 % карбонатов), пироксен-амфибол-кальцитовые сланцы (10—50 % карбонатов), пироксен-амфиболовые сланцы с кальцитом и без него (менее 10 % карбонатов). В формационном ряду подстилается метааспидной ф. [по Кирилюку, 1978].

КАРБОНАТНАЯ ФОРМАЦИЯ (Украинского щита).— Сложена кристаллическими известняками, доломитовыми мраморами, кальцифирами и силлиманитовыми гнейсами. Эти породы встречаются в виде маломощных пачек и ксенолитов среди мигматитов, чарнокитов и пироксеновых гнейсов [Каляев и др., 1977].

МЕТАГИПСОВАЯ(?) МРАМОРНАЯ ФОРМАЦИЯ (эпимезозонная).— Возможно, к ним относятся, по В. И. Вернадскому, некоторые сероводородистые мраморы, так как гипс в глубоких зонах земной коры неустойчив и восстанавливается, образуя кальцит и сероводород. Возможно, с последним связано также образование пирита, а выше и ближе к атмосфере переход окисляющегося сероводорода в самородную серу и кальцит. Например, на Северном

Памире в долине р. Муксу В. И. Попов наблюдал среднекарбоновые пиритоносные эпиметаморфические мраморы и метаморфизованные известняки с жилками кальцита, содержащего самородную серу, накрываемые нижнепермской филлитовой ф. [по Попову, 1968].

ФОРМАЦИЯ ДОЛОМИТОВ, ИЗВЕСТНЯКОВ И УГЛИСТЫХ СЛАНЦЕВ (Украинского щита).— Сложена породами, указанными в ее названии. Образовалась за счет пород лагунно-доломитовой ф., метаморфизованных в зеленосланцевой фации [по: Классификация..., 1974].

КАРБОНАТНО-ФЛИШОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ (Анабарского массива).— Характерна частая перемежаемость многочисленных линз мраморов, кальцифиров и диопсидитов с биотит-гранатовыми, биотитовыми, биотит-амфиболовыми и частично пироксеновыми гнейсами и плагиогнейсами [Лутц, 1959].

МРАМОРНО-ЧИПОЛИНО-ПАРААМФИБОЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (мезозонная).— В ее составе помимо различных мраморов, а также чиполино, имеются параамфиболиты. Отвечает эпидот-амфиболитовой фации и ставролит-кианитовой субфации. Для последней, по Ф. Дж. Тернеру, характерны ассоциации (в метакарбонатных ф.): *диопсид — форстерит — кальцит, форстерит — доломит — кальцит* [по Попову, 1968].

Примеч.: чиполино (син.: циполин, кальцифир) — все мраморы, богатые силикатами; содержат диопсид, ферросалит, волластонит, гроссуляр-андрадит, роговую обманку, актинолит, минералы группы эпидота и др. [Попов, 1968].

АЛЬБИТ-ЭПИДОТ-ПАРААМФИБОЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (мезозонная).— По Ф. Дж. Тернеру, это (альбит-) эпидот-амфиболитовая фация регионального метаморфизма, но иногда образуется и в контактах интрузивов. Типичен актинолит, характерен альмандин, хлоритоид, отсутствуют ставролит и олигоклаз. По Н. П. Семененко (1958 г.), амфиболиты образуются на амфиболгнейсовой ступени плутонометаморфизма из метамергельных и основных пород. Характеризуются парагенезисом роговая обманка — плагиоклаз [Попов, 1968].

ДИОПСИД-ПАРААМФИБОЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (метамергельная регионально- и контактово?-метаморфическая катазонная).— По Н. П. Семененко (1958 г.), образуется из мезозонных параамфиболитовых ф. на пироксен-гнейсовой ступени. Характерен парагенезис плагиоклаз — диопсид — роговая обманка — кварц. При усилении метаморфизма переходит в гиперстен-диопсид-плагиоклазовую гнейсовую ф. [Попов, 1968].

ДИНАМОМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ (В ТОМ ЧИСЛЕ ШОКМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ) ФОРМАЦИИ

ФОРМАЦИЯ ДИНАМОМЕТАМОРФИЧЕСКИХ «ЗЕЛЕНЫХ СЛАНЦЕВ».— Включает ряд субформаций: субформацию динамометаморфических микрокристаллических сланцев, образующуюся по осадочным породам порфироидов, образующуюся по кислым

вулканогенным породам; порфиритоидов — по средним и основным вулканогенным породам [Хорева, 1963в].

Ф. Д. «З. С.» (Иртышской зоны смятия).— Парагенетически связанная между собой ассоциация низкотемпературных кварцево-серицитовых, серицито-хлоритовых, карбонатно-серицито-хлоритовых сланцев, образующихся в результате динамометаморфизма глинистых сланцев, алевролитов и известковистых песчаников, содержащих маломощные горизонты кислых вулканогенных пород, превращенных в порфироиды [Хорева, 1963в].

ФОРМАЦИЯ ДИАФТОРИТОВ И ФИЛЛОНИТОВ (Иртышской зоны смятия).— Представлена ассоциацией кристаллических и микрокристаллических сланцев, по минеральному составу отвечающих фациям эпидотовых амфиболитов и «зеленых сланцев» и являющейся результатом милонитизации и последующей перекристаллизации гнейсов и амфиболитов. Диафториты приурочены к зонам надвигов, ограничивающих блок фундамента, а также к зонам межпластовых дифференциальных движений, развивающихся на границе пород разной компетентности (гнейсов и амфиболитов). Образуются сходные по минеральному составу микрокристаллические кварцево-альбит-хлорит-мусковитовые сланцы, которые в одном случае являются результатом диафтореза гнейсов докембрия, а в другом — результатом прогрессивного динамометаморфизма осадочных пород девона. Конечными продуктами диафтореза являются кварцево-альбит-хлорит-мусковитовые и альбит-эпидот-актинолитовые сланцы с порфиробластической структурой (порфиробласты представлены альбитом), являющиеся бластомилонитами по гнейсам и амфиболитам, с которыми они связаны постепенными переходами [по Хоревой, 1963в].

ФОРМАЦИЯ ДИНАМОКОНТАКТОВЫХ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ И ГНЕЙСОВ (Иртышской зоны смятия).— Представлена парагенетически связанными между собой ассоциациями разной степени метаморфизма: биотито-плагиоклазовых и диопсидо-плагиоклазовых гнейсов, гранато-биотито-ставролитовых, биотито-силлиманитовых и амфиболовых сланцев, которые сменяются вкрест простирания ассоциацией двуслюдяных и актинолитовых сланцев, сменяющихся серицито-хлоритовыми и кварцево-серицитовыми «зелеными сланцами» динамометаморфического происхождения. Для ф. характерны парагенезисы, типичные для региональнометаморфических комплексов, формирующихся в различных зонах глубинности земной коры [Хорева, 1963в].

ФОРМАЦИЯ ГНЕЙСОВ И КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ ПОЛИМЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ.— Занимает в зоне смятия горст-антиклинального строения различное структурное положение и имеет различное происхождение. Гнейсы и кристаллические сланцы верхнего структурного яруса характеризуются четко выраженной сланцеватой текстурой и представляют собой типичные тектониты, а кристаллические сланцы фундамента — бластомилониты, развивающиеся по древним гнейсам [по Хоревой, 1963а].

ФОРМАЦИЯ ПОЛИМЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГНЕЙСОВ.— Характеризуется перекристаллизацией первично высокометаморфизованных пород без существенных следов тектонического дробления. Обширные поля этой ф. нередко отождествляются с какой-либо регионально-метаморфической ф., что приводит к переоценке их рудноконтролирующего значения и ошибочным реконструкциям исходного состава. В отдельных случаях благодаря обилию мелких тел ультраметагенных гранитоидов ф. имеет смешанное строение [Миронюк, 1977б].

ФОРМАЦИЯ ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВЫХ ДИАФТОРИТОВ.— Характеризуется перекристаллизацией (иногда многократной) первично высокометаморфизованных пород, сопровождавшейся интенсивными дифференциальными движениями. Эти своеобразные зоны тектонитов, названных в свое время Д. С. Коржинским «гнейсоидами». Ф. локализуется в поясах шириной до 20 км и протяженностью в сотни километров [Миронюк, 1977б].

КАТАКЛАЗИРОВАННАЯ ГРАНИТОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ (эпизонная).— Относится к мусковит-хлоритовой субфации. Последняя, по Ф. Дж. Тернеру, в таких богатых кремнеземом ф., помимо кварца, характеризуется ассоциациями мусковит — хлорит — эпидот — стильпномелан — хлоритоид, хлорит — эпидот — ферростильпномелан — актинолит. В присутствии углекислоты появляется кальцит, доломит, иногда магнезит. Часто принадлежит к числу динамометаморфических ф. Кроме катаклаза, развивается серицитизация, пелитизация и начальная соссюритизация полевых шпатов, а также хлоритизация амфиболов и пироксенов. Частая, широко распространенная. Субформации: прогрессивно метаморфическая, диафторическая. Примеры: представлена в верхнепалеозойских гранитоидных ф. Урала, Тянь-Шаня (хр. Алайский, в Карамазаре — Кызылалмасай). Катакластические граниты и гнейсы известны в Прииртышской зоне разломов [по Попову, 1968].

ОФИОЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (Главного Уральского глубинного разлома).— Своеобразная метаморфическая ф., являющаяся составным элементом зоны дислокационного метаморфизма. Сложена преимущественно среднетемпературными бластомилонитами (пироп-магнезиально-чернакитовыми, гранат-глаукофановыми, альмандин-клиноцоизит-гастингситовыми, кианитовыми, цоизит-амфиболовыми и др.), на которые накладываются более поздние зеленосланцевые бластомилониты [*по: Зоны..., 1976*].

ФОРМАЦИЯ КАТАКЛАСТИЧЕСКИХ ПОРОД.— Объединяет тектонические брекчии, катаклазиты (отличаются от брекчий меньшими размерами обломков), милониты (микробрекчии). Все эти породы образовались из материнских пород в результате динамометаморфизма (одностороннего давления). Кластический материал различных размеров подвергался цементации и уплотнению. Исходным материалом для катакластических пород явились в большинстве случаев граниты, песчаники, кварциты [Виноградов, 1973].

ФОРМАЦИЯ ПСЕВДОТАХИЛИТОВ.— Генетически родственная совокупность горных пород, представленных, как правило, черными плотными образованиями афанитового облика и локализованных в пределах зон брекчирования и милонитизации, что свидетельствует об их тектоническом происхождении в обстановке проявления дислокационного метаморфизма [Беляев, Рудник, 1978].

ИМПАКТНАЯ ФОРМАЦИЯ (англ. impact — удар, столкновение).— Специфическая ф., состоящая из пород метеоритных кратеров — брекчий и массивных импактитов [по Хряниной, 1979].

Син.: *импактовая ф.* [Белоусов, 1979].

Примеч.: Импактит — переплавленная при ударе и взрыве метеорита горная порода, состоящая из плотного или пузырчатого и флюидального стекла, *включающего обломки различных пород и их минералов*, нередко несущих признаки ударного метаморфизма. Химический состав импактитов соответствует составу исходных пород (гнейсов, песчаников и т. д.). В импактитах обнаружены железо-никелевые шарики, лешательерит, маскеленит, коэсит, стишовит, алмаз [ГС, 1973].

ТЕРМОМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Контактово-метаморфические формации

Метаультрабазитовые формации

БИОТИТ-АКТИНОЛИТ-ТАЛЬКОВАЯ ФОРМАЦИЯ (мезозонная метаофиолитовая).— По Н. П. Семененко (1958 г.), это ассоциация биотитовых, актинолитовых, тальковых сланцев, иногда биотит-жедритовых и биотит-антофиллитовых сланцев, которая образуется из тальк-серпентинитовой ф. в условиях контактового метаморфизма и внедрения флюидов пегматитовых масс. Изучена А. Е. Ферсманом в пегматитах Изумрудных копей Ильменских гор [по Попову, 1968].

Метабазитовые формации

ХЛОРИТ-АКТИНОЛИТ-ЭПИДОТ-РОГОВИКОВАЯ ФОРМАЦИЯ (эпимезозонная метабазитовая).— По Н. П. Семененко (1958 г.), это хлорит-эпидот-актинолитовые роговики, которые возникают на низкотемпературной ступени роговиков и узловатых сланцев термоконтактового метаморфизма и характеризуются такой ассоциацией минералов: хлорит — актинолит — эпидот. Последняя принадлежит фации зеленых сланцев (мусковит-хлоритовая, а также биотит-хлоритовая субфации) [по Попову, 1968].

АКТИНОЛИТ-ХЛОРИТ-РОГОВИКОВАЯ ФОРМАЦИЯ (мезозонная метабазитовая).— По Н. П. Семененко (1958 г.), это актинолитовые и актинолит-хлоритовые роговики, которые возникают на низкотемпературной ступени роговиков и узловатых сланцев термоконтактового метаморфизма. Характеризуются парагенезисом актинолит — хлорит, типичным для фации зеленых сланцев (чаще для биотит-хлоритовой субфации) [по Попову, 1968].

ГРАНАТ-ЭПИДОТ-АКТИНОЛИТОВАЯ РОГОВИКОВАЯ ФОРМАЦИЯ (мезозонная метабазитовая).— По Н. П. Семененко (1958 г.), это гранат-эпидот-актинолитовые роговики, образующиеся из хлорит-актинолит-эпидот-роговиковой ф. на низкотемпературной ступени роговиков и узловатых сланцев термоконтактового метаморфизма. Характеризующая их ассоциация гранат — эпидот — актинолит принадлежит к хлоритоид-альмандиновой субфации [по Попову, 1968].

РОГОВООБМАНКОВО-РОГОВИКОВАЯ ФОРМАЦИЯ (мезозонная метабазитовая).— По Н. П. Семененко, это роговообманковые роговики, образующиеся из хлорит-гранат-эпидот-актинолитовых роговиков на высокотемпературной ступени термоконтактового метаморфизма. Характеризуется парагенезисом: бледная сине-зеленая роговая обманка — гранат — эпидот. Эта ассоциация типична для хлоритоид-альмандиновой субфации [по Попову, 1968].

АЛЬМАНДИН-ДИОПСИД-РОГОВООБМАНКОВАЯ РОГОВИКОВО-АМФИБОЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (мезокатазонная метабазитовая).— По Н. П. Семененко (1958 г.), образуется из гранат-эпидот-актинолитовой роговиковой ф. при усилении термоконтактового метаморфизма. Включает также контактово-метаморфические метадиабазовые гранатовые амфиболиты, возникающие как на средней, так и на высокой ступени метаморфизма. Например, в Даутфу-Саунди (Юго-Западная Гренландия) образуется в контактах гранитоидных ф. с мраморами, очевидно, содержащими метабазитовые ф., так как здесь же имеются гранатовые амфиболиты, а также местами гиперстен-диопсид-плагиоклазовый гнейс [по Попову, 1968].

Метаацидитовые формации

МЕТАПОРФИРОВАЯ ФОРМАЦИЯ (эпимезозонная).— Возникает при контактовом метаморфизме порфиро-туфовых или порфироидных ф. При этом порфироиды мало изменяются или превращаются в маломощные роговики. Например, по В. И. Попову (1935 г.), продукты метаморфизма сауксайской порфироидной ф. на контактах с обихобоуским гипабиссальным батолито-штоковым гранитоидным комплексом (Дарваз на Северном Памире) [по Попову, 1968].

Метасиаллитовые формации

МЕТАПСАММОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ (эпимезозонная).— По М. Х. Хамидову (1956 г.), в Дарвазе в верхнепротерозойских моласовых и шлировых кварцитовых ф. на контактах с мел-палеогеновыми ванчским гранитоидным комплексом имеются биотит, мусковит, рутил и др. [по Попову, 1968].

МУСКОВИТ-ХЛОРИТОВАЯ ПЯТНИСТО-СЛАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ (эпизонная).— По Н. П. Семененко, это серицит-хлоритовые сланцы, возникшие из глинистых осадочных ф. Для рассмат-

риваемой ф. характерны парагенезисы: серицит (—кварц), серицит — хлорит (—кварц). Они типичны для мусковит-хлоритовой субфации. Например, по Ф. Дж. Тернеру, рассматриваемая ф. встречается вдали от контактов диоритовой ф. Кары-Чойс (Пертшир, Шотландия), сменяясь ближе к ней узловато-сланцевой ф. Содержит мелкие, неясно ограниченные овальные пятна, заметно обогащенные мусковитом и хлоритом по сравнению с окружающей их массой. Дальше от контактов обычно сменяется серицит-хлорит-филлитовой ф. Кроме того, рассматриваемая ф. имеется у контактов габбровой интрузии Дулут (Миннесота), в ореоле гранитоидных интрузивов (в Дэлрадиане, Шотландия) [по Попову, 1968].

Син.: по Н. П. Семененко (1958 г.), плутонометаморфические серицит-хлоритовые сланцы [Попов, 1968].

БИОТИТОВАЯ УЗЛОВАТО-СЛАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ (мезозонная).— Представлена то биотитовыми узловатыми сланцами, то биотит-альмандиновыми. Последние, по Г. Бэрроу, типичны для подзоны, ближе расположенной к контактам. Возникает на контактах мезоабиссальных гранитоидов, окруженных очень мощным ореолом (сотни и тысячи метров) контактово-метаморфических ф., образуясь за счет мощных филлитизированных пелитовых ф. Это черные, темно-серые, реже светло-серые сланцы, которые по составу являются промежуточными между филлитами и роговиками (биотитовые, мусковитовые, двуслюдяные сланцы со ставролитом, гранатом, например, рэтические ф. Центрального Памира, верхнекарбоновые — Дарваза). Узелки сложены порфиробластами. Биотит-гранатовая с альмандином узловато-сланцевая ф. отвечает биотит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовой фации.

Рассматриваемая ф. нередка в геосинклинальных провинциях, но имеет ограниченное распространение. Субформации: прогрессивно метаморфическая, диафторическая [по Попову, 1968].

СТАВРОЛИТ-КИАНИТОВАЯ УЗЛОВАТО-СЛАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ (мезозонная).— Кроме ставролита и кианита может содержать богатый натрием плагиоклаз, мусковит, альмандин, биотит, роговую обманку, антофиллит и кварц. По Н. П. Семененко (1958 г.), на низкотемпературной ступени роговиков и узловатых сланцев термоконтактового метаморфизма возникают слюдисто-дистеновые сланцы и слюдистые роговики. Такое сочетание минералов относится к ставролит-кианитовой субфации, по Ф. Дж. Тернеру.

Например, установлена возле самых контактов гранитных интрузивов Сулительмы (Финляндия, по Фохту, Ф. Дж. Тернеру), где, однако, слабо выражена; хорошо представлена в Нью-Гемпшире (Шотландия, по Г. Бэрроу) [по Попову, 1968].

АНДАЛУЗИТ-БИОТИТ-РОГОВИКОВАЯ ФОРМАЦИЯ (мезозонная).— Роговики, состоящие из кварца, биотита, часто андалузита, ортоклаза и др. Возникают за счет изменения пелитовых ф. на

контактах с гипабиссальными гранитоидами. Рассматриваемая ф. нередкая, но мало распространенная. Например, у контактов лополита бушвельдской норито-гранофировой ф. образовалась внутренняя подзона, представленная андалузит-(хиастолит-кордиерит-) роговиковой ф. [по Попову, 1968].

Син.: андалузитовые роговики, по А. В. Орловой и Е. П. Шаталову, 1963 г. [Попов, 1968].

ЛЕПТИНОЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (мезокатазонная).— Лептинолит (П. Кордье, 1816 г. и другие французские петрографы) — возникающий на контакте с гранитами сланцеватый роговик, богатый слюдой и, по А. Лакруа, обязательно фельдшпатизированный. Сменяет вышележащую андалузит-биотит-роговиковую ф. По Н. П. Семененко, на высотемпературной ступени роговиков и микрогнейсов из слюдисто-дистеновых узловато-сланцевых и роговиковых пород возникают алюмосиликатные плагиоклаз-хлорит-слюдистые и кордиеритовые роговики и микрогнейсы, характеризующиеся ассоциацией минералов плагиоклаз — хлорит — серицит — кордиерит. Такое сочетание, судя по наличию кордиерита, образует переходы к кордиерит-антофиллитовой субфации. Рассматриваемая ф. нередка в геосинклинальных провинциях, но мало распространенная [по Попову, 1968].

Син.: роговиково-микрогнейсовая ф. [Попов, 1968].

КОРДИЕРИТ-СИЛЛИМАНИТОВАЯ РОГОВИКОВАЯ ФОРМАЦИЯ (катазонная).— Состоит из кордиеритовых, кордиерит-силлиманитовых и силлиманит-альмандиновых роговиков, а также включает парагнейсы с диопсидом. Залегает в глубоких частях мощных контактовых ореолов, окружающих мезоабиссальные гранитоидные ф. По Ф. Дж. Тернеру, кордиерит-силлиманитовые сланцы отвечают силлиманит-альмандиновой субфации. Нередкая, значительно или мало распространенная. Субформации: прогрессивно метаморфическая, диафторическая. Например, по А. Л. Холлу, развита во внутренней экзоконтактовой зоне у лополита бушвельдской норито-гранофировой ф.; кордиеритовые роговики, богатые кордиеритом и биотитом, сопровождаются здесь андалузитом, гранатом, иногда силлиманитом. У гранитных интрузивов Дэлрадиана (Шотландия, по Г. Бэрроу, 1893 г.) выделена узкая силлиманитовая зона, в которой встречаются кордиерит, биотит, гранат и калиевый полевой шпат, замещающий здесь мусковит [по Попову, 1968].

Син.: частью кордиеритовые роговики, по А. В. Орловой и Е. П. Шаталову, 1963 г. [Попов, 1968].

ПИРОКСЕН-КОРДИЕРИТОВАЯ РОГОВИКОВАЯ ФОРМАЦИЯ (катазонная).— По Ф. Ф. Гроуту, наиболее типична для контактов пелитовых ф. с габбро. Например, у контакта с интрузивом Дулута роговики мощностью 1,5 м состоят из кварца, лабрадора, биотита, пироксенов (диопсид, геденбергит) и часто встречается кордиерит. Относится к пироксен-роговиковой фации, т. е. к высо-

кой ступени метаморфизма. По Ц. Тилли, диоритовая ф. Кары-Чойс (Пертшир, Шотландия) окружается зоной пироксен-кордиеритовой роговиковой ф., в которой первичные породы полностью перекристаллизованы. Представлены кварцсодержащие роговики, богатые гиперстеном, кордиеритом и биотитом, а также бедные кварцем роговики со шпинелью или корундом, изредка с андалузитом [Попов, 1968].

Син.: частью кордиеритовые роговики, по А. В. Орловой и Е. П. Шаталову, 1963 г. [Попов, 1968].

ПИРОКСЕН-РОГОВИКОВАЯ ФОРМАЦИЯ (катазонная).— Соответствует *пироксен-роговиковой фации* П. Эскола, которая имеет такой типовой состав: плагиоклаз, гиперстен, диопсид, биотит и минералы железа. Характерны различные парагнейсы с диопсидом. Ближе к контактам сменяются гнейсовой ф. [по Попову, 1968].

ГНЕЙСОВАЯ ФОРМАЦИЯ (катазонная контактово-метаморфическая).— Представлены различные гнейсы, от карбонатных (содержащих первичный кальцит, доломит) до диопсидовых, возникших из карбонатно-пелитовых ф., до более обычных биотитовых, *гроссуляровых, а также наиболее глубинных безгроссуляровых*. Часто бывают сопряжены с мигматитовыми, а глубже — с реоморфическими ф. Выше переходят в различные катазонные роговиковые ф. Г. ф. частая, значительно или мало распространенная. Возникает в самых глубоких местах мощного экзоконтактового ореола, окружающего мезоабиссальные гранитоидные ф. [Попов, 1968].

Метааллитовые формации

НАЖДАКОВАЯ ФОРМАЦИЯ (мезокатазонная контактово-метаморфическая).— По Г. и Ж. Термье (1956 г.), характерный комплекс минералов: корунд — гранат — хлоритоид. Наличие хлоритоида типично для хлоритоид-альмандиновой субфации. Возникает при метаморфизме бокситоносных ф., залегающих среди метапелоидных и метакарбонатных ф. Представлена в Южном Тянь-Шане и в Греции, где сильнее метаморфизована [по Попову, 1968].

Метасилицитовые формации

ГЕМАТИТ-СИДЕРИТ-ТЮРИНГИТОВАЯ КВАРЦ-РОГОВИКОВАЯ ФОРМАЦИЯ (метасилицитовая эпизонная).— По Н. П. Семененко (1958 г.), *гематит-сидеритовые и сидерит-тюрингитовые* кварцевые роговики возникли на низкой ступени метаморфизма. Характерны ассоциации гематит — сидерит — кварц, тюрингит — сидерит — кварц. В мезозоне переходят в магнетит-куммингтонитовую кварц-роговиковую ф. [Попов, 1968].

МАГНЕТИТ-КУММИНГТОНИТОВАЯ КВАРЦ-РОГОВИКОВАЯ ФОРМАЦИЯ (мезозонная).— Включает следующие породы, связанные друг с другом переходами. По Н. П. Семененко (1958 г.),

магнетит-гидрослюдисто-куммингтонитовые кварцевые роговики образуются на средней ступени метаморфизма и характеризуются следующими ассоциациями минералов: магнетит — кварц, куммингтонит — гидрослюда — (феррострильпномелан) — кварц. Доломит-магнетитовые кварцевые роговики образовались на низкой ступени метаморфизма и характеризуются ассоциацией куммингтонит — доломит — сидерит — магнетит — кварц. Ниже они переходят в актинолит-куммингтонит-магнетитовые кварцевые роговики, для которых характерна ассоциация актинолит — магнетит — кварц. При большом количестве щелочей здесь же возникают роговообманко-магнетитовые кварциты [по Попову, 1968].

БИОТИТ-ГРАНАТОВАЯ УЗЛОВАТО-СЛАНЦЕВО-РОГОВИКОВАЯ ФОРМАЦИЯ (метасилицито-метапелоидная мезозонная).— По Н. П. Семененко (1958 г.), включает такие породы: узловатые гранат-биотит-тюрингитовые сланцы (парагенезис гранат — биотит — тюрингит — кварц), крупнокристаллические куммингтонит-биотит-гранат-кварцевые сланцы и роговики, кварциты (частью гранатиты). Глубже переходит в гранат-роговообманковую кварцито-сланцевую ф. *Возникает при метаморфизме силицитовых ф.*, переслоенных пелитовыми. Степень последнего соответствует региональной-метаморфической хлоритоид-альмандиновой субфации [по Попову, 1968].

ГРАНАТ-РОГОВООБМАНКОВАЯ КВАРЦИТО-СЛАНЦЕВАЯ ФОРМАЦИЯ (метасилицитовая мезозонная).— По Н. П. Семененко (1958 г.), характеризуется парагенезисом гранат — роговая обманка — кварц — магнетит. *Возникает из биотит-гранатовой* узловато-сланцево-роговиковой ф. на амфибол-гнейсовой ступени плутоно-метаморфизма (по-видимому, соответствует эпидот-амфиболитовой фации). Глубже переходит в гиперстен-гранат-метасилицит-кварцитовую ф. [по Попову, 1968].

АВГИТ-КУММИНГТОНИТ-МАГНЕТИТОВАЯ МЕТАСИЛИЦИТ-КВАРЦИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (мезозонная).— По Н. П. Семененко (1958 г.), для авгит-куммингтонит-магнетитовых кварцитов характерна ассоциация геденбергит — куммингтонит — магнетит — кварц. Возникает из магнетит-куммингтонит-кварц-роговиковой ф. при метаморфизме, по-видимому, кордиерит-антофиллитовой субфации. Последняя вместо геденбергита и куммингтонита содержит близкие к ним минералы диопсид и антофиллит. При дальнейшей метаморфизации переходит в гиперстен-магнетитовую метасилицит-кварцитовую ф. [по Попову, 1968].

ГИПЕРСТЕН-МАГНЕТИТОВАЯ МЕТАСИЛИЦИТ-КВАРЦИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (катазонная).— По Н. П. Семененко (1958 г.), *это гиперстен-магнетитовые кварциты. Образуется из авгит-куммингтонит-магнетитовой* метасилицит-кварцитовой ф. на высокой ступени метаморфизма. При дальнейшем усилении метаморфизма переходит в фаялит-магнетитовую метасилицит-кварцитовую ф. [по Попову, 1968].

ГИПЕРСТЕН-ГРАНАТОВАЯ МЕТАСИЛИЦИТ-КВАРЦИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (катазонная).— По Н. П. Семененко (1958 г.),

характеризуется парагенезисом: гиперстен — гранат — микроклин — кварц. Образуется из гранат-роговообманковой кварцито-сланцевой ф. на пироксен-гнейсовой ступени плутонометаморфизма, соответствующей пироксен-роговиковой фации, по Ф. Дж. Тернеру [по Попову, 1968].

ФАЯЛИТ-МАГНЕТИТОВАЯ МЕТАСИЛИЦИТ-КВАРЦИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (катазонная).— По Н. П. Семененко (1958 г.), это фаялитовые кварциты. Образуется из гиперстен-магнетитовой метасилицит-кварцитовой ф. на высокой ступени метаморфизма. При наличии глинозема образуется также гранат [по Попову, 1968].

Метакарбонатные формации

МРАМОРИЗОВАННАЯ КАРБОНАТНАЯ ФОРМАЦИЯ (эпимезозонная контактово-метаморфическая).— Мраморизованные известняки или доломиты в контактах карбонатных ф. с гипабиссальными габброидными, чаще гранитоидными ф. Мощность зоны мраморизованных пород зависит от размера интрузива: чаще небольшая (метры, десятки метров), но около батолитов измеряется сотнями метров [по Попову, 1968].

ОФИКАЛЬЦИТОВАЯ МРАМОРИЗОВАННАЯ ФОРМАЦИЯ (мезозонная).— По Н. П. Семененко (1958 г.), это известковые сланцы и офикальцитовые мраморы. Образуется из серицит-хлорит-мраморной ф. при метаморфизме, соответствующем региональному метаморфической биотит-хлоритовой субфации. Встречается в верхнедевонских — нижнекарбоновых мраморизованных карбонатных ф. Карамазара, Дарваза и др. [по Попову, 1968].

АКТИНОЛИТ-ХЛОРИТ-ЭПИДОТОВАЯ ИЗВЕСТКОВО-РОГОВИКОВАЯ ФОРМАЦИЯ (метамергельная мезозонная).— По Н. П. Семененко (1958 г.), это актинолитовые, актинолит-хлоритовые и эпидот-актинолитовые роговики. Характеризуются парагенезисами: *актинолит — хлорит, актинолит — хлорит — эпидот, доломит* — кальцит — тремолит — актинолит — эпидот — кварц, типичными для биотит-хлоритовой субфации. Рассматриваемая ф. образуется из мергелей (и основных пород); при усилении метаморфизма переходит в гранат-эпидот-актинолитовую роговиковую, амфибол-роговиковую и другие ф. [по Попову, 1968].

ГРАНАТ-ЭПИДОТ-АКТИНОЛИТОВАЯ РОГОВИКОВАЯ ФОРМАЦИЯ (метамергельная мезозонная).— По Н. П. Семененко (1968 г.), это гранат-эпидот-актинолитовые роговики. Образуется из актинолит-хлорит-эпидотовой известково-роговиковой ф. на ступени роговиков и узловатых сланцев термоконтактового метаморфизма (соответствует регионально-метаморфической хлоритоид-альмандиновой субфации). При усилении последнего переходит в амфибол-роговиковую ф. [по Попову, 1968].

АЛЬБИТ-ЭПИДОТ-ПАРААМФИБОЛИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (метамергельная мезозонная контактово-метаморфическая).— Возни-

кает в известняках и доломитах с высоким содержанием кремнезема в контактовых ореолах со сравнительно низкой ступенью метаморфизма (хлоритоид-альмандиновая, реже актинолит-эпидот-роговиковая субфации). По Ф. Дж. Тернеру, выражена в области Ориярви в Финляндии [по Попову, 1968].

АМФИБОЛ-РОГОВИКОВАЯ ФОРМАЦИЯ (метамергельная мезозонная).— По Н. П. Семененко (1958 г.), это роговообманковые роговики с характерным сочетанием минералов: бледная сине-зеленая роговая обманка — гранат — эпидот. Образуется из гранат-эпидот-актинолитовой роговиковой ф. на высокотемпературной ступени термометаморфизма (соответствует регионально-метаморфической хлоритоид-альмандиновой субфации) [по Попову, 1968].

ГРОССУЛЯР-ДИОПСИД-ВОЛЛАСТОНИТОВАЯ ИЗВЕСТКОВО-РОГОВИКОВАЯ ФОРМАЦИЯ (метамергельная мезозонная).— По Н. П. Семененко (1958 г.), это гроссуляр-диопсид-волластонитовые известковые роговики. Возникает из актинолит-хлорит-эпидотовой известково-роговиковой ф. при метаморфизме кордиерит-антофиллитовой субфации [по Попову, 1968].

ДИОПСИД-АМФИБОЛ-ГРАНАТОВАЯ КАЛЬЦИФИРОВАЯ ФОРМАЦИЯ *(мезозонная контактово-метаморфическая).*— Характерен парагенезис диопсид — амфибол — гранат — биотит. Возникает из эпиметаморфизованных метакарбонатных ф. при метаморфизме кордиерит-антофиллитовой субфации. Глубже переходит в катазонные кальцифированные ф. [по Попову, 1968].

ФЛОГОПИТ-ШПИНЕЛЬ-ФОРСТЕРИТ-ДИОПСИДОВАЯ КАЛЬЦИФИРО-РОГОВИКОВАЯ ФОРМАЦИЯ (мезозонная).— По Н. П. Семененко (1958 г.), это флогопит-шпинель-форстерит-диопсидовые кальцифиры и роговики, образующиеся на двуслюдяно-гнейсовой ступени метаморфизма (соответствует ставролит-кианитовой субфации). При усилении метаморфизма переходит в катазонные кальцифировые ф. Примером являются мраморы Карамазара (Кансай) на контакте с небольшими штоками гипабиссальной гранитоидной (сиениты) ф. [по Попову, 1968].

ДИОПСИД-СКАПОЛИТОВАЯ ИЗВЕСТКОВО-РОГОВИКОВАЯ ФОРМАЦИЯ (метамергельная катазонная).— По Н. П. Семененко (1958 г.), это диопсид-скаполитовые известковые роговики, возникшие из актинолит-хлорит-эпидотовой известково-роговиковой ф. на высокотемпературной ступени роговиков и микрогнейсов термоконтактового метаморфизма (соответствует альмандин-диопсид-амфиболовой субфации). От сходной известково-силикатной роговиковой ф. отличается отсутствием более глубинных минералов — корунда и анортита [по Попову, 1968].

ГИПЕРСТЕН-ДИОПСИД-ВОЛЛАСТОНИТ-КАЛЬЦИФИРОВАЯ ФОРМАЦИЯ (метамергельная катазонная контактово-метаморфическая).— По Н. П. Семененко (1958 г.), это гиперстен-диопсид-волластонит-скаполитовые карбонатные породы (кальцифиры), образовавшиеся из диопсид-амфибол-гранатовой кальцифировой ф. на пироксен-гнейсовой ступени плутонометаморфизма (соответст-

вует альмандин-диопсид-роговообманковой субфации). Сюда же относятся катазонные метамергельные биотит-скаполитовые кальцифиры, которые, судя по данным Н. П. Семененко (1958 г.), образуются на контакте мезоабиссальных гранитоидных ф. с мраморизованными карбонатными ф. [по Попову, 1968].

ИЗВЕСТКОВО-СИЛИКАТНАЯ РОГОВИКОВАЯ ФОРМАЦИЯ (метамергельная катазонная).— Характерный комплекс минералов (по Г. и Ж. Термье, 1956 г.): кварц, кальцит, доломит, основной плагиоклаз (до анортита), диопсид, иногда скаполит, волластонит, гроссуляр, корунд, роговая обманка. Возникает за счет карбонатно-пелитовых ф. в глубоких участках мощного контактово-метаморфического ореола мезоабиссальных гранитоидных ф. (метаморфизм пироксен-роговиковой фации). Сопряжена с контактово-метаморфическими гнейсовыми ф. Частая, значительно или мало распространенная. Примером являются известково-силикатные роговики Финляндии [по Попову, 1968].

ДИОПСИД-ФЛОГОПИТ-ФОРСТЕРИТОВАЯ КАЛЬЦИФИРО-РОГОВИКОВАЯ ФОРМАЦИЯ (катазонная).— Состоит из флогопит-шпинель-форстеритовых кальцифиров и диопсид-доломитовых роговиков. Характерны ассоциации диопсид—доломит, форстерит—кальцит, которые, по Ф. Дж. Тернеру, типичны для пироксен-роговиковой фации и даже для наиболее глубинной регионально-метаморфической гранулитовой фации. Глубже переходит в форстерит-шпинель-кальцифировую ф. [по Попову, 1968].

Син. частью алданская фация, по Д. С. Коржинскому, 1936 г., Ф. Дж. Тернеру, 1951 г. [Попов, 1968].

ФОРСТЕРИТ-ШПИНЕЛЬ-КАЛЬЦИФИРОВАЯ ФОРМАЦИЯ (катазонная контактово-метаморфическая).— По Н. П. Семененко (1958 г.), включает различные форстеритовые кальцифиры: скаполит-шпинель-форстеритовые, гроссуляр-шпинель-форстеритовые, гиперстен-форстеритовые, отвечающие пироксен-роговиковой фации, а также регионально-метаморфической гранулитовой фации, от которой отличается присутствием гроссуляра; иногда возникает в альмандин-диопсид-роговообманковой субфации. Образуется из диопсид-флогопит-форстеритовой кальцифиро-роговиковой ф.

Например, на Южном Памире, в «рубиновых» (шпинелевых) копях Кугиляль рассматриваемая ф., содержащая форстерит, шпинель, дравит и другие минералы, возникла на контакте магнезиальных мраморов горанской свиты и палингенной аплит-пегматитовой ф. [по Попову, 1968].

Контактово-пирометаморфические формации

СПИЛОЗИТО-ДЕСМОЗИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (эпизонная).— По К. Цинкену (1841 г.), спилозит — светлая пятнистая порода, почти целиком состоящая из альбита и хлорита, с пятнами конкреций того же состава; десмозит отличается полосчатой тексту-

рой, обязанной чередованию полосок альбита и хлорита. По Ф. Ю. Левинсон-Лессингу (1931 г.), эта разновидность роговиковых ф. возникла на контактах пелитовых ф. с субвулканическими и гипабиссальными габбро-диабазовыми и габброидными ф. По парагенезису минералов и наличию пятнистости эту ф. можно условно сопоставить с мусковит-хлоритовой пятнисто-сланцевой ф. Частая, или нередкая, мало распространенная [Попов, 1968].

АДИНОЛОВАЯ ФОРМАЦИЯ (мезокатазонная?).— Представляет песчаникообразную породу, состоящую из альбита и кварца. Возникает на контакте пелитовых ф. По Ф. Дж. Тернеру, сюда относятся роговики, образовавшиеся из алюмосиликатных пород на контактах с эффузивными и субвулканическими диабазами. Эти контакты, по Д. С. Коржинскому (1940 г.), отличаются особенно высокой температурой (до 1000—1400 °С) [по Попову, 1968].

МОНТИЧЕЛЛИТ-МРАМОРНАЯ ФОРМАЦИЯ (мезокатазонная).— Наличие монтичеллита, образующегося не только в санидинитовой фации, но и в некоторых щелочно-габброидных ф., указывает на принадлежность этой ф. к мезозоне (?) или, скорее, к катазоне метаморфизма [Попов, 1968].

РОГОВИКОВАЯ ФОРМАЦИЯ (катазонная контактово-пирометаморфическая).— По Н. П. Семененко (1958 г.), это группа приконтактовых роговиков на контакте базальтов с кремнисто-карбонатными породами. Здесь происходило быстрое нагревание и охлаждение и возникли такие минералы, как тридимит, монтичеллит, муллит, ларнит, мервинит, спуррит, мелилит, волластонит, шпинель и др. Например, на о-ве Малл на контактах третичных базальтов с пелитовыми осадками найдены такие ассоциации: анортит — корунд — шпинель, кордиерит — стекло, муллит — стекло [по Попову, 1968].

Порцелланитовые формации

ПОРЦЕЛЛАНИТОВАЯ ПСЕВДОПИКРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (катазонная).— Порцелланиты с основными парагенезисами: оливин — битовнит — шпинель; фаялит — кордиерит — монопироксен — стекло и др. Установлена среди продуктов, возникших при горении юрских углей на р. Ангрен, по И. Х. Абубакирову (1963 г.), и трудно отличима от эффузивных пикритов. Это заставляет пересмотреть прежние указания на наличие прожилков пикритов в некоторых молассовых угленосных ф. (Южный Казахстан, Якутия и др.) [по Попову, 1968].

ПОРЦЕЛЛАНИТОВАЯ ПСЕВДОЛИПАРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (катазонная).— Некоторые из порцелланитовых пород напоминают риолиты, отличаются присутствием зерен водяно-прозрачного кварца (заимствованного из кварцевых гравелитов), муллита, тридимита и других минералов. Примером являются порцелланиты, возникшие при горении юрских углей на р. Ангрен [Попов, 1968].

УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ*

Преимущественно мигматитовые формации

МИГМАТИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— 1. В сложении пород М. ф. участвуют как метаморфические, так и магматические компоненты, причем последние обычно являются продуктом ультраметаморфизма. По составу мигматиты приближаются к нормальным гранитоидам и обладают большей частью полосчатой текстурой. В толщах мигматитов могут быть заключены тела гранитоидов, в том числе чарнокитов. Примером широкого развития мигматитов является архейская беломорская серия Карелии [Виноградов, 1973].

2. Одно из подразделений петрогенетической группы магматических ф. Эта группа состоит из собственно магматических ф. и наложенных (мигматитовых) ф. [по Попову, 1966].

ФОРМАЦИЯ МИГМАТИТОВ АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИИ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ АНАТЕКТИТОВ.— Мигматитовые поля в архейских и нижнепротерозойских метаморфических толщах занимают громадные площади и никогда не имеют четких границ, но обнаруживают совершенно постепенные переходы к окружающим породам. Что является совершенно естественным для таких продуктов ультраметаморфизма, перерастающего в плавление (анатексис, магмообразование), как мигматиты.

Минеральный состав мигматитов обычно отвечает амфиболитовой фации метаморфических пород или, что, по существу, то же самое,— минералогии нормальных гранитоидов, т. е. обычные мигматиты — это породы, состоящие из кислых и средних плагиоклазов, микроклина, кварца, слюд и амфиболов; метаморфический и «жильный» материал отличается друг от друга только количественными отношениями минералов [Кузнецов, 1964].

МИГМАТИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (Украинского щита).— Занимает промежуточное место между магматическими и метаморфическими ф. В ее состав входят бердичевские граниты и тесно связанные с ними мигматиты [Формации..., 1963]. Бердичевские серые среднезернистые гранитоиды образуют тесные взаимопереходы с тонкополосчатыми мигматитами, характеризующимися таким же минеральным составом. В отличие от других гранитов Украинского щита они содержат в виде значительной примеси гранат, кордиерит, силлиманит и другие глиноземсодержащие минералы, свидетельствующие о тесной связи их с осадочными породами, являющимися для них кровлей. В блоке, сложенном бердичевскими гранитами, амфиболиты, амфиболовые мигматиты и гнейсы почти полностью отсутствуют, вместо них здесь развиты пироксено-плагиоклазовые гнейсы и мигматиты, в том числе мигматиты чарнокитового состава. Эти граниты и связанные с ними мигматиты можно объединить в мигматитовую ф. (по Ю. А. Кузнецову), при-

* См. также т. 1.

уроченную к наиболее глубоким частям архейской подвижной зоны — к зоне магмаобразования [Магматические формации..., 1964].

ФОРМАЦИЯ БИОТИТ-ГРАНАТОВЫХ БЛАСТИТОВ (Украинского щита).— Сложена массивными, а на отдельных участках полосчатыми гранитовидными породами с гранатом и кордиеритом (названными биотит-гранатовыми бластитами) с «обломками» субстрата. Характеризуется минеральными ассоциациями гранулитовой фации. Образуется в процессе ультраметаморфизма гнейсов кинцигитовой ф., имеющего характер изохимической или близкой к ней перекристаллизации (происходит увеличение содержания глинозема и уменьшение — кремнезема) [по: Нижний докембрий..., 1975].

Близк. термин: бердичевские «граниты» [Нижний докембрий ..., 1975].

ФОРМАЦИЯ БИОТИТ-ГРАНАТОВЫХ МИГМАТИТОВ (Украинского щита).— Состоит из биотит-гранатовых мигматитов (винницитов Н. И. Безбородько, или кинцигитов В. И. Лучицкого), появившихся в условиях гранулитовой фации за счет высокоглиноземистых пород. Образования этой гранулитовой мигматитовой ф. особенно широко развиты в бассейнах Днестра и Южного Буга. Прослеживаются они также и в Западном Приазовье. На всех участках своего распространения они тесно связаны с исходными метаморфическими ф. [по: Классификация..., 1974].

ФОРМАЦИЯ БИОТИТОВЫХ И ГРАНАТ-БИОТИТОВЫХ МИГМАТИТОВ (Украинского щита).— Представлена биотитовыми и гранат-биотитовыми полосчатыми и теневыми мигматитами, образовавшимися в амфиболитовой фации. Породы этой ф. широко развиты в бассейне Южного Буга, а также распространены в Днепровском и Приазовском блоках [по: Классификация..., 1974].

ФОРМАЦИЯ БИОТИТ-РОГОВООБМАНКОВЫХ БЛАСТИТОВ (Украинского щита).— Сложена диоритовидными породами — биотит-роговообманковыми бластитами с реликтами суперкрустальных образований (биотит-роговообманковых кристаллических сланцев и амфиболитов). Характеризуется минеральными ассоциациями амфиболитовой фации. Предполагается, что возникла в результате изохимической перекристаллизации [по: Нижний докембрий... , 1975].

ФОРМАЦИЯ АМФИБОЛОВЫХ МИГМАТИТОВ (Украинского щита).— Представлена глыбовыми и полосчатыми амфиболовыми мигматитами. Исходными породами для этой ф. являются базиты спилит-диабазовой, а также габбро-перидотитовой ф. Ф. широко развита в бассейне Южного Буга, а также распространена в Днепровском и Приазовском блоках [по: Классификация..., 1974].

ФОРМАЦИЯ АМФИБОЛОВЫХ И БИОТИТ-АМФИБОЛОВЫХ МИГМАТИТОВ (Украинского щита).— Представлена амфиболовыми и биотит-амфиболовыми линзовидно-полосчатыми и порфи-

робластическими мигматитами, образовавшимися в амфиболитовой фации. Породы этой ф. широко развиты в бассейне Южного Буга, а также распространены в Днепровском и Приазовском блоках [по: Классификация..., 1974].

ФОРМАЦИЯ АМФИБОЛ-БИОТИТОВЫХ МИГМАТИТОВ (Украинского щита).— Сложена полосчатыми амфибол-биотитовыми мигматитами [по: Классификация..., 1974].

ФОРМАЦИЯ БИОТИТОВЫХ МИГМАТИТОВ (Украинского щита).— Сложена полосчатыми и теневыми биотитовыми мигматитами [по: Классификация..., 1974].

Преимущественно гранито-гнейсовые и гранитоидные формации

ГРАНИТО-ГНЕЙСОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— Плутоно-метаморфическая ф., образующаяся в результате ультраметаморфизма гнейсовой ф., представленной преимущественно субформацией биотито-плагиоклазовых гнейсов [Хорева, 1963в].

ПЛАГИОГРАНИТО-ГНЕЙСОВАЯ ФОРМАЦИЯ (Улутау).— В ее состав входят главным образом породы с порфиробластовой структурой — плагиоклазовые гнейсы и меньше амфиболиты. Подчиненное значение имеют плагиогранито-гнейсы с гранитной структурой. Метаморфизм порфиробластовых гнейсов и амфиболитов зонален — от амфиболитовой фации до фации зеленых сланцев (преобладают породы эпидот-альбит-амфиболитовой фации) [Филатова, Филиппович, 1969. Близк. сведения: Филатова, Филиппович, 1972].

ФОРМАЦИЯ ТОНАЛИТОВЫХ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВ.— Древние сиалические комплексы существенно натровых гранито-гнейсов, близких по составу к ф. гранулитов, но метаморфизованных слабее, главным образом, в условиях амфиболитовой фации. Это тоналитовые гранитогнейсы Южной Африки и Западной Австралии, серые трондьемитовые, тоналитовые, натровые граниты из основания зеленокаменных поясов Канады, древнейшие олигоклазовые плагиограниты Балтийского щита [Лутц, 1978].

ФОРМАЦИЯ ГРАНОДИОРИТО-ГНЕЙСОВ (Украинского щита).— Представлена главным образом гранодиорито-гнейсами («собитами»); менее распространены связанные с ними взаимопереходами породы состава диоритов и плагиогранитов. Субстрат представлен преимущественно «обломками» амфиболитов. И субстрат, и гранитоиды характеризуются минеральными ассоциациями амфиболитовой фации. Ф. г.-г. возникла в результате слабого кремнекисло-калиевого метасоматоза [по: Нижний докембрий..., 1975].

Син. ф. «собитов» [Нижний докембрий..., 1975].

ФОРМАЦИЯ ГРАНАТ-МИКРОКЛИНОВЫХ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВ И МИГМАТИТОВ (Украинского щита).— Представлена гранат-микроклиновыми гранито-гнейсами, мигматитами и биотит-

гранатовыми бластитами. Образовалась в процессе гранитизации ультраметаморфических пород и сохранившихся в них реликтов субстрата (с привносом калия и кремнезема и выносом некоторых темноцветных компонентов). Достаточно широко проявлена мигматизация [по: Нижний докембрий..., 1975].

ФОРМАЦИЯ БИОТИТОВЫХ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВ (Украинского щита).— Сложена биотитовыми, реже биотит-гранатовыми гранито-гнейсами лейкократового облика с редкими прослоями кристаллических сланцев, а также с реликтами субстрата. Характеризуется минеральными ассоциациями гранулитовой фации. Образуется в процессе ультраметаморфизма по биотитовым и биотит-гранатовым гнейсам. Этот процесс имеет характер изохимической или близкой к ней перекристаллизации с увеличением (либо сохранением) содержания глинозема и уменьшением — кремнезема, а не гранитизации [по: Нижний докембрий..., 1975].

Син.: ф. биотитовых бластитов [Нижний докембрий ..., 1975].

ВЕНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (ранняя? и поздняя реоморфическая).— Ряд реоморфических пород: протогранитные пегматиты и аплиты, переходящие в лейкократовые гранитогнейсы и даже в обычные гранито-гнейсы. В. ф. возникает при дальнейшем развитии палингенной протогранитной ф. Субформации: палеотипная, очковогнейсовая, венитовая сингенетичная, адергнейсовая лейкократовая гранито-гнейсовая. В. ф. широко распространена в кристаллическом фундаменте, в частности, в архейских гнейсах Карелии (А. А. Полканов и др., 1959 г.) и Алдана (Д. С. Коржинский, 1939 г.), в нижнепротерозойских гнейсах Южного Памира (А. М. Месхи и В. И. Попов) [по Попову, 1968].

Син.: адергнейсовая ф. (П. Холмквист, 1921 г.), ф. мигматитов амфиболитовой фации и связанных с ними анатектитов, по Ю. А. Кузнецову, 1964 г. [Попов, 1968].

Примеч.: Согласно П. Холмквисту (1921 г.), вениты (адергнейсы) — слюдяные гнейсы типа инъекционных мигматитов. Они настолько испещрены и пропитаны инъекционными жилами разной толщины, что в их составе материал инъекций пегматит-аплитовых расплавов (или расплавов — растворов, «флюидов») трудно отделить от инъецированного материала вмещающих пород [Попов, 1968].

ФОРМАЦИЯ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВ (Украинского щита).— Сложена главным образом разнообразными по внешнему облику гранито-гнейсами и плагиогранито-гнейсами (с биотитом, иногда с реликтовой роговой обманкой, в некоторых случаях с гранатом) и мигматитами, содержащими пластовые тела и скиалиты субстрата, в роли которого выступают различные гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, диоритовидные породы. Пестрота составов гранито-гнейсов определяется различным составом замещаемых пород и различной степенью их метасоматического преобразования [по: Нижний докембрий..., 1975].

ГРАНИТО-ГНЕЙСОВАЯ ФОРМАЦИЯ (Ростовского выступа Русской платформы).— Сложена гранито-гнейсами, гнейсо-гранитами (биотит- или мусковит-плагиоклазовыми, биотитовыми, биотит-ро-

товообманковыми и др.), гранитами (микроклиновыми, микроклин-плагиоклазовыми, биотит-плагиоклазовыми, биотитовыми, двуслюдяными и др.), плагиогранитами (биотитовыми, мусковитовыми, двуслюдяными и др.) [Геологические формации..., 1973].

Г. Ф. (Улутау).— В нее входят биотитовые и лейкократовые микроклин-альбитовые, реже ортоклазо-альбитовые гранито-гнейсы, биотито-роговообманковые ортоклазо-олигоклазовые монцонито-гнейсы, а также порфиробластовые (очковые) биотитовые и лейкократовые гнейсы. Ведущее значение принадлежит минеральным ассоциациям эпидот-альбито-амфиболитовой фации [Филатова, Филиппович, 1969. Близк. сведения: Филатова, Филиппович, 1972].

Г. Ф. (Иртышской зоны смятия).— Плутонометаморфическая ф. фундамента, *по возрасту аналогичная гнейсо-гранитной интрузивной* ф. верхнего структурного яруса, но в отличие от последней возникает на месте и характеризуется ассоциацией метаморфических и плутонических пород. Последние образуются в результате палеозойского ультраметаморфизма докембрийской гнейсо-амфиболитовой ф. Представлена ассоциацией регенерированных (*перекристаллизованных*) *гнейсов, мигматитов, метасоматических пород* промежуточного состава от гнейсов к гранитам, мигматит-гранитов или гранито-гнейсов, образующихся преимущественно по гнейсам фундамента [по Хоревой, 1963в].

ГНЕЙСО-ГРАНИТНАЯ ФОРМАЦИЯ (Иртышской зоны смятия)— Относится к категории синкинематических гранитоидных интрузивных ф. и представлена серией лентоподобных интрузивных тел мощностью от 1—3 до 500 м (в редких случаях), вытянутых на десятки километров. Жилы гнейсо-гранитов согласны со сланцеватостью метаморфических пород, с которыми они чередуются, а наименее мощные из них образуют зоны инъекционных мигматитов. Жилы гнейсо-гранитов имеют разнообразный петрографический состав, отвечающий биотитовым плагиогранитам, адамеллитам, биотитовым гранитам нормального ряда и пегматоидным аляскитовым, существенно микроклиновым гранитам [Хорева, 1963в].

ГНЕЙСО-ГРАНИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ (Центрального Таджикистана).— Представлены мигматитовыми гнейсами, кристаллическими (слюдистыми, гранатовыми, амфиболовыми и т. п.) сланцами, мраморами, амфиболитами и тесно ассоциируют с комплексом гнейсовидных плагиогранитов, кордиеритовых, гранатовых с корундом и силлиманитом гранитов, гранито-гнейсов и разнообразных мигматитов [Хасанов, 1977].

Син.: метаморфические ф. [Хасанов, 1977].

ГРАНИТОИДНАЯ ПЛУТОНОМЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ МЕЗО- И ЭПИЗОНЫ (парааутохтонная метаморфогенная, метасоматическая и реоморфическая).— Мигматит-гранитовая ф., частично перемещенная и локализующаяся преимущественно в пределах протерозойских и палеозойских монофациальных метаморфических ф. фации зеленых сланцев и филлитовой и реже в не-

метаморфизованных геосинклинальных отложениях мезо- и кайнозоя [по Хоревой, 1967].

ГРАНИТОИДНАЯ ПЛУТОНОМЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ КАТАЗОНЫ (автохтонная ультраметаморфогенная).— Мигматит-гранатовая ф., возникшая на месте в пределах развития архейских монофациальных метаморфических ф. гранулитовой и амфиболитовой фаций, образующих кристаллический фундамент платформ и складчатых областей [по Хоревой, 1967].

ДОЛОМИТО-ПОРФИРИТО - УЛЬТРАБАЗИТО - МИГМАТИТО-МИКРОКЛИНО-ГРАНИТНАЯ ФОРМАЦИЯ (Карелии).— Серия пород Карельской зоны отвечает в целом амфиболитовой фации. Для негеосинклинальной ее подзоны, называемой ятулийской, характерны материковые осадки — кварциты, а для геосинклинальной Калевийской ее подзоны — доломитовые известняки, ультрабазиты, филлиты, слюдистые, андалузитовые и ставролитовые сланцы, мигматиты и микроклиновые граниты. Ее можно объединить в одну Карельскую доломито-порфирито-ультрабазито-мигматито-микроклино-гранитную формацию с Ятулийской и Калевийской субформациями [Заридзе, 1964].

ЛЕПТИТО-ГНЕЙСО-АМФИБОЛИТО-ПЛАГИОКЛАЗО - ГРАНИТОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ (Свекофеннской зоны).— Породы Свекофеннской зоны в общем соответствуют амфиболитовой минеральной фации П. Эскола (1961 г.), переходящей в гранулитовую. Серию пород этой зоны, по-видимому, можно назвать свекофеннской лептито-гнейсо-амфиболито-плагиоклазо-гранитоидной формацией, которая может быть подразделена на соответствующие свионийскую и ботнийскую субформации [Заридзе, 1964].

КВАРЦИТО-ДОЛОМИТО-ФИЛЛИТО-АМФИБОЛИТО - ГНЕЙСО-МИКРОКЛИНО-ГРАНИТНАЯ ФОРМАЦИЯ.— Состоит из кварцитов, доломитов, диабазов, филлитов, слюдяных сланцев, гнейсов, амфиболитов, микроклиновых гранитов [Заридзе, 1964].

Преимущественно чарнокитовые формации

ЧАРНОКИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ.— 1. Плутонометаморфическая ф., образующаяся в результате ультраметаморфизма по гранулитовой ф., представленной преимущественно субформацией пироксеновых гранулитов [по Хоревой, 1963в].

2. Ассоциация закономерно сочетающихся генетически связанных пород докембрия (чарнокитов всех стадий чарнокитизации и других пород), возникающих в процессе региональной гранитизации основных пород гранулитовой фации (пироксен-плагиоклазовых гнейсов), габброидов и гипербазитов, протекающем в несколько менее глубинных условиях, чем гранулитовая фация, на определенном этапе геотектонического развития (по-видимому, в период поднятия данного участка земной коры) [Наливкина, 1964].

Син.: чарнокитовая серия, арендалитовая серия, чарнокито-норитовая ф., бугитовая ф. [Наливкина, 1964]., чарнокитовое семейство (серия) (В. М. Гольдшмидт, 1933 г.), частью анорто-

зит-чарнокитовый комплекс (А. Н. Заварицкий, 1957 г.), но из двух последних нами исключаются анортозиты, абиссальная чарнокитовая (пироксен-гранитная) ф. (Ю. А. Кузнецов, 1949 г.), ф. мигматитов фации гиперстеновых гнейсов и связанных с ними чарнокитов, по Ю. А. Кузнецову, 1964 [Попов, 1968].

ФОРМАЦИЯ МИГМАТИТОВ ФАЦИИ ГИПЕРСТЕНОВЫХ ГНЕЙСОВ И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ЧАРНОКИТОВ.— Чарнокитовые породы или чарнокитовый ряд — это анатектиты, частью мигматиты, характеризующиеся теми же минеральными ассоциациями, что и вмещающие их кристаллические сланцы и образованные в процессах глубинного регионального метаморфизма, перерастающего в плавление. Они образуют прослои, линзы, бескорневые неправильные тела с постепенными переходами к вмещающим породам, но с ксенолитами и реликтами наиболее тугоплавких пород метаморфической серии. В редких случаях наблюдаются секущие тела, но и в этом случае отсутствуют какие-либо признаки контактового метаморфизма. Чарнокиты секущих тел, так же как вмещающие их гнейсы и кристаллические сланцы, характеризуются совершенно одинаковыми минеральными ассоциациями, типичными для фации гиперстеновых гнейсов [Кузнецов, 1964].

МИГМАТИТО-ГРАНУЛИТО-ЧАРНОКИТОВЫЙ ФОРМАЦИОННЫЙ ТИП (формация).— Выделяется на основании данных по архейским комплексам пород Саксонии, Восточной Канады, о-ва Шри Ланка, Восточной Африки, Антарктики, Гренландии, Центральной Австралии, Финляндской Лапландии, Карелии, Кольского полуострова и Енисейского кряжа. Канский комплекс Енисейского кряжа (Ю. А. Кузнецов, 1941, 1964 гг.) сложен в основном гранатовыми гнейсами, с которыми переслаиваются гранатовые и гиперстеновые гранулиты или же гиперстеновые и гиперстен-гранатовые гнейсы, имеющие нередко характер послойных мигматитов и содержащие большое количество пегматитовых линз и слойков. Кое-где встречаются пластовые залежи пироксен-плагиоклазовых пород.

В состав комплекса входят чарнокиты, по составу отвечающие гранитам, граносиенитам, сиенит-диоритам и кварцевым норитам. Вместе с тем по составу они в целом не отличаются от кристаллических сланцев комплекса; они рассматриваются как крупнозернистые массивные разности гиперстеновых и гиперстен-гранатовых гнейсов, обогащенных калишпатом. Чарнокиты образуют пластовые тела значительной мощности среди гранатовых и гиперстен-гранатовых гнейсов, в которые они переходят постепенно [Заридзе, 1966].

ФОРМАЦИЯ ЭНДЕРБИТОВ (Украинского щита).— Сложена в основном эндербитами (гиперстеновыми бластитами), включающими редкие маломощные тела крупнозернистых гиперстеновых гранитов и, кроме того, «обломки» субстрата. Возникла в процессе ультраметаморфизма гиперстеновых гнейсов, имеющего характер изохимической или близкой к ней перекристаллизации (сопровождается выносом кремнезема, в результате чего увеличивается от-

носительное содержание других компонентов, прежде всего глинозема) [по: Нижний докембрий..., 1975].

Син.: «бугиты», ф. гиперстеновых бластитов [Нижний докембрий ..., 1975].

Примеч.: Эндербиты Побужья называли ранее чарнокитами. По мнению М. Г. Равича (1967 г.), подавляющая часть гиперстенсодержащих пород Побужья, содержащая в качестве преобладающего полевого шпата плагиоклаз, больше подходит под определение эндербитов — пород, широко распространенных во многих районах развития докембрия; собственно чарнокиты в Побужье развиты незначительно [Нижний докембрий ..., 1975].

ФОРМАЦИЯ ЧАРНОКИТОВ и МИГМАТИТОВ (Украинского щита).— Сложена чарнокитами и мигматитами, которые накладываются на гиперстеновые бластиты (эндербиты) и их субстрат путем ряда последовательных стадий метасоматического преобразования пород. При переходе кристаллических сланцев в чарнокиты увеличивается содержание натрия и кремнезема и уменьшается — железа и магния. При переходе к аляскитовым гранитоидам в метасоматическом процессе резко возрастает роль калия, интенсивно убывает количество кальция, алюминия, натрия [по: Нижний докембрий..., 1975].

ЧАРНОКИТОВАЯ МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ И УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКАЯ ФОРМАЦИЯ (Украины).— Включает собственно чарнокиты (гиперстенсодержащие граниты), ассоциирующие с ними пироксеновые, амфибол-пироксеновые, гранат-амфибол-пироксеновые гнейсы и сланцы, метаконгломераты, граниты, которые объединяют постоянство пространственных связей, сходное структурное положение, единство метаморфизма, возраста и др. Для Ч. ф. характерна изменчивость геологического разреза, выразившаяся в различных количественных соотношениях прослоев пироксеновых гнейсов и собственно чарнокитов (что можно объяснить фациальной изменчивостью разреза исходной осадочной ф.), в непостоянстве количественных соотношений исходных минералов (монтмориллонита, каолинита, шамозита, кальцита, доломита и др.). Метаморфизм проходил в высокотемпературной части гранулитовой фации [Димитров, Белоус, 1977].

ЧАРНОКИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (Украинского щита).— В ее строении участвуют гиперстеновые граниты и мигматиты, чередующиеся с габброидами, монцонитами, гранитами, метабазитами, пироксеновыми гнейсами, иногда ультрабазитами и другими осадочными метаморфизованными породами. Как отмечали Н. И. Безбородько (1935 г.) и Ю. Ир. Половинкина (1954 г.), чарнокиты весьма неоднородны и, обладая одинаковым качественным минеральным составом, дают непрерывный ряд пород с различными количественными соотношениями минералов. Как было подмечено Н. И. Безбородько и Л. Г. Ткачуком, для чарнокитов весьма типично сообщество с пироксеновыми гнейсами, а также скаполит- и волластонитсодержащими гнейсами, «силицифицированными мраморами» и железисто-кварцитовыми гнейсами. Известны в Побужье и других регионах [Стрыгин, 1978].

ФОРМАЦИЯ ЧАРНОКИТОВЫХ МИГМАТИТОВ (Украинского щита).— Состоит из чарнокитовых мигматитов, образовавшихся в условиях гранулитовой фации. Породы этой ф. широко развиты в бассейнах Днестра и Южного Буга; встречаются также и в Западном Приазовье [по: Классификация..., 1974].

ФОРМАЦИИ ГРАНИТОИДОВ И МИГМАТИТОВ (гранулитовой фации Украинского щита).— Характеризуются самыми различными соотношениями породообразующих минералов, но постоянным наличием в них ромбического пироксена или диопсида. Среди пород выделяются разновидности от основных до ультракислых: гиперстеновые диориты, кварцевые нориты, тоналиты, адамеллиты, гиперстеновые граниты и т. д. Наиболее широко распространены гиперстеновые граниты (чарнокиты) и пироксеновые мигматиты, образовавшиеся при гранитизации пироксеновых гнейсов, основных и ультраосновных пород, с которыми чаще всего имеют постепенные переходы [Каляев и др., 1977].

СОКРАЩЕНИЯ, ПРИНЯТЫЕ В ССЫЛКАХ

1) БСЭ, 2-е изд.— Большая Советская Энциклопедия. Изд. 2-е. М., БСЭ, тт. 1—51; 2) БСЭ, 3-е изд.— Большая Советская Энциклопедия. Изд. 3-е, М., БСЭ, тт. 1—30; 3) ГС, 1955 — Геологический словарь, т. I—II. М., Госгеолтехиздат, 1955, 402 с., 446 с.; 4) ГС, 1960 — Геологический словарь, т. I—II. М., Госгеолтехиздат, 1960, 402 с., 445 с.; 5) ГС, 1973 — Геологический словарь. М., Недра, 1973, 486 с., 456 с.; 6) КГЭ, 1964 — Краткая географическая энциклопедия, т. 1—5. М., Советская Энциклопедия, 1960—1966, 567 с., 592 с., 580 с., 448 с., 544 с.; 7) МСЭ, 3-е изд.— Малая Советская Энциклопедия. Изд. 3-е, т. 1—10, М., Советская Энциклопедия, 1959—1960; 8) ПС, 1963 — Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Струве Э. А. Петрографический словарь. Изд. 3-е. М., Госгеолтехиздат, 1963, 448 с.; 9) СГН, 1952 — Словарь по геологии нефти. М.—Л., Гостоптехиздат, 1952, 531 с.; 10) СГН, 1958 — Словарь по геологии нефти. Изд. 2-е. Л., Гостоптехиздат, 1958, 776 с.; 11) СТТ, 1970— Справочник по тектонической терминологии. Под ред. Ю. А. Косыгина, Л. М. Парфенова. М., Недра, 1970, 531 с.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ажгирей Г. Д. Структурная геология. М., МГУ, 1-е изд., 1956. 493 с., 2-е изд., 1966, 350 с.

Айнемер А. И. Элементарные породные ассоциации (парагенерации) как однородные геологические совокупности и математическое моделирование процессов их образования. — В кн.: Геологические формации. Л., ВСЕГЕИ, 1968, с. 29—32.

Александрова М. И., Пупышев Н. А., Сизова Е. Н. Среднепалеозойские осадочные и вулканогенно-осадочные формации Центрального Казахстана. Л., Недра, 1974, 224 с.

Алексеева Л. К. О статье Ю. Ир. Половинкиной «Существуют ли метаморфические формации?» — Сов. геология, № 5, 1972, с. 151—154.

Амантов В. А. Тектоника и формации Забайкалья и Северной Монголии (труды ВСЕГЕИ, т. 213). Л., Недра, 1975, 223 с.

Анатольева А. И. Домезозойские красноцветные формации (Труды СО АН СССР, Ин-т геол. и геофиз., вып. 190). Новосибирск, Наука, 1972, 348 с.

Аркелл В. Юрские отложения земного шара. М., Изд-во иностр. лит., 1961, 631 с.

Архейские суперкрустальные формации юго-западной части Украинского щита/Е. М. Лазько, В. П. Кирилюк, А. А. Сиворонов, Г. М. Яценко. — Докл. АН СССР, 1970, т. 194, № 6, с. 1401—1404.

Архипов И. В. О противопоставлении флиша нефлишевым отложениям. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1971, т. 46, № 5, с. 5—17.

Архипов И. В. Флиш как формация. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1973, т. 48, № 4, с. 66—72.

Архипов И. В. О месте и времени формирования флиша Альпийской складчатой области. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1974, т. 49, № 1, с. 125—134.

Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. Масштаб 1 : 5 000 000. М. — Л., Госгеолтехиздат, ч. 1, 1961, ч. 2, 1962.

Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. М., ВАГТ, Мин-во геологии СССР, т. 1, 1968, т. 2, 1969, т. 3, 1968, т. 4, 1967.

Афанасьев С. Л. Методика изучения пульситов (циклокомплексов) флишевой формации. — В кн.: Геоцикличность. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1976, с. 100—117.

Бабаев А. Г. Геотектоническая история Западного Узбекистана и региональные закономерности размещения скоплений нефти и газа. Л., Недра, 1966, 372 с.

Бакиров А. Б. Принципы выделения метаморфических формаций. — В кн.: Геология метаморфических комплексов. Свердловск, Свердл. горн. ин-т, 1977, вып. 6, с. 15—20.

Балабанов В. Ф. Цикличность осадконакопления и геологические формации. — В кн.: Цикличность отложений нефтегазоносных и угольных бассейнов. М., Наука, 1977, с. 156—159.

Барт Т. Теоретическая петрология. М., Изд-во иностр. лит., 1956, 414 с.

Бежаев М. М. Флишевая и орогенная формации восточного склона Урала. Свердловск, Сред.-Урал. книжное изд-во, 1978, 207 с.

Безруков П. Л. Общие черты осадкообразования в Тихом океане. — В кн.: Осадкообразование в Тихом океане, кн. 2. М., Наука, 1970, с. 301—321.

Безруков П. Л. Осадочные формации Индийского океана и их связь с тектоникой. — Геотектоника, № 1, 1974, с. 3—21.

Безруков П. Л. Предисловие редактора. — В кн.: Геологические формации северо-западной части Атлантического океана. М., Наука, 1979, с. 3—4.

Безруков П. Л., Мурдмаа И. О. Осадочные формации океанов. — В кн.: История Мирового океана. М., Наука, 1971, с. 107—127.

Бейли Б. Введение в петрологию. Пер. с англ. М., Мир, 1972, 280 с.

Беккер Ю. Р. Основные типы формаций Уральской складчатой области. — Сов. геология, № 12, 1965, с. 52—68.

Белоусов А. Ф. Системный подход и некоторые методологические проблемы исследования геолого-географических формаций. — В кн.: Методологические и философские проблемы геологии. Новосибирск, Наука, 1979, с. 276—294.

Белоусов В. В. Общая геотектоника. М.—Л., Госгеолиздат, 1948, 599 с.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1-е изд. — 1954, 606 с., 2-е изд. — 1962, 608 с.

Белоусов В. В. Геотектоника. М., МГУ, 1976, 334 с.

Белый Л. Д. Теоретические основы инженерно-геологического картирования. М., Наука, 1964, 168 с.

Беляев Г. М., Рудник В. А. Формационно-генетические типы гранитоидов. Л., Недра, 1978, 168 с.

Беляевский Н. А., Горский И. И. Направления и задачи предстоящих стратиграфических исследований. — Сов. геология, № 10, 1961, с. 20—31.

Бергер М. Г. Принципы выделения и классификации геологических формаций и соотношение их с фациями. — В кн.: Геологические формации. Л., ВСЕГЕИ, 1968, с. 57—59.

Бергер М. Г. Некоторые вопросы учения о геологических формациях (в связи со статьей И. В. Крутя «К состоянию учения о геологических формациях»). — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1970, с. 156—160.

Бобров В. А. Выделение формаций при геологической съемке. — В *кн.:* Методические указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000, вып. 1. Геологическая съемка в районах развития осадочных пород. Л., Недра, 1969, с. 299—309.

Богданов Ю. А., Левитан М. А., Лисицын А. П. Осадочные формации ложа океана. — В кн.: Осадочные формации и их нефтегазоносность. М., МГУ, 1978, с. 33—34.

Богданов Ю. Б., Воинов А. С. Литолого-геохимические особенности гнейсовых комплексов Балтийского щита. — В кн.: Терригенные породы раннего докембрия (тезисы докладов — апатиты). 1977, с. 131—133.

Боголепов К. В. Некоторые вопросы учения о геологических формациях. — *Геол. и геофиз., № 1, 1970, с. 39—49.*

Боголепов К. В. О некоторых проблемах орогенеза. — В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск, Наука, 1973, с. 8—17.

Боголепов К. В. К вопросу о тектонической номенклатуре и классификации основных структурных элементов земной коры. — Геотектоника, № 4, 1974, с. 102—108.

Бокситоносные формации Русской платформы/С. К. Левченко, Е. Т. Бобров, Ф. Я. Волочаев и др. — В кн.: Генетические типы осадочных рудоносных и угленосных формаций. М., Наука, 1973, с. 111—138.

Большая Советская Энциклопедия. Изд. 2-е. М., БСЭ, 1950—1959, тт. 1—51 (сокращенно БСЭ, 2-е изд.).

Большая Советская Энциклопедия. Изд. 3-е. М., Советская энциклопедия, 1970—1978, тт. 1—30 (сокращенно БСЭ, 3-е изд.).

Бондарчук В. Г. Основные вопросы тектоорогении. Киев, АН УССР, 1961, 382 с.

Бордон И. П., Красовский В. Ф., Бордон В. Е. Палеореконструкции, геохимия и металлогения докембрия Белоруссии. Минск, Наука и техника, 1977, 219 с.

Борисяк А. А. Курс исторической геологии. 1-е изд. — 1922, 2-е изд. — 1932, 3-е изд. — 1934, 4-е изд. Л.—М., Горгеонефтеиздат, 1935, 423 с.

Боровиков А. М., Громин В. И. Геологическая формация как индивид и среда. — В кн.: Системные исследования в геологии. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1979, с. 111—115.

Борукаев Р. А. Древние формации северо-востока Центрального Казахстана. — В кн.: Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях. Т. 1. Новосибирск, Книжное изд-во, 1955а, с. 131—148.

Борукаев Р. А. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана (Сары-Арка). М., Госгеолтехиздат, 1955б, 406 с.

Борукаев Р. А. Формации и фазы тектогенеза в позднем докембрии и нижнем палеозое Центрального Казахстана. — В кн.: Основные идеи М. А. Усова в геологии. Алма-Ата, АН КазССР, 1960, с. 359—380.

Борукаев Ч. Б., Парфенов Л. М. Заметки о тектоническом районировании. — В кн.: Тектоника Сибири, т. 5, М., Наука, 1972, с. 43—62.

Буданов В. И. Метамагматические формации. — В кн.: Геология, тектонический режим и металлогения метаморфизма (тезисы докладов). Свердловск, Урал. ТГУ, 1977, т. 1, с. 30—31.

Букановский В. М. Принципы и основные черты классификации современного естествознания. Пермь, книжное изд-во, 1960, 218 с.

Бутов Ю. П. К вопросу о принципах и методах классификации осадочных формаций. — Сов. геология, № 2, 1972, с. 31—40.

Валитов Н. Б. Взаимоотношение сульфатоносных и газонефтеносных формаций как возможная предпосылка прогноза сероносности. — В кн.: Формационный метод в прогнозе и изучении месторождений горнохимического сырья. М., Недра, 1974, с. 186—190.

Варисцийские молассы Средней Европы/Г. Лютцнер, Э. Грумбт, Ю. Элленберг, Ф. Фальк — В кн.: Орогенный этап развития варисцид Средней Европы и СССР. М., Наука, 1977, с. 7—31.

Васильев В. И. Некоторые понятия формационного анализа. — В кн.: Геологические формации. Л., ВСЕГЕИ, 1968, с. 27—29.

Васильев В. И., Драгунов В. И., Рундквист Д. В. «Парагенезис минералов» и «формация» в ряду образований различных уровней организации. — Зап. Всесоюзн. минерал. об-ва, 1972, ч. 101, вып. 3, с. 281—289.

Васильева В. И., Черноморский М. А. Метаморфические формации и их значение для геологической съемки. — В кн.: Симпозиум «Принципы составления карт метаморфизма и некоторые общие проблемы петрологии» (тезисы докладов). Новосибирск, 1971, с. 46—47.

Васильева В. И., Черноморский М. А. Метаморфические формации и их значение для геологической съемки. — В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1972, т. 2, с. 135—141.

Васильковский Н. П., Предтеченский А. А., Сенников В. М. Осадочные и вулканогенные формации Алтае-Саянской складчатой области и связанные с ними полезные ископаемые. — В кн.: Осадочные формации Сибири (труды V Всесоюзн. литологич. совещ.). Новосибирск, СО АН СССР, 1964, т. 2, с. 40—61.

Вассоевич Н. Б. К вопросу об условиях образования флиша. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1940, с. 37—78.

Вассоевич Н. Б. Эволюция представлений о геологических фациях. — В кн.: Литологический сборник (доклады, прочитанные на заседаниях Литологического кружка НИТО при ВНИГРИ с ноября 1945 г. по май 1946 г.). Л.—М., Гостоптехиздат, 1948а, ч. I, с. 13—43.

Вассоевич Н. Б. Флиш и методика его изучения. Л.—М., Гостоптехиздат, 1948б, 216 с.

Вассоевич Н. Б. Условия образования флиша. М., Гостоптехиздат, 1951, 240 с.

Вассоевич Н. Б. История представлений о геологических формациях (геогенерациях). — В кн.: Осадочные и вулканогенные формации (труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 128). Л., Недра, 1966, с. 5—35.

Вассоевич Н. Б. Об основных понятиях и терминах стратоциклономии. — В кн.: Цикличность осадконакопления нефтегазоносных бассейнов и закономерности размещения залежей. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1978а, с. 5—34.

Вассоевич Н. Б. Предисловие (к изучению геоформаций). — В кн.: Осадочные формации и их нефтегазоносность (тезисы докладов, Всесоюзн. семинар, МГУ, 25—27 апреля 1978 г.). М., МГУ, 1978б, с. 3—17.

Вассоевич Н. Б., Меннер В. В. Системные уровни организации сообществ осадочных пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 11, 1978, с. 5—14.

Великославинский Д. А., Соколов Ю. М., Глебовицкий В. А. Проблемы металлогении докембрия. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенные рудообразования. Л., Наука, 1970, с. 234—237.

Верниковский В. Н., Хижняков А. В. Платформенный ряд верхнепротерозойских и кембрийских формаций Львовского прогиба. — В кн.: Осадочные и осадочно-вулканогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые. Киев, Наукова думка, 1975, с. 7—24.

Вильямс Х., Тернер Ф. Дж., Гилберт Ч. М. Петрография, Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1957, 425 с.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород. Пер. с нем. М., Мир, 1969, 247 с.

Виноградов С. С. Принципы геотектонического районирования СССР. М., Высшая школа, 1960, 64 с.

Виноградов С. С. Региональная геология СССР. Структуры и формации материковой земной коры (учебное пособие). М., Всесоюзн. заочн. политехнич. ин-т, 1973, 75 с.

Власов Г. М. Туфовый флиш как индикатор рудоносных структур. — Сов. геология, № 6, 1979, с. 25—32.

Воронин Ю. А., Еганов Э. А. К построению формальных основ учения о формациях. — В кн.: Геологические формации. Л., ВСЕГЕИ, 1968, с. 38—41.

Воронин Ю. А., Еганов Э. А. Вопросы теории формационного анализа. — В кн.: Сравнительный анализ осадочных формаций (труды СО АН СССР, Ин-т геол. и геофиз., вып. 83). М., Наука, 1969, с. 123—145.

Воронин Ю. А., Еганов Э. А. Фации и формации. Парагенезис (уточнение и развитие основных понятий геологии) (труды СО АН СССР, Ин-т геол. и геофиз., вып. 146). Новосибирск, Наука, 1972, 129 с.

Вотах О. А. Элементарные тектонические комплексы земной коры и геологические формации. — Геол. и геофизика, № 8, 1972, с. 10—20.

Вотах О. А. Структурные элементы Земли (в зонах сочленения платформ и складчатых областей). Новосибирск, Наука, 1976, 192 с.

Вылцан И. А. Осадочные формации Горного Алтая. Томск, Томский ун-т, 1974, 187 с.

Вылцан И. А. Флишоидные формации (опыт анализа на примере палеозойских формаций западной части Алтае-Саянской складчатой области). Томск, Томский ун-т, 1978, 208 с.

Ган Н. Ю. Словарь — справочник по горному делу. М., 1926, 588 с.

Геологические формации. Вопросы выделения и тектонического анализа (материалы к совещанию). Составитель В. М. Цейслер. М., Наука, 1979, 80 с.

Геологические формации (осадочные и вулканогенные) Зайсанской складчатой системы/М. Г. Хисамутдинов, Д. П. Авров, Е. Д. Василевская и др. — М., Недра, 1972, 232 с.

Геологические формации Западного Предкавказья/А. Г. Алексин, А. Н. Шарданов, Г. Т. Юдин и др., М., Наука, 1973, 155 с.

Геологические формации докайнозойского чехла Сибирской платформы и их рудоносность. Под ред. Н. С. Малича и др., М., Недра, 1974, 280 с.

Геологический словарь. Т. 1, 2. М., Госгеолтехиздат, 1955. 402 с., 445 с. (сокращенно ГС, 1955).

Геологический словарь. Т. 1, 2. М., Госгеолтехиздат, 1960. 402 с., 445 с. (сокращенно ГС, 1960).

Геологический словарь. Т. 1, 2. М., Недра, 1973. 486 с., 455 с. (сокращенно ГС, 1973).

Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификация. — В кн.: Региональное развитие кор выветривания в СССР. — М., АН СССР, 1963, с. 71—101.

Глебовицкий В. А. Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. — Л., Наука, 1973, 128 с.

Головенок В. К. Высокоглиноземистые формации докембрия. Л., Недра, 1977, 268 с.

Горский В. П. Закономерность размещения палеозойских геологических формаций в Предуральском прогибе (материалы по геол. и полезн. ископ. Урала) (труды ВСЕГЕИ, нов. сер.). Л., ВСЕГЕИ, 1962, с. 34—50.

Горшков Г. П., Якушова А. Ф. Общая геология. Изд. 3. М., МГУ, 1973, 592 с.

Горшков С. П., Воробьев И. В. О понятиях «генетический тип», «формация», «денудационная система» и их использовании при геолого-геоморфологических исследованиях. — Сов. геология, № 4, 1976, с. 26—36.

Горяинов П. М. Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова. Л., Наука, 1976, 147 с.

Горяинов П. М., Евдокимов Б. Н. Тектонический режим метаморфизма в связи с некоторыми особенностями развития земной коры в докембрии (на примере железисто-кремнистой формации Кольского полуострова). — В кн.: Геология, тектонический режим и металлогения метаморфизма (тезисы докладов). Свердловск, Ур. ТГУ, 1977, т. 2, с. 22—24.

Грамберг И. С. Введение. — В кн.: Палеогеография Центральной части Советской Арктики (труды НИИГА, т. 150). Л., Недра, 1967, с. 3—9.

Грамберг И. С. Генетические ряды гумидных формаций как основа их классификации. — В кн.: Геологические формации. Л., ВСЕГЕИ, 1968, с. 55—57.

Грубенман У., Ниггли П. Метаморфизм горных пород. Пер. с нем. Л., М., Георазведиздат, 1933, 376 с.

Гуржий Д. В. Литология моласс Предкарпатья. Киев, Наукова думка, 1969, 200 с.

Давыдченко А. Г. Типы метаморфизма и метаморфические комплексы. — В кн.: Геология, тектонический режим и металлогения метаморфизма (тезисы докладов). Свердловск, Урал. ТГУ, 1977, т. I, с. 26—28.

Данбар К., Роджерс Дж. Основы стратиграфии. М., Изд-во иностр. лит., 1962, 363 с.

Дергунов А. Б. Структуры зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна (труды АН СССР, Геол. ин-т, вып. 172). М., Наука, 1967, 215 с.

Дзоценидзе Г. С. Итоги VI Всесоюзного литологического совещания и задачи изучения вулканогенно-осадочных формаций. — Сов. геология, № 1, 1965, с. 152—156.

Джекобс Дж., Рассел Р., Уилсон Дж. Физика и геология. М., Мир, 1964, 481 с.

Димитров Г. Х. Понятие «метаморфическая формация» и необходимость выделения метаморфических формаций. — В кн.: Геология, тектонический режим и металлогения метаморфизма (тезисы докладов). Свердловск, Ур. ТГУ, 1977, т. I, с. 28—30.

Димитров Г. Х., Белоус В. А. О чарнокитовой метаморфической и ультраметаморфической формации докембрия Украины. — В кн.: Геология, тектонический режим и металлогения метаморфизма (тезисы докладов). Свердловск, Ур. ТГУ, 1977, т. I, с. 49—50.

Добрецов Н. Л. Общий модельный подход при выделении и классификации геологических формаций. — Геол. и геофиз., № 12, 1972, с. 74—84.

Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск, Наука, 1974, 429 с.

Добрецов Н. Л. Метаморфические формации и метаморфогенные месторождения. — В кн.: Мусковитовые пегматиты СССР. Л., Наука, 1975, с. 36—50.

Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Принципы выделения и классификация регионально-метаморфических формаций. — Геол. и геофиз., № 3, 1969, с. 3—16.

Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Типы и модели регионального метаморфизма и принципы выделения метаморфических формаций. — В кн.: Симпозиум «Принципы составления карт метаморфизма и некоторые общие проблемы петрологии» (тезисы докладов). Новосибирск, 1971, с. 35—36.

Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хлестов В. В. Типы и модели регионального метаморфизма и принципы выделения метаморфических формаций (тезисы). — В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1972, т. 2, с. 194—195.

Добрецов Н. Л., Василенко В. Б., Пономарева Л. Г. Метаморфические формации и метаморфогенные месторождения. — В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, Наука, 1976а, с. 82—102.

Добрецов Н. Л., Лепезин Г. Г., Хлестов В. В. Карты метаморфизма, метаморфические провинции и метаморфические формации. — В кн.: Проблемы петрологии. М., Наука, 1976б, с. 190—205.

Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В. Развитие в Сибири учения о метаморфизме. — Геол. и геофиз., № 11, 1977, с. 109—114.

Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Метаморфические формации западной части Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Петрология и геохимия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск, Наука, 1978, с. 3—37.

Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Закономерности распространения метаморфических формаций в Алтае-Саянской области. — Геол. и геофиз., № 4, 1979, с. 74—84.

Добровольский В. В. Вещественный состав и морфология коры выветривания. М., МГУ, 1964, 232 с.

Добровольский В. В. География и палеогеография коры выветривания СССР. М., Мысль, 1969, 275 с.

Доманиковые формации платформ (геотектонические условия их образования и нефтеносность)/С. С. Эллерн, В. И. Троепольский, Э. З. Бадамшин, Н. П. Лебедев. — В кн.: Осадочные формации и их нефтегазоносность. М., МГУ, 1978, с. 131—132.

Донные осадки рифтовой зоны Индийского океана/П. Л. Безруков, Ю. А. Богданов, И. О. Мурдмаа, Е. А. Романкевич. — В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана, т. I. М., Наука, 1972, с. 195—218.

Драгунов В. И. Геология и изучение элементов, структуры и уровней организации вещества. — В кн.: Общие закономерности геологических явлений (материалы к совещ.). Л., ВСЕГЕИ, 1965, вып. 1, с. 69—77.

Драгунов В. И. К терминологии формационных подразделений. — В кн.: Осадочные и вулканогенные формации. Л., Недра, 1966, с. 36—47.

Драгунов В. И. Основные понятия учения о геологических формациях (материалы к совещ.). Л., ВСЕГЕИ, 1968, с. 21—27.

Драгунов В. И. Геологические формации. Л., Недра, 1973, 24 с.

Драгунов В. И., Айнемер А. И., Васильев В. И. Основы анализа осадочных формаций. Л., Недра, 1974, 159 с.

Дюфур М. С. О критериях выделения метаморфических формаций. — В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1972, т. 2, с. 144—145.

Дюфур М. С. О содержании и соотношении понятий «фация» и «формация». — В кн.: Литология и палеогеография. Вып. 2. Л., ЛГУ, 1976, с. 3—28.

Дюфур М. С. Формации и формационный анализ. — В кн.: Осадочные формации и их нефтегазоносность. М., МГУ, 1978а, с. 65—66.

Дюфур М. С. О метаморфических фациях, формациях и генерациях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978б, № 2, с. 32—38.

Евтушенко В. М. О формировании отложений доманикового типа кембрия Сибирской платформы. — В кн.: Осадочные формации и их нефтегазоносность. М., МГУ, 1978, с. 66—68.

Елисеев А. И. Формации северо-восточного ограничения Европейской платформы. — В кн.: Осадочные формации и их нефтегазоносность. М., МГУ, 1978, с. 69—71.

Ефимов И. А. Эклогитовая формация докембрия Северного и Южного Казахстана. — В кн.: Петрографические формации и проблемы петрогенезиса. М., Наука, 1964, с. 180—191.

Жамойда А. И., Меннер В. В., Миклухо-Маклай А. Д. Правила стратиграфической номенклатуры (к выходу обязательного положения, разработанного МСК). — В кн.: Проблемы стратиграфии и палеогеографии (труды ВСЕГЕИ, т. 143). Л., ВСЕГЕИ, 1968, с. 20—30.

Жарков М. А., Жаркова Т. М. Наборы и ассоциации соляных пород соленосных формаций хлоридного типа, их сравнительная характеристика и механизм образования. — В кн.: Сравнительный анализ осадочных формаций (труды СО АН СССР, Ин-т геол. и геофиз., вып. 83). М., Наука, 1969, с. 7—79.

Жемчужников Ю. А. Угленосные толщи как формации. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1955, с. 14—33.

Жинью М. Стратиграфическая геология. Пер. с франц. М., Изд-во иностр. лит., 1952, 638 с.

Забродин В. Ю. Зоны смятия. М., Наука, 1977, 107 с.

Заридзе Г. М. О магматических и метаморфических формациях (на примере Кавказа). — Сов. геология, № 5, 1962, с. 33—47.

Заридзе Г. М. Об эндогенных геологических формациях. — В кн.: Магматические формации. М., Наука, 1964, с. 225—235.

Заридзе Г. М. Типы эндогенных геологических формаций. Тбилиси, Ганатлеба, 1966, 72 с.

Заридзе Г. М. Эндогенные формации орогенных областей. М., Недра, 1970, 311 с.

Земля. Введение в общую геологию/Дж. Ферхуген, Ф. Тернер, Л. Вейс и др.: Пер. с англ. М., Мир, 1974, т. 2, с. 399—845.

Зоненшайн Л. П. Тектоника Западного Саяна. М., Госгеолтехиздат, 1963, 112 с.

Зоны дислокационного метаморфизма западного склона Урала/В. И. Ленных, В. Н. Пучков, А. И. Белковский, П. М. Вализер. — В кн.: Материалы к V Всесоюзному петрографическому совещанию. Алма-Ата, Наука, 1976, с. 318—319.

Зубаков В. А. Криогенные формации как палеогеографические единицы. — В кн.: Осадочные и вулканогенные формации (труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 128). Л., Недра, 1966, с. 48—65.

Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР (труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 35). Л., Госгеолтехиздат, 1960, 424 с.

Иванов Г. А. Угленосные формации (закономерности строения, образования, изменения и генетическая классификация). Л., Наука, 1967, 407 с.

Иванова А. М. Формационные комплексы осадочных и осадочно-вулканогенных пород на северо-западе Сибирской платформы. — В кн.: Геология и полезные ископаемые северо-запада Сибирской платформы (труды НИИГА, т. 162), Л., Недра, 1970, с. 62—78.

Иерархия геологических тел. Терминологический справочник. Хабаровск, ИТиГ ДВНЦ АН СССР, 1978, 679 с.

Историческая геология/Г. И. Немков, М. В. Муратов, И. А. Гречишникова и др. М., Недра, 1974, 320 с.

Каденский А. А. Геология и петрология южной части Анабарского щита. М.—Л., АН СССР, 1961, 198 с.

Каденский А. А., Каденская М. И. О выделении формаций горных пород в толщах докембрия. Л., Ленингр. пед. ин-т, 1966, т. 290, с. 55—61.

Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Гостоптехиздат, 1958, 324 с.

Казаринов В. П. Проблема бокситов Сибири. — Геол. и геофиз., № 10, 1962, с. 42—52.

Казаринов В. П. Теория и практика литолого-формационного метода. — Сов. геология, № 8, 1965, с. 54—68.

Казаринов В. П. О понятии «формация коры выветривания». — Литол. и полезн. ископаемые, № 1, 1973, с. 117—120.

Каледа Г. А. Основные черты эволюции кремнистого осадконакопления. — В кн.: Геохимия кремнезема. М., Наука, 1966, с. 371—393.

Каляев Г. И. Формации и элементы тектонической структуры Украинской железорудной провинции. — Сов. геология, № 11, 1962, с. 70—87.

Каляев Г. И., Комаров А. Н., Жуков Г. В. Украинский щит. — В кн.: Докембрий континентов. Древние платформы Евразии (труды СО АН СССР, Ин-т геол. и геофиз., вып. 378). Новосибирск: Наука, 1977, с. 84—114.

Карта геологических формаций Восточного Казахстана. Масштаб 1 : 1 500 000 (Гл. ред. Л. И. Боровиков). М., Всесоюзный аэрогеологический трест Министерства геологии СССР, 1970.

Карта геологических формаций чехла Сибирской платформы масштаба 1 : 1 500 000. Объяснительная записка. Научн. ред. Н. С. Малич. Л., Недра, 1977, 106 с.

К вопросу о периодичности осадкообразования и о методе актуализма в геологии/Н. С. Шатский, Ю. А. Косыгин, А. В. Пейве и др. В кн.: К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. М., АН СССР, 1951, с. 146—164.

Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М., Недра, 1974, 200 с.

Кейльман Г. А. Геология метаморфических фаций. — В кн.: Геология и металлогения метаморфических комплексов. Свердловск, Горн. ин-т, 1977, с. 29—39.

Кейльман Г. А., Минкин Л. М. К проблеме метаморфических формаций. — В кн.: Геология метаморфических комплексов. Свердловск, Горн. ин-т, 1977, вып. 6, с. 5—9.

Келлер Б. М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования (труды ГИН АН СССР, вып. 104, № 34). М., Наука, 1949, 165 с.

Келлер Б. М. Стратиграфические подразделения. — Изв. АН СССР, Сер. геол., № 6, 1950, с. 3—25.

Келлер Б. М. Генетические ряды формаций на примерах Урала и Кавказа. — В кн.: Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях, т. 1. Новосибирск, ЗСФ АН СССР, 1955, с. 149—158.

Келлер Б. М. Спарагмитовая формация байкальской эпохи складчатости. — В кн.: Геологические формации. Материалы к совещанию. Л., ВСЕГЕИ, 1968, с. 59—60.

Келлер Б. М. О формациях рифея (Енисейский кряж, Южный Урал). — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 7, 1970, с. 99—107.

Келлер Б. М. Тектоническая история и формация верхнего докембрия. Серия «Общая геология», т. 5. М., ВИНИТИ, 1973, 119 с.

Кириков Д. А. Осадочные формации. — В кн.: Объяснительная записка к структурно-формационной карте северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса м-ба 1 : 1 500 000. Л., Недра, 1973, с. 30—34.

Кирилюк В. П. Состав и строение метаизвестняковой формации Радомышльского прогиба (Украинский щит). — В кн.: Карбонатное осадконакопление и проблема эвапоритов в докембрии (тезисы докладов). Ростов-на-Дону, Ростовск. ун-т, 1978, с. 41—42.

Классификация геологических формаций Украинского щита/И. С. Усенко, Р. Я. Белевцев, Л. Г. Бернадская и др. — Геол. журнал, 1974, т. 34, вып. 1, с. 3—15.

Классификация и номенклатура стратиграфических единиц. — В кн.: Нефт. геология и нефтепромыс. дело (Новости нефт. техники, вып. 2 (12), сер. А). М.—Л., ОНТИ, 1934, с. 3—10.

Классификация платформенных формаций на примере Восточно-Европейской платформы/Р. Н. Валеев, В. А. Антонов, Р. М. Биктяшева и др. — В кн.: Осадочные формации и их нефтегазоносность (тезисы докладов Всесоюзн. семинара). М., МГУ, 1978, с. 48—50.

Коников А. З. Выступление (труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 158). Л., Недра, 1971, с. 260—261.

Коников А. З. Диагностирование и изучение терригенных пород в составе архейских метаморфических комплексов. — В кн.: Терригенные породы раннего докембрия (тезисы докладов — апатиты). 1977, с. 67—68.

Конюхов А. И. Осадочные геоформации на рифтогенных окраинах материков. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1977, с. 49—61.

Конюхов А. И. Обстановки накопления осадков и их отражение в геоформациях материковых окраин. — В кн.: Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М., Наука, 1980, с. 64—96.

Конюшков К. Н. Взаимоотношения эффузивно-осадочных формаций и биогермных известняков нижнего кембрия Западного Саяна. — В кн.: Осадочные и вулканогенные формации. Л., Недра, 1966, с. 127—131.

Коржинский Д. С. Предисловие редактора. — В кн.: У. Файф, Ф. Тернер, Дж. Ферхуген «Метаморфические реакции и метаморфические фации». М., Изд-во иностр. лит., 1962, с. 5—8.

Коровин М. К. Учение о геологических формациях и его теоретическое и практическое значение. — В кн.: Материалы Новосибирской конференции по

учению о геологических формациях. Новосибирск, ЗСФ АН СССР, 1955, ч. 1, с. 23—41.

Королюк И. К. Сравнительная характеристика формаций рифея и кембрия Прибайкалья. М., АН СССР, 1962, 142 с.

Косыгин Ю. А. Основы тектоники нефтеносных областей. М. — Л., Гостоптехиздат, 1952, 510 с.

Косыгин Ю. А. Тектоника нефтеносных областей. Т. 1. Общая тектоника. М., Гостоптехиздат, 1958, 513 с.

Косыгин Ю. А. Геологические структуры и структурно-вещественные ассоциации. — Геол. и геофиз., № 7, 1964, с. 3—12.

Косыгин Ю. А. Тектоника. М., Недра, 1969, 616 с.

Косыгин Ю. А. Понятие структуры в геологических исследованиях. — Геол. и геофиз., № 4, 1970, с. 76—86.

Косыгин Ю. А. Основы тектоники. М., Недра, 1974, 215 с.

Косыгин Ю. А. Предисловие. — В кн.: Структура геологических формаций. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1980, с. 3—5.

Косыгин Ю. А., Соловьев В. А. Геологические формации и тектоника. — Геол. и геофизика, 1969, № 3, с. 17—24.

Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. М., Недра, 1970, 462 с.

Кравченко В. М. Формации таконитов (джеспилитов) докембрийского возраста южной Якутии и их промышленные перспективы. — В кн.: Материалы по геологии и полезн. ископаемым ЯАССР. Якутск, 1961, вып. 8, с. 3—16.

Краевая Т. С., Лупикина Е. Г., Кременецкая Т. Н. О вулканогенных молассах позднего кайнозоя Камчатки. — Литол. и полезн. ископаемые, № 2, 1978, с. 74—84.

Краткая географическая энциклопедия. Т. 4. М., Советская Энциклопедия, 1964, 448 с. (сокращенно КГЭ, 1964).

Крашенинников Г. Ф. Фации, генетические типы и формации.— Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8, 1962, с. 3—13.

Крашенинников Г. Ф. Принципы выделения и классификации осадочных формаций. — В кн.: Геологические формации. Л., ВСЕГЕИ, 1968, с. 13—16.

Крашенинников Г. Ф. Учение о фациях. М., Высшая школа, 1971, 367 с.

Круть И. В. К состоянию учения о геологических формациях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 9, 1968, с. 98—113.

Круть И. В. Исследование оснований теоретической геологии. М., Наука, 1973, 205 с.

Кузнецов В. А. Принципы построения формационно-стратиграфической схемы Алтае-Саянской складчатой области. — В кн.: Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях. Новосибирск, ЗСФ АН СССР, ч. I, 1955, с. 171—175.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964, 387 с.

Лавров В. В. Континентальные третичные формации Тургайской впадины и Северного Казахстана. — В кн.: Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях. Новосибирск, ЗСФ АН СССР, 1955, ч. I, с. 159—170.

Лавров В. В. Морской палеоген зауральских равнин и его континентальные эквиваленты. Алма-Ата, АН КазССР, 1957, 116 с.

Лазько Е. М. К характеристике архейского и протерозойского этапов в истории земной коры на примере докембрийских комплексов Евразии. — В кн.: Геология докембрия (доклады сов. геологов на XXII сессии МГК. Проблема 10). М., Недра, 1964, с. 31—42.

Лазько Е. М. Основы региональной геологии СССР. Т. 3. История формирования структуры. М., Недра, 1971а, 344 с.

Лазько Е. М. Формационный анализ и его роль в изучении высокометаморфизованных толщ раннего докембрия. — В кн.: Проблемы геологии докембрия. Киев, Наукова думка, 1971б, с. 32—43.

Лазько Е. М., Кирилюк В. П., Сиворонов А. А. К проблеме формационного анализа высокометаморфизованных пород нижнего докембрия. — В кн.: Геологические формации. Л., ВСЕГЕИ, 1968а, с. 90—91.

Лазько Е. М., Кирилюк В. П., Сиворонов А. А. О формациях высокометаморфизованных комплексов раннего докембрия. — В кн.: Геология докембрия (доклады сов. геологов на XXIII сессии МГК. Проблема 4). Л., Наука, 1968б, с. 177—182.

Лазько Е. М., Кирилюк В. П., Сиворонов А. А. О некоторых геологических формациях ранних этапов развития Земли. — Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 11, 1968в, с. 116—126.

Лапина Н. Н., Куликов Н. Н., Семенов Ю. П. Современные осадочные формации Северного Ледовитого океана. Л., НИИГА, 1974, с. 62—67.

Лапинская Т. А., Богданова С. В. Формация графитоносных высокоглиноземистых гнейсов восточной части Русской платформы. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 239—244.

Левин Л. Э. Геология окраинных и внутренних морей. М., Недра, 1979, 216 с.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Олонецкая диабазовая формация. — Труды Имперского С.-Петербургского общества естествоиспытателей, 1888, т. 21, вып. 19, 180 с.

Левитес Я. М. Общая и историческая геология. М., Недра, 1965, 287 с.

Левитес М. Я. Общая геология с основами исторической геологии и геологии СССР. М., Недра, 1979, 360 с.

Лейпциг А. В., Мазор Ю. Р. Формации и формационный ряд Сибирской платформы. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1970, т. 45, № 3, с. 50—68.

Леонов Г. П. Историческая геология. М., МГУ, 1956, 364 с.

Леонов Г. П. Основы стратиграфии, т. 2. М., МГУ, 1974, 486 с.

Леонов М. Г. Флиш — образование подводного склона. — Литол. и полезн. ископаемые, № 2, 1972, с. 44—54.

Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород (с основами методики исследования). М., Высшая школа, 1967, 416 с.

Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород. Изд. 2-е. М., Высшая школа, 1974, 399 с.

Логвиненко Н. В. Морская геология. Л., Недра, 1980, 343 с.

Лунева О. И., Сидоренко А. В. Значение расшифровки процессов регионального метаморфизма для литологических исследований докембрия. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 3—6.

Лутц Б. Г. Стратиграфия и тектоника южной части Анабарского щита. — Докл. АН СССР, 1959, т. 126, № 6, с. 1316—1319.

Лутц Б. Г. Базальт-андезит-дацитовые формации раннего докембрия и их сравнение с современными аналогами. — Геотектоника, № 4, 1978, с. 23—34.

Ляйэлль Ч. Основные начала геологии или новейшие изменения Земли и ее обитателей. Т. 2. М., Типография А. И. Глазунова, 1866, 624 с.

Магматизм Украинского щита и южной части Восточно-Европейской платформы/И. С. Усенко, Л. Г. Бернадская, И. Л. Личак и др. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М., Наука, 1972, ч. 2, с. 137—142.

Магматические формации Украинского щита/И. С. Усенко, И. Л. Личак, И. Д. Царовский, Л. Г. Бернадская. — В кн.: Магматические формации. М., Наука, 1964, с. 236—248 с.

Мазарович А. Н. Историческая геология. М.—Л., ГОНТИ НКТП 1-е изд. — 1936, 462 с., 2-е изд. — 1938, 463 с.

Мазарович О. А. Формации варисцийского комплекса каледонид Центрального Казахстана. — В кн.: Геологические формации. Л., ВСЕГЕИ, 1968, с. 120—123.

Мазарович О. А. Геотектонические условия формирования моласс.— Геотектоника, № 1, 1972, с. 29—44.

Мазарович О. А. Геология девонских моласс. М., Недра, 1976, 207 с.

Малахов А. А. Краткий курс общей геологии. М., Высшая школа, 1-е изд. — 1962, 242 с., 2-е изд. — 1969, 232 с.

Малая Советская Энциклопедия. Изд. 3-е, т. 1—10. М., Советская Энциклопедия (сокращенно МСЭ).

Малич Н. С. Типы формаций и их распределение во времени. Осадочные формации (труды ВСЕГЕИ, т. 194). Л., ВСЕГЕИ, 1974, с. 7—23.

Малич Н. С. Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. М., Недра, 1975, 202 с.

Маракушев А. А. Проблема минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., Наука, 1965, 327 с.

Маракушев А. А. Проблемы метаморфизма (в связи с монографией «Фации метаморфизма» под редакцией В. С. Соболева). — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 9, 1971, с. 16—28.

Маракушев А. А. Общие вопросы метаморфизма. — В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1972, т. 2, с. 22—41.

Маракушев А. А. Петрология метаморфических горных пород. М., МГУ, 1973, 322 с.

Маракушев А. А. Петрохимия метаморфических пород в связи с проблемой выделения формаций по составу исходных отложений. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 98—105.

Маракушев А. А., Мишкин М. А., Тарарин И. А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М., Наука, 1971, 134 с.

Маркевич П. В. Флишевые формации северо-западной части Тихоокеанского складчатого пояса. М., Наука, 1978, 144 с.

Международный стратиграфический справочник. Руководство по стратиграфической классификации, терминологии и их применению. М., Мир, 1978, 226 с.

Методическое руководство по геологическому картированию метаморфических комплексов: Под ред. В. А. Николаева. М., Госгеолтехиздат, 1957, 451 с.

Минаев В. Е. Формация метабазитов р. Сорбы (Южный Тянь-Шань, Каратегин). — В кн.: Магматизм, метаморфизм, оруденение. Фрунзе, Илим, 1978, с. 239—240.

Миронюк Е. П. Типизация формаций метаморфических пород раннего докембрия (на примере Сибири). — В кн.: Геология, тектонический режим и металлогения метаморфизма (тезисы докладов). Свердловск, Урал. ТГУ, 1977а, т. 1, с. 41—43.

Миронюк Е. П. Типизация формаций метаморфических пород раннего докембрия (на примере Сибири). — В кн.: Геология метаморфических комплексов. Свердловск, Горн. ин-т, 1977б, вып. 6, с. 21—27.

Михайлов А. Е. Основные этапы развития Предкарпатского краевого прогиба. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1951, т. 26, № 3, с. 3—34.

Михайлов А. Е. Основы структурной геологии и геологического картирования. М., Госгеолтехиздат, 1958, 376 с.

Михайлов А. Е. Тектоника среднего и верхнего палеозоя западной части Центрального Казахстана. М., Наука, 1969, 246 с.

Михайлов А. Е. Развитие геосинклиналей и складчатость. — Сов. геология, № 3, 1970, с. 18—25.

Михайлов А. Е. Структурная геология и геологическое картирование. Изд. 3-е, перераб. и дополнен. М., Недра, 1973, 432 с.

Мишкин М. А. Метаморфические формации востока Азии и принципы их выделения. — В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1973, с. 16—18.

Мишкин М. А., Маракушев А. А., Тарарин И. А. Метаморфические формации Тихоокеанского пояса (тезисы). — В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1972, т. 1, с. 19—20.

Мишкин М. А., Тарарин И. А. Метаморфические формации востока Азии.— В кн.: Петрология. М., Наука, 1972, с. 119—127.

Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. Пер. с англ. М., Мир, 1976, 535 с.

Муратов М. В. Основные этапы тектонического развития альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1962, с. 3—24.

Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1963_2, с. 3—23.

Муратов М. В. Типы геосинклинальных прогибов в альпийской складчатой области, их взаимоотношения и историческое развитие (труды АН СССР, Геол. ин-т, вып. 28). М., АН СССР, 1963б, с. 132—146.

Муратов М. В., Цейслер В. М. Типы осадочных и вулканогенных формаций складчатых геосинклинальных поясов. — В кн.: Геологические формации. Л., ВСЕГЕИ, 1968а, с. 49—51.

Муратов М. В., Цейслер В. М. Осадочные и вулканогенные формации складчатых геосинклинальных поясов. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1968б, т. 43, № 5, с. 5—22.

Мурдмаа И. О. О связи морского осадконакопления с тектоническими структурами в современных геосинклинальных областях Дальнего Востока. — В кн.: Тектоника Советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий. М., Наука, 1963, с. 209—222.

Мурдмаа И. О. Океанские фации. — В кн.: Осадкообразование и магматизм океана. М., Наука, 1979, с. 269—306.

Мурдмаа И. О. Распространение формаций и их стратиграфическое положение. — В кн.: Геологические формации северо-западной части Атлантического океана. М., Наука, 1979б, с. 7—31.

Наговская Г. И. Ассоциации метаморфических пород. — В кн.: Объяснительная записка к структурно-формационной карте северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса масштаба 1 : 1 500 000. Л., ВСЕГЕИ, 1973, с. 49—52.

Наливкин Д. В. Учение о фациях. 1-е изд., 1932, 2-е изд., 1933, 3-е изд. т. I и II. М., АН СССР, 1955—1956, 393 с., 534 с.

Наливкин Д. В. Геология СССР. М., АН СССР, 1962, 813 с.

Наливкина Э. Б. Чарнокиты юго-западной части Украинского кристаллического массива и их генезис. М., Недра, 1964, 123 с.

Наливкина Э. Б. Проблема формаций метаморфических и ультраметаморфических пород. — В кн.: Геологические формации. Л., ВСЕГЕИ, 1968, с. 92—94.

Наливкина Э. Б. Магматические формации докембрия (труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 158). Л., ВСЕГЕИ, 1971а, с. 56—69.

Наливкина Э. Б. Формации метаморфических и ультраметаморфических пород.— В кн.: Проблемы геологии докембрия. Киев, Наукова думка, 1971б, с. 72—78.

Наливкина Э. Б. Офиолитовые формации докембрия и базальтовый слой континентов. — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Ч. I. М., Наука, 1972, с. 78—83.

Наливкина Э. Б. Метаморфизм в докембрии и принцип выделения формаций метаморфических пород. — В кн.: Геология метаморфических комплексов. Свердловск, Горн. ин-т, вып. 6, 1977а, с. 10—14.

Наливкина Э. Б. Офиолитовые ассоциации раннего докембрия. М., Недра, 1977б, 183 с.

Наливкина Э. Б. О возрастных комплексах и формациях в раннем докембрии. — Геол. журнал, № 4, т. 39, 1979, с. 154—155.

Нахабцев Ю. С. Формации и их место в ряду геологических тел (труды Томск. ун-та, т. 232). Томск, Томск. ун-т, 1972, с. 16—23.

Немцович В. М. О выделении и классификации геологических формаций. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 10, 1969, с. 142—147.

Немцович В. М. Принципы формационного анализа при геологической съемке. — В кн.: Методы геологической съемки (труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 221). Л., ВСЕГЕИ, 1973, с. 170—177.

Немцович В. М. Геологические формации. Л., Недра, 1974, 33 с.

Нижний докембрий западной части Украинского щита/Е. М. Лазько, В. П. Кирилюк, А. А. Сиворонов, Г. М. Яценко. Львов, Вища школа, 1975, 239 с.

Никитин К. К., Глазковская А. А. Никеленосные коры выветривания ультрабазитов и методы их изучения. М., Недра, 1970, 214 с.

Никифорова К. В. Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана (труды АН СССР, ГИН, вып. 45). М., АН СССР, 1960, 256 с.

Николай Сергеевич Шатский (очерк жизни и научной деятельности)/ Б. М. Келлер, М. С. Марков, В. В. Меннер и др. — В кн.: Н. С. Шатский. Избр. труды, т. I. М., АН СССР, 1963, с. 13—36.

Никольская Ж. Д., Попов В. Е., Трофимов В. А. История тектонического развития и районирования Горного Алтая (материалы по геол. и полезным ис-

копаемым Алтая и Казахстана) (труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 94). Л., ВСЕГЕИ, 1963. с. 92—120.

Обручев В. А. Полевая геология. Т. I, 4-е изд. М.—Л., ГОНТИ, 1932, 304 с.

Общая стратиграфия (терминологический справочник). Хабаровск, ИТиГ ДВНЦ АН СССР, 842 с.

Объяснительная записка к структурно-формационной карте северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса масштаба 1 : 1 500 000. Л., Недра, 1973, 184 с.

Ог Э. Геология. Т. I. Геологические явления. М., 1-е изд., 1914. 387 с., 7-е изд. М.—Л., ГОНТИ НКТП, 1938, 560 с.

О состоянии и основных задачах науки об осадочных породах (доклад Оргкомитета по созыву Совещания по осадочным породам). — В кн.: Совещание по осадочным породам. М., АН СССР, 1952, вып. I, с. 5—42.

Основы минерагенического анализа платформенных и складчатых областей (*на примере нерудных полезных ископаемых*)/Е. М. Аксенов, Р. Н. Валеев, Л. Ф. Солонцов и др. (общая и регион. геология, геол. картирование; обзор ВИЭМС). М., 1979, 60 с.

Пак А. И. Мезозойские и кайнозойские коры выветривания Западного Узбекистана. Ташкент, ФАН, 1978, 156 с.

Пап А. М. Кристаллический фундамент Белоруссии. М., Недра, 1977, 127 с.

Парфенов Л. М. О тектоническом районировании. — В кн.: Принципы тектонического районирования. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1975, с. 25—37.

Певзнер В. С. Изучение кор выветривания при крупномасштабной съемке. Л., Недра, 1974, 24 с.

Пейве А. В. Типы и развитие палеозойских структур Урало-Тяньшаньской геосинклинальной области. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 6, 1948, с. 43—50.

Периодические процессы в геологии/Н. В. Логвиненко, А. И. Айнемер, М. И. Ритенберг и др., Л., Недра, 1976, 264 с.

Перчук Л. Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М., Наука, 1973, 318 с.

Петрографический словарь. М., Госгеолтехиздат, 1963, 447 с.

Покровский А. В. Метаморфические комплексы Южного Узбекистана. Ташкент, ФАН, 1974, 230 с.

Половинкина Ю. Ир. Прогресс советской петрологии. — Сов. геология, № 10, 1967, с. 60—74.

Половинкина Ю. Ир. О понятии формации и формационного анализа в геологии. — В кн.: Геологические формации. Л., ВСЕГЕИ, 1968, с. 9—11.

Половинкина Ю. Ир. Существуют ли метаморфические формации? — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., Наука, 1970, с. 85—90.

Полынов Б. Б. Кора выветривания. Ч. I. М.—Л., АН СССР, 1934, 242 с.

Полынов Б. Б. Выветривание. Состав континентальных отложений. М.—Л., АН СССР, 1935, 46 с.

Пономарева Л. Г. О деятельности Комиссии по метаморфизму и метаморфогенному рудообразованию. — Геол. и геофиз., № 7, 1979, с. 145—147.

Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, 1938, 415 с.

Попов В. И. Состояние и задачи изучения осадочных формаций. — В кн.: Совещание по осадочным породам. Вып. 1. М., АН СССР, 1952, с. 59—88.

Попов В. И. Еще о геологических формациях (к итогам Новосибирской конференции 1953 г. по учению о геологических формациях). — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1954а, с. 145—153.

Попов В. И. Литология кайнозойских моласс Средней Азии. Ташкент, АН УзССР, 1954б, 523 с.

Попов В. И. Определение формационных единиц и их положение в основном ряду вещественных геологических образований. — В кн.: Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях. Т. I. Новосибирск, ЗСФ АН СССР, 1955, с. 57—73.

Попов В. И. Фациально-петрографические принципы выделения и классификации осадочных формаций. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959а, т. XXXIV(1), с. 73—92.

Попов В. И. Геологические формации — естественноисторические сообщества генетически связанных сопряженных горных пород. Ч. I. Самарканд, Узбекский гос. ун-т, 1959б, 149 с.

Попов В. И. Ядерная теория развития земной коры (труды Ташкент. ун-та, вып. 177. Геологические науки, кн. 14). Ташкент, СамГУ, 1960а, 170 с.

Попов В. И. Основные положения учения о геологических формациях. — Сов. геология, № 4, 1960б, с. 23—39.

Попов В. И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Классификация формаций. Л., Недра, 1966, 208 с.

Попов В. И. Опыт классификации и описания геологических формаций. Ч. II. Описание формаций (фациально-петрографические типы). Л., Недра, 1968, 552 с.

Попов В. И. Фациально-петрографический принцип выделения формаций (по Левинсон-Лессингу) и их классификация (труды Ташкент. ун-та, вып. 431). Ташкент, Ташкентский ун-т, 1972, с. 5—15.

Потапов И. И. Геотектоника. Учебное пособие. Ростов-на-Дону, Ростов. ун-т, 1964, 256 с.

Предисловие/А. И. Айнемер, Ю. Р. Беккер, В. И. Васильев и др. — В кн.: Геологические формации. Материалы к совещанию (21—24 мая, 1968 г.). Л., ВСЕГЕИ, 1968, с. 3—5.

Принципы классификации осадочных, вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций/Л. Э. Алексеева, В. А. Бобров, Н. С. Малич, Э. Н. Янов. — В кн.: Формационный анализ и его роль в выявлении закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых (материалы годичной сессии Уч. совета ВСЕГЕИ, 1968 г.) (труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 176). Л., ВСЕГЕИ, 1972, с. 27—37.

Принципы составления обзорных карт метаморфизма/Н. Л. Добрецов, Г. Г. Лепезин, В. С. Соболев, В. В. Хлестов. — В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма, т. 1. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1972, с. 8—19.

Проблемы гранитизации и гранитообразования на примере Казахстана/К. А. Абдрахманов, И. И. Никитченко, В. С. Кузебный и др. — В кн.: Проблемы петрологии. М., Наука, 1976, с. 133—148.

Проблемы развития советской геологии (труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 177). Л., ВСЕГЕИ, 1971, 336 с.

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Ч. II. М.—Л., Гостоптехиздат, 1940, 420 с.

Пущаровский Ю. М. Некоторые морфологические особенности иноцерамового и иероглифового флиша внешней (скибовой) зоны Восточных Карпат.— Изв. АН СССР. Сер. геол., № 3, 1948, с. 69—92.

Пущаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие (труды АН СССР, Геол. ин-т, вып. 28). М., АН СССР, 1959, 154 с.

Рабочая легенда и методические указания по составлению карты осадочных и вулканогенных формаций СССР м-ба 1 : 2 500 000. Л., ВСЕГЕИ, 1968, 59 с.

Разумова В. И., Херасков Н. К. Геологические типы кор выветривания. — Докл. АН СССР, 1962, т. 148, № 6, с. 846—848.

Резницкий Л. З., Васильев Е. П., Вишняков В. Н. Гондитовая формация в докембрии Хамар-Дабана (Южное Прибайкалье). — В кн.: Геология, тектонический режим и металлогения метаморфизма (тезисы докладов, т. 2). Свердловск, Урал ТГУ, 1977, с. 116—117.

Резолюция конференции по учению о геологических формациях, созванной Горно-геологическим институтом Западно-Сибирского филиала АН СССР (г. Новосибирск, 31 января — 6 февраля 1953 г.) — В кн.: Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях. Ч. I. Новосибирск, ЗСФ АН СССР, 1955, с. 5—18.

Решение Четвертого Всесоюзного литологического совещания, посвященного осадочным формациям и их фациальному анализу в связи с прогнозом полезных ископаемых. — Сов. геология, № 12, 1959, с. 137—142.

Розен О. М. Кристаллические сланцы основного состава и метаморфические формации. — В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма, т. 2. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1972, с. 141—143.

Розен О. М., Сидоренко Св. А., Близнюченко Л. М. К вопросу о формационном анализе докембрийских метаморфических комплексов. — Сов. геология, № 3, 1972, с. 44—56.

Розен О. М., Сидоренко Св. А. Формации углеродистых отложений докембрия (опыт анализа). — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия (тезисы докладов). М., АН СССР, 1973, с. 275—279.

Розен О. М., Сидоренко Св. А., Созинов Н. А. Углеродистые отложения докембрия и фанерозоя (основные аспекты сравнительно-формационных исследований).—В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., Недра, 1975, вып. 4, кн. 2, с. 141—155.

Романовский С. И. Возможные пути построения структурно-динамической теории формационного анализа. — В кн.: Геологические формации. Л., ВСЕГЕИ, 1968, с. 41—42.

Романовский С. И. Динамика формирования флиша. Л., Недра, 1976, 175 с.

Ротман В. К. Вулканогенно-молассовая формация (на примере Тихоокеанского подвижного пояса) (труды Лаборатории вулканологии, Казахск. ун-т, вып. 1). Алма-Ата, Казахск. ун-т, 1963, с. 44—56.

Руденко В. Е., Руденко Ю. Л. Проблема метаморфических формаций и реконструкция первичного состава измененных пород. — В кн.: Геология, тектонический режим и металлогения метаморфизма (тезисы докладов, т. I). Свердловск, Ур. ТГУ, 1977, с. 32—33.

Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования (труды проблемной лаборатории осадочных формаций и осадочных руд)/В. И. Попов, С. Д. Макарова, Ю. В. Станкевич, А. А. Филиппов. Ташкент, Гостоптехиздат, 1963, 714 с.

Рухин Л. Б. Переходные формации. — В кн.: Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях, ч. I. Новосибирск, ЗСФ АН СССР, 1955, с. 75—96.

Рухин Л. Б. Ряды фаций и формаций (тезисы докладов и сообщений Четвертого Всесоюзного литологического совещания). Ташкент, АН УзССР, 1959, с. 9—10.

Рухин Л. Б. Ряды фаций и формаций и их связь с островными дугами. — В кн.: Вопросы литологии и палеогеографии (уч. записки ЛГУ, сер. геол. наук, № 310, вып. 12). Л., ЛГУ, 1962, с. 32—54.

Рухин Л. Б. Основы литологии. 1-е изд. Л., Гостоптехиздат, 1953, 671 с., 2-е изд. — 1961, 779 с., 3-е изд., перераб. и дополн. Л., Недра, 1969, 703 с.

Рябенко В. А., Моськина О. Д. Терригенная (углисто-графititовая) формация Украинского щита и связанные с ней месторождения графита. — Геол. журнал, т. 38, № 2, 1978, с. 99—111.

Сапожников Д. Г. Основы прогноза осадочных рудных месторождений. М., Недра, 1972, 208 с.

Сапфиров Г. Н. Структурная геология и геологическое картирование. М., Недра, 1965, 159 с.

Саркисян О. А. Эффузивно-осадочные формации и фации палеогена Севано-Ширакского синклинория (Армянская ССР). Шестое Всесоюзное литологическое совещание (тезисы докладов). Тбилиси, 1963, с. 30—32.

Саркисян О. А. Эффузивно-осадочные формации палеогена Севано-Ширакского синклинория и условия их формирования.— В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., Наука, 1965, с. 175—187.

Семененко Н. П. Проблемы метаморфизма (источники метаморфизма и вопросы глубинности). — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 1, 1953, с. 98—113.

Семененко Н. П. Типы осадочных и осадочно-вулканогенных формаций структурных ярусов докембрия Украины. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 110—114.

Серпухов В. И. Курс лекций по структурной геологии. М., Ленинград. Горн. ин-т, 1967, 268 с.

Сивов А. Г. О принципах построения региональной стратиграфической шкалы и ее подразделениях. — В кн.: Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях, т. 1. Новосибирск, ЗСФ АН СССР, 1955, с. 105—121.

Сиворонов А. А. Выступление (труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 158). Л., ВСЕГЕИ, 1971, с. 261—262.

Сиворонов А. А. Вулканогенно-кремнистые формации Украинского щита (систематика и генезис). — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1975, т. 50, № 6, с. 75—89.

Сигов А. П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М., Недра, 1969, 240 с.

Сидоренко А. В., Лунева О. И. О фациях регионального метаморфизма и первичном составе пород. — Сов. геология, № 6, 1972, с. 7—21.

Синицын В. М. Введение в палеоклиматологию. Л., Недра, 1967, 232 с.

Синицын В. М. Климат латерита и боксита. Л., Недра, 1976, 152 с.

Слензак О. И. Структуры пересечения парных метаморфических поясов докембрия. Киев, Наукова думка, 1978, 110 с.

Словарь по геологии нефти. М., *Госгеолтехиздат*, 1953, 531 с. (*сокращенно* СГН, 1953).

Словарь по геологии нефти. М.—Л., Гостоптехиздат, 1952, 531 с. (сокращенно СГН, 1952).

Слосс Л., Крумбейн В., Деплз Э. Комплексный фациальный анализ. — В кн.: Осадочные фации в геологической истории. Пер. с англ. Б. Н. Достовалова. М., Изд-во иностр. лит., 1953, с. 137—176.

Смит Х. Г. Введение в петрографию: Пер. с англ. М.—Л., Геолразведиздат, 1933, 121 с.

Соймонов В. Ю. Инструкция горным партиям для геогностического описания хребта Уральского и для приискания руд и золотосодержащих россыпей. — Горн. журнал, ч. 2, кн. 4, 1829, с. 1—43.

Справочник по тектонической терминологии. М., Недра, 1970, 582 с. (сокращенно СТТ, 1970).

Срайлов Т. Формационный метод при классификации метасоматических пород. Алма-Ата, Наука, 1978, 101 с.

Старицкий Ю. Г. О принципах и методике составления обзорных металлогенических карт для платформ. — Сов. геология, № 10, 1965, с. 3—11.

Стратиграфический словарь СССР. М., Госгеолтехиздат, 1956, 1283 с.

Страхов Н. М. Историко-геологические типы осадконакопления. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 2, 1946, с. 39—71.

Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов (опыт сравнительно-литологического исследования) (труды АН СССР, Ин-т геол. наук, вып. 124, геол. серия, № 45). М., АН СССР, 1951, 371 с.

Страхов Н. М. О некоторых вопросах осадочного породообразования. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1955, т. 30, № 1, с. 71—78.

Страхов Н. М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1956а, с. 3—21.

Страхов Н. М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. Ст. 2. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 8, 1956б, с. 29—60.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I. М., АН СССР, 1960, 212 с.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963, 535 с.

Строна П. А. Главные типы рудных формаций. Л., Недра, 1978, 199 с.

Стрыгин А. И. Петрология и рудные формации докембрия Украинского щита. Киев, Наукова думка, 1978, 258 с.

Суздальский О. В. Шельфовая терригенная формация позднего кайнозоя Советской Арктики и прогноз россыпных месторождений. — В кн.: Геология моря, вып. 2. Л., НИИГА, 1973, с. 19—26.

Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков (пер. с англ.). М.—Л., ОНТИ. Гл. ред. Геологоразвед. и геодез. лит., 1936, 916 с.

Тектоническая карта Северной полярной области Земли. Масштаб 1 : 5 000 000 (ред. Б. Х. Егиазаров). М., Всесоюзное аэрогеологическое научно-производственное объединение «Аэрогеология» Министерства геологии СССР, 1978.

Тектоническая карта Центрального и Южного Казахстана. Масштаб 1 : 1 000 000 (ред. Л. И. Боровиков). М., Всесоюзный аэрогеологический трест Министерства геологии СССР, 1972.

Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. М., Гостоптехиздат, 1958, 572 с.

Теодорович Г. И. Основные типы осадочных формаций платформ, краевых и межгорных прогибов (на примере Русской платформы, Предуральского прогиба, Западно-Сибирской плиты и области Минусинской котловины). — Узб. геол. журнал, № 3, 1959, с. 9—21.

Тернер Ф. Дж. Пересмотр метаморфических фаций.— В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М., Наука, 1961, т. I, с. 24—30.

Тимофеев П. П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия ее образования (труды АН СССР, Геол. ин-т, вып. 198). М., Наука, 1970, 208 с.

Тимофеев П. П. Генетические основы формационного анализа осадочных образований. — В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых (доклады сов. геологов на IX Междунар. седиментологич. конгрессе). Новосибирск, Наука, 1977, с. 7—9.

Тимофеев П. П. Основные проблемы современной литологии и задачи междуведомственного литологического комитета. — Литол. и полезн. ископаемые, № 6, 1978, с. 3—15.

Тиррель Г. В. Основы петрологии. Пер. с англ. М.—Л., Гос. научно-техн. изд-во, 1932, 328 с.

Титанова Г. К. О специфике геологической формы движения материи. — В кн.: Методологические вопросы геологических наук. Киев, Наукова думка, 1974, с. 59—68.

Травин Л. В. Стратиграфия и дометаморфические формации архея Алдано-Учурского междуречья (Алданский щит). Л., ВСЕГЕИ, 1975, 13 с.

Трофимук А. А., Карагодин Ю. Н. Место слоевых ассоциаций (циклитов) среди природных тел геологического уровня организации материи и принципы их выделения. — В кн.: Теоретические и методические вопросы седиментационной цикличности. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1977, с. 3—47.

Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск, Зап.-Сиб. геол. трест, 1936, 209 с.

Усов М. А. Фации и формации горных пород. — В кн.: Вопросы геологии Сибири. Т. I. М.—Л., АН СССР, 1945, с. 23—30.

Усов М. А. Фации и формации горных пород. — В кн.: Основные идеи М. А. Усова в геологии. Алма-Ата: АН КазССР, 1960, с. 115—119.

Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1962, 414 с.

Фации метаморфизма/Н. Л. Добрецов, В. В. Ревердатто, В. С. Соболев, Н. В. Соболев, В. В. Хлестов, М., Недра, 1970, 432 с.

Фации регионального метаморфизма высоких давлений/Н. Л. Добрецов, В. С. Соболев, Н. В. Соболев, В. В. Хлестов, М., Недра, 1974, 328 с.

Филатова Л. И. Главнейшие формационные черты метаморфических протерозойских толщ Центрального Казахстана и некоторые особенности их седиментогенеза. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия (тезисы докладов). М., АН СССР, 1973, с. 133—134.

Филатова Л. И. Формационная оценка и особенности литологии метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщ протерозоя Центрального Казахстана. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 287—291.

Филатова Л. И., Филиппович И. З. Гранито-гнейсовые формации докембрия, условия их образования (на примере Южного Улутау, Ц. Казахстана). — В кн.: Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания. Баку, АН АзССР, 1969, с. 498—500.

Филатова Л. И., Филиппович И. З. Гранито-гнейсовые формации и условия их образования (на примере Южного Улутау, Ц. Казахстан). — В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М., Наука, 1972, ч. 2, с. 54—57.

Формации Украинского щита/Я. Н. Белевцев, И. С. Усенко, Г. И. Каляев и др. — В кн.: Третье Всесоюзное петрографическое совещание (тезисы докладов по проблеме: «Магматические формации и связь с ними полезных ископаемых»). Новосибирск, СО АН СССР, 1963, с. 214—220.

Формации суперкрустальных пород и принципы их выделения/Е. М. Лазько, В. П. Кирилюк, А. М. Лысак и др. — В кн.: Симпозиум «Принципы составления карт метаморфизма и некоторые общие проблемы петрологии» (тезисы докладов). Новосибирск, Наука, 1971, с. 43—45.

Формации суперкрустальных пород и принципы их выделения/Е. М. Лазько, В. П. Кирилюк, А. М. Лысак и др. — В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1972, т. 2, с. 119—134.

Формации и минеральные фации архейских метаморфических пород Алданского щита/В. И. Кицул, В. И. Березкин, Л. М. Богомолова и др. (труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 265). Л., ВСЕГЕИ, 1977, с. 113—119.

Формационные особенности и возрастное расчленение высокометаморфизованного нижнего докембрия/Е. М. Лазько, В. П. Кирилюк, А. М. Лысак и др. — В кн.: Геология докембрия. Л., Наука, 1972, с. 68—77.

Формозова Л. Н. Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция (труды АН СССР, Геол. ин-т, вып. 250). М., Наука, 1973, 172 с.

Фохт К. Руководство к геологии. СПб, издание товарищества «Общественная польза», 1865, 503 с.

Фролов В. Т. Принципы выделения и классификации осадочных геологических формаций. — В кн.: Осадочные формации и их нефтегазоносность (тезисы докладов Всесоюзн. семинара, МГУ, 25—27 апреля 1978 г.). М., МГУ, 1978, с. 123—124.

Фролов В. Т. Принципы выделения и классификации геологических формаций. — В кн.: Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М., Наука, 1980, с. 28—63.

Фролов В. Т., Фролова Т. И. К вопросу о принципах выделения и классификации вулканических и вулканогенно-осадочных формаций. — В кн.: Палеовулканизм и его продукты. Петрозаводск, Карельский филиал АН СССР, 1977, с. 3—8.

Хаин В. Е. О некоторых основных понятиях в учении о фациях и формациях. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1950, т. 25, № 6, с. 3—28.

Хаин В. Е. Литологические формации. Приложение. Спутник геолога-нефтяника, изд. 1-е, т. 2. Л., Гостоптехиздат, 1954, с. 431—438.

Хаин В. Е. Анализ формаций как метод палеотектонических исследований. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1959, т. 34, № 2, с. 3—18.

Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., Недра, 1-е изд. — 1964. 479 с., 2-е изд., перераб. и дополн. М., Недра, 1973, 510 с.

Хаин В. Е. О некоторых спорных вопросах и трудностях формационного анализа. — Проблемы магматической геологии (труды СО АН СССР, Ин-т геол. и геофиз., вып. 213). Новосибирск, Наука, 1973, с. 5—8.

Халфин Л. Л. О некоторых вопросах региональной стратиграфии. Материалы Новосиб. конф. по учению о геол. формациях, т. 1. Новосибирск, ЗСФ АН СССР, 1955, с. 45—55.

Халфин Л. Л. Осадочные геологические формации в стратиграфическом аспекте. — Сов. геология, № 10, 1959, с. 11—19.

Хасанов А. Х. Геология и возраст метаморфических формаций Гарм-Хаитской зоны (Центральный Таджикистан). — В кн.: Геология, тектонический режим и металлогения метаморфизма (тезисы докладов). Свердловск, Урал. ГГУ, 1977, т. I, с. 83—85.

Хатунцева А. Я. Лептитовая формация северо-запада Украинского щита. Киев, Наукова думка, 1977, 140 с.

Хворова И. В. Флишевая и нижняя молассовая формации Южного Урала. — Изв. высш. учеб. заведений. Сер. геол. и разведка, № 2, 1960, с. 3—15.

Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала (труды АН СССР, Геол. ин-т, вып. 37). — М., АН СССР, 1961. 352 с.

Хворова И. В. О принципах выделения и типизации вулканогенно-осадочных формаций. Шестое Всесоюзное литологическое совещание (тезисы докладов). Тбилиси, 1963, с. 8—10.

Хворова И. В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций (труды АН СССР, Геол. ин-т, вып. 81). М., АН СССР, 1963, с. 7—29.

Хворова И. В. О принципах типизации вулканогенно-осадочных формаций. — В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., Наука, 1965, с. 44—54.

Хворова И. В., Ильинская М. Н. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала (труды АН СССР, Геол. ин-т, вып. 81). М., АН СССР, 1963, с. 87—160.

Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения). — Бюлл. МОИП, отд. геол., 1952, т. 27, № 5, с. 31—52.

Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры (труды АН СССР, Геол. ин-т, вып. 91). М., АН СССР, 1963, 118 с.

Херасков Н. П. О качественных различиях геосинклинальных систем разного возраста. — В кн.: Деформация пород и тектоника (Междунар. геол. конгресс, XXII сес. Доклады сов. геологов. Проблема 4). М., Наука, 1964, с. 71—91.

Херасков Н. П. О качественных различиях геосинклинальных систем разного возраста. — В кн.: Н. П. Херасков. Тектоника и формации. Избр. труды. М., Наука, 1967а, с. 356—374.

Херасков Н. П. Тектоника и формации. — В кн.: Н. П. Херасков. Тектоника и формации. Избр. труды. М., Наука, 1967б, с. 375—401.

Херасков Н. П., Келлер Б. М., Штрейс Н. А. О геологических формациях (к итогам совещания по формациям в Западно-Сибирском филиале АН СССР). Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1953, с. 147—150.

Хорева Б. Я. Плутонические формации приразломных структур (зон смятия). — В кн.: Третье Всесоюзное петрографическое совещание (тезисы докладов по проблеме: «Магматические формации и связь с ними полезных ископаемых»). Новосибирск, СО АН СССР, 1963а, с. 67—72.

Хорева Б. Я. Зоны смятия, их характерные особенности и типы (труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 85). Л., ВСЕГЕИ, 1963б, с. 53—61.

Хорева Б. Я. Метаморфические формации Иртышской зоны смятия (опыт определения) (труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 94). Л., ВСЕГЕИ, 1963 в, с. 121—138.

Хорева Б. Я. Принципы расчленения метаморфических комплексов складчатых областей при геологическом картировании. — В кн.: Магматические и метаморфические образования Сибири (тезисы докладов). М., Недра, 1966а, с. 143—145.

Хорева Б. Я. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах. — Геотектоника, № 6, 1966б, с. 64—83.

Хорева Б. Я. Типы метаморфических поясов складчатых областей. — Докл. АН СССР, 1966в, т. 169, № 1, с. 195—198.

Хорева Б. Я. Принципы выделения и классификации метаморфических и плутоно-метаморфических формаций. — Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 5, с. 1138—1141.

Хорева Б. Я. Метаморфические и ультраметаморфические формации. Принципы их выделения и классификации. — В кн.: Геологические формации. Л., ВСЕГЕИ, 1968, с. 97—101.

Хорева Б. Я. Генетическая типизация процессов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма как основа формационного и металлогенического анализа метаморфических пород. — В кн.: Симпозиум «Принципы составления карт метаморфизма и некоторые общие проблемы петрологии» (тезисы докладов). Новосибирск, 1971а, с. 38—41.

Хорева Б. Я. Типы метаморфических комплексов постпротерозойских складчатых областей и проблема метаморфических формаций (труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 158). Л., ВСЕГЕИ, 1971б, с. 127—142.

Хорева Б. Я. Генетическая типизация процессов регионального метаморфизма как основа фациального, формационного и металлогенического анализа метаморфических пород. — В кн.: Обзорные карты и общие проблемы метаморфизма. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1972, т. 2, с. 110—119.

Хорева Б. Я. Критерии расчленения и генезис метаморфических и гранитоидных ультраметаморфических комплексов. Л., Недра, 1978а, 214 с.

Хорева Б. Я. Структурно-вещественные основы систематики метаморфических и ультраметаморфических формаций (тезисы докладов III регионального

петрографического совещания по Кавказу, Крыму и Карпатам на тему: «Рудоносность магматических формаций). Тбилиси, 1978б, с. 6—8.

Хорева Б. Я., Блюман Б. А. Полиметаморфические комплексы докембрийского фундамента палеозойских и мезозойских складчатых областей Средней Азии. Л., Недра, 1974, 216 с.

Хрянина Л. П. Метеоритные кратеры как геологические структуры. — Геотектоника, № 3, 1979, с. 112—125.

Хохлов В. А., Мирходжаев И. М. Метаморфизм и связанное с ним оруденение в Узбекистане. — В кн.: Материалы к V Всесоюзному петрографическому совещанию. Алма-Ата, Наука, 1976, т. 2, с. 235—237.

Цейслер В. М. Некоторые вопросы методики составления формационных карт. — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 42, № 6, 1967б, с. 115—123.

Цейслер В. М. Об иерархии формационных подразделений в связи со структурными элементами земной коры. — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 49, № 1, 1974а, с. 141—142.

Цейслер В. М. Об иерархии понятий при формационном анализе. — Изв. высш. учеб. заведений. Сер. геол. и разведка, № 11, 1974б, с. 10—21.

Цейслер В. М. Введение в тектонический анализ осадочных геологических формаций. М., Наука, 1977, 152 с.

Цейслер В. М. Роль ассоциаций осадочных формаций при палеотектонических реконструкциях. — Геотектоника, № 5, 1978, с. 34—38.

Цейслер В. М. Структуры геологических формаций. — В кн.: Структура геологических формаций. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1980, с. 31—42.

Цехомский А. М. Формация коры выветривания. — В кн.: Основы регионального изучения кор выветривания. Л., ВСЕГЕИ, 1979, с. 29—34.

Чалышев В. И. Главнейшие генетические типы красноцветных образований. — Докл. АН СССР, т. 217, № 3, 1974, с. 675—678.

Чарыгин М. М. Общая геология. Изд. 3-е. М., Гостоптехиздат, 1963, 376 с.

Черенков И. Н. Верхнепалеозойская флишевая формация Гиссаро-Алая. Душанбе, Дониш, 1973, 171 с.

Черкасов Р. Ф. Основные черты археид Алданской флогопитоносной провинции в связи с проблемами тектонического районирования. — В кн.: Тектоника Сибири. Новосибирск, Наука, 1973, т. 6, с. 148—156.

Черкасов Р. Ф. Архей Алданского щита. М., Наука, 1979, 160 с.

Шанцер Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований (труды АН СССР, Геол. ин-т, вып. 161). М., Наука, 1966, 239 с.

Шанцер Е. В. О принципах генетической классификации континентальных осадочных образований (доклады сов. геологов на XXIII сессии МГК. Проблема 8). М., Наука, 1968, с. 35—40.

Шатский Н. С. На теоретическом фронте советской геологии. — Сов. геология, т. 9, № 8, 1939, с. 3—6.

Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. — В кн.: Материалы к познанию геологического строения СССР. Нов. сер., вып. 2 (6). М., МОИП, 1945, 132 с.

Шатский Н. С. О марганценосных формациях и металлогении марганца. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1954а, с. 3—37.

Шатский Н. С. О зональном и биполярном размещении глауконитовых формаций в верхнем мелу и эоцене. — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 29 (5), 1954б, с. 3—19.

Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификации фосфоритовых залежей. — В кн.: Совещание по осадочным породам. М., АН СССР, вып. 2, 1955, с. 7—100.

Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенных пород и формаций. — Изв. АН СССР. Сер. геол., № 5, 1960, с. 3—23.

Шатский Н. С. Осадочные формации (стенограмма доклада на второй сессии Комиссии по проблеме «Закономерности размещения осадочных полезных ископаемых» 5 февраля 1959 г.). — В кн.: Избр. труды, т. III, М., Наука, 1965, с. 175—184.

Шатский Н. С. Фации и формации (Грисли и его учение о фациях). — В кн.: Избр. тр., т. IV. М., Наука, 1965, с. 219—232.

Шванов В. Н. Конвергенция геологических терригенных формаций и формационный анализ. — Вестник Ленинград. ун-та. Сер. геол. и географ., вып. 2, № 12, 1965, с. 5—16.

Шванов В. Н. Формационно-стратиграфические комплексы среднего палеозоя Зеравшано-Гиссарской и Восточно-Алайской зон Южного Тянь-Шаня. — В кн.: Литология и палеогеография. Л., ЛГУ, вып. 2, 1976, с. 75—90.

Шванов В. Н. Терригенные формации и формационно-стратиграфические комплексы геосинклинальной области. — В кн.: Осадочные формации и их нефтегазоносность. М., МГУ, 1978, с. 129—130.

Шванов В. Н. Об эмпирическом подходе в формационном анализе (описательная литология и понятие гилеации). — В кн.: Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М., Наука, 1980, с. 42—48.

Шемякин В. М. Чарнокитоиды раннего докембрия. Л., Наука, 1976, 179 с.

Штрейс Н. А. Значение исследований Н. П. Хераскова в развитии учения о геологических формациях. — В кн.: Н. П. Херасков. Тектоника и формации. Избр. труды. М., Наука, 1967, с. 3—11.

Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П. Магматизм в истории развития нижнего докембрия (на примере докембрия Северо-Запада СССР и Восточной Сибири). — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., Наука, 1969, с. 47—64.

Щербаков И. Б. Петрография докембрийских пород центральной части Украинского щита. Киев, Наукова думка, 1975, 279 с.

Эйхвальд Э. И. Полный курс геологических наук преимущественно в отношении к России. Ч. 2. СПб, 1846, 572 с.

Янов Э. Н., Малич Н. С. Классификация осадочных формаций. — В кн.: Геологические формации. Материалы к совещанию. Л., ВСЕГЕИ, 1968, с. 51—54.

Яценко Г. М. Ряды метаморфических — ультраметаморфических формаций в нижнем докембрии. — В кн.: Геология, тектонический режим и металлогения метаморфизма (тезисы докладов, т. I). Свердловск, Ур. ГГУ, 1977, с. 17.

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Ассоциация офиолитовая архейская 289

Геогенерация осадочная 29
Гилеация 24
Группа метаморфических пород 240, 281
— — формаций 254, 255, 271
— петрогенетическая 254

Единица геостратиграфическая 38

Класс метаморфических формаций 255
— ретрометаморфических формаций 260, 281
Комплекс анортозит-чарнокитовый 357
— метаморфический 240
— равнин аридных 200
— ультраметагенный 252
— — метаморфических 255
Кульм 130

Литоформация 24

Мел писчий 171
Метаформация 240
Моласса 82, 132, 134
— верхняя 140
— внешняя 136, 141
— внутренняя 136, 141
— вулканогенная 93, 141
— главная 144
— нижняя лагунная 148
— — морская 148
— отдаленно-орогенная 151
— поздняя 136, 149
— ранняя 136, 150
— соленосная 82, 150
— телеорогенная 151
— угленосная 82, 151
— — лимническая 146
Молассоиды 147
— впадин межгорных остаточных унаследованных 148
— — наложенных 148
— интрагеосинклинальные 138, 144
— катаплатформенные 138, 144
— окраинные 148
— постгеосинклинальные 138, 149
— прогибов краевых 147
— эпигеосинклинальные 138, 151
— эпиплатформенные орогенной стадии активизации платформ 138, 152

Надформация метаморфическая 254

Палеоформация габбро-базальт-андезитовая 329
— осадочно-вулканогенная 333
Подформация глаукофан-зеленосланцевая (переходная) 297

Ряд петрогенетический метаморфических формаций 254
— чарнокитовый 327

Семейство формаций метаморфических 254
— чарнокитовое 357
Серии вулканогенные раннегеосинклинальные 280
— осадочные 58
— — геосинклинальные 58
— — континентальные 58
— — морские 58
— — эпиконтинентальные 58
Серия арендалитовая 357
— гондуритовая 305
— осадочная 38
— сланцевая кристаллическая 240
— филлитовая фристаллическая 240
— чарнокитовая 327, 357
Субформация аридная платформенной карбонатной формации 200
— гумидная платформенной карбонатной (известняковой) формации 194

Тип зональный (региональный) литогенетической формации 180
— формаций метаморфических 254
— — — фациально-петрографический 254
— формационный 253, 283
— — амфиболито-гранулито - эклогитовый 295
— — — гранулитовый 294
— — базито - ультрабазито-эклогитовый 315
— — Георга Барроу 294
— — диафторитовый геосинклиналей фемического профиля 313
— — дунит-перидотитовый 322
— — зелено- и глаукофаносланцево-амфиболито-эклогитовый 295
— — зеленокаменно - аспидносланцевый 315
— — зеленокаменный 315
— — зеленосланцево - эпидот-амфиболитовый 293

— — — — — амфиболито - амфиболитовый 294
— — зеленосланцевый 315
— — Марун-Кеу 316
— — метаморфический 240
— — мигматито - гранулито-чарнокитовый 358
— — сиалического профиля 312
— — фемического профиля 312
— — Шотландского нагорья 294

Флиш 82, 98
— вулканито-кремневый 92
— вулканогенный 110
— глинистый 92, 110
— карбонатный 82, 92, 110
— конгломератовый 109
— кремнистый 110
— песчаниковый 109
— песчано-глинистый 109
— песчаный 92
— туфовый 110
— туфогенный 82
Формации абиссальные 54
— аридного типа осадочного процесса 198
— аридной и перигляциальной зоны 198
— аридные 62, 95, 197—198, 181
— — осадочные 197
— — соленосные 202
— батиальные 54
— бокситовые 81
— брахигеосинклинальные 57
— внутриконтинентальные 59, 63, 199
— внутриокеанические 59
— — межгорных 138
— вулкано-эдафогенные 219
— вулканогенно-известняковые 122
— — карбонатные 90
— — кремнисто-терригенные 123
— — обломочные 138
— — осадочные 8, 81—82, 87, 90—91, 138, 159
— — терригенные 90
— вулканогенные 66, 82, 87, 90—91, 138
— габбро-амфиболитовые 273
— галитовые 202
— галогенные 76, 201
— — заливные 204
— — — типа виррильского 204
— — — — карабогазгольского 204
— — континентальные 203
— — краевой части эпиконтинентального бассейна 205
— — лагунные 203
— — морей солеродных внутриконтинентальных 205
— — нерасчлененные 76
— — сульфатные 202
— — — полноразвитые 202
— — хлоридные полноразвитые 203
— геоантиклиналей 218
— геосинклинальные 57, 66—67, 81—82, 87, 91
— — осадочно-вулканогенные 98
— геосинклинальных впадин 235
— — желобов 218
— — котловин 218
— — областей 56
— — систем на стадии островной дуги 233
— геотермально-статические (нуклеарные) 280
— гиперглиноземистые 301
— глауконито-фосфоритовые 81
— глинисто-карбонатные 268
— глинисто-кварцево-песчаные 163
— — ракушечниковые 38
— — сланцевые 78, 81, 101, 115
— глинистые 164, 219
— глиноземистые 266
— глубоководно-айсберговые 183
— гор глыбовых 137
— горных массивов 138
— горообразовательные (орогенные) 59
— гранитогнейсовые и гранитоидные 354
— графитистых сланцев и кварцитов 283
— гумидно-морские 181
— — наземные 181
— гумидного типа 189
— гумидные 62, 85, 94, 181, 188
— — внутриконтинентальные 190
— — жаркого пояса 189
— — морские платформенные карбонатные 194
— — осадочные 188, 192
— — умеренного пояса 189
— гумидных зон 189
— — равнин 56, 63, 190, 211
— дельтовые 54, 81
— депрессий (геосинклинальные) 59
— депрессионные 55
— динамометаморфические 258, 269, 339
— динамометаморфических сланцев 259
— динамотермальные 255
— динамотермометаморфические 255, 269, 287
— доломитово-ангидритовые 202
— доманикового типа 174
— доманиковые 174
— дометаморфические и переходные 250
— железистые 335

— зеленокаменные 280, 314
— зональные областей холодного влажного климата 182
— интрузивных пород 66
— исходные неметаморфизованные 250
— кайнозойских геосинклинальных систем 218, 233
— карбонатно-терригенные 120, 173, 218
— — фтанитовые 123
— карбонатные 64, 74, 81, 90—91, 100, 120, 138, 158, 170, 219, 279, 309, 321
— — (известняковые) платформенные 170
— — нерасчлененные 74
— — орогенные 148
— — полимиктовые сероцветные 81
— катаплатформенные 137, 145
— кератофиро-лептитовые (Украинского щита) 267
— климатогенные 66, 180
— контактово-метаморфические 256, 269, 342
— — пирометаморфические 257, 350
— континентальные 53, 91
— — аридные 81
— — гумидные 81
— — нивальные 81
— коры выветривания криогенной 184
— котловин окраинных морей 233
— котловинно-мерзлотные 184
— краевых прогибов 56, 57, 136, 138
— кремнеземистые 303, 320
— кремнисто-вулканогенные 101, 123
— — глинистые 219
— — сланцевые 283
— криогенно-осадочные 181
— криогенные 180, 183
— кристаллического основания 280
— куполов ледниковых 183
— лагунно-ледниковые 181
— — — (шельфово-ледниковые) 183
— — озерные 54
— — соленосные 81
— ледниково-морские 181, 183
— — наземные 181, 183
— ледниковые 171
— — (тиллиты) 182
— ледово-грунтовые 183
— — — (мерзлотные) 184
— — морские 183
— ледовые 62, 181, 182
— литогенетические 179
— — аридного субтропического и умеренного климата 209
— — — тропического климата 206
— — областей равномерно влажного климата 196
— — переменно влажного климата 194
— марганцовистые 303
— межгорных котловин гумидной зоны 191
— — — и предгорных впадин аридной зоны 56
— метааллитовые 266, 334, 346
— метаацидитовые 265, 269, 329, 343
— метабазальтоидные 265
— метабазитовые 265, 269, 322, 342
— — (Украинского щита) 267
— метагабброидные 265
— метагалогенные 266, 269
— метагранитоидные 265
— метакарбонатные 266, 269, 338, 348
— метаморфические 236, 269, 270, 272, 273, 278, 280, 282—283, 356
— — амфиболитов или зеленых сланцев 275
— — типа зон смятия 263, 268
— — калиевого ряда 262
— — кали-натриевого ряда 262
— — монофациальные 259, 271—272
— — натриевого ряда 261
— — осевых зон геосинклинальных прогибов 264, 268
— — полифациальные 259, 271—272
— — — и ультраметаморфические 260
— — ранней (догранитной) стадии развития складчатых комплексов 260
— — стадии становления гранитоидов 261
— — в подвижных поясах земной коры 264, 268
— метаморфических пород 66
— метаплатформенные 137, 146
— метариолитоидные 266
— метасиаллитовые 266, 269, 331, 343
— метасилицитовые 266, 269, 335, 346
— метаультрабазитовые 265, 269, 321, 342
— мигматито-гнейсово-сланцевые 273
— миогеосинклинальные 92—93, 100, 230
— молассовые 81, 100, 132
— — грубообломочные 138, 144
— — красноцветные 145—146
— — собственно 136
— — соленосные 150
— — угленосные 151
— молассоидные (аллохтонные) 158
— морские 53, 63, 91, 199
— — абиссальные 81
— — батиальные 81
— — конгломерато-песчано - глинистые 79
— — флишоидные 80

— — шельфовые 81
— наземные 68
— наиболее мобильных участков платформы 156
— нормально-осадочные 181
— нуклеарной стадии планетарного развития Земли 280
— областей постконсолидационной активизации 87
— океанских желобов глубоководных 234
— — — типа западноамериканских 235
— — котловин 228
— окраинные 59
— орогенные 63, 66, 82, 86—87, 95, 131, 134, 137—138
— — (молассовые) 131, 135
— ортометаморфические 264, 269
— осадочные 58, 87, 90, 138
— — ложа океанов 220
— — океанов 217
— — терригенные 91
— — типоморфные 98
— островных гряд (геоантиклинальные) 238
— паковые 183—184
— паралические 53, 91, 199
— параметаморфические 265, 269
— пелагические талассогенов 219
— — нерасчлененные 68
— переходные 56, 135
— перикриогенные 183
— — терригенно-карбонатные 158
— песчано-глинистые 138
— — фтанитовые 119
— пирометаморфические 257
— плагиогнейсовые 275
— плагиомигматитовые 275
— платометаморфических пород 263, 278
— платформ 56
— — автохтонные осадочные 155
— — аллохтонные осадочные 155
— — позднемолассовые 149
— платформенные 66—67, 81—82, 86—87, 94, 152, 156, 159
— — автохтонные 66, 155
— — аллохтонные 66, 155
— — эпиконтинентальные 218
— поднятий (антеклиз) и депрессий (синеклиз) 59
— — (геоантиклинальные) 59
— покровно-ледниковые 94, 183
— — мерзлотные 184
— «полесий» 124
— полиметаморфическая 259
— полиметаморфических пород 275
— — — калиевого ряда 275
— пород контактового метаморфизма 258
— — регионального метаморфизма 256
— — — — нормального терригенных толщ 263, 278
— порцелланитовые 257, 269, 351
— приконтинентальные 218, 227
— прилегающие к системам складчатых областей 156
— припайные 184
— протометаморфические 262, 278
— пятнистых сланцев 258
— равнинообразовательные (пленогенные) 59
— развитые в авлакогенах 156
— — метаморфические 255, 268—269, 281, 287
— реконструированные 321
— роговиков 258
— серицит-хлоритовые 283
— сероцветные 197
— — континентальные песчано-глинистые 80
— сиалические 295, 316
— силицитовые 72
— — нерасчлененные 72
— симметричные 156
— системы срединноокеанских хребтов 218
— сланцево-кварцитовые 283
— сланцевые 275, 282
— — нерасчлененные 283
— слоистые 52
— собственно контактово-метаморфические 256
— соленосные 81
— соляные 54
— срединноокеанских хребтов 219
— стабильных участков платформы 156
— субаэральные 54
— сульфатно-галогенные 138
— — карбонатные 158
— суперкрустальные 285—286
— талассогенов (талассократонов) 228
— талассократонов 218
— тектогенные 66
— термометаморфические 256, 269, 342
— терригенно-вулканогенные груборитмичные 267
— — карбонатные 81, 91
— — туффито-кремнистые 90
— — углеродистые 334
— терригенные 64, 81, 87, 90, 114, 160, 218
— — ритмичные 267
— угленосные 65, 77, 81, 91, 158
— — паралические обширных плоских предгорных равнин 191
— углеродистые 331, 333

— узловатых сланцев 258
— ультрабазитовые (Украинского щита) 266
— ультраметаморфические 270—273, 283—284, 286, 352
— ультрафемические 287
— фациально-петрографические 210
— фемические 289, 313
— феррокремнеземистые 305, 320
— флишевые 78, 81, 101
— флишоидные 111
— — песчано-глинистые 113, 116
— — — — плагиолипарито - базальтовые 114
— флювиально-мерзлотные 184
— хемогенно-биогенные 82
— шельфово-айсберговые 183
— шокметаморфические 339
— щитов ледниковых 183
— эвгеосинклинальные 92, 280
— — и миогеосинклинальные верхнего структурного этажа 280
— эклогито - гранато - амфиболито-сланцевые 273
— эпейрогенные 63
— эпигеосинклинальные 100, 137, 151
— эпиконтинентальные 56, 218, 283
— эстуариевые 54
— этапа начального аридного литогенеза 198
— эффузивно-осадочные 62
— — пирокластические 138
— эффузивные 64
— эффузивных пород 66
Формация 36—37
— адергнейсовая 355
— адиноловая 351
— адуляр-протогиновая 318
— айсберговая 183
— — терригенная 226
— актинолит-ортоамфиболитовая 326
— — хлорит-роговиковая 342
— — эпидот-карбонат-сланцевая 290
— — — сланцевая 290
— актинолитовых амфиболитов и зеленых сланцев 292
— аллювиальная 54, 94
— альбит-гранат-амфиболитовая 291
— — хлорит-карбонатно - сланцевая 309
— — — параамфиболитовая 339, 348
— альбитофир - спилит - зеленосланцевая 275
— — спилитовая 275
— — и аплитовидных гранито-гнейсов 283
— амфибол-биотитовых гнейсов и амфиболитов 297
— — мигматитов 354
— — магнетитовых кварцитов и амфиболитов 306
— — — — и гнейсов 306
— — — — и гранат-биотитовых гнейсов 306
— — роговиковая 349
— — плагиогнейсовая 276
— амфиболито-гнейсовая 300
— — и амфиболовых гнейсов 292
— амфиболитовая 283, 286, 292
— амфиболовых и биотит-амфиболовых мигматитов 353
— — мигматитов 353
— ангидрито-доломитовая 178
— андалузит-биотит-роговиковая 344
— — филлитово-гнейсовая зональная 276
— андезито-базальтовая 82, 92
— антофиллит-роговообманковая 288
— аркозовая конгломерато-алевритопесчаная 157, 162
— аспидная 82, 114, 117, 316
— — (сланцево-граувакковая) 91, 101
— аспидно-известковая 173
— базальт-спилит-джеспилитовая зеленосланцевая 321
— базальтовая 91
— — галечниково - песчано-глинистая молассовая 90, 140
— — кремнисто-карбонатная 90, 123
— — — песчано-глинистая 90, 129
— базальто-андезитовая кремнисто-карбонатно-песчано-глинистая, 90, 123
— — — — песчано-глинистая 90, 129
— — — песчано-глинистая 90, 130
— базальт-андезит - дацит-липаритовая 92—93
— — дацитовая контрастная 92
— — — контрастная 92—93
— базальтов толеитовых 92—93, 95
— базальтоидов щелочных 91, 93—95
— бескарбонатная 279
— биотит-актинолит-тальковая (мезозонная метаофиолитовая) 342
— биотит-амфиболитовая 288
— — амфиболовых гнейсов и амфиболитов 283
— — гиперстеновых гнейсов 299
— — гранат-паралептитовая 332
— — гранатовых бластитов (бердичевских «гранитов») 285—286, 353
— — — гнейсов и гиперстеновых кристаллических сланцев 269, 298
— — — — и пироксеновых кристаллосланцев 298
— — — и биотитовых гранито-гнейсов 283
— — — мигматитов 353
— — ортоамфиболито-гнейсовая 325
— — роговообманковых бластитов 853

— — — диоритовидных пород 286
— — хлорит-филлитовая 318
— биотитовых, биотит-гранатовых и гранатовых гнейсов 298
— — — роговообманковых гнейсов, плагиогнейсов и кристаллосланцев 286
— — бластитов 355
— — гнейсов 297
— — гранитогнейсов 286, 355
— — и биотит-амфиболовых гнейсов 283
— — — — гранатовых гнейсов 269, 283, 286
— — — — роговообманковых платиогнейсов, гнейсов и кристаллосланцев 297
— — и гранат-биотитовых мигматитов 353
— — мигматитов 354
— биохемогенная известняковая 92
— — кремневая 92
— битуминозная глинисто-известняково-доломитовая 158
— битуминозно-глинисто - карбонатная 175
— бугитовая 357
— венитовая 355
— верхнемолассовая 136
— внутренних впадин 135, 151
— — моласс 151
— вулканогенная коллювиальная 92
— — (спилитовая и спилит-кератофировая) 329
— — карбонатно-терригенная 91
— — кремнистая 82, 91
— — ледниковая (палагонитовая) 183
— — терригенная 91, 219
— — — гнейсифицированная 331—332
— — терригенно-сланцевая 319
— вулканокластическая 232—233
— вулкано-эдафогенная 232
— высокоглиноземистая 334
— — — и полевошпатовых кварцитов 304
— — и графитовых гнейсов, кварцитов, мраморов и параамфиболитов 312
— габброидно-гнейсовая 324
— галогенная галититовая 203
— — галитовая 158, 178
— — калиеносная 158, 177
— — калийная 203
— — сульфатная 203
— галогенно-карбонатная 90, 178
— геллефлинтовая 296
— гематит - метасилицит - кварцитовая 335
— геоантиклинальная 137
— геологическая 43
— геосинклинальная 91
— гидрохимическая 146
— гиперстен - диопсид-волластонит-кальцифировая 349
— гиперстеновых бластитов 286, 359
— — гнейсов и кристаллических сланцев 283, 286
— гиперстенсодержащих гнейсов и кристаллосланцев 299
— гипсоносно-карбонатная 82
— глауконито-опоковая 168
— — песчаная 169
— — фосфорито-песчаная 94
— глауконитовая песчаная 157, 169
— — песчано-доломитовая 169
— — метабазитовая зональная 276, 323
— — слнцевая 291
— — — зональная 276—277, 296
— глинистая 81, 101, 158
— — сероцветная 87, 116
— — талассогенов 229
— глинисто-известняковая 96, 158
— глинистых сланцев 116
— гнейсо-амфиболитовая 300
— — графито-мраморная 272
— — кварцито-доломито - мраморная 272
— — «кварцитовая» 304
— — сланцевая 299
— — слюдяно-кварцитовая 272
— полиметаморфического происхождения 340
— гнейсовая 300, 346
— гнейсовых куполов 276
— гнейсо-гранитная 356
гнейсо-гранитоидная биотит-рогово-обманковая 330
— — двуслюдяная 330
— гольцовая 181, 186
— гондитовая 277, 305
— горная 38
— — ледниковая 93—94, 183
— — мерзлотная (гольцовая) 183
— горючих сланцев, битуминозных мергелей 81 и глин
— гранат-двуслюдяная 296
— — дистен-сланцевая 301
— — микроклиновых бластитов и мигматитов 286
— — — гранитогнейсов и мигматитов 286
— — — гранитогнейсов и мигматитов 354
— — ортоамфиболитовая метагабброидная 326
— — — метадиабазовая 326
— гранито-гнейсов 283, 355
— гранито-гнейсовая 253, 354, 355

— гранитоидная катаклазированная 341
— — плутонометаморфическая катазоны 357
— — — мезо- и эпизоны 356
— гранитоидов и мигматитов 360
— — нерасчлененная 283
— гранодиорито-гнейсов («собитов») 285—286, 354
— гранулитов 283, 299
— гранулитовая корунд-шпинель-анортитовая 303
— — метагранитоидная 331
— граувакковая 82, 117—118
— графит-кондалитовая 303
— — графитовых гнейсов, мраморов и железистых кварцитов 306
— — и силлиманитовых гнейсов и перекристаллизованных силицифицированных известняков 311
— графитоносных высокоглиноземистых гнейсов 301
— гроссуляр-парагнейсовая 332
— гумидная межгорных котловин 190
— — морская платформенная терригенная 193
— — — — терригенно - карбонатная 194
— — терригенная 194
— — терригенно-карбонатная 194
— дацит-кератофиро-сланцевая 319
— дацито-кератофиро-лептитовая 319
— двупироксено-гранулито - гнейсовая 272
— двуслюдяно-паралептитовая 332
— — филлитовая 296
— дельт 55
— джеспилитовая 101, 277, 283, 307
— — слюдяная 307
— джеспилитоносная зеленосланцевая базальто-спилитовая 315
— диабаз-порфировая 296
— диабазо-порфиритовая аспидная 317
— диаспор-хлоритоид - наждаковая 301
— диафторитов и филлонитов 340
— динамоконтактовых кристаллических сланцев и гнейсов 340
— динамометаморфических «зеленых сланцев» 339
— диопсид-амфибол-гранат - скаполитовая мраморо-чиполино-гнейсовая 310
— — кальцифиро-гранулитовая 310
— — ортоамфиболитовая 327
— — параамфиболитовая 339
— — плагиоклаз-кальцифировая 310
— дистен-гнейсовая 277
— — кварцито-сланцевая 276
— — филлито-гнейсовая зональная 276
— — филлитово-базитовая зональная 276
— долинно-ледниковая 181
— доломито-известняковая 95
— — порфирито-ультрабазито - мигматито-микроклино-гранитная 357
— доломитов, известняков и углистых сланцев 339
— доломитовая 82
— доломитово-терригенная 82
— доманикоидная (парагенолит) 175
— дометаморфическая 250
— железисто-кварцитовая 272, 307
— — кремнистая 338
— — — сланцево-лептитовая 305
— — кремнисто-метабазитовая 323
— — силикатных микрокварцитов, зеленых сланцев и эпидотовых амфиболитов 306
— — — — и двуслюдяных микрогнейсов 306
— — сланцево-гнейсовая 308
— — хлорит-филлитовая 321
— железистых кварцитов 307
— — —и джеспилитов 307
— — микрокварцитов, джеспилитов и железисто-силикатных сланцев 305
— железорудная метаморфогенная 307
— железорудная-амфиболитовая 283
— — гнейсо-амфиболитовая 269, 308
— — гнейсовая 308
— — лептитовая 283
— зеленокаменная 101, 272, 276, 277
— зеленокаменно-глаукофан-сланцевая 274
— зеленокаменных пород и зеленых сланцев 289
— зеленосланцевая 289
— зеленосланцевых диафторитов 281, 341
— зон смятия ультраметаморфическая 252
— зонально-гнейсовая 277
— игнимбритовая 92
— известковая 55
— известково-глинисто-битуминозная 175
— — роговиковая актинолит-хлорит-эпидотовая 348
— — — гроссуляр-диопсид-волластонитовая 349
— — — диопсид-скаполитовая 349
— известняков глинистых, мергелей и рифовых известняков 122
— — рифогенных (рифовая) 121
— известняковая 57, 82, 90, 100, 158, 170
— — геосинклинальная 101, 120

— известняково-глинистая 82
— — — песчаная 158
— — доломитовая 82, 90, 158, 171
— — доломитово-терригенная 82
— — — терригенно-гипсоносная 82
— — песчаная мелководная 93
— илистая 55
— импактная 342
— импактовая 342
— интрузивно-ультрабазитовая 321
— кальцифир - кристаллосланцевая 269, 286, 310
— кальцифиро-роговиковая диопсид-флогопит-форстеритовая 350
— — — флогопит-шпинель - форстерит-диопсидовая 349
— кальцифировая диопсид-амфибол-гранатовая 349
— каолинито-песчаная 215
— каолинитово-песчаная 159
— каолинитовых глин и бокситовых 159
— карбонатная 56, 66, 93, 172, 338
— — глинисто-песчаная морская 158
— — долеритовая (трапповая) 90, 172
— — мраморизованная 348
— — пелагическая 220
— — пестроцветная 90, 172
— — срединных хребтов 231
— карбонатно-галогенно - карбонатная 91
— — гнейсовая 269, 311
— — гранулитовая 277
— — кремнистая 82, 177
— — мергелистая 56
— — мигматитовая 276—277
— — сульфатная 207
— — мелководная 93
— — терригенная 82, 173
— — —, существенно турбидитная 227
— — флишоидная 339
— — эвапоритовая 95
— карбостромовая 122
— катакластических пород 341
— кварц-кератофировая 329
— — роговиковая гематит-сидерит-тюрингитовая 346
— — — магнетит - куммингтонитовая 346
— — хлоритовых, кварц-серицитовых сланцев и безрудных микрокварцитов 306
— кварцево-песчаная 159, 161
— — — второго типа 162
— — — первого типа 162
— — — третьего типа 162
— кварцито-доломито - филлито-амфиболито-гнейсо - микроклино - гранитная 357
— — паралептитовая гранат-слюдяная 332
— — сланцевая 82, 299
— — — гранат-роговообманковая 347
— — сланцево-карбонатная (доломитовая) 283
— — филлитовая 320
— — — серицит-хлоритовая 317
— кварцитов и высокоглиноземных пород 283, 304
— кварцитовая 279, 303
— — двуслюдяная 303
— кератофир-спилит-диабазовая 82
— кимберлитовая 94
— кинцигитовая 269, 283, 286, 298
— коллювиально-флишевая 95
— конгломерато-гнейсовая 320
— кондалитовая 276, 283, 301
— кор выветривания 159, 210
— — — латеритных 215
— — — нерасчлененных 216
— — — погребенных 212
— кораллово-водорослевая рифовая 230
— коры выветривания криогенной 187
— котловин межгорных 137
— — — и предгорных впадин 191
— — — терригенная 137
— котловинно-мерзлотная или предгорно-мерзлотная 186
— — озерная красноцветная 94
— — — сероцветная 94
— красноцветная 56, 65
— — вулканогенно-молассовая 145
— — глинисто-песчаная аллохтонная 158, 165
— — молассоидная морская 159, 165
— — мощная 56
— — песчано-глинистая 90, 163
— красноцветов бескарбонатных (латеритовых) 195
— — — (—) типа ферроаллитового (бокситового) 195
— — — (—) — ферросиаллитового 195
— карбонатных 206
— кремнево-терригенная 96
— кремнистая 82, 126
— — базальтовая 90, 127
— — отдаленная 127
— кремнисто-вулканогенная 283
— — вулканогенно-терригенная 91
— — глинистая 229
— — диатомовая 128
— — песчано-глинистая 90, 127
— — сланцевая 125, 128
— — терригенная 228
— кремнистых глин и опок 82
— кристаллических известняков и графитовых гнейсов 311

— кульмовая 130
— куполов ледниковых 185
— лагунная 54, 101, 135—136, 146
— — метаморфизованная 321
— — соленосная 93
— — эвапорито-красноцветная 166
— — эвапоритовая 95
— лагунно - континентальная (базальная) 160
— латеритная 159
— ледниковая 54
— — вулканических гор 185
— — предгорно-долинная (сетчатая) 185
— лейкократовых гранито-гнейсов 285, 286
— лептинитовая (паралептинитовая) 333
— лептинолитовая 345
— лептито-гнейсо-амфиболито - плагиоклазо-гранитоидная 357
— лептитовая 295
— — нерасчлененная 283
— лессовая 183, 188
— лигнитовая глинисто-песчаная 158, 167
— лимническая 94
— — галечниково - песчано - глинистая (безугольная) 90, 143
— — угленосная галечниково-песчано-глинистая 90, 143
— липарит-базальтовая 91
— — лептитовая 319
— липарито-дацитовая 82
— липаритовая 82, 91—92
— литогенетическая 37
— литологическая 24, 31
— магматическая и метаморфическая 251
— магнезиальных сланцев 287
— марганцовая метаморфогенная 305
— мезомиктовая 196
— мел-опоко-мергельная 94
— мела и мелоподобных мергелей 82
— — планктоногенная 95
— мерзлотно-соровая 187
— метааргиллитовая 276
— метааспидная 331
— метабазитов 322
— — и метаультрабазитов 324
— метабазитовая собственно 323
— метабокситовая 335
— метагипербазитовая 321
— метадиабазо - метапорфиритовая 324
— — спилито-кератофировая 325
— метаизвестняковая 338
— метакарбонатная 276
— — метааргиллитовая 277
— метамагматическая 251
— метаморфизованная 251
— метаморфическая 236—240, 249
— — монофациальная конкретная 260
— — полифациальная конкретная и ультраметаморфическая 260
— — сиалическая 300
— — фемическая 292
— метаморфических пород 240, 249
— метаморфогенная 250
— метапесчаников, кварцитов и аспидных сланцев 331
— —, метаконгломератов и филлитов 331
— —, — и кварц-слюдяных сланцев 331
— метапорфиро - метапорфиритовая 319
— метапорфировая 319, 343
— метапсаммоидная 343
— метасилицит-кварцит - паралептитовая слюдяная 336
— — кварцитовая 335
— — — авгит-куммингтонит - магнетитовая 347
— — — биотит-эпидот - магнетитовая 336
— — — гиперстен-гранатовая 347
— — — — магнетитовая 337, 347
— — — куммингтонит - геденбергит-магнетитовая 337
— — — марганцовисто - железистая 336
— — — роговообманко - магнетитовая 337
— — — слюдисто-гранат - магнетитовая 337
— — — фаялит-магнетитовая 337, 348
— — кварцитогнейсовая авгит-биотит-гранатовая 336
— метасилицито-филлитовая хлорит-магнетит - гранат - роговообманковая 336
— метасоматическая 240
— метатерригенная 276
— мигматит-гнейсовая 276
— — гранитовая 283—284
— — плагиогранитовая 283—284
— мигматитов 283
— — амфиболитовой фации и связанных с ними анатектитов 352, 355
— — фации гиперстеновых гнейсов и связанных с ними чарнокитов 358
— мигматитовая 253, 352
— молассовая 56—57, 66, 91, 100, 131, 133, 135
— — верхняя 100
— — галечниково-песчано - глинистая плагиолипарито-базальтовая 148
— — глинисто-ракушечниковая 147

— — континентальная галечниково-песчано-глинистая 90, 142
— — континентально-морская галечниково-песчано-глинистая (смешанная) 90, 143
— — метаморфизованная 320
— — морская галечниково-песчано-глинистая 87, 143
— молассоидная 320
— мономиктовая 196
— монтичеллит-мраморная 351
— морская терригенная (нижняя или трансгрессивная) 160
— мрамор-кальцифировая 269, 312
— мраморизованная офикальцитовая 348
— мраморная метагипсовая (?) 338
— «мраморно-гнейсовая» 311
— чиполино-параамфиболитовая 339
— мраморо-графито-гнейсовая 311
— мраморо-эпидозитовая 309
— мраморов 312
— наждаковая 346
— наземно-вулканогенная (порфировая) 100, 136
— наложенных мульд и внутренних впадин 57
— наносная 55
— нижнемолассовая 136
— нижнетерригенная метаморфизованная 320
— обвально-оползневая 95
— областная 37
— озерная 54
— оледенений горных 184
— — материковых 184
— олигомиктовая 196
— опоково-глауконитовая 168
— органогенно-известняковая 94
— органогеновая 55
— ортоамфиболито-гнейсовая 325
— ортоамфиболитовая метагаббро-идная 326
— — метагаббро-гранитоидная 326
— — метадиабазовая 326
— ортоамфиболитовая метаспилитовая 325
— ортолептитовая биотит-роговообманковая 330
— — двуслюдяная 330
— осадочная 19, 26, 31, 34—35, 42
— — океанская 217
— — рифтовая 232
— осадочно-метаморфизованная 251
— — пирокластическая 128
— осадочных пород 33
— офиолитовая 276, 289, 341
— пантрансгрессивная биохемогенная карбонатная 93
— парагнейсовая безгроссуляровая 333
— — железорудная 337
— парагранулитовая 333
— паралептитовая биотит-роговообманковая 332
— паралическая угленосная галечниково-песчано-глинистая 90, 144
— пелагическая глинисто-кремнистая 229
— — карбонатная 230
— пелагических глин (красных глубоководных глин) 228
— перигляциальная 183—184
— песков аркозовых и кварцевых 90, 162
— пестроцветная глинисто-карбонатная 158, 176
— — карбонатно-песчано - глинистая 158
— — монтмориллонитовая 81, 200
— песчаная 81
— песчаниковая 117
— песчанистая сероцветная 87, 117
— песчано-галечная 81
— песчано-глинистая 113, 162
— — — сероцветная 27, 117
— — — терригенная 333
— — глинисто-алевритовая 158, 163
— — — карбонатная 90, 122
— — — — с кварцитами 90, 122
— — доломитовая 175
— петрографическая 37
— пироксен-гнейсо-гранитоидная 330
— — гнейсо-ортолептитовая 331
— — гранулитовая метагаббroидная 328
— — — метадиабазовая 328
— — кварцито-гнейсовая 303
— — магнетитовых кварцитов, железисто-силикатных и основных сланцев 306
— — парагнейсовая 332
— —плагиоклазовых гнейсов и основных кристаллических сланцев 292
— — роговиковая 346
— плагиогранито-гнейсовая 354
— плагиоклазо-амфиболитовая 272
— плагиолипарито-андезитовая песчано-глинистая 90, 130
— — базальтовая песчано-глинистая флишоидная 90, 130
— планктоногенная глинисто-кремневая 96
— — известняковая 96
— платобазальтовая 82, 94
— платформенная 152
— — аридных равнин 200
— — гумидных равнин 190
— — морская известково-доломитовая 201
— — смешанная 156

— — терригенная аридных равнин 200
— плутоническая 251
— плутонометаморфическая 252, 280
— подводно-элювиальная пелагическая красная глина 96
— полевошпатовых кварцитов и гнейсов 304
— «полесий» 187
— полиметаморфических гнейсов 281, 341
— полимиктовая 197
— полулатеритов 195
— порфиритовая (андезитовая) 100
— *порфиро-лептитовая 321*
— порфироидная 318
— порфироидно-порфиритоидная 319
— празинит-филлитовая 318
— празинитовая 291
— прибрежная 55
— прибрежно-морская 91
— припайно-паковая 183
— протоофиолитовая 289
— псевдолипаритовая порцелланитовая 351
— псевдопикритовая порцелланитовая 351
— псевдотахилитов 342
— пятнисто-сланцевая мусковит-хлоритовая 343
— рассланцованных апокератофиров и их туфов 329
— рифовая 82, 95
— рифовых и пелитоморфных известняков 57, 101
— рифогенная 56, 121
— рифоидная 158, 172
— роговиковая 351
— — гранат-эпидот - актинолитовая 343, 348
— — *известково-силикатная 350*
— — кордиерит-силлиманитовая 345
— роговиково-амфиболитовая альмандин-диопсид - роговообманковая 343
— — микрогнейсовая 345
— роговообманково-роговиковая 343
— рутил-кианитовая 301
— сакенитовая 303
— серицит-зеленосланцевая 275
— — хлорит-мраморная 309
— — — филлитовая 317
— серицито-хлоритовых сланцев и филлитов 301
— сероцветная глинисто-известняковая 175
— — глинисто-песчаная молассоидная (континентальная) 159, 164
— — — — морская 165
— — известняково-глинисто - песчаная 173
— — континентальная глинисто-песчаная 164
— — молассоидная 164
— — полимиктовая молассоидная 159
— сероцветов карбонатных 209
— серпентинитовая 287
— — (метаофиолитовая эпизонная) 287
— — (Украинского щита) 287
— сетчато-ледниковая 183
— сиенито-гнейсовая 300
— силлиманит-гранулитовая 302
— слабокарбонатная 219
— *сланцевая 64, 101, 117*
— — аспидная серицит-хлоритовая 317
— — зеленокаменная 125
— — кристаллическая 240
— слюдяно - гнейсо - амфиболитовая 272
— — хлорито-сланцевая 272
— слюдяных сланцев 301
— «собитов» 354
— собственно неритовая 55
— соленосная 57, 66, 82
— соляная 55—56
— сорово-мерзлотная 183
— соссюрит-габброидная 313
— спарагмитовая 119, 150
— — зеленокаменная 274
— спилито-диабазовая 314
— — — кремнисто-песчано - глинистая 90, 129
— — зеленокаменная 314
— — кератофиро - диабаз - порфиритовая 314
— — кератофировая 57, 91, 101, 313
— спилитовая 127, 274, 314
— спилозито-десмозитовая 350
— субаэральная 54
— сульфатно-глинисто - доломитовая 158, 178
— сульфидно-колчеданно - метабазитовая 323
— суперкрустальных пород 249
— таконитов 307
— тальк-актинолитовая 288
— — карбонатная 288
— — серпентинитовая 287
— тектоно-вулканокластическая 232, 233
— терригенная 56, 91, 94, 117, 219, 334
— — верхняя 57, 101, 111
— — внутригеосинклинальная 118
— — или туффито-кремнисто-терригенная 228
— — кремнево-глинистая 96
— — межгорных котловин аридной зоны 200

— — мелководная 93
— — нижняя 57, 101, 117
— — (сероцветная) 66
— — с существенным содержанием глауконита 82
— — — — — красноцветов 82
— — фосфоритоносная 94
— терригенно-биогенная глинисто-кремневая 99
— — галогенная 200
— — глинистая 219
— — карбонатная 66
— — планктоногенная 96
— терригенных красноцветных континентально-лагунных отложений 57
— — сероцветных морских отложений 57, 101
— — — — — (местами типичная моласса) 57
— тоналитовых гранито-гнейсов 354
— трахибазальтовая 82
— трахитовая 82
— туфо-диатомитовая 128
— туфов зеленых 128
— туфолаво-игнимбритовая 128
— туффито-диатомитовая 90, 91, 128
— — кремнистая 91
— — песчаная 159, 169
— угленосная 57, 66, 91
— — асимметричная предгорных прогибов 158
— — ленского типа 158, 167
— — лимническая 82
— — паралическая 82, 93—94
— — — верхняя 166, 192
— — тунгусского типа 158, 166
— углисто-графитовая 334
— — терригенная метаморфизованная 320
— узловато-сланцевая биотитовая 344
— — — ставролит-кианитовая 344
— — сланцево-роговиковая биотит-гранатовая 347
— ультраметагенная 252
— ультраметаморфическая 252
— фазовая 37
— фаллаховая 118
— филлитовая 115, 271, 272, 276, 283, 296
— — серицит-хлорит - бурошпатовая 317
— филлитово-карбонатная 276
— флишевая 56—57, 66, 91, 98, 100
— фоновая 37
— форстерит-гиперстен-шпинель - метаофиолитовая 322
— — шпинель-кальцифировая 350
— фосфорито-глауконитовая 93
— — кремнево-карбонатная 95
— хлорит-актинолит-эпидот - роговиковая 342
— — альбит-сланцевая 290
— — карбонат-сланцевая 290, 309
— — тальк-сланцевая 288
— цеолит - зеленокаменно - спилитовая 274
— цеолитовая вулканогенная 276
— чарнокитовая 276, 284, 299, 357, 359
— — метагаббровая 327
— — метадиабазовая 327
— — метаноритовая 327
— чарнокито-норитовая 357
— чарнокитов и мигматитов 285, 286, 359
— чарнокитовая (пироксен-гранитная) абиссальная 358
— чарнокитовых мигматитов 360
— черных глин 220
— шельфовая 224
— — карбонатная 226
— шельфово-айсберговая 186
— — ледниковая 183
— щелочно-ортоамфиболитовая 325
— щитов ледниковых 181, 185
— эвапорито-красноцветная 209
— эвлизитовая 277
— эвпелагических, или «красных», глин 229
— эдафогенная 232
— эклогит-глаукофан - амфиболитовая 274
— — — метагравакковая, или гранат-глаукофановая 276—277, 324
— — — сланцевая 274
— — гранулитовая метаморфическая 274
— — дистен-гнейсовая 276
— — сланцевая 276, 293
— эклогито-амфиболитовая метагабброидная 328
— — — метадиабазовая 328
— эклогитовая 293
— — метагабброидная 328
— — метадиабазовая 329
— экстракарбонатная 208
— элювиальная 93—95
— эндербитов (гиперстеновых бластитов) 285—286, 358
— эндогенная 251
— эпидот - актинолит - карбонатно-сланцевая 309
— — биотит-хлорит-сланцевая 291
— эпидото-актинолито-сланцевая 272
— эпидотовых амфиболитов и зеленых сланцев 292
— эстуариев 55
— эффузивов основных гнейсифицированная 324
— эффузивно-терригенная 137
— яшмовая 57, 101, 126—127, 320
— яшмово-диабазовая 126

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие *(Ю. А. Косыгин)* 3

Введение *(Г. Л. Кириллова, В. А. Соловьев, Р. Ф. Черкасов)* 4

Осадочные и вулканогенно-осадочные формации континентов 8

Общие проблемы учения об осадочных формациях *(Г. Л. Кириллова, В. А. Соловьев)* 8
Цели, задачи, исходные положения учения об осадочных формациях 8
Направления в учении об осадочных формациях 12
Понятие «осадочная формация» *(Г. Л. Кириллова)* 19
Формация как ассоциация или парагенез 19
Формация как геологическое тело, система тел 26
Формация как стадийно-зональная категория 29
Формация как ландшафтно-тектоническое сообщество 33
Формация как стратиграфическая или картируемая единица . . . 37
Формация как фациально-петрографическая единица 43
Проблемы классификации осадочных и вулканогенно-осадочных формаций *(В. А. Соловьев)* 45
Принципы классифицирования 45
Классификации отечественных и зарубежных авторов 52
Геосинклинальные формации *(В. Ю. Забродин, Г. Л. Кириллова)* . . 91
Понятие «геосинклинальная формация» 91
Классификация геосинклинальных формаций 98
Виды геосинклинальных формаций 98
Флишевые формации 98
Флишоидные формации 111
Терригенные формации 114
Карбонатные и карбонатно-терригенные формации 120
Вулканогенно-карбонатно-терригенные формации 122
Вулканогенно-кремнисто-терригенные формации 123
Орогенные (молассовые) формации *(В. А. Соловьев)* 131
Понятие «орогенная» (молассовая) формация 131
Классификации орогенных (молассовых) формаций 135
Виды орогенных (молассовых) формаций 140
Платформенные формации *(Г. Л. Кириллова)* 152
Понятие «платформенная формация» 152
Классификации платформенных формаций 156
Классификация формационных типов чехла Сибирской платформы 157
Виды платформенных формаций 160
Терригенные формации 160
Карбонатные формации 170
Карбонатно-терригенные формации 173
Кремнистые формации 176
Галогенные формации 177
Литогенетические (климатические) формации *(В. Ю. Забродин, В. А. Кулындышев)* 179
Общие понятия 179
Криогенные формации 180
Гумидные формации 188
Аридные формации 197

Фациально-петрографические формации 210
Формации кор выветривания *(В. А. Кулындышев)* 210
Общие определения термина «формация кор выветривания» и примечания к нему 210
Типы классификаций формаций кор выветривания 214
Виды формаций кор выветривания 215

Осадочные формации океанов *(Г. Л. Кириллова)* 217

Определение понятия «океанская осадочная формация» 217
Классификация океанских осадочных формаций 218
Типы океанских осадочных формаций 223
Эпиконтинентальные формации 223
Приконтинентальные формации 227
Формации талассогенов (талассократонов) 228
Формации океанских котловин 228
Формации подводных хребтов и поднятий 230
Формации системы срединноокеанских хребтов 231
Формации кайнозойских геосинклинальных систем 233
Формации геосинклинальных систем на стадии островной дуги . . 233
Формации геосинклинальных впадин, сопряженных с кайнозойскими горными цепями на краю континентов без островных дуг . . . 235

Метаморфические и близкие к ним формации *(Р. Ф. Черкасов)* . . 236

Основные понятия 236
Понятие «метаморфическая формация» 236
Метаморфическая формация как тело (и как тело — парагенез) 236
Метаморфическая формация как парагенез (ассоциация) . . . 237
Метаморфическая формация как парагенез образований определенного типа метаморфизма 238
Метаморфическая формация как парагенез образований определенной тектонической стадии 238
Метаморфическая формация как парагенез образований определенного типа метаморфизма определенной тектонической стадии (тектонического положения) 239
Прочие определения понятия «метаморфическая формация» . . . 240
Классы формаций, близких метаморфическим 249
Формации, состоящие из метаморфических образований 249
Дометаморфические и переходные (между метаморфическими и неметаморфическими) формации 250
Классификационные (таксономические) категории метаморфических и близких к ним формаций 253
Подразделения класса метаморфических и близких к ним формаций 255
Формации, названные по пространственному или термодинамическому признаку 255
Формации, названные по фациально-метаморфическому признаку . . 259
Формации, названные по признаку тектонической стадии или геохимическому признаку 260
Формации, названные по признаку тектонического размещения . . 263
Формации, названные по признаку исходного вещества 264
Классификации метаморфических и близких к ним формаций . . . 268
Общие классификации и классификации регионально-метаморфических формаций 268
Классификации ультраметаморфических и эндогенных формаций . . 283
Виды, типы и другие классы метаморфических и близких к ним формаций 287
Регионально-метаморфические (динамотермометаморфические) и близкие к ним формации 287
Метаморфические формации (в том числе с элементами реконструкции, не входящими в их основные названия) 287
Метаморфизованные формации 313
Реконструированные формации 321

Динамометаморфические (в том числе шокметаморфические) формации 339
Термометаморфические формации 342
Контактово-метаморфические формации 342
Контактово-пирометаморфические формации 350
Порцелланитовые формации 351
Ультраметаморфические формации 352
Преимущественно мигматитовые формации 352
Преимущественно гранито-гнейсовые и гранитоидные формации . . 354
Преимущественно чарнокитовые формации 357

Сокращения, принятые в ссылках 361

Список литературы 362

Предметный указатель 383

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

терминологический справочник

Том 2

ОСАДОЧНЫЕ, ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ
И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Редактор издательства *Т. А. Горохова*
Художественный редактор *Е. Л. Юрковская*
Переплет художника *Л. Н. Курьерова*
Технический редактор *А. Г. Иванова*
Корректоры *Е. В. Наумова, М. П. Курылева*

ИБ № 4452

Сдано в набор 20.04.82. Подписано в печать 06.09.82. Т-15379.
Формат 60×90$^{1}/_{16}$. Бумага типографская № 1. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 25,0.
Усл. кр.-отт. 25,0. Уч.-изд. л. 33,30. Тираж 2030 экз.
Заказ 226/8511—1. Цена 2 р. 10 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»,
103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, $^{1}/_{19}$

Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

Уважаемый товарищ!

Издательство «Недра» готовит к печати — новые книги

КОСЫГИН Ю. А. Тектоника.— 40 л., 4 р. 90 к.

Рассматривается геологическая структура осадочной оболочки Земли. Описываются пликативные и дизъюнктивные дислокации слоистой структуры и впервые выделяемые инъективные дислокации (магматическая тектоника). Рассматриваются структура континентов и океанического дна и основные закономерности размещения полезных ископаемых. Излагаются вопросы динамической тектоники и современные тектонические гипотезы. Во втором издании (1-е изд.— 1969 г.) введены дополнительные разделы, посвященные методологии геологических исследований, а также глубинной тектонике.

Для геологов, занимающихся тектоникой, региональной геологией, геологической съемкой и поисками полезных ископаемых.

ОФФМАН П. Е., БУШ Э. А. Фундаментальный и сопутствующие процессы формирования земной коры.— 20 л., 3 р. 50 к.

На основании кондиционных графических описаний рассматривается методология изучения структур земной коры, проблемы тектонических движений и сопутствующие геологические процессы. Доказывается, что способ образования тектонических структур достоверно определяет их морфологию, распределение состава и мощностей пород, слагающих данную структуру.

Для геологов, особенно для тектонистов и специалистов по поискам нефтяных и газовых месторождений.

РУДИЧ Е. М. Движущиеся материки и эволюция океанического ложа.— 20 л., 3 р. 40 к.

На основании анализа данных глубоководного бурения в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах, их окраинных и средиземных морях выявлены общие закономерности пространственного размещения мелководных и глубоководных осадков различного возраста. Установлена тенденция к постепенному уменьшению относительной роли мелководных отложений в течение последних 160 млн. лет. Намечена возможная последовательность формирования океанических впадин и связь этого процесса с крупноамплитудными опусканиями земной коры. Отмечено значительное сходство и некоторые различия в развитии впадины Тихого океана и впадин Атлантического и Индийского океанов.

Для геологов, океанологов, геофизиков и географов.

СПРАВОЧНИК по литологии / Под ред. Н. Б. Вассоевича, В. Л. Либровича, Н. В. Логвиненко, В. И. Марченко.— 60 л., 3 р. 70 к.

Справочник отражает последние достижения в теории, практике и методике исследований осадочных толщ, заключающих месторождения многочисленных полезных ископаемых. В нем приведена достаточно полная и разносторонняя информация об осадочных породах и методах их изучения, о типах и стадиях литогенеза, учении о фациях и формациях, палеогеографии, условиях формирования и типах осадочных месторождений полезных ископаемых. Рассмотрено применение математических методов и электронно-вычислительной техники в литологии. Освещены вопросы стратиформных месторождений, показаны новейшие достижения в области литологии за рубежом.

Для геологов и литологов, специалистов различных профилей, изучающих осадочные породы и связанные с ними месторождения полезных ископаемых.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга — почтой» магазинов:
№ 17 — 199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61;
№ 59 — 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

3864

Недра