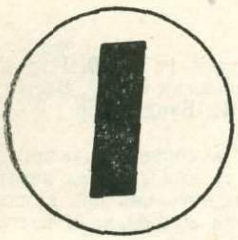
МЕТОДИЧЕСКОЕ РУКОВОДСТВО ПО ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКЕ масштаба 1:50 000

НЕДРА

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ



МЕТОДИЧЕСКОЕ РУКОВОДСТВО ПО ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКЕ

МАСШТАБА
1:50000

Издание второе,
переработанное и дополненное

Под редакцией **А. С. Кумпана**

2554

ЛЕНИНГРАД «НЕДРА» ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ 1978

УДК 550.8:528

Методическое руководство по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Изд. 2-е. Т. 1. Под ред. А. С. Кумпана. Л., «Недра», 1978, с. 503. (М-во геологии СССР. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т). Авт.: В. И. Астахов, В. М. Будько, А. И. Бурдэ и др.

В «Руководстве» освещены методы геологической съемки и сопровождающих ее поисковых работ. Эти методы на практике могут использоваться при съемках любого масштаба, однако в «Руководстве» отражены особенности их применения при крупномасштабной (1 : 50 000—1 : 25 000) геологической съемке, которая приобрела в настоящее время наибольшее значение в горнорудных районах СССР.

«Руководство» состоит из двух томов. В первом томе изложены цели, задачи, принципы и методы геологической съемки. Рассмотрен ее подготовительный этап, кратко описаны методы геологической съемки в районах развития осадочных, вулканогенных, интрузивных и метаморфических образований, а также четвертичных отложений и кор выветривания. Даны методы камеральной обработки и интерпретации результатов полевых работ. Подробные сведения об этих методах читатель может найти в ранее изданных (1—13) выпусках «Методических указаний по геологической съемке масштаба 1 : 50 000» и специальной литературе, указанной в данном «Руководстве».

По сравнению с первым изданием в «Руководстве» существенно дополнены все разделы, в которых описаны методы геологической съемки различных геологических образований, и включены новые разделы, посвященные использованию космических съемок, методам формационного анализа, применению математических методов обработки собранных материалов. В специальной главе освещаются вопросы глубинного и объемного картирования. Значительно расширена глава, в которой описана методика определения рационального комплекса методов при съемке и поисках полезных ископаемых.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, как занятых в области геологической съемки, так и специально изучающих осадочные, магматические и метаморфические образования и ведущих поиски полезных ископаемых.

Табл. 43, ил. 143, прил. 2, список лит. 559 назв.

Авторы: *В. И. Астахов, В. М. Будько, А. И. Бурдэ, В. И. Васильева, В. Дм. Вознесенский, Г. В. Высоцкая, В. Е. Гендлер, В. К. Головенок, А. В. Доливо-Добровольский, В. В. Донских, А. Н. Ефимов, Н. М. Задорожная, В. Н. Зелепугин, Н. В. Кобец, А. М. Кузина, А. С. Кумпан* (ответственный исполнитель), *Е. С. Кутейников, В. В. Лавров, Ю. И. Лазарев, П. Ф. Ли, В. Л. Масайтис, Ю. М. Миханков, Г. А. Мурина, В. М. Немцович, В. Ф. Николаев, В. С. Певзнер, А. А. Предовский, Н. А. Радзевич, Н. С. Рамм, А. А. Савельев, С. И. Стрельников, Т. М. Тетяева, В. Я. Хильтова, М. А. Черноморский, Б. В. Шилин, К. А. Шуркин, В. В. Эз.*

М $\frac{20804-356}{043(01)-78}$ 37—78

© Издательство «Недра», 1978

ПРЕДИСЛОВИЕ

За несколько лет, прошедших между первым и вторым изданием «Методического руководства», геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 получила значительное развитие и ею были охвачены большие площади горнорудных районов СССР. Одновременно стали распространенными и такие новые виды организации и проведения геологосъемочных работ, как групповая геологическая съемка (ГГС), дополнительное изучение (доизучение) ранее заснятых площадей (ГДП), аэрофотогеологическое картирование (АФГК), глубинное (ГГК) и объемное (ОГК) геологическое картирование. Получили развитие новые виды дистанционных съемок (высотных, радарных, инфракрасных, многоспектральных и др.).

Для целей геологического картирования стали широко использоваться снимки из космоса, были разработаны новые методы геологического картирования шельфовых зон, получили дальнейшее распространение математические методы обработки накопленной геологической информации и новые, в в том числе количественные, методы прогнозирования полезных ископаемых.

Все это вызвало необходимость внесения дополнений и изменений в «Методическое руководство» и включения в него новых разделов, посвященных методам глубинного и объемного картирования, прогнозирования полезных ископаемых и использованию математических методов исследований в про-

цессе съемки и камеральной обработки материалов. Изложенные в новом издании «Методического руководства» методы геологической съемки и поисков полезных ископаемых пригодны в своей основе для съемки любого масштаба, хотя внимание сконцентрировано на крупномасштабной съемке.

Более подробные сведения о методах геологической съемки осадочных, магматических и метаморфических образований геологи найдут в ранее вышедших из печати «Методических указаниях по геологической съемке масштаба 1 : 50 000» (выпуски 1—13), в издаваемой серии «Методических пособий» по съемке этого масштаба и другой литературе.

Здесь изложены лишь главнейшие из этих методов, а также те из них, которые появились недавно и не нашли отражения в ранее изданной литературе. «Руководство» не является сводкой обязательных к исполнению методов, оно призвано помочь геологу в их выборе в конкретной геологической обстановке, применительно к задачам съемки.

1 ОСНОВНОЕ СОДЕРЖАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ И ЕЕ ОРГАНИЗАЦИЯ

ГЛАВА I
ЦЕЛИ, ЗАДАЧИ И ПРИНЦИПЫ ПРОВЕДЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ

Задачей геологической съемки является составление геологической карты, представляющей собой в общем случае проекцию на горизонтальную плоскость следов пересечения геологических тел и рельефа местности, или, иначе говоря, графическое изображение в определенном масштабе геологических образований, выходящих на дневную поверхность.

Однако в процессе геологической съемки в ряде случаев требуется составлять геологические карты для геологических тел, не только выходящих на дневную поверхность, но и залегающих на глубине. Такие геологические карты выполняют для определенных уровней ниже поверхности земли по отношению к уровню моря, или для подошвы (кровли) стратиграфического горизонта (например, по подошве неогена), или для поверхности какого-либо геологического тела (например, поверхности базальтового покрова, интрузива и т. д.).

Изучение и фиксация геологических тел и явлений и составление геологических карт являются лишь одной из основных задач геологической съемки. Другая не менее важная ее задача — поиски полезных ископаемых, связанных с этими геологическими телами, выявление закономерностей их размещения и выделение на этой основе перспективных площадей. И наконец, третьей задачей геологической съемки, если она ведется в районах осуществляемого или предполагаемого промышленного или гражданского строительства, является выяснение гидрогеологических и инженерно-геологических условий этого строительства.

Решение указанных выше задач требует применения разнообразных методов исследований (геологических, геофизических, геохимических и др.), вследствие чего геологическая съемка имеет комплексный характер и представляет собой сложную и многообразную научно-исследовательскую работу. Комплексность исследований при геологической съемке влечет за собой необходимость составления различных карт, в число которых помимо геологических входят карты полезных ископаемых, закономерностей их размещения и прогнозов, а также специальные геофизические, геохимические, инженерно-геологические, геоморфологические и другие в зависимости от задач съемки и района работ.

Задачи геологической съемки разных масштабов существенно различаются. В особенности это относится к основным масштабам геологической съемки — средним (1 : 200 000—1 : 100 000), с одной стороны, и крупным (1 : 50 000—1 : 25 000) — с другой. Наиболее существенным отличием геологической съемки крупного масштаба (1 : 50 000 и 1 : 25 000) от среднего (1 : 200 000 и 1 : 100 000) является обязательное выявление перспектив главных для данного района полезных ископаемых до глубины, при которой экономически целесообразна их эксплуатация, а в районах строительства — изучение геологического строения до глубины реально возможной сферы воздействия сооружений на горные породы. Это влечет за собой необходимость изучения геологического строения района не только на поверхности, но и на глубине с широким использованием геофизических методов и определенных объемов буровых работ.

В отличие от геологической съемки масштаба 1 : 200 000, при которой главной задачей поисковых работ является выделение перспективных для нахождения полезных ископаемых участков, поисковые работы при геологической съемке 1 : 50 000 преследуют не только эти цели, но также обнаружение и геологическую оценку проявлений и месторождений полезных ископаемых. Если при геологической съемке масштаба 1 : 200 000 поиски ведутся на все полезные ископаемые, возможные в районе, то при съемке масштаба 1 : 50 000 они специализируются в отношении главных для данного района полезных ископаемых, хотя и ведутся на все полезные ископаемые. Практически это означает более углубленное изучение и более подробное графическое изображение элементов геологического строения, контролирующих образование и локализацию главных для данного района полезных ископаемых.

Крупномасштабная геологическая съемка проводится в первую очередь в промышленных районах, перспективность которых на полезные ископаемые установлена предшествующими исследованиями, а также в районах хозяйственного освоения. При крупномасштабной геологической съемке более широко используются для поисков различные геофизические и геохимические методы и бурение, чем это практикуется в процессе геологической съемки масштаба 1 : 200 000. Геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 является следующим после съемки масштаба 1 : 200 000 этапом геологического изучения территории. При ее постановке и проведении должны полностью учитываться ранее полученные геологические данные.

Переход к крупномасштабным работам требует более детального, чем при съемке средних масштабов, расчленения геологических образований, прослеживания их по простиранию и более детального изучения вещественного состава пород. Все это в ряде случаев может вызвать необходимость постановки одновременно с крупномасштабной геологической съемкой специальных стратиграфических, петрологических, тектонических, геофизических и других видов исследований и применения специальных методов (например, инструментального способа дешифрирования аэроснимков, точных геофизических методов и т. д.).

Геологическая карта, составляемая в результате съемки, может служить не только для прогнозирования и поисков полезных ископаемых, выяснения условий промышленного строительства и сельскохозяйственного освоения (мелиорации, ирригации и т. д.), но и для оценки территории в географическом, ландшафтном, экологическом и других отношениях.

ТИПЫ РАЙОНОВ ПРОВЕДЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ

В пределах установленной для данного района глубины изучения разрез может слагаться тремя комплексами в различных их сочетаниях [326]. В зависимости от того, является ли на данной площади объектом изучения четвертичный, покровный или складчатый комплекс, районы проведения геологической съемки разделяют на одно-, двухъ- и трехъярусные (табл. 1).

Таблица 1

Типы районов проведения геологосъемочных работ

Комплексы	Районы						
	одноярусные			двухъярусные			трехъярусные
	I	II	III	IV	V	VI	VII
Четвертичный	+	—	—	+	+	—	+
Покровный	—	+	—	+	—	+	+
Складчатый	—	—	+	—	+	+	+

Примечание. Знак плюс означает присутствие комплекса в пределах глубины изучения района, а знак минус — отсутствие.

К приведенной выше типизации районов в зависимости от их ярусности необходимо сделать несколько дополнительных замечаний. Во-первых, упомянутые выше «ярусы» могут не соответствовать стратиграфическим и тектоническим ярусам, известным в районе работ. В пределах четвертичного, покровного и складчатого комплексов, образующих соответствующие ярусы, может быть один или несколько стратиграфических или один или несколько структурных ярусов, разделенных несогласиями. Так, например, покровный комплекс может состоять из нескольких стратиграфических ярусов, а складчатый может образовывать несколько структурных ярусов или этажей. Во-вторых, в пределы установленной для данного района глубины изучения могут попасть или только четвертичный комплекс, или четвертичный и покровный или складчатый, хотя присутствовать в данном районе могут все три комплекса вместе (рис. 1). В-третьих, многие районы съемки характеризуются тем, что в разных их частях обнажаются различные комплексы, и вопрос о ярусности такого района в зависимости от глубины его изучения решается дифференцированно для разных его частей, иначе говоря, одна часть района может оказаться одноярусной, а другая двух- и трехъярусной. Из изложенного выше следует, что ярусность определяется глубиной изучения. Это означает, что тип района по условиям проведения геологосъемочных работ — понятие не столько геологическое, сколько геолого-экономическое, в связи с чем при отнесении района к тому или иному типу по ярусности экономические соображения в виде рентабельной глубины изучения являются одним из основных критериев.

Районы могут иметь различное геологическое строение, существенно влияющее на применяемые методы геологической съемки и ее организацию. Достаточно сказать, что покровный комплекс может быть сложен осадочными или вулканогенными породами, а складчатый, кроме того, в различной степени дислоцирован, метаморфизован и прорван интрузиями; последние могут прорывать и покровный комплекс.

Существует большое количество классификаций районов геологической съемки по разным признакам: по тектоническому положению (складчатые области, платформы, переходные зоны), сложности геологического строения, дешифрируемости, географическому положению, проходимости и т. д. Все эти классификации разработаны для определенных целей, и учесть их в «Методическом руководстве» невозможно.

При использовании только некоторых главных признаков (ярусность, состав образований, их дислоцированность и степень метаморфизма) можно выделить большое число разновидностей районов по

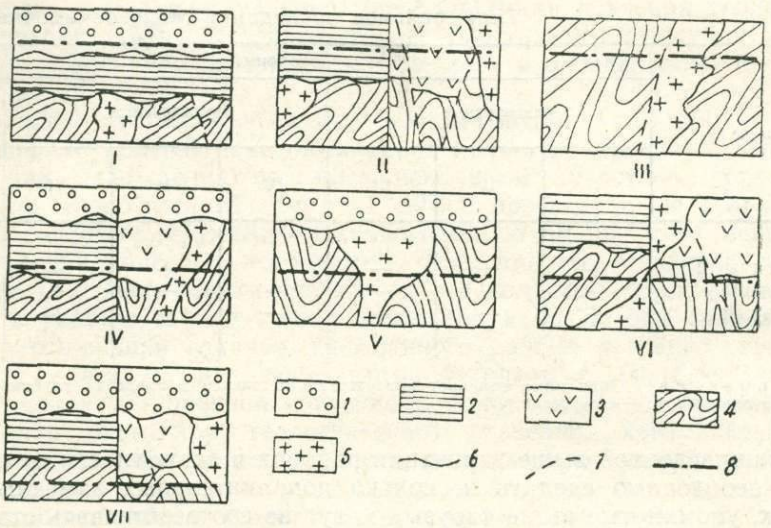


Рис. 1. Типы районов проведения геологосъемочных работ (I—VII), **по табл. 1.**

1—4 — комплексы: *1* — четвертичный, *2* — покровный (осадочный), *3* — покровный (вулканогенный), *4* — складчатый; *5* — интрузии; *6* — границы ярусов; *7* — разрывные нарушения; *8* — граница глубины изучения района.

геологическому строению, а поэтому в «Методическом руководстве» описание методов геологической съемки дается для районов преимущественного развития тех или иных образований (осадочных, вулканогенных, интрузивных и метаморфических) с учетом их особенностей, которые существенно влияют на методы съемки. Так, например, для геологической съемки осадочных образований существенное значение имеет принадлежность района к платформенным или складчатым областям, для вулканогенных — наличие пластовых или рвущих эффузивных тел, для метаморфических — степень изменения пород и т. д. Эти и другие особенности строения районов геологической съемки учтены в данном «Методическом руководстве».

ОРГАНИЗАЦИЯ ГЕОЛОГОСЪЕМОЧНЫХ РАБОТ

ПОЛИСТНАЯ И ГРУППОВАЯ СЪЕМКА

«Полистная» геологическая съемка ведется, как правило, на площадях 2—4 номенклатурных листов в течение 2—4 лет. Состав геологосъемочных партий зависит от геологического строения района и географических условий работ. Обычно такая партия состоит из геологосъемочного и поискового отрядов, но может при необходимости включать специальные (геофизические, геохимические, стратиграфические и другие) отряды или группы специалистов. В настоящее время получила широкое

развитие «групповая» геологическая съемка, ведущаяся одновременно на большой площади (8—15 листов) при широком применении аэрометодов, и в частности многократного дешифрирования аэрофотоснимков. При подобной съемке на основании предварительного дешифрирования и интерпретации материалов опережающих геофизических работ намечаются ключевые участки, на которых возможно разрешение основных вопросов стратиграфии, тектоники и магматизма района и где предполагается наличие полезных ископаемых.

После изучения этих участков сгущаются маршруты на остальной площади и ведутся планомерные поиски. В районах плохой проходимости для заброски геологов в маршруты, переброски буровых станков и рабочих широко используются вертолеты. Подобная организация работ позволяет более обоснованно судить о стратиграфии, магматизме, тектонике и металлогении района, избежать расхождений в представлениях о геологическом строении на границах листов, а следовательно, проведения последующих редакционно-увязочных маршрутов, дает возможность более рационально разместить маршруты, провести бурение и горные работы в малодоступных местах и сэкономить средства на организации, ликвидации работ, строительстве баз и т. п. Групповая геологическая съемка средних и крупных масштабов в настоящее время ведется в различных районах СССР, и порядок ее проведения освещен в специальных документах.

Структура геологосъемочных партий и их организация зависят не только от задач съемки, но и от географических и климатических условий работ. В зависимости от этого выбираются транспортные средства, оборудование и снаряжение, а в некоторых случаях требуется специальная личная подготовка геологов и, во всяком случае, знание ими элементарных правил техники безопасности и первой медицинской помощи. Все это освещается в курсах полевой геологии и специальных инструкциях и не рассматривается в «Методическом руководстве».

ВИДЫ ГЕОЛОГОСЪЕМОЧНЫХ РАБОТ

Как было упомянуто выше, в настоящее время кроме обычной геологической съемки («полистной» и «групповой») получили распространение новые виды геологосъемочных работ, имеющие свои специфические черты, а именно: аэрофотогеологическое картирование (АФГК), дополнительное изучение (доизучение) ранее заснятых площадей (ГДП), а также глубинное (ГГК) и объемное (ОГК) геологическое картирование.

Аэрофотогеологическое картирование имеет своей целью составление геологических (аэрофотогеологических) карт путем использования для этих целей главным образом дистанционных методов с ограниченными объемами контрольных (наземных) наблюдений, которые проводятся для выяснения геологической природы отдешифрированных объектов и геофизических аномалий. В состав таких контрольных наблюдений в зависимости от степени обнаженности территории могут входить геологические маршруты, геоморфологические, гидрогеологические и инженерно-геологические наблюдения, геофизические исследования, разные виды опробования и в ограниченных объемах горные и буровые работы.

АФГК проводится главным образом на удаленных, не охваченных съемкой территориях с целью получения (при необходимости) в короткий срок и при минимальных затратах сведений об их геологическом строении. Обычно АФГК охватывает одновременно площадь 8—20 номенклатурных листов в зависимости от задач АФГК и сложности геологического строения территории. Составленные при АФГК геологические карты из-за недостатка непосредственных наблюдений не могут

отвечать требованиям к картам соответствующего масштаба и служат для целей прогнозирования и выбора площадей, заслуживающих более детального изучения в геологическом и поисковом отношениях.

Примером АФГК являются вертолетные съемки, ведущиеся в Канаде, а в СССР по линии БАМ и в некоторых других районах. Аэрофотогеологические карты в некоторых случаях могут быть составлены только камеральным путем, без полевых работ для увязки и обобщения имеющихся по району материалов с целью получения геологической основы для специальных карт, а также планирования различных видов геологических и геофизических работ. Эти работы не относятся к АФГК и выполняются по самостоятельным заданиям, а также в период подготовительных работ при геологической съемке, доизучении ранее заснятых площадей и глубинном геологическом картировании.

Дополнительное изучение (доизучение) ранее заснятых площадей. Геологические карты, составленные в процессе геологической съемки, рано или поздно устаревают и требуют дополнений и изменений. Это происходит по ряду причин, главные из которых следующие.

1. Получение новых данных о взаимоотношениях геологических тел, влекущих за собой существенные изменения в представлениях о стратиграфии, тектонике и магматизме района.

2. *Изменение требований к минеральному сырью, известному на* заснятой площади, необходимость организации повторных поисков, ревизии рудопроявлений и уточнения в связи с этим ранее составленной геологической основы.

3. Изменение требований к глубине изучения района вследствие выявления перспективных глубинных горизонтов в результате последовавших за съемкой поисковых и разведочных работ или вследствие необходимости обоснования поисков полезных ископаемых, известных в районе на глубинах, ранее не изучавшихся.

4. Перекрытие заснятых площадей съемками более крупного масштаба, в результате которых получены существенно новые данные о геологическом строении района, что влечет за собой необходимость редактирования ранее составленной геологической карты.

Необходимость возвращения на ранее заснятые площади определяется также совершенствованием самих методов геологической съемки и изменениями требований к содержанию геологических карт. Опыт геологической съемки, проводимой в СССР и за рубежом, показывает, что геологические карты через 15—20 лет в значительной степени устаревают, подвергаются существенным переделкам или составляются заново. В идеальном случае листы геологической карты масштаба 1 : 50 000, как и детальные карты разрабатываемых месторождений, должны были бы непрерывно дополняться. На практике это невозможно, и дополнительное изучение ранее заснятых площадей ведется периодически.

Таким образом, в ГДП могут быть выделены следующие направления:

а) модернизация геологических карт, составленных в разные годы и разными исполнителями и не отвечающих современным требованиям;

б) работы в перспективных зонах и на структурах с целью их дополнительного опоискования, оценки и определения направления дальнейших геологоразведочных работ;

в) изучение глубинного строения перспективных структур, зон и других объектов в одноярусных районах.

В последних двух случаях также модернизируется геологическая карта поверхности, а если последняя отвечает современным требованиям, то обновляются карты полезных ископаемых и прогнозов.

Как правило, ГДП ведется на площадях, характеризующихся общностью геологического строения и комплекса полезных ископаемых, охватывающих группу из четырех номенклатурных листов и более (до 15—20) в зависимости от сложности геологического строения. В районах промышленного и сельскохозяйственного освоения ГДП может в случае необходимости объединяться со специальными гидрогеологическими и инженерно-геологическими работами.

Методы дополнительного изучения площадей, как и самой съемки, разнообразны и зависят от поставленных задач. Успех работ в значительной мере связан с полнотой освоения материалов геологической съемки прошлых лет и последующих исследований этого района.

Вновь проектируемые работы не должны дублировать ранее выполненных, за исключением тех случаев, когда последние были произведены недоброкачественно или устаревшими методами, а повторные работы могут дать существенно новую информацию. Прежде всего должны быть использованы наиболее экономичные и простые методы (дешифрирование аэрофотоматериалов с дополнительными маршрутами), затем более сложные (геофизические, геохимические и бурение).

Опыт работ НПО «Аэрогеология» по дополнению ранее составленных геологических карт путем детального дешифрирования прежних и новых аэрофотоснимков с последующей проверкой полученных данных на ключевых участках показал большие возможности этого метода для уточнения геологического строения района и дополнения крупномасштабных геологических карт.

Таким путем в различных районах СССР были существенно уточнены границы, выявлены дополнительные тектонические нарушения и рудоконтролирующие структуры.

При необходимости глубинного доизучения ранее заснятых площадей в одноярусных районах возникает необходимость организации дополнительных геофизических и буровых работ. Примером таких работ являются исследования, выполненные на Урале, в Центральном Казахстане и в других районах. Здесь с учетом ранее произведенных геофизических и буровых работ закладывались дополнительные скважины и велись уточняющие ранее полученные геофизические поля электроразведочные, магниторазведочные и гравиразведочные работы . В результате были получены существенно дополненные карты глубинных горизонтов и одновременно уточнены геологические карты поверхности.

Глубинное и объемное картирование включает: а) изучение погребенного под рыхлыми отложениями складчатого фундамента или горизонтов внутри покрова (ГГК) и б) исследование поведения геологических тел в заданном пространстве от поверхности до какого-либо горизонта на глубине (ОГК). Подробнее см. в гл. X, т. 2.

ЭТАПЫ ГЕОЛОГОСЪЕМОЧНЫХ РАБОТ

Геологическая съемка включает в себя несколько этапов исследований: а) подготовку площади будущих геологосъемочных работ; б) проектирование и подготовительные работы; в) полевые работы; г) камеральные работы. Роль каждого из этапов в процессе геологической съемки и содержание входящих в них работ определяются геологическим строением и комплексами полезных ископаемых района и его географическим положением.

В некоторых случаях, например при составлении геологических карт двухъ- и трехъярусных районов, роль подготовительного и камерального этапов может оказаться более значительной, чем полевого. Это же относится к составлению геологических карт масштаба 1 : 50 000 с использованием материалов более крупномасштабных (детальных) съемок. Все это должно быть учтено в процессе проектирования геологической съемки.

ГЛАВА II

ПОДГОТОВКА ПЛОЩАДЕЙ ДЛЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ МАСШТАБА 1 : 50 000

Требование предварительной подготовки площадей для геологической съемки было впервые введено в «Основные положения организации и производства геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 (1 : 25 000)» [326]. Оно означает необходимость проведения перед крупномасштабной геологической съемкой геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 или 1 : 100 000, а также аэрофотосъемки, аэрогеофизических и других видов работ.

Таким образом, подготовка площадей в отличие от подготовительных работ, проводящихся непосредственно перед полевыми геологосъемочными работами, представляет собой предварительное изучение площадей, намечаемых для проведения крупномасштабной геологической съемки, с целью создания научной базы этих работ.

В состав работ по подготовке площадей в качестве обязательных входят аэромагнитная съемка масштаба 1 : 50 000 или 1 : 25 000, гравиметровая съемка масштаба 1 : 200 000 или 1 : 50 000 и при необходимости другие виды аэрогеофизических работ.

Обязательным является получение необходимой аэрофотоосновы, космических снимков, а в некоторых случаях требуется проведение специальных видов съемок (радиолокационной, инфракрасной и др.). В подготовку площадей могут включаться различные виды геохимических исследований, а в двухъ,- трехъярусных районах — наземные геофизические работы, структурное и профильное бурение (см. гл. X, т. 2).

Весьма важным элементом подготовки площадей является создание стратиграфической основы планируемых геологосъемочных работ, что достигается путем постановки специальных тематических стратиграфических или петрографических исследований, направленных на создание опорных легенд площадей, намечаемых для геологической съемки.

Опорные легенды составляют на основе унифицированных, корреляционных или рабочих стратиграфических схем, а легенды магматических образований — на основе корреляционных схем магматизма, они должны содержать основные стратиграфические подразделения, коррелирующиеся в пределах всего района съемки. Окончательный вариант легенды разрабатывается в процессе съемки.

АЭРОМЕТОДЫ И КОСМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В настоящее время существует много видов аэро- и космических съемок, изучающих физические поля и излучения различных диапазонов электромагнитного спектра (гамма-спектра, ультрафиолетового, видимого, инфракрасного, радиолокационного, радиоволнового), постоянное магнитное поле, гравитационное поле, ореолы рассеяния в воздухе (аэрогеохимическая съемка [14]). Одни из этих методов нашли широкое практическое применение, другие — успешно внедряются в практику исследований, третьи — еще не вышли за рамки опытных или теоретических разработок.

Здесь не будут рассматриваться аэрогеофизические методы (аэромагнитные, аэроэлектроразведочные, аэрорадиометрические), поскольку им посвящены специальные руководства, а также находящиеся в

стадии разработки аэрогравиразведочный и аэрогеохимические методы и др. Основное внимание будет уделено аэро- и космическим методам получения изображения местности. Существуют разные способы получения изображения: фотографирование с выходом на фотопленку (фотосъемки) или на мишень видикона (телевизионные съемки), сканирование, позволяющее последовательно визировать местность в направлении, перпендикулярном к линии полета самолета (инфракрасная, спектрометрическая и некоторые виды космических съемок), развертка по времени прихода сигнала от точек, расположенных перпендикулярно к линии полета (радиолокационные съемки).

В практике геологической съемки наибольшее применение нашла аэрофотосъемка, в том числе высотная, менее широко используется радиолокационная, инфракрасная и другие виды съемок. Значительную роль начинают играть различные съемки из космоса, в том числе и для геологической съемки масштаба 1 : 50 000, чему способствует высокая разрешающая способность аппаратуры и развитие групповой геологической съемки, охватывающей одновременно большие площади. Примеры комплексного использования космических, аэрофото- и аэрогеофизических методов для целей геологической съемки масштаба 1 : 50 000 даны в гл. III.

АЭРОФОТОСЪЕМКА

Эффективность геологического дешифрирования аэрофотоснимков существенно зависит от выбора аэрофотоаппарата (АФА), фотопленки, масштабов аэрофотосъемки, сезона и времени суток, в которые она выполняется. АФА различаются прежде всего по углу зрения и по разрешающей способности. При одинаковом формате кадра угол зрения АФА определяется его фокусным расстоянием f. В СССР наиболее распространены АФА формата 18×18 см, являющиеся нормальноугольными при $f = 14 \div 25$ см, широкоугольными при меньших фокусных расстояниях и узкоугольными — при больших.

Нормальноугольные и узкоугольные снимки имеют значительно бóльшую разрешающую способность, меньшие фотографические и геометрические искажения, чем широкоугольные. Это означает возможность получения изображения более мелких деталей при том же масштабе аэрофотосъемки; дешифрирования наименее контрастных контуров местности, не изображающихся на широкоугольных снимках, независимо от их масштаба; возможность увеличения снимков (до 4—8×) без потери резкости; меньшие колебания фототона изображения идентичных объектов в разных частях кадра; более простой и точный перенос данных дешифрирования на топоосновy. Вследствие этого нормальноугольные снимки предпочтительны для геологического дешифрирования. Широкоугольные снимки обеспечивают большую точность стереофотограмметрического изображения рельефа и применяются в основном для топографических работ. В геологических целях их можно использовать при крупномасштабной аэрофотосъемке равнинной незалесенной местности. При отсутствии высотных самолетов их используют и для так называемой высотной или сверхмелкомасштабной аэрофотосъемки (масштабы 1 : 100 000 и 1 : 200 000). Однако высотную аэрофотосъемку целесообразнее вести высотными самолетами и АФА с $f \geqslant 100$ мм.

Аэрофотосъемки 60-х и начала 70-х годов произведены в основном АФА ТЭ-70, Т-100, ТЭ-140, Т-200, ТЭ-350 (т. е. топографическими, электрическими АФА с f, равными 70, 100 мм и т. д.). Сейчас они постепенно заменяются новыми АФА: ТЭС-5, ТЭС-7, ТАФА-10, ТЭ-35 (в этих названиях фокусное расстояние указывается в сантиметрах). Новые аппараты имеют объективы с большей разрешающей способностью,

большей светосилой, меньшими фотографическими искажениями и меньшей дисторсией, чем старые АФА с тем же углом зрения. Их затворы рассчитаны на широкий диапазон выдержек, вплоть до 1/500—1/1000 сек и на автоматическую регулировку экспозиции. Усовершенствованы и другие узлы АФА.

Существенное значение имеет выбор аэрофотопленки. Как правило, аэрофотосъемку ведут на изопанхроматические пленки, т. е. на черно-белые пленки, регистрирующие свет всей видимой зоны спектра (0,4—0,7 мкм). Изопанхроматические аэрофотопленки имеют чувствительность от 200 до 1500 ед. ГОСТ. При достаточном освещении рекомендуется использовать пленки средней или даже малой чувствительности, так как они имеют бóльшую разрешающую способность. Фотографирование на цветную аэрофотопленку, дающую изображение местности в цветах, близких к естественным, принято называть цветной аэрофотосъемкой. Она полезна для геологического дешифрирования в тех открытых и назалесенных районах, где цвет выходов горных пород является важным дешифровочным признаком. Цветная аэрофотосъемка производится нормальноугольными АФА с высоты не более 2—3 км, т. е. в крупных масштабах, при высоте Солнца не менее 30—40°. В остальных случаях она обычно приводит к искаженной цветопередаче и не оправдывает себя. Более широко распространена спектрозональная аэрофотосъемка, т. е. фотографирование на двухслойную спектрозональную пленку, один из слоев которой панхроматический, а другой — инфрахроматический, чувствительный к инфракрасным лучам (до 0,80—0,85 мкм). На спектрозональных снимках местность изображается в условных цветах, подчеркивающих контрасты, вызванные участками с разной степенью увлажнения и различными типами растительности. Спектрозональную пленку можно использовать и при съемке с больших высот, так как воздушная дымка влияет на изображение в инфракрасном свете слабее, чем в видимом. К природным условиям аэрофотосъемки, существенно влияющим на эффективность дешифрирования, относятся сезон, время суток (высота Солнца) и состояние атмосферы.

Большинство районов наиболее целесообразно снимать весной, сразу после схода паводковых вод, пока почва не успела полностью высохнуть, деревья не покрылись листвой, на полях отсутствует растительность. Для выбора времени аэрофотосъемки следует учитывать также геоиндикационную роль растительности, суточные и сезонные колебания прозрачности атмосферы и количества ясных дней. Если не удалось получить весенние снимки, то в пустынных и полупустынных районах предпочтительно иметь осенние, а не летние. В зоне лиственных лесов осенняя аэрофотосъемка, выполненная в период листопада или после него, не всегда подходит для геологического дешифрирования, так как опавшие листья могут скрыть детали геологического строения в той же степени, что и деревья, покрытые листвой, а геоиндикационные особенности древостоя практически не дешифрируются. Непригодны для геологического дешифрирования снимки, на которых изображение местности полностью или частично закрыто облаками или тенями от них, паводковыми водами или снегом (в высокогорных и полярных районах аэрофотосъемка должна быть выполнена в период, когда площадь, покрытая снегом и льдом, минимальна).

Аэрофотоснимки участков с сильно расчлененным рельефом обычно имеют большой перепад оптических плотностей, причем затененные склоны изображаются черными пятнами без деталей. Вследствие этого аэрофотосъемку горной местности рекомендуется проводить при наибольшей высоте Солнца, когда площадь теней минимальна, т. е. в полуденные часы в мае, июне или июле. В противоположность этому крупномасштабное аэрофотографирование плоскоравнинных, незалесен-

ных районов целесообразно вести при малой высоте Солнца (20—30°). Это позволяет усилить изображение пологих форм микрорельефа за счет увеличения различия яркости склонов разного направления и крутых форм микрорельефа, подчеркиваемых тенями. В остальных случаях оптимальная высота Солнца 35—50°.

Оптимальные масштабы аэрофотосъемки определяются категорией сложности геологического строения района, наличием и густотой лесной растительности, наличием высотных аэрофотоснимков и космических снимков и возможностью использования в процессе дешифрирования фотографического и оптического увеличения снимков. Во всех случаях эффективность дешифрирования возрастает при наличии снимков нескольких различных масштабов, вследствие чего аэрофотосъемку следует вести одновременно хотя бы двумя АФА с разными фокусными расстояниями, т. е. в разных масштабах.

Если изготовление проекционной печати (увеличенных снимков) не организовано, то для обеспечения должной детальности фотоизображения требуется аэрофотосъемка масштаба не мельче 1 : 50 000 для районов I—II категории сложности (по СУСН), 1 : 25 000 для районов III—IV категории и 1 : 10 000—1 : 20 000 для районов V категории. При использовании проекционной печати детальность обеспечивается аэрофотосъемкой вдвое более мелкого масштаба.

Необходимую обзорность фотоизображения обеспечивает масштаб аэрофотосъемки не крупнее 1 : 50 000—1 : 100 000. Если совместить требования обзорности и детальности при однократной аэрофотосъемке нельзя, целесообразна дополнительная высотная аэрофотосъемка в масштабе 1 : 100 000—1 : 200 000. Ее желательно вести с самолета, «потолок» которого не менее 10—15 км, современными АФА с фокусным расстоянием не менее 10 см. При наличии крупномасштабных космических фотоснимков они могут заменить высотные.

Следует иметь в виду, что стоимость аэрофотосъемки возрастает с увеличением ее масштаба почти пропорционально его квадрату. Так же растет и число снимков на одну трапецию. Вследствие этого избыточно крупномасштабная аэрофотосъемка не целесообразна.

Материалы аэрофотосъемки, используемые при дешифрировании. Для дешифрирования чаще всего применяют аэрофотоснимки (контактную печать). Камеральное дешифрирование цветных и спектрозональных аэрофильмов целесообразно вести непосредственно по аэронегативам, так как отпечатки не всегда воспроизводят все цветовые различия негативов. Проекционную печать, т. е. увеличенные аэрофотоснимки, применяют для повышения детальности дешифрирования при использовании мелкомасштабной аэрофотосъемки и отсутствии приборов для оптического увеличения.

Для достижения обзорности при дешифрировании служат фотосхемы, монтируемые из центральных частей снимков в единое фотоизображение планшета. Центральные части используются при этом потому, что они имеют меньшие геометрические искажения и лучшее фотокачество, чем края снимков.

От фотосхем следует отличать уточненные фотосхемы или неориентированные фотопланы, которые монтируют из трансформированных аэроснимков (исправленных за углы наклона, имеющие место при аэросъемке) с использованием опорных точек, снятых с топокарты. Уточненные фотосхемы обычно изготавливают в масштабах топографических карт. При наличии значительных превышений искажения, вызванные рельефом местности, компенсируют, трансформируя каждый снимок два раза (или несколько раз) так, чтобы на одном из полученных отпечатков в нужном масштабе изобразились более высокие, а на другом более низкие участки местности, и включают в фотосхему только эти участки (так называемое трансформирование по зонам). Уточнен-

ные фотосхемы масштаба 1 : 50 000 и 1 : 25 000 могут служить топоосновой для геологической карты.

Трансформирование аэрофотоснимков и изготовление уточненных фотосхем — трудоемкие процессы, требующие соответствующего оборудования и специалистов. Стоимость уточненных фотосхем на трапецию масштаба 1 : 50 000 в десятки раз более стоимости фотосхем и возрастает с увеличением масштаба аэрофотосъемки и превышений рельефа местности. Иногда параллельно с уточненными фотосхемами изготавливают комплект трансформированных аэрофотоснимков для дешифрирования. В равнинных районах каждый трансформированный аэрофотоснимок может служить топоосновой изображенного на нем участка местности. Трансформированные аэрофотоснимки позволяют вести измерительное дешифрирование с большей точностью и более простыми средствами, чем нетрансформированные. При отсутствии мелкомасштабных аэрофотоснимков наряду с фотосхемами и уточненными фотосхемами применяют уменьшенные фотокопии с них.

Фотопланы — это уточненные фотосхемы повышенной точности, используемые в процессе топографического картирования. Изготовление копий с фотопланов или уточненных фотосхем, имеющихся в какой-либо организации, требует незначительных затрат.

В горных районах, когда превышения рельефа на трапеции масштаба 1 : 50 000 больше 500—700 м, изготовление уточненных фотосхем и фотопланов нецелесообразно, так как они имеют более низкое качество фотоизображения, а иногда и пониженную точность положения контуров.

Ортофотопланы — фотопланы, сохраняющие точность и качество изображения практически при любом рельефе. Это — наиболее дорогой вид аэрофотоматериалов. Их изготовление требует сложной аппаратуры. Фотопланы и ортофотопланы, на которые нанесено изображение рельефа в горизонталях, называют фототопопланами.

Для подбора снимков на планшет или его часть, для составления проекта работ, суждения о направлении и перекрытии маршрутов аэрофотосъемки и других целей служит репродукция накидного монтажа. Она получается фотографированием всех аэрофотоснимков данной трапеции, наложенных друг на друга по идентичным контурам. Фотографирование ведется примерно с трехкратным уменьшением. Его фотокачество обычно низкое, а геометрические искажения значительно больше, чем на фотосхемах. Вследствие этого репродукция накидного монтажа не может заменить уменьшенных фотосхем и тем более других материалов аэрофотосъемки.

Требования к набору материалов аэрофотосъемки. Геологосъемочная партия должна иметь следующие материалы.

1. Необходимое количество комплектов контактной печати. Оно должно быть не менее трех: для предварительного дешифрирования, полевого дешифрирования и для контроля в процессе окончательного составления и редактирования геологической карты. Кроме того, обычно требуются дополнительные комплекты для обеспечения съемщиков, работающих на смежных участках планшета, для составления фотосхем и для иллюстраций к отчету. Поскольку стоимость контактной печати незначительна, экономия на количестве комплектов совершенно неоправданна.

2. Нужное количество экземпляров репродукций накидного монтажа для обеспечения каждого геолога-съемщика и для проектирования работ.

3. Копии паспортов всех используемых аэрофотосъемок. В паспорте указано фокусное расстояние АФА, знание которого помогает при стереоскопическом дешифрировании и необходимо для измерительного де-

шифрирования. Там приведены также данные о масштабе и других параметрах аэрофотосъемки.

4. Уточненные фотосхемы масштаба 1 : 25 000 и 1 : 50 000 при геологической съемке равнинных районов, а также при отсутствии приборов для переноса отдешифрированных контуров. Если в организации, хранящей фильм или использовавшей его ранее, имеются фотопланы или уточненные фотосхемы, то копии с них целесообразно заказывать во всех случаях.

5. Один комплект цветной контактной печати (цветные отпечатки стоят в 10—15 раз дороже черно-белых) при использовании цветных или спектрозональных аэрофотосъемок. Данные дешифрирования при этом обычно наносят на черно-белые снимки, изготовленные с того же аэрофильма.

6. Нужное количество комплектов проекционной печати, если масштаб аэрофотосъемки мельче масштаба фотоизображения, требуемого для детальности дешифрирования (табл. 2). Ее целесообразно

Таблица 2

Ориентировочные значения масштаба аэрофотосъемки и типы АФА

Категории районов по СУСН)	Типы АФА и масштабы			
	С использованием проекционной печати		Без использования проекционной печати	
	Основной	Дополнительный	Основной	Дополнительный
I—II	1 : 50 000 ТЭ-100	1 : 70 000 ТЭ-70	1 : 50 000 ТЭ-100	1 : 35 000 ТЭ-140
III—IV	1 : 50 000 ТЭ-100	1 : 35 000 ТЭ-140	1 : 25 000 ТЭ-200	1 : 50 000 ТЭ-100
V	1 : 35 000 ТЭ-140, ТЭ-100	1 : 25 000 ТЭ-200, ТЭ-140	1 : 25 000 ТЭ-140, ТЭ-100	1 : 18 000 ТЭ-200, ТЭ-140

2554

изготавливать в масштабе 1 : 25 000 и дополнительно (на всю площадь или на отдельные участки) — в масштабе 1 : 10 000—1 : 15 000. Если планируется изготовление уточненных фотосхем, то проекционную печать целесообразно заменить трансформированными снимками тех же масштабов. Кроме увеличенных или трансформированных аэроснимков все этапы дешифрирования должны быть обеспечены и контактной печатью.

7. Фотосхемы (при отсутствии уточненных фотосхем или фотопланов). Если масштаб аэрофотосъемки крупнее требуемого для обзорности дешифрирования (см. табл. 2), то желательно иметь и их уменьшенные репродукции.

Заказывая материалы аэрофотосъемки, нужно отмечать, сколько экземпляров требуется на матовой и сколько на глянцевой фотобумаге.

Требования к качеству материалов аэрофотосъемки. Для дешифрирования аэрофотоснимков важно отсутствие помех, вызванных изображением облаков или теней от них, а также царапин, пятен и других дефектов.

Контактная печать для дешифрирования должна иметь оптимальный перепад плотностей, при котором белым тоном передаются только отдельные самые яркие детали местности (песок пляжа, выходы известняков и т. д.), а черным — только наименее яркие объекты (реки, озера, глубокие тени). Если на аэроснимках перепад плотностей мал, тонов, близких к белому и черному, нет вовсе, то это свидетельствует о неправильном подборе бумаги. Печать следует повторить на бумаге боль-

шей контрастности. Когда имеются и белые и черные тона, причем теми и другими изображается существенная часть площади, детали которой вследствие этого пропадают, нужно использовать более мягкую (т. е. менее контрастную) фотобумагу. Иногда номер фотобумаги для печати подобран правильно, но отпечатки несколько переэкспонированы («затянуты») или недоэкспонированы, т. е. их средний тон очень темный или слишком светлый и часть деталей недостаточно проработана. Это также препятствует дешифрированию.

На отпечатках не должно ощущаться влияние падения освещенности к краю кадра: аналогичные объекты в центре и на краю аэрофотоснимка должны быть примерно одного тона. Не должно быть пятен и ложных контуров, возникающих иногда при неравномерной «выкладке» или при «вытягивании» слабо проработанных мест горячим проявителем. Важным критерием качества печати является прижим, т. е. плотное совмещение эмульсионного слоя аэронегатива и фотобумаги в момент ее экспонирования. Прижим проверяется по резкости изображения контуров в различных частях кадра.

Контактную печать, имеющую какие-либо из указанных недостатков, следует браковать и возвращать для переделки. Аналогичные требования предъявляются и к увеличенным аэрофотоснимкам. Поскольку изготовление увеличенных снимков требуемого качества сложнее, чем контактной печати, контроль их резкости и правильного тоновоспроизведения особенно важен.

Аэрофотоснимки высокогорных районов, изготовленные с соблюдением перечисленных требований, все же дешифрируются плохо: перепады яркости между освещенными Солнцем и затененными склонами, а также между льдом или снегом и темной породой очень велики и не могут быть скомпенсированы подбором условий печати. Аналогичная ситуация иногда возникает и в равнинных районах при наличии объектов, сильно различающихся по яркости. В этих случаях эффективность дешифрирования можно значительно повысить, если печатать аэроснимки на электронном копировальном приборе.

Пригодность материалов для геологического дешифрирования зависит и от условий аэрофотосъемки, т. е. от сезона, времени суток, состояния атмосферы, типа аэрофотоаппарата, фотопленки и т. д. [292].

НАЗЕМНАЯ СТЕРЕОФОТОСЪЕМКА

Наряду с аэрофотосъемкой при геологической съемке горных районов применяется наземная стереофотосъемка с помощью фототеодолитов, представляющих собой комбинацию фотокамеры и теодолита. Для этих же целей могут применяться так называемые базисные и обычные любительские фотокамеры.

Наземная стереофотосъемка позволяет получить подробную геологическую характеристику крутых склонов, которые на плановых аэрофотоснимках плохо видны или совсем не просматриваются. С помощью фототеодолитной съемки можно составлять детальные топографические и геологические карты масштабов 1 : 10 000—1 : 2 000, детально изучать геологические разрезы на крутых склонах, трещиноватость, мелкие тела магматических и осадочных пород и составлять геологические карты в вертикальной проекции. Получение стереоскопических наземных фотографий достигается путем фотографирования одного и того же объекта с двух точек стояния — концов базиса съемки, который заранее рассчитывается, а в поле точно измеряется.

Геологическое дешифрирование наземных стереофотоснимков ведется, как и воздушных, с помощью стереоскопов, а точная количественная информация (элементы залегания, мощности пород, высота террас и др.) может быть получена с помощью более точных приборов.

(стереокомпараторов, стереоавтографов и др.). Недостатками наземных стереофотоснимков является наличие на них «мертвых пространств» — участков местности, закрытых горами или объектами ближнего плана, поэтому наиболее целесообразно комплексное использование аэрофотоснимков и наземных снимков. Описание приемов наземного стереофотографирования приведено в работах М. Н. Петрусевича и Л. И. Казик (1976, 1977 гг.).

КОСМИЧЕСКИЕ СЪЕМКИ

При космической фотосъемке отсутствуют угловые колебания и вибрации, передающиеся АФА, установленному в самолете. Ослаблено и влияние воздушной дымки. Эти факторы позволяют получить космические снимки со значительно более высокой разрешающей способностью, чем у лучших аэрофотоснимков. Так, например, снимки, сделанные с ПКК «Союз-22», выдерживают без визуально заметной потери резкости увеличение 30×.

Геометрические искажения, зависящие от влияния рельефа местности, на космических снимках практически отсутствуют. Однако при этом возникают искажения, связанные со сферичностью земной поверхности, а иногда и со значительными углами наклона. При мелкомасштабной космической фотосъемке они весьма значительны и могут привести к ошибкам интерпретации. Вследствие этого целесообразно дешифрировать не сами космические снимки, а фотокарты, т. е. снимки, преобразованные в карту заданной проекции и масштаба с сохранением высококачественного фотоизображения местности. На космические фотоснимки масштаба 1 : 200 000 и крупнее кривизна Земли влияет слабо, и из них можно изготавливать фотосхемы и фотопланы обычного типа.

Иногда применяется так называемая многозональная фотосъемка — фотографирование многообъективным фотоаппаратом с различными светофильтрами и на разные типы черно-белых пленок. Многозональные снимки позволяют синтезировать цветное изображение.

Кадровая телевизионная съемка и сканерная съемка производятся со специальных ИСЗ, предназначенных для дистанционных методов исследования природных ресурсов Земли. Каждый из них находится на орбите по многу месяцев и производит непрерывную съемку поверхности Земли. Соответственно эти виды съемки экономичнее, чем космическая фотосъемка, однако разрешающая способность сканерных и особенно кадровых телевизионных снимков ниже, чем у космических фотоснимков. Сканерная съемка ведется по нескольким каналам, соответствующим зонам спектра 0,5—0,6; 0,6—0,7; 0,7—0,8 и 0,8—1,1 мкм, а телевизионная — в первых двух или трех из них. Это позволяет дешифрировать объекты разных типов в той зоне спектра, в которой они лучше изображаются, а также синтезировать по нескольким зональным снимкам цветное изображение (в условных цветах). Иногда к перечисленным добавляются инфракрасные зоны 3—5 и 8—12 мкм, а также микроволновой диапазон.

Телевизионная космическая съемка с метеорологических ИСЗ выполняется в масштабах 1 : 10 000 000—1 : 100 000 000. Она малоприменима для крупномасштабного картирования.

Уровни генерализации изображения определяют целесообразность использования космических снимков для изучения крупных геологических объектов, причем значение разномасштабных снимков в геологических исследованиях оказывается соответственно различным. Можно выделить глобальные, региональные и локальные снимки с приведенными масштабами соответственно мельче 1 : 20 000 000, 1 : 20 000 000—1 : 100 000 и крупнее 1 : 100 000. Региональные снимки высокого разре-

шения являются важнейшим материалом при картировании разных масштабов и являются ценным дополнительным материалом при крупномасштабном картировании, способным обеспечить всеми необходимыми сведениями о крупных структурах изучаемой территории и о положении их в общей геологической структуре региона. Локальные космические фотоснимки обладают еще более высоким плановым разрешением на местности, а за счет использования более совершенных технических средств даже превосходят получаемые при аэрофотосъемке. Вместе с тем надо отметить, что увеличение масштаба космических снимков за счет использования длиннофокусных фотоаппаратов не компенсирует возможностей изучения рельефа под стереоскопом, зависящих целиком от высоты полета, и в этом отношении локальные космические снимки резко уступают аэрофотоснимкам тех же масштабов (особенно снятым короткофокусными аппаратами).

Особенности генерализации изображения определяют специфику дешифрирования космических снимков [145]. Из числа признаков опознавания ведущую роль начинают играть структурно-геологические: форма контура, размер, рисунок внутреннего строения, характер взаимоотношений; из числа физико-геологических большую роль играют тон и цвет изображения крупных объектов. Для последних при использовании соответствующего объема аэрофотоснимков небольшие изменения тона изображения будут потеряны в различиях тональности отдельных снимков. Различия в степени эрозионного расчленения территории четко определяются по тону космоизображения. Геоморфологические признаки опознавания используются не в полной мере, что связано с выпадением такого важного дешифровочного признака, как формы микрорельефа, и с худшими условиями стереоскопического наблюдения. Роль фитогенных и ландшафтных признаков сильно сокращается. Эти закономерности связаны с более четким проявлением влияния главных геологических факторов формирования пространственной структуры ландшафта в условиях сильной генерализации изображения.

Получение изображений в разных зонах спектра позволяет расширить объем информации, извлекаемой из материалов космических съемок, это особенно важно для выделения контуров геологических объектов: границ литолого-стратиграфических, интрузивных или метаморфических комплексов, наложенных зон регионального изменения пород и т. п.

НЕКОТОРЫЕ ДРУГИЕ ВИДЫ АЭРОМЕТОДОВ

РАДИОЛОКАЦИОННАЯ СЪЕМКА

В отличие от аэрофото-, космических, инфракрасной и некоторых других видов съемок при радиолокационной съемке используется искусственный излучатель, приему подлежит отраженное излучение созданного электромагнитного поля сантиметрового диапазона, отчего РЛ-аэросъемку выделяют в группу активных съемок. При радиолокационной съемке бокового обзора (РЛСБО) участок местности под самолетом исключают из обзора из-за плохого качества получаемого изображения. Отраженные от местности сигналы записываются на электроннолучевой трубке в виде узкой линии, расположение объектов на которой определяется их наклонной дальностью, т. е. расстоянием от самолета до точки отражения импульсов, а яркость светового пятна на строке определяется инстенсивностью отраженного сигнала. Благодаря поступательному движению самолета получается непрерывное изображение местности вдоль маршрута. С электроннолучевой трубки изо-

бражение фотографируется на пленку, скорость движения которой пропорциональна путевой скорости самолета.

На выходе получают два снимка (левого и правого борта), разделенные нерабочей зоной, перекрываемой с других маршрутов. Масштаб получаемого изображения определяется параметрами станции и не связан прямо пропорциональной зависимостью с высотой полета. Заданные масштабы РЛ-аэросъемки с помощью системы «Торос» отвечают 1 : 90 000 и 1 : 180 000, истинные масштабы изменяются как по строке изображения, так и по оси полета [147]. Современные РЛ-аэросъемки бокового обзора позволяют получать и более мелкие масштабы (до 1 : 600 000). В настоящее время РЛ-аэросъемка широко внедряется в практику геологических исследований.

Одной из особенностей РЛ-аэросъемки является ее всепогодность, позволяющая проводить съемку в плохих метеоусловиях, при сплошной облачности, помехой для нее являются только электрические заряды в грозовых облаках. Это определяет оперативность метода съемки и ее значение для территорий со стабильно плохими для аэрофотосъемки метеорологическими условиями.

Мелкомасштабность РЛ-снимков (отвечающих по разрешающей способности фотоснимкам масштаба 1 : 400 000) определяет целесообразность их использования для изучения относительно крупных геологических объектов и их взаимоотношений. При крупномасштабных геологических съемках РЛ-аэросъемка используется как дополнительный материал для получения сведений о крупных геологических телах и структурах изучаемой территории. При благоприятных условиях РЛ-аэ*росъемка обеспечивает достаточно дробное расчленение разреза, выде*ление всех основных интрузивных тел, за счет высокой обзорности — объективные сведения о крупных разрывных и пликативных структурах и их взаимоотношениях. Условия высокой генерализации приводят к более отчетливому проявлению геологических факторов формирования ландшафта в РЛ-изображении, что, как и в случае космических снимков, определяет ведущую роль структурно-геологических признаков *опознавания.*

На РЛ-аэроснимках очень четко проявляется рельеф местности, что связано как с условиями косого визирования, в результате чего формам рельефа соответствуют длинные тени (РЛ-аэроснимки иногда сравнивают с аэрофотоснимками, снятыми при низком стоянии Солнца), так и с отсутствием рассеяния облучающих РЛ-лучей в атмосфере, тогда как в аэрофотосъемке эта часть излучения создает мешающий *фон в распределении освещенности объектов, под разными углами об*ращенными к источнику освещения. Вместе с тем в горных районах длинные радиотени, являющиеся одновременно с этим мертвыми зонами (из-за совпадения излучателя и приемника в одной точке), служат помехой, так как при этом значительные участки местности не получают изображения, и их надо изучать со снимков другого борта. Четкое изображение рельефа определяет возрастание роли геоморфологических признаков опознавания, хотя и ограничивает их набор из-за невысокой разрешающей способности и худших условий стереоскопического наблюдения.

Более четкое изображение рельефа позволяет в ряде случаев повысить глубинность дешифрирования на территориях развития рыхлых отложений, облекающих расчлененный рельеф подстилающих коренных пород. Из-за небольших превышений эти формы рельефа не всегда вид*ны на аэрофотоснимках, проявляясь лишь при специальных временны́х* или сезонных условиях проведения аэрофотосъемок.

Использование другого диапазона электромагнитных волн определяет особенности их отражения от природных объектов (по сравнению с аэрофотоизображением). Одним из важнейших факторов является

«шероховатость» поверхности. Гладкие, близкие к зеркальным поверхности (а для длин РЛ-волн количество таких поверхностей гораздо больше, чем для аэрофотоснимков) будут характеризоваться темными (до черного) тонами изображения. Так, темными тонами изображаются на РЛ-снимках такыры, незакрепленные глины и пески (при отсутствии резких эоловых форм), пеплы, горизонтальные скальные поверхности, из закрепленных растительностью — мхи, ягельники, луговая растительность при отсутствии отдельных куртин, болота при отсутствии резких

Рис. 2. Радиолокационный аэроснимок Полярного Урала.

1 — граниты няровейской свиты, занимают наиболее возвышенные участки рельефа, выделяются светлым тоном изображения за счет интенсивного рассеяния радиоволн от крупноглыбовых развалов; *2* — песчано-сланцевая толща *орангской свиты; 3 — аллювиальные* отложения; *4* — разрывные нарушения; *5* — структурные линии — геологические границы.

грядово-мочажинных форм и т. п. По мере увеличения диффузности рассеяния тон РЛ-изображения становится все более светлым. Для РЛ-аэроснимков диффузными отражателями являются аллювиальные и делювиальные развалы, аллювиальные галечники (иногда устанавливается зависимость между тоном изображения и размерами обломков), луговая растительность при наличии куртин, грядово-мочажинные комплексы на болотах, кустарники и т. п. Еще более светлыми тонами изображения характеризуются так называемые «глыбовые» поверхности, в составе которых есть вертикально стоящие объекты. К ним относятся уголковые отражатели, естественные (нагорные террасы, трещины отдельности на крутых склонах и т. п.) и искусственные (металлические фермы, рельсы, сочетание асфальта и стен домов и т. п.), лес (особенно при высокой сомкнутости крон).

Повышенная влажность поверхности приводит к появлению зеркалящих пленок и выравниванию незакрепленных рыхлых отложений, что вызывает потемнение тона изображения. На тон РЛ-изображения влияют также коэффициенты отражения горных пород или их индикаторов в диапазоне РЛ-лучей, более сильными сигналами характеризуются проводящие объекты. Эти вопросы пока плохо изучены.

Таким образом, РЛ-аэроснимки дают сведения о геологическом строении района, при этом особенности изображения на них обеспечивают получение некоторых дополнительных сведений по сравнению с аэрофотоснимками более высокой разрешающей способности.

Использование РЛ-снимков позволило получить ряд новых данных о геологическом строении изучаемых территорий (рис. 2). Высокая обзорность снимков позволяет эффективно использовать их для суждений о рангах разрывных структур, о взаимоотношениях разрывной и пликативной тектоники и структурных форм разных этажей складчатости. При дешифрировании РЛ-аэроснимков были выявлены ранее неизвестные кольцевые структуры (*вулкано-тектонического генезиса*, структуры гранитообразования), которые после этого удалось опознать и по аэрофотоснимкам [349]. В ряде районов применение РЛ-аэроснимков привело к выявлению ранее неизвестных структурных несогласий.

В перспективе предполагается эффективность использования РЛ-аэросъемок с поляризацией, что расширит объем получаемой информации.

ИНФРАКРАСНАЯ СЪЕМКА

Инфракрасная (ИК) аэросъемка изучает собственное тепловое излучение элементов ландшафта в спектральных интервалах 1,8—5,3 и 7,5—14 мкм. Для регистрации инфракрасного излучения используется специальная электронная аппаратура, преобразующая невидимое инфракрасное излучение в видимое на экране электроннолучевой трубки. Современная летная ИК-аппаратура имеет чувствительность к перепаду температур на местности до десятых долей градуса и позволяет получать изображение, близкое по качеству к фотографическому.

Использование ИК-аэросъемки при геологическом картировании обусловлено тем обстоятельством, что геологическим объектам присущи те или иные температурные контрасты. С этой точки зрения геологические объекты могут быть разделены на два типа. К первому относятся объекты, имеющие собственную высокую аномальную температуру, это главным образом участки активной термальной деятельности, ко второму — объекты, приобретающие температурные контрасты за счет солнечного нагрева.

В первом случае температурные контрасты достигают многих десятков градусов, благодаря чему ИК-аэросъемкой уверенно картируются детали строения действующих вулканов, зоны активной термальной деятельности и отдельные ее проявления в виде гейзеров, фумарол, тепловых источников, грязевых котлов и т. п.

В качестве примера на рис. 3 приведены аэрофотоснимки и ИК-изображение *близкого масштаба участка активной термальной деятельности* на Камчатке. На ИК-изображении по яркому светлому фототону, обусловленному интенсивным тепловым излучением, уверенно дешифрируются термопроявления: выходящие у берегов озер подводные и надводные теплые источники, газопаровые струи, грязевые котлы и т. п. По аэрофотоснимку можно лишь предполагать наличие выходов горячих вод и газов по косвенным признакам — светлому фототону гидротермально измененных пород и отсутствию растительности.

Температурные контрасты объектов второго типа значительно меньше и возникают они за счет изменения влажности, содержания органических веществ, текстуры пород, освещенности, наличия растительного покрова и т. д. Особенно велико влияние влажности. Небольшое ее изменение вызывает существенные температурные контрасты из-за значительной теплоемкости воды и ее испарения. Наблюдается следующая общая закономерность. В дневное время сухие горные породы и почвы нагреваются значительно быстрее, чем влажные, и на ИК-изображениях увлажненные участки и водные поверхности выглядят темными (холодными). В вечернее время, после захода Солнца, контрасты между увлажненными и сухими участками начинают быстро выравниваться, а в холодные ясные ночи контрасты меняются на противоположные. Особенно велики эти обратные контрасты в первую половину ночи,

к рассвету они выравниваются. В пасмурную погоду температура элементов ландшафта нивелируется.

Поскольку избыточное увлажнение почти всегда сопутствует ослабленным зонам, тектоническим нарушениям, различным гидрогеологическим и гидрологическим объектам, то чувствительность ИК-аэросъемки к небольшим изменениям влажности обусловливает перспективы ее ис-

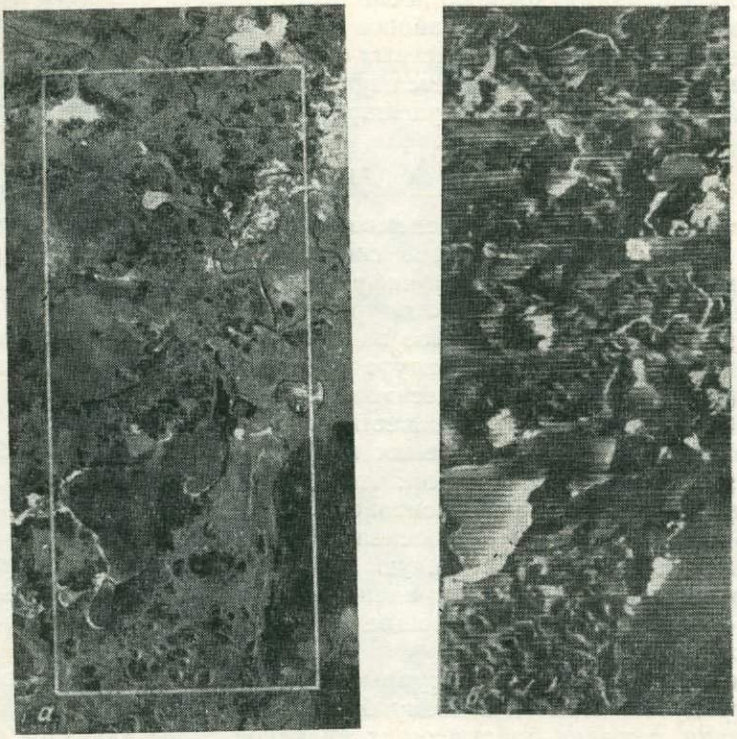


Рис. 3. Плановый аэрофотоснимок (*а*) и ИК-изображение (*б*) участка активной термальной деятельности.

Время съемки 10 ч 20 мин, спектральный интервал 3,2—5,3 мкм, высота полета 600—700 м, ясно. На аэрофотоснимке обведена площадь, соответствующая площади ИК-изображения.

пользования при геологическом, гидрогеологическом и инженерно-геологическом картировании. В то же время общие закономерности поведения температурных контрастов затрудняют проведение ИК-аэросъемки и дешифрирование ее материалов. Так, например, для изучения объектов первого типа съемку желательно проводить в ночное время, когда температурные контрасты за счет солнечного нагрева минимальны. Съемку для изучения объектов второго типа лучше проводить сразу после полудня или повторно в разное время суток с целью получения сопоставимых данных. Очевидно, на эти рекомендации существенные ограничения накладывают погодные условия, безопасность полетов в ночное время и т. д.

ГЛАВА III

ПРОЕКТИРОВАНИЕ И ПОДГОТОВИТЕЛЬНЫЕ РАБОТЫ

СОСТАВЛЕНИЕ ПРОЕКТА РАБОТ

На весь срок геологосъемочных работ составляют проект, основанный на изучении рукописных и печатных материалов по району. В проекте определяют основные геологические вопросы, подлежащие изучению, уточняют детальность изучения отдельных ярусов на глубину и на этой основе определяют комплекс исследований и их методы, детальность изучения проявлений полезных ископаемых, точность установления границ для геологических карт (схем) нижних ярусов и обосновывают необходимые виды, объемы работ и затраты на их проведение.

При выборе комплекса и методики исследований должны учитываться требования специализации исследований в зависимости от геологических условий и комплекса полезных ископаемых. В пределах района могут оказаться участки, разнообразные по ярусности, требования к изучению которых будут различными, и это должно найти отражение в проекте. В проекте указывают перечень карт, которые должны быть составлены в результате работ, и определяют сроки начала и окончания геологической съемки для всей площади исследований.

Выбор комплекса исследований должен быть тщательным и не представлять собой нагромождение различных видов работ. Следует избегать методов, дающих сходную или близкую информацию, и методов, которые не могут принести пользу в данных условиях (например, изучение вторичных ореолов рассеяния при большой мощности покрова, применение некоторых электроразведочных методов в условиях многолетней мерзлоты и т. д.). В начале работ следует применять методы, позволяющие получать достаточно быстро обширную информацию (например, дешифрирование аэрофотоснимков), а при изучении конкретных элементов геологического строения более существенна не оперативность, а полнота информации (например, изучение разрезов, литологических, петрографических и физических свойств пород, поиски фауны, флоры).

Весьма сложным вопросом при проектировании является определение глубины изучения картируемого района* при разных видах геологосъемочных работ (обычная съемка, ГГС, ГГК, ГДП). Наиболее правильным путем определения глубины является составление специальных экономических расчетов, которые должны учитывать оптовую стоимость минерального сырья, расходы на поиски, разведку, эксплуатацию на определенных глубинах и транспортировку полезных ископаемых к местам потребления, возможные сроки освоения месторождения и возвращения затрат на его освоение.

Однако материалы для подобных расчетов, как правило, полностью или частично отсутствуют, и поэтому приходится руководствоваться косвенными соображениями, к которым обычно относятся сведения: а) о приуроченности полезных ископаемых к тому или иному ярусу или к определенным горизонтам в его пределах; б) о глубинах эксплуатации аналогичных полезных ископаемых на предприятиях в районах съемки или их окрестностях; в) о глубинах открытия аналогичных месторождений.

Указанные выше сведения необходимо дополнить приблизительными расчетами ассигнований, необходимых для поисков месторожде-

---

* Все сказанное в этом разделе не распространяется на поиски нефтяных и газовых месторождений, если эти поиски совмещаются с крупномасштабной съемкой.

ний в пределах района на разных глубинах и для оценки рентабельности самих поисков на этих глубинах. При этом нужно учитывать, что на глубину могут изучаться только отдельные участки, а не весь район съемки. Так, например, если в складчатом комплексе фундамента, перекрытом покровом мощностью 100 м, по материалам предварительных геофизических работ выделены перспективные на оруденение участки, то для всего района можно ограничиться изучением поверхности фундамента до глубины 100 м, а на перспективных участках — до 200 м. Близкий к этому пример описан Н. Б. Вольфсоном и его соавторами (1961 г.) в Алмалыкском рудном районе, где в пределах Северного блока (одноярусный район III типа) была установлена глубина изучения приблизительно 200 м, а в пределах центрального блока (двухъярусный район VI типа) — 300 м (до кровли фундамента).

Детальность изучения глубинных горизонтов, для которых рентабельна эксплуатация главных полезных ископаемых района, не может и не должна соответствовать детальности изучения геологического строения поверхности. Это следует твердо помнить и не стараться проектировать такие объемы работ (геофизических и буровых), чтобы получить на поверхности и на глубине карты одинаковой детальности.

Изложенное выше нашло свое отражение в «Основных положениях организации и производства геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 (1 : 25 000) (§ 121—159) и глубинного геологического картирования (§ 4—49)», в которых предъявлены различные требования к содержанию геологической съемки и изучению полезных ископаемых для одно-, двухъ- и трехъярусных районов, в соответствии с этим различные требования предъявляются и к отчетным документам — геологическим картам, картам полезных ископаемых, а также картам закономерностей их размещения и прогнозов.

Как правило, основная цель изучения глубинных горизонтов — выявить закономерности поведения главных полезных ископаемых, оконтурить участки распространения признаков полезных ископаемых, а также определить геологическую обстановку, благоприятную для локализации полезных ископаемых на глубине. На всех таких участках могут проводиться работы с целью поисков тел полезных ископаемых или благоприятных для их концентрации структур при условии, если такие работы позволяют их обнаружить, судя по опыту исследований на аналогичных месторождениях. На наиболее интересных участках, аномалиях и структурах должны быть проведены поисково-оценочные работы для разработки рекомендаций по постановке более детальных работ.

Учитывая, что главная задача изучения глубинных уровней заключается в выявлении перспективных на полезные ископаемые участков и лишь в благоприятных условиях поисках тел полезных ископаемых, при проектировании этих работ не следует задаваться целями отыскания слепых тел полезных ископаемых на глубине; это задача последующих, более детальных поисковых и поисково-разведочных работ, хотя не исключается и на этапе геологической съемки, главным образом для пластовых и стратифицированных месторождений. Поиски слепых тел полезных ископаемых в процессе съемки проводят только при благоприятной обстановке. Это же относится и к прослеживанию ранее выявленных тел полезных ископаемых до горизонтов их рентабельной промышленной эксплуатации.

В проекте должен быть определен состав отчетных документов. «Основными положениями» рекомендуется кроме обязательных карт (геологических, карт полезных ископаемых, закономерностей размещения полезных ископаемых и прогноза) составлять специальные карты и схемы. К ним относятся карты четвертичных отложений, геоморфологические, гидрохимические, литолого-фациальные и др. Они подразде-

ляются на основные, дополнительные и вспомогательные. Проектом должен быть определен примерный перечень таких карт, однако не нужно перегружать отчет множеством специальных карт, а стараться по возможности их совмещать, а те из них, которые допускают уменьшение масштаба, помещать в виде схем в текст отчета.

После определения комплекса исследований и методов, глубины изучения и состава отчетных документов определяют ориентировочно общий объем работ и их стоимость. При этом используют существующие справочники и рассчитывают приближенно технические показатели.

Проект работ должен быть кратким и содержать только приведенные выше сведения, непосредственно необходимые для постановки предусматриваемых видов и объемов работ. При этом исполнители работ должны совершенно отчетливо представлять себе, что комплекс методов и рассчитанные в проекте объемы работ являются ориентировочными и могут изменяться в процессе геологической съемки в зависимости от результатов их применения в конкретных условиях ведения работ.

Недопустимо слепое следование проекту при существенном изменении представления о геологическом строении района или его полезных ископаемых. Недопустимо также формальное, «сеточное» применение бурения, горных работ, радиометрии, металлометрии без учета геологического строения района, даже если геометрическая сеть наблюдений и предусмотрена проектом для удобства расчетов.

ПОДГОТОВИТЕЛЬНЫЕ РАБОТЫ

Подготовительные работы охватывают группу исследований, в число которых входят: изучение ранее составленных геологических, геофизических и других карт, разрезов, всех фондовых и литературных материалов по району съемки, первичных материалов работ, проведенных на проектируемой площади съемки (эталонных коллекций горных пород, шлифов и т. д.), материалов по всем известным на площади съемки месторождениям, проявлениям, потокам и ореолам рассеяния полезных ископаемых.

В некоторых случаях следует проводить изучение керна ранее пробуренных скважин, а иногда и осмотр типичных разрезов, месторождений и т. д. Перечисленные выше операции не требуют пояснений, необходимо лишь отметить, что недостаточное изучение материалов ранее проведенных работ, как правило, приводит к повторению того, что уже сделано, и к непроизводительным затратам сил и средств.

В состав подготовительных работ могут входить не только предварительные камеральные работы, но и рекогносцировочный осмотр характерных обнажений, разрезов, месторождений. Однако последнее не всегда возможно, особенно при трудной доступности района работ и удаленности от основной базы партии, а поэтому главную роль в подготовительном периоде играет камеральная подготовка, конечной целью которой является составление предварительных карт и схем. В составлении этих документов помимо литературных и фондовых материалов большое значение имеют предварительное дешифрирование аэрофотоснимков и интерпретация геофизических материалов.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНОЕ ДЕШИФРИРОВАНИЕ АЭРОФОТОСНИМКОВ

Сущность и содержание дешифрирования охарактеризованы также во многих методических руководствах [13, 14, 91, 126, 136, 282, 337, 433], (Комплексное дешифрирование..., 1964 г.).

При крупномасштабных геологосъемочных работах проводят геологическое, геоморфологическое, а в ряде районов гидрогеологическое и инженерно-геологическое предварительное дешифрирование. Объем получаемых в процессе дешифрирования сведений неравнозначен для различных видов исследований и для разных районов работ. Дешифрирование снимков наиболее эффективно для изучения и картирования элементов геоморфологического строения, а также геологического строения обнаженной или частично закрытой поверхности коренных и четвертичных пород. Существенно меньшей по объему, но ценной по значимости является информация, получаемая в ряде случаев по аэрофотоснимкам, о некоторых особенностях глубинного строения изучаемых территорий.

На стадии подготовительных работ дешифрирование включает в себя:

— общий обзор материалов аэрофотосъемки (на основе использования карт предшествовавшей среднемасштабной геологической съемки) с целью выделения площадей разного геоморфологического и геологического строения;

— подробное дешифрирование аэроснимков с выделением всех возможных объектов картирования и увязка их с окружающей ситуацией путем сопоставления отдельных аэроснимков с фотосхемой (фотопланом);

— измерительное дешифрирование на стереофотограмметрических приборах для наиболее важных объектов;

— перенос результатов дешифрирования с аэроснимков на фото- или топооснову и их обобщение;

— составление предварительных карт, предусмотренных проектом работ по данным дешифрирования, и оформление всех материалов, полученных при проведении подготовительных работ.

Основные приемы инструментального дешифрирования

На всех этапах работы с аэрофотоснимками рационально осуществлять так называемое инструментальное дешифрирование, подразумевающее использование тех или иных приборов для получения наибольшего эффекта интерпретации и составления геологических карт [292].

Способами инструментального дешифрирования достигаются:

— получение стереомодели, по которой изучение и восприятие местности и геологически значимых объектов более легкое и верное, чем по одиночным аэрофотоснимкам;

— получение оптически увеличенной до необходимого крупного масштаба стереомодели;

— свободное прослеживание контуров по увеличенной стереомодели без потери стереоэффекта (сканирование стереомодели);

— перенос контуров с нужной точностью;

— измерительные операции, позволяющие определять элементы залегания пластов, различные характеристики рельефа; построение профилей местности и др.

Эффективность инструментального дешифрирования основывается на возможности одновременного достижения обзорности и детальности при стереоскопическом наблюдении, что позволяет оптимально отрисовывать геологическую нагрузку на аэрофотоснимках и затем переносить ее на геологическую карту.

Ниже указаны методы дешифрирования и приборы, обеспечивающие перечисленные возможности инструментального дешифрирования.

1. Если имеются мелкомасштабные аэрофотоснимки, то при дешифрировании следует использовать сканирующие стереоскопы. Они имеют

увеличения от 3—4-кратного до 15-кратного. Их наблюдательную систему можно быстро, плавно и без нарушения стереоэффекта перемещать относительно аэрофотоснимков, что позволяет практически одновременно просматривать всю увеличенную стереомодель и тем самым получать детальность, соответствующую крупному масштабу фотоизображения, а обзорность лишь несколько меньшую, чем по исходным мелкомасштабным снимкам. К сканирующим стереоскопам фирмы «Карл Цейсс» (ГДР) относятся интерпретоскоп (стационарный прибор с плавным оптическим увеличением от 2 до 15× и с параллактическим устройством для измерительных целей) и стереопантометр (настольный прибор с увеличением 3,5×, также с параллактическим устройством). В качестве сканирующих стереоскопов могут быть использованы и универсальные приборы (см. ниже).

Для полноценного полевого дешифрирования (при отсутствии аэрофотоснимков крупного масштаба) следует заказать увеличенные аэрофотоснимки. Они полезны и при камеральном дешифрировании, особенно если нет сканирующего стереоскопа. Их целесообразно иметь в нескольких масштабах. Поскольку полевая карта составляется в масштабе 1 : 25 000, удобны увеличенные аэрофотоснимки этого же масштаба. В сложных районах нужно увеличение до масштабов 1 : 15 000 и 1 : 10 000, иногда выборочно, не на всю площадь трапеции. Следует иметь в виду, что аэрофотоснимки, увеличенные, например, с масштаба 1 : 50 000 до масштаба 1 : 15 000, имеют значительно бóльшую обзорность, чем контактная печать с аэрофильма масштаба 1 : 15 000. В настоящее время аэрофильмы выдерживают увеличение до 5× без потери качества на увеличенных аэрофотоснимках.

2. Если имеются только мелкомасштабные аэрофотоснимки и нет ни сканирующих стереоскопов, ни проекционной печати, то полноценного дешифрирования, особенно полевого, обеспечить нельзя. В этом случае используют отечественный стереоскоп СЗС или аналогичный ему стереоскоп ЗС фирмы «Карл Цейсс» (ГДР). В них наблюдение ведется или через бинокулярную насадку с увеличением 3,5× и полем зрения 5×5 см, или же при откинутой насадке — практически без увеличения и в пределах всей площади стереопары. В первом случае достигается детальность, а во втором — обзорность. Наблюдатель находится примерно в тех же условиях, что и при использовании аэрофотоснимков двух разных масштабов. Обычный зеркально-линзовый стереоскоп ЗЛС-1 имеет коэффициент увеличения всего 1,2—1,3, однако за счет стереоскопического наблюдения позволяет получать бóльшую детальность, чем при дешифрировании одиночных аэрофотоснимков или фотосхем.

Для дешифрирования мелкомасштабных аэрофотоснимков в маршруте можно использовать карманные стереоскопы фирмы «Карл Цейсс» с увеличением 3×, однако при обилии мелких контуров нанести их все на мелкомасштабный снимок не удается.

3. Если имеются только крупномасштабные аэрофотоснимки, то при их дешифрировании следует использовать стереоскопы с малым увеличением (см. выше), так как снимки сами обеспечивают достаточную детальность. Использование сканирующих стереоскопов совершенно нецелесообразно, так как количество геологических данных при чрезмерном увеличении масштаба перестает возрастать, а сканирование не может полностью компенсировать дополнительную потерю обзорности, вызванную оптическим увеличением. Чтобы обеспечить обзорность, кроме контактной печати следует заказать уточненные фотосхемы (фотопланы). Однако нужная обзорность при этом не всегда достигается. Если нет и этих материалов, целесообразно изготовить своими силами фотосхемы (предусмотрев для этой цели дополнительные экземпляры контактной печати).

Из вышеизложенного следует, что для полноценного дешифрирования нужно иметь аэрофотоснимки и крупного и мелкого масштаба, т. е. использовать контактную печать со всех аэрофильмов, на которых заснят данный планшет, заказывать высотную аэрофотосъемку, привлекать материалы космических съемок (см. гл. II).

Этим достигается наличие как разномасштабных материалов, так и материалов, снятых в разные сезоны при разной высоте Солнца, различной влажности поверхности Земли и т. д., что существенно увеличивает объем и надежность извлекаемых с аэрофотоснимков сведений.

В заключение следует указать ориентировочные значения масштабов фотоизображения, требуемых для достижения детальности и обзорности. Они приведены в табл. 3 в зависимости от сложности геологического строения района. В табл. 3 также показаны примеры рационального выбора масштабов фотоизображения для районов различной сложности.

Таблица 3

Ориентировочные масштабы аэрофотоизображения

Категории сложности района (по СУСН)	Требуемые масштабы		Рациональный набор масштабов		
	Для детальности	Для обзорности	Для дешифрирования наиболее сложных и перспективных участков трапеции	Основной	Для дешифрирования крупных структур
I—II	1 : 25 000—1 : 40 000	1 : 50 000—1 : 100 000	1 : 25 000	1 : 50 000	1 : 100 000
III—IV	1 : 15 000—1 : 30 000	1 : 35 000—1 : 100 000	1 : 15 000	1 : 35 000	1 : 70 000
V	1 : 10 000—1 : 17 000	1 : 25 000—1 : 100 000	1 : 10 000	1 : 25 000	1 : 50 000

Деление территории СССР на несколько групп довольно условно, а возможность получения масштабов фотоизображения, точно указанных заранее, ограниченна. Вследствие этого масштабы фотоизображения для дешифрирования определенной трапеции уточняются совместно съемочной и аэрогеологической партиями при проектировании работ в зависимости от особенностей этой трапеции, масштабов имеющихся и заказываемых аэрофотосъемок, возможности изготовления проекционной печати и уточненных фотосхем и наличия приборов для дешифрирования.

В табл. 4 приведено количество аэрофотоснимков (контактной печати), покрывающее одну трапецию масштаба 1 : 50 000 при разных масштабах аэрофотосъемки. В зависимости от широты места и величин перекрытия аэрофотоснимков оно несколько меняется.

Таблица 4

Число кадров (N) аэрофотосъемки разных масштабов (M) на одну трапецию масштаба 1 : 50 000 (широта 55°, поперечное перекрытие 40%, продольное — 65%)

M	*N*	*M*	*N*
1 : 60 000	25	1 : 17 000	180
1 : 50 000	35	1 : 12 000	370
1 : 35 000	60	1 : 10 000	530
1 : 25 000	95	1 : 5 000	1900
1 : 20 000	140		

Из таблицы видно, что при масштабах крупнее 1 : 20 000—1 : 17 000 число кадров растет очень быстро. Соответственно уменьшается обзорность и возрастает трудоемкость камерального дешифрирования.

Способы переноса данных дешифрирования на топооснову делятся на две группы. Первая основана на использовании уточненных фотосхем и фотопланов, вторая — на применении приборов. Рассмотрим каждую из этих групп.

Данные дешифрирования, нанесенные на аэрофотоснимках, переносятся на уточненные фотосхемы (фотопланы) или визуально, по идентичным контурам фотоизображения, или с помощью специальных стереоскопов, позволяющих наблюдать совмещенное изображение аэрофотоснимка и соответствующего ему участка уточненной фотосхемы (фотоплана) и компенсирующих их разномасштабность. К таким приборам относятся стереоскоп ЗЛС-2 и стереоскоп Баштана, стереопантометр и стереоскоп ЗС (оба фирмы «Карл Цейсс», ГДР) с диоптрийными стеклами. Стереоскопический перенос более точен и производителен, если значительная часть отдешифрированных на снимках данных визуально не отождествляется на уточненных фотосхемах, а также при низком качестве последних. В остальных случаях целесообразен визуальный перенос. При наличии уточненных фотосхем или фотопланов на них обычно и составляют все предварительные и полевые карты. Вследствие этого они нужны в достаточном количестве экземпляров. Перенос контуров с уточненных фотосхем (фотопланов) на топооснову того же масштаба не составляет труда. Его можно осуществить или путем калькирования, или же на приборах, описанных ниже. Окончательную карту можно составить и на фотооснове, после чего смыть с нее фотоизображение специальными растворами.

Изложенные способы рациональны в районах с небольшими превышениями, особенно для участков простого геологического строения и для малоконтурных участков, на которых отдельные аэрофотоснимки трудно привязать к топографической карте. При сложном строении геологическая нагрузка карт может быть очень большой, фотоизображение под ней читается плохо и может только препятствовать восприятию карты. В этом случае более рациональны инструментальные способы переноса контуров, рассмотренные ниже. Их роль возрастает с увеличением превышений местности, поскольку изготовление уточненных фотосхем и фотопланов горных районов практически не производится. Выбор способа переноса зависит и от масштаба имеющейся аэрофотосъемки: при крупных масштабах целесообразнее изготовлять уточненные фотосхемы, а при мелких — дешифрировать и, в частности, переносить контуры инструментально.

Инструментальный перенос данных дешифрирования на топооснову требует наличия приборов, но освобождает от необходимости изготовления уточненных фотосхем или фотопланов. Остановимся кратко на таких приборах.

Рисовальный прибор ЛЮЦ (Камера «Клара») фирмы «Карл Цейсс» (ГДР) предназначен для переноса данных с одиночного отдешифрированного аэроснимка на топооснову, при этом снимок и топооснова могут быть разных масштабов. Диапазон масштабирования прибора — от уменьшения в 2,5 раза до увеличения в 2,7 раза. ЛЮЦ можно использовать как в стационарных, так и в полевых условиях. Глядя в окуляр, наблюдатель видит изображение отдешифрированного аэрофотоснимка, закрепленного на снимкодержателе, оптически спроектированное на топооснову, лежащую на столе. Приведение масштаба снимка к масштабу карты осуществляется на ЛЮЦ предельно просто, но для этого необходимо иметь от трех до пяти опознаков. Перенос нужных контуров выполняют обводкой их изображения, например, карандашом на топооснове.

Прибор позволяет исправлять искажения, вызванные наклоном АФА при съемке, но не исправляет искажений, зависящих от рельефа. Если превышения в пределах аэроснимка не более 100—150 м, то он обеспечивает точность переноса до 1 мм. Когда превышения на аэрофотоснимке более 200—300 м, перенос контуров на ЛЮЦ нецелесообразен, так как уменьшается точность или требуется последовательный перенос на разные высоты (перенос по зонам), причем каждый раз необходимо изменять масштаб на данную высоту с введением поправок в опознаки, что увеличивает трудоемкость работы.

Универсальный топографический проектор УТП-2 — стационарный отечественный прибор. Он предназначен в основном для переноса контуров, причем с любого материала (снимки, кальки, карты, ватман и т. д.), а также для графического и фотографического репродуцирования любых карт, выкопировок и других материалов. Коэффициент масштабирования этого прибора значительно больше, чем у ЛЮЦ, он позволяет увеличивать и уменьшать в четыре раза. Кассеты, куда помещают репродукционный материал, значительно большего размера, чем у снимкодержателя ЛЮЦ. Рисовка на УТП-2 выполняется путем обведения контуров на топооснове, но в значительно более удобных условиях (УТП-2, подобно фотоувеличителю, проектирует изображение на стол), что увеличивает производительность. Точность переноса и ограничения, связанные с рельефом участка, одинаковы для ЛЮЦ и УТП-2.

Стереопантометр, рассмотренный выше как сканирующий стереоскоп, частично решает также задачу переноса контуров. Он автоматически переносит на ватман контуры, обводимые маркой прибора при стереоскопическом просматривании модели местности. Это позволяет составить часть карты, лежащую в пределах перекрытия пары снимков. Меняя стереопары, отрисовывают площадь, заснятую маршрутной аэрофотосъемкой, а соединяя маршруты, получают отдешифрированную площадь всей трапеции. Перенос контуров с использованием стереопантометра возможен только в масштабе закладываемых аэрофотоснимков и без исправления искажений за рельеф. Это большой недостаток прибора, поэтому он применим в основном для составления картосхем предварительного дешифрирования (просмотр стереомодели под большим оптическим увеличением) и полевых карт. С помощью УТП-2 (см. выше) можно маршруты, составленные на стереопантометре, перевести в нужный масштаб и соединить их. Использование стереопантометра для составления карт целесообразно при превышениях в пределах снимка до 150 м.

Радиал-пантограф РП-3 — новый отечественный прибор, предназначенный, в отличие от рассмотренных выше способов и приборов, для переноса на топооснову контуров с аэрофотоснимков горных районов. Перенос осуществляется стереоскопически по двум смежным аэрофотоснимкам, один из которых отдешифрирован. При обведении маркой прибора контуров наблюдаемой стереомодели они автоматически отрисовываются на топооснове в заданном масштабе. При этом исправляются искажения, вызванные рельефом местности. Пантограф прибора позволяет изменять масштаб аэрофотоснимков от 0,2 до 2,0 исходного. Перенос можно осуществлять непосредственно на топокарту. Тем самым РП-2 является единственным прибором для переноса, преобразующим контуры аэрофотоснимка любого, даже высокогорного, рельефа в план местности. С прибором можно работать как в стационарных условиях, так и на базе партии. При съемке равнинных районов он уступает более простым приборам и способам переноса, но в горных практически незаменим.

Полностью совместить все процессы камерального дешифрирования позволяют универсальные стереоприборы. Они работают

как высококачественные сканирующие стереоскопы и автоматически переносят на топооснову отдешифрированные контуры, исправляя искажения аэрофотоснимков при любом рельефе местности. Они позволяют также производить любые измерения аэрофотоснимков с максимальной точностью. Дешифрирование на этих приборах можно назвать универсальным способом инструментального дешифрирования. Универсальные стереоприборы, используемые в системе ГУГК (стереопроекторы Романовского и стереографы Дробышева) — прецизионные приборы, малопроизводительные для нетопографических работ и требующие от исполнителя фотограмметрической подготовки. За рубежом для геологического дешифрирования используют специальные, менее точные, но высокопроизводительные и легко осваиваемые геологами универсальные стереоприборы. Один из таких приборов — стереомикрометр итальянской фирмы Галилео-Сантони. Его использование подтвердило целесообразность и большую эффективность универсального способа.

Понятие об измерительном дешифрировании. Следует различать измерения по одиночным аэрофотоснимкам, фотосхемам и фотопланам и так называемые стереофотограмметрические измерения, выполняемые по двум смежным аэрофотоснимкам (стереопаре) с помощью специальных стереоприборов.

Стереофотограмметрические измерения позволяют определить элементы залегания пластов, контактов и разломов; мощности пластов, параметры смещений, связанных с разрывными нарушениями; высоту уступов, крутизну склонов и иные характеристики рельефа местности. По одиночным аэрофотоснимкам можно измерять только плановые характеристики геологических объектов, т. е. длину и направление следов трещин, ширину террас, горизонтальную мощность пластов, площади объектов и т. д., причем и это не всегда выполнимо из-за искажений аэрофотоснимков, вызываемых рельефом местности. Однако эти измерения производятся линейкой и транспортиром, т. е. не требуют специальных приборов, и выполнимы в полевых маршрутах. Кратко рассмотрим процесс измерения.

1. Длины горизонтальных контуров местности, их направления, углы между ними и площади образуемых ими фигур измеряются так же, как и по топографической карте; причем используется тот аэроснимок, где измеряемые объекты расположены ближе к центру. Ошибки измерения направлений и углов составляют около 3°, длин — 5%, площадей — 10%.

2. Для линейных измерений нужно знать масштаб аэрофотоснимков. Обычно используется масштаб M, приведенный в паспорте аэрофотосъемки и равный отношению фокусного расстояния f к высоте полета H. Однако горизонтальные участки местности, расположенные на разной высоте, изображаются на аэрофотоснимках в разном масштабе (так как высота полета H над возвышенностями меньше, чем над долинами). Поэтому в горных районах нужно использовать масштаб аэрофотоснимка M_h, соответствующий высоте измеряемого участка местности. Он вычисляется по формуле

$$\frac{1}{M_h} = \frac{1}{M} - \frac{1000h}{f}, \qquad (1)$$

где h — превышение измеряемого участка над плоскостью, к которой относится паспортный масштаб.

Так, например, если $f = 100$ мм, в паспорте аэрофотосъемки указан масштаб $M = 1 : 20\,000$, относящийся к высоте 1300 м над уровнем моря, а измеряемый объект находится примерно на 1800 м выше уровня моря, то $h \approx 500$ м.

$$\frac{1}{M_h} = 20\,000 - \frac{1000 \cdot 500}{100} = 15\,000,$$

т. е. этот объект изображается в масштабе $M_h = 1 : 15\,000$. При отсутствии паспорта аэрофотосъемки масштаб M_h определяют путем сравнения расстояния между двумя точками на аэрофотоснимке и на топографической карте:

$$M_h = M_т \frac{l}{L}, \tag{2}$$

где $M_т$ — масштаб топографической карты; L — расстояние между двумя точками на топографической карте; l — расстояние между теми же точками на аэрофотоснимке.

Отрезок l, по которому определяют масштаб, должен быть не короче 8—10 см, а его середина — находиться не далее 2 см от центра аэрофотоснимка. Точки местности, идентичные концам этого отрезка, должны лежать примерно на одной высоте.

3. Чтобы получить на аэрофотоснимке истинное направление наклонного отрезка, нужно повернуть его изображение на угол ΔA (искажение направления наклонного отрезка), определяемый по формуле

$$\sin \Delta A = \frac{r}{f} \operatorname{tg} \alpha \cdot \sin \vartheta, \tag{3}$$

где α — угол наклона рассматриваемого отрезка на местности; ϑ — угол на аэрофотоснимке между направлением отрезка и направлением от одного из его концов к центру снимка; r — расстояние от центра снимка до того конца отрезка, который выбран при определении угла ϑ; f — фокусное расстояние АФА.

Вычисление ΔA по этой формуле возможно только в случае, когда приближенно известен угол α наклона отрезка (его можно глазомерно оценить на местности или при стереоскопическом наблюдении с учетом коэффициента вертикального растяжения стереомодели). Направление поворота отрезка должно быть таким, чтобы при вращении вокруг изображения его нижнего конца изображение верхнего конца приближалось к центру снимка. Если угол наклона на местности не более 30°, то вместо формулы (3) применима более простая:

$$\Delta A = \frac{d}{f} \alpha, \tag{3а}$$

в которой d — длина перпендикуляра, опущенного из центра аэрофотоснимка на изображение отрезка (или на его продолжение), остальные обозначения те же, что и в формуле (3).

4. Чтобы построить на аэрофотоснимке горизонтальное проложение отрезка, т. е. определить его направление и длину, нужно ориентировочно знать превышение h между концами отрезка. Зная его, вычисляют для изображения верхнего конца отрезка так называемую поправку за рельеф

$$\Delta r = 1000 M \frac{r}{f} h, \tag{4}$$

где r — расстояние от центра аэрофотоснимка до изображения верхнего конца отрезка (f, r и Δr определяют в миллиметрах, h — в метрах).

Далее выполняют на аэрофотоснимке следующие построения. Соединяют верхний конец отрезка с центром аэрофотоснимка прямой. Откладывая от него вдоль этой прямой к центру снимка величину Δr, находят исправленное за рельеф положение верхнего конца. Соединяя его с нижним концом отрезка, получают истинное по величине и направлению горизонтальное проложение отрезка в масштабе, соответствующем уровню нижнего конца. Если превышения участка очень велики, то вместо M следует брать масштаб M_h, соответствующий уровню нижнего конца отрезка.

5. При измерениях на фотосхемах длины и направления отрезков, изобразившихся на нескольких аэрофотоснимках, составляющих фотосхему, можно считать свободными от искажений за рельеф, а масштаб их изображения считать равным паспортному масштабу аэрофотосъемки. Отрезки фотосхемы, расположенные в пределах одного снимка, измеряют так же, как на одиночном аэрофотоснимке.

6. Измерения по уточненным фотосхемам и фотопланам производят так же, как на топографической карте.

Переходим к рассмотрению стереофотограмметрических измерений. Для выполнения этих измерений в геологических целях выпускается специальный прибор — геологический стереометр ГС-4. Он позволяет производить любые стереофотограмметрические измерения и снабжен устройствами, упрощающими вычисление элементов залегания. ГС-4 рассчитан на работу с контактной печатью. Превышения местности определяются на нем с погрешностью около 1/700 от высоты фотографирования. Погрешность измерения элементов залегания на ГС-4, как и на других стереоприборах, меняется в широких пределах, она зависит от размера пластового треугольника на аэрофотоснимке (от длины S наиболее короткой высоты этого треугольника), от фокусного расстояния АФА и от угла падения пласта α. Ее значения приведены в табл. 5. Погрешность определения истинной мощности пластов также зависит от ряда факторов. Как правило, она колеблется в пределах 0,1 ÷ 0,5 мм в масштабе аэрофотоснимка.

Из табл. 5 видно, что ГС-4 почти всегда обеспечивает нужную точность. Она недостаточна, если выходы пластов на аэрофотоснимках образуют малые или сильно «вырожденные» треугольники ($S<3$ мм). Точность, в 2—3 раза большую, чем с помощью ГС-4, позволяет получить аналитический способ определения элементов залегания. Он предусматривает использование аэронегативов и прецизионных стереоприборов и может быть осуществлен в специализированных фотограмметрических организациях.

При отсутствии геологического стереометра ГС-4 для измерения превышений между близкими точками, определения элементов залегания крутопадающих пластов и мощности любых пластов можно использовать топографические стереометры СТД-1 и СТД-2, геологические стереометры ГС-2 и стереопантометры. Для измерений в экспедиционных условиях служит стереоскоп ЗС с параллаксометром.

Все перечисленные приборы не решают задачи измерения элементов залегания пологопадающих пластов: по аэрофотоснимкам, полученным без гиростабилизации, можно измерять элементы залегания только при углах падения, больших 10—15°, а по аэрофотоснимкам с гиростабилизацией — больших 3—5°. Кроме того, эти приборы несколько менее точны и менее производительны, чем ГС-4.

Стереофотограмметрические измерения, нужные геологам-съемщикам, как правило, целесообразно вести фотограмметристам аэрогеологических партий [292].

Комплексное истолкование материалов аэрокосмосъемок

Современный подход к истолкованию материалов дистанционных съемок при геологических исследованиях основан на комплексном использовании разномасштабных аэро- и космоснимков и на совместном проведении интерпретации геофизических данных и дешифрирования снимков. Схема истолкования материалов дистанционных съемок включает в себя восемь последовательных операций [148].

1. Подбор материалов, их предварительный анализ, подготовка к работе. Правила выбора масштабов

Таблица 5

Погрешность измерения угла падения и азимута падения на ГС-4

	f = 70 мм				f = 100 мм				f = 140 мм				f = 200 мм			
α	S = 1	3	10	20	1	3	10	20	1	3	10	20	1	3	10	20
						Угол падения										
0°	4°	1°20′	25′	15′	6°	2°	35′	20′	8°	3°	50′	25′	11°	4°	1°	30′
30	4	1 20	25	15	5	1°40′	30	15	7	2	40	20	9	3	1	30
60	5	1 40	30	15	4	1 20	25	—	4	1°20′	25	—	4	1°20′	0°25′	—
90	5	1 40	30	—	4	1 20	25	—	3	1 00	—	—	2	0 40	—	—
						Азимут падения										
5°	27°	9°	3°	2°30′	36°	12°	4°	2°30′	46°	15°	5°	3°	56°	20°	6°	3°
10	15	5	2	1 30	20	7	2	1 30	27	9	3	1°30′	36	12	4	2
15	10	3	1	0 45	14	5	1°30′	1 00	19	6	2	1 00	26	9	2°30′	1°30′
30	6	3	0°45′	0 30	7	3	1 00	0 30	9	3	1	0 30	12	4	1 00	0 45
60	3	1	0 20	0 15	3	1	0 20	—	3	1	0°20′	—	3	1	0 20	—
90	1°30′	0°30′	0 15	—	1	0°30′	0 15	—	1°30′	1°30′	—	—	1	0°20′	—	—

Примечание. Комбинации f, S и α, показанные знаком тире, практически *не встречаются*.

снимков [143], позволяющие оценить оптимальный набор снимков, обеспечивающий задачи картирования, следующие: 1) на снимке должно быть видно положение района и крупнейших структур в его пределах в общей геологической структуре региона, 2) на снимке должен быть виден наиболее крупный геологический объект, подлежащий изучению, 3) геометрическая разрешающая способность снимка должна отвечать наиболее мелкому геологическому объекту и наиболее мелкому индикатору геологического объекта. В состав этой операции включают также оценку качества материалов аэрофотосъемок, преобразование снимков, трансформацию геофизических данных, подготовку материалов к работе.

2. Выявление общих особенностей геологического строения. В задачу этой операции входят: а) определение положения изучаемого района и крупнейших структур в его пределах в общей геологической структуре региона и б) выявление наиболее крупных черт геологического строения в пределах региона [148]. Эту работу рекомендуется начинать с наиболее мелкомасштабных снимков: космических, затем РЛ, мелкомасштабных аэрофотоснимков, затем — уменьшенных репродукций мозаичных аэрофотосхем из основных среднемасштабных аэрофотоснимков; из геофизических материалов надо сначала изучать карты региональных полей и мелкомасштабные карты физических полей в изолиниях.

На рис. 4, *а* приведена мелкомасштабная карта, составленная с использованием космических снимков. Хорошо видны линейные структуры Имандра-Варзугской зоны, дугообразные изгибы которой приурочены к периферии древнего блока (см. врезку), изометричные структуры Терского блока, купола щелочных гранитов, в том числе предполагаемая интрузия в слепом залегании, и связанные с ними гемисинклинальные осложнения линейной складчатости. В пределах Имандра-Варзугской зоны выделены две подзоны, различающиеся структурными особенностями, предположительно намечены структурные несогласия. Дешифрирование космоснимков дает представление о положении изучаемой территории относительно крупнейших геологических структур, не все из которых известны из предшествующих геологических исследований.

На рис. 4, *б* приведена среднемасштабная карта участка Имандра-Варзугской зоны, составленная с использованием РЛ-аэроснимков и являющаяся фрагментом карты рис. 4,*а*. В пределах территории выделен ряд структурных зон, более четко намечены несогласия, разделяющие осадочно-вулканогенные циклы, видны общие структурные особенности строения каждой из зон, внутренние структуры массивов щелочных гранитов, подтверждена интрузия в слепом залегании, находящаяся на продолжении известных и выстраивающаяся в единый пояс щелочных интрузий, простирающийся далее на северо-восток от изучаемой территории. Увязка данных дешифрирования космических и РЛ-снимков позволила оценить относительные ранги разломов. По окончании второй операции переходят к изучению основных материалов.

3. Специальное дешифрирование. В составе операции объединены дешифрирование четвертичных отложений, геоморфологическое, геоботаническое, почвенное, если таковые определены проектом. Разновидностью специального дешифрирования является составление геоиндикационных или ландшафтных [289] схем.

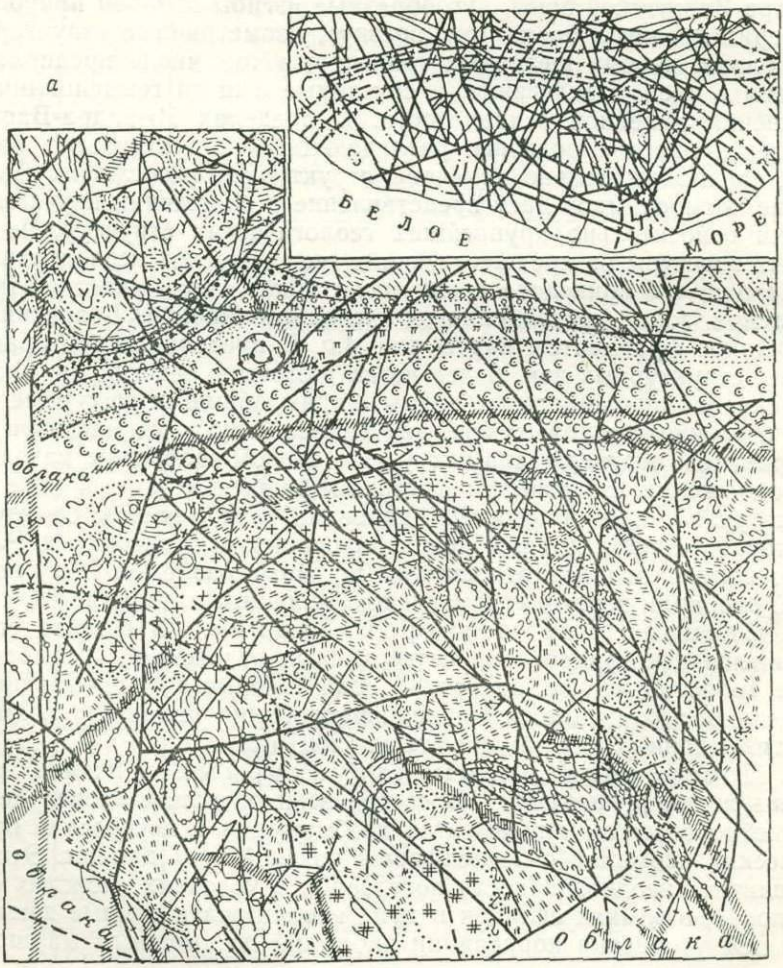
4. Построение схемы структурных линий и разрывных нарушений. В состав этой операции входят дешифрирование по снимкам линеаментов изображения и построение осей геофизических аномалий с последующей увязкой этих данных. Это позволяет снизить неоднозначность построений в условиях сложных физических полей, в замках складок и т. п., использовать данные дешифрирования для уточнения корреляции аномалий по смежным маршрутам и

данные интерпретации как ключ для изучения линеаментов изображения и выделения направлений слоистости в условиях плохой дешифрируемости. Выделение разрывных нарушений проводится по смещению геологической ситуации и предположительно по линейным элементам геологического строения. Необходимо увязать и при необходимости дополнительно отыскивать по снимкам разломы, выделенные по геофизическим данным, так как последние не обеспечивают сведений о их плановом положении.

На рис. 4, *в* приведен фрагмент среднемасштабной фотосхемы участка, являющегося частью района, показанного на рис. 4, *б*, на рис. 4, *г* — схема структурных линий и разрывных нарушений (нанесены также контуры, см. ниже). Эта схема послужила основой для корреляции магнитных аномалий (рис. 4, *д*), что особенно важно для этого участка, где часть съемочных маршрутов расположена по простиранию пород.

5. Построение геофизических карт в изолиниях. В соответствии с данной методикой предлагается строить карты в изолиниях на основе откорректированной по данным других методов схемы осей аномалий и смещающих их разломов (рис. 4, *е*).

6. Выделение контуров геологических объектов. По аэрофотоснимкам выделение контуров проводится по дешифровочным признакам изучаемых объектов, т. е. по характерным изменениям тона и рисунка изображения, отмечающим смену внешних компонентов ландшафта, которые прямо или косвенно, достоверно или предположи-



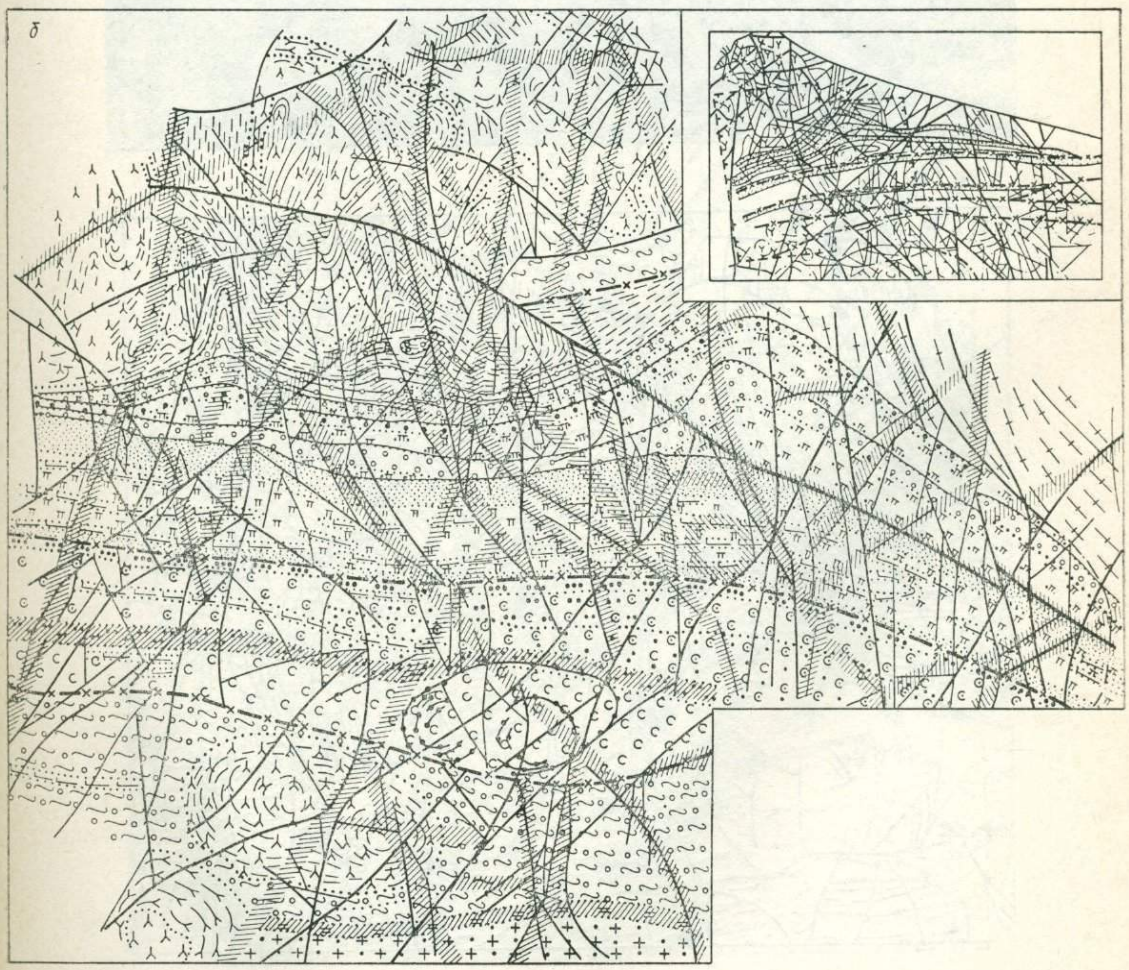
тельно связаны с геологическими объектами и процессами. Выделение контуров геофизически активных объектов также хорошо разработано. По окончании необходимо увязать контуры, выделенные по разным методам. Этим достигается большая достоверность построений, уточнение границ, рекомендуется поиск по снимкам геофизических контуров, если таковые не были выделены, при дешифрировании наличие такого ключа расширяет возможности извлечения информации из снимков.

На рис. 4, *ж* приведен пример совмещения контуров, полученных по аэрофотоснимкам и по магнитным данным, при этом проводилось повторное (многоступенчатое) изучение снимков.

Разработаны различные технологические схемы совместного использования аэрофотоснимков и геофизических материалов при выполнении четвертой и шестой операций [271].

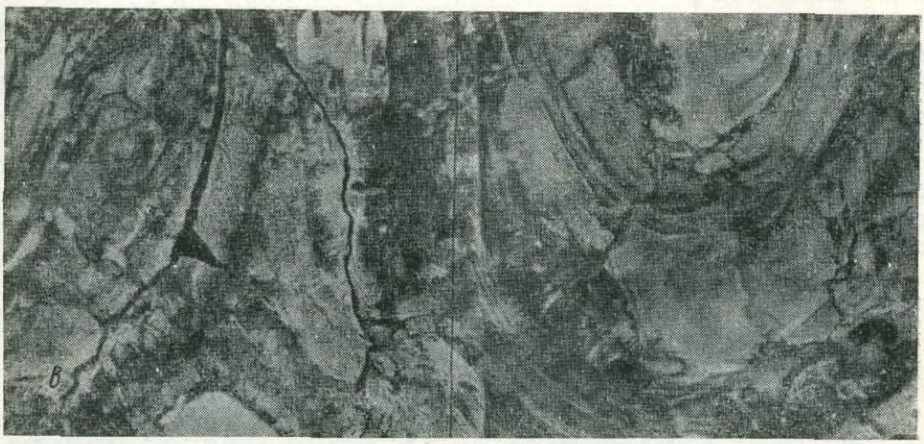
7. Опознавание литолого-стратиграфических и тектоно-магматических комплексов. Специфика комплексного подхода при выполнении этой операции заключается в использовании комплекса дешифровочных и геофизических признаков, позволяющего повысить однозначность идентификации геологических объектов. Разработана единая схема этих признаков [145, 148].

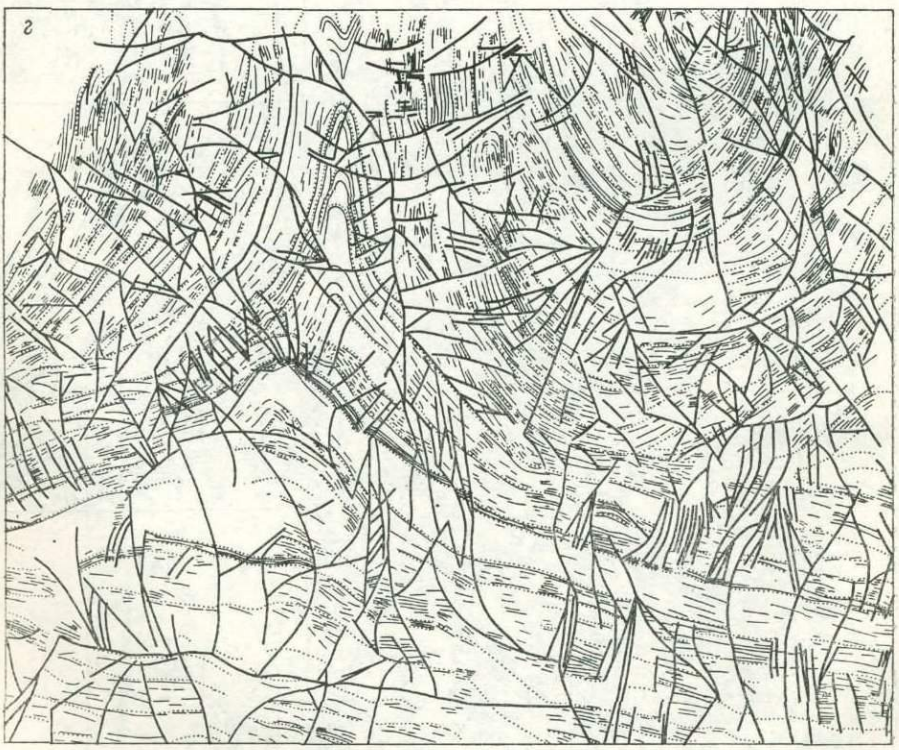
На рис. 4, *з* опознаны геологические комплексы, отвечающие выделенным контурам (рис. 4, *ж*), при этом использован комплекс признаков. По снимкам четко выделяются щелочные граниты, некоторые их разности, биотитовые гнейсы, кианитовые сланцы, кварциты и конгло-



мераты, метаэффузивы, предположительно намечены их разновидности, по магнитным данным наиболее четко фиксируются породы эндо- и экзоконтакта щелочных гранитов, метаэффузивы одного из осадочно-вулканогенных циклов, метасоматически измененные парапороды другого цикла.

8. Опознавание структурно-тектонических форм, разделяющееся на изучение разрывной и пликативной тектоники. При изучении разрывной тектоники материалы о разрывных нарушениях дополняются данными опознавания контуров [49]; далее выполняется анализ разрывной сети, выделение рангов разломов (с использованием данных дешифрирования мелко- и сверхмелкомасштабных снимков),

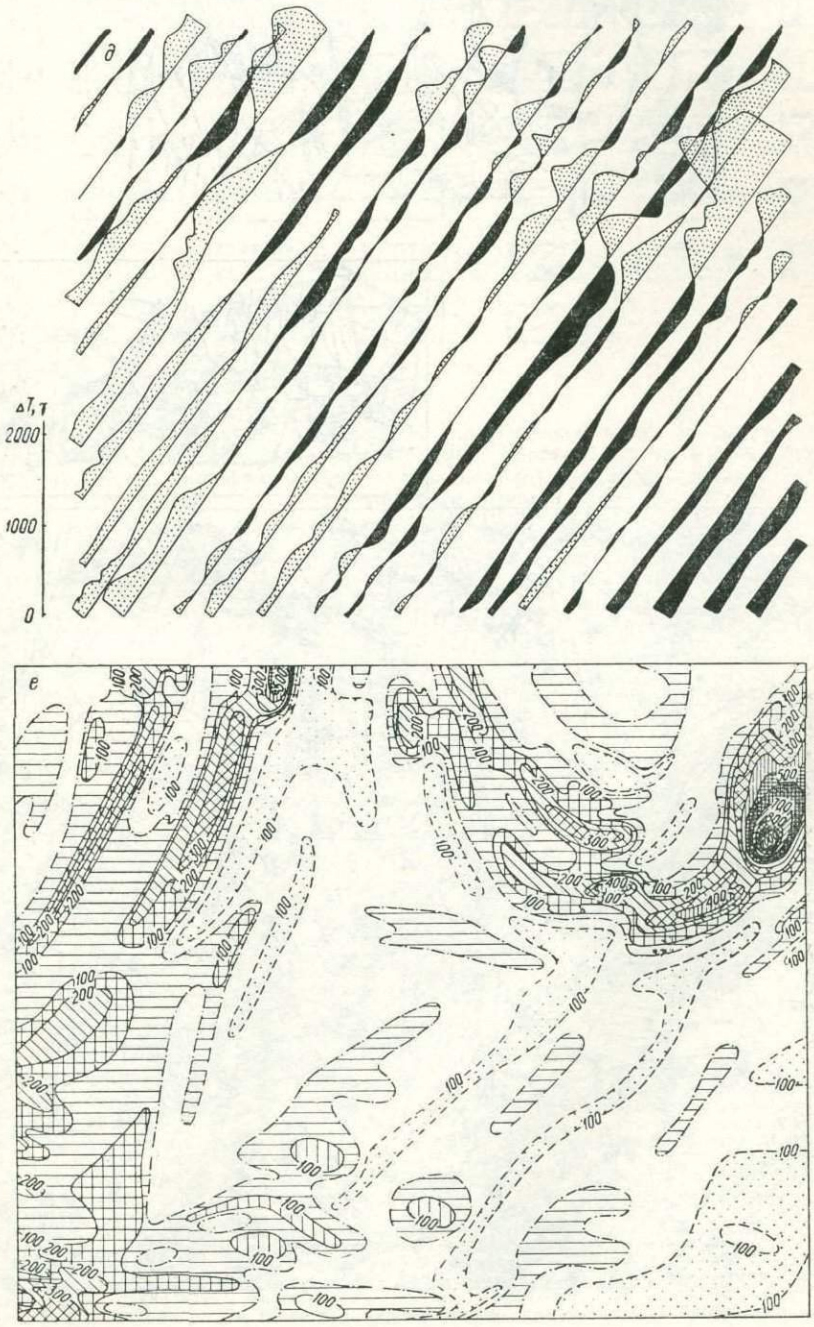


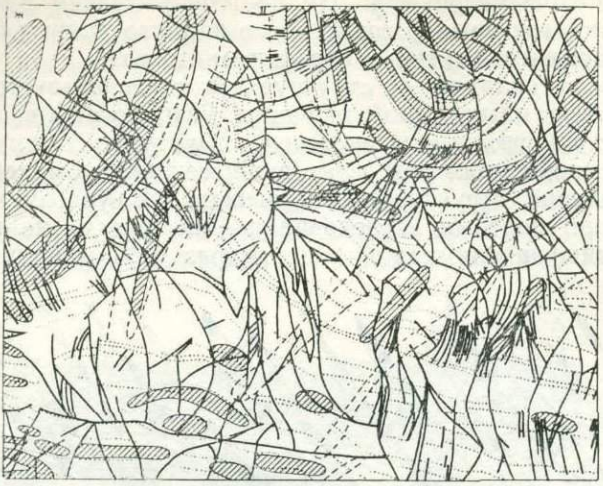


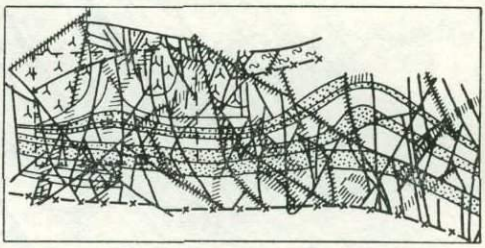
дополнение плановых данных о разломах пространственными характеристиками (фотограмметрически или по геофизическим вычислениям). На рис. 4, *з* приведен пример совместного анализа данных о разрывной тектонике по космическим, РЛ- и аэрофотоснимкам.

При изучении складчатых структур также используется комплекс методов с учетом данных второй операции. Разработаны признаки опознавания типа структур, из них главные — структурно-геологические.

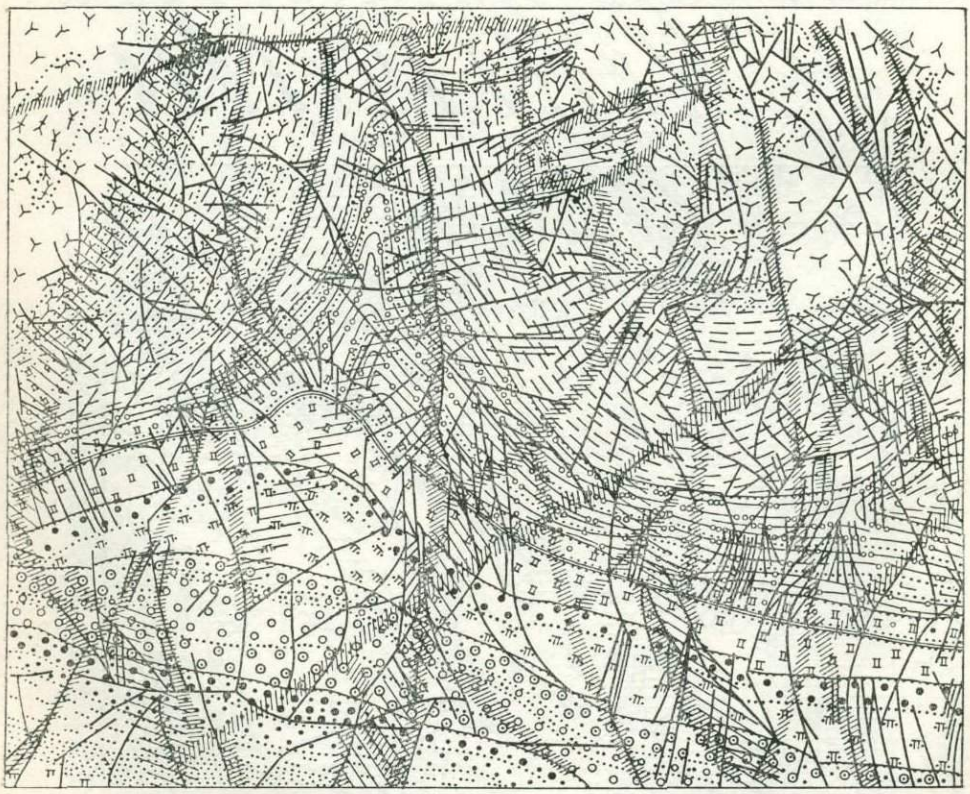
Одним из важнейших результатов применения комплекса методов является выделение структурных несогласий. В условиях сложной складчатости при полевых исследованиях они иногда не выявляются, но хорошо видны на снимках или по геофизическим данным: по рас-







3



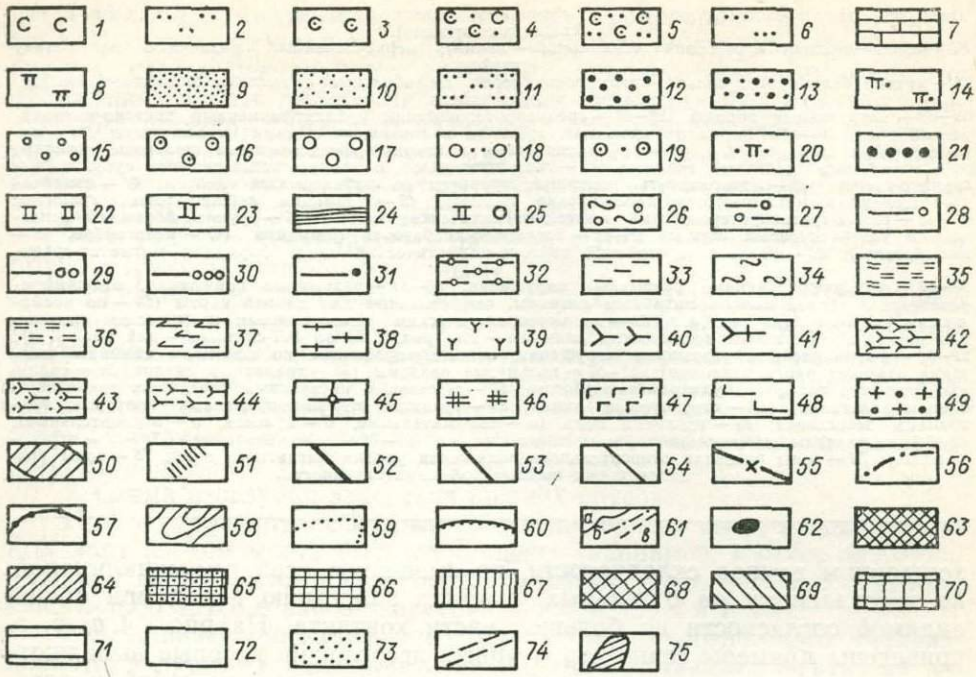


Рис. 4. Пример составления предварительной геологической карты на основе комплексного истолкования материалов аэрокосмосъемок. Составил А. В. Доливо-Добровольский по материалам дешифрирования космических (*а*), радиолокационных (*б*), аэрофотоснимков (*в, г*) и интерпретации аэромагнитных данных (*д*).

а — мелкомасштабная схема геологического строения восточной части Имандра-Варзугской зоны и прилегающей части Терского блока. На врезке показано положение изучаемой территории в сети разрывных нарушений южной части Кольского полуострова (по данным дешифрирования телевизионных космических снимков). В основаниях комплексов (*9, 15, 21, 22, 27, 32, 36*) видны структурные несогласия.

б — среднемасштабная схема геологического строения восточной части Имандра-Варзугской зоны. На врезке показано положение изучаемой территории в сети разрывных нарушений, дешифрирующихся по космическим снимкам (сравнить с рис. 4, *а*). В основаниях комплексов (*9, 15, 21, 25, 27*) фиксируются несогласия.

в — мозаичная схема из среднемасштабных аэрофотоснимков.

г — схема структурных линий и разрывных нарушений с наложенными на нее данными дешифрирования контуров (сравнить с рис. 4, *в*).

д — карта магнитного поля в графиках ΔT.

е — карта магнитного поля в изолиниях ΔT.

ж — схема совмещения контуров, отдешифрированных по аэрофотоснимкам и выделенных по аэромагнитным данным.

з — предварительная геологическая карта структуры Малых Кейв. На врезке показано положение изучаемой территории в сети разрывных нарушений, дешифрирующихся по РЛ- и космическим снимкам (сравнить с рис. 4, *б*). В основании комплексов (*13, 19, 21, 25, 31*) видны структурные несогласия.

1—25 — средний протерозой (карелий). *1—6* — низы имандра-варзугской серии (сариолий?): *1* — *2* — сейдореченская свита (*1* — верхняя подсвита, метадиабазы, *2* — нижняя подсвита, кварциты, кварцито-песчаники, алевролиты, филлиты); *3—6* — рижгубская свита (*3—5* — верхняя подсвита, метадиабазы, диабазовые метапорфириты, метамандельштейны, из них *3* — нерасчлененная для рис. 4, *а*, *4* и *5* — верхняя и нижняя группы покровов по данным дешифрирования для рис. 4, *б*; *6* — нижняя подсвита, аркозы и кварциты); *7—25* — комплекс свит Малых Кейв (сумий?): *7* — *13* — пурначская свита (*7* — верхняя подсвита, метаизвестняки; *8* — средняя подсвита, метадиабазы, метамандельштейны; *9* — *13* — нижняя подсвита, аркозы и кварцито-песчаники с карбонатным цементом и линзами конгломератов в основании, в северном крыле измененные щелочным метасоматозом до амфиболсодержащих «конгломератовидных» пород, из них *9* — нерасчлененная для рис. 4, *а, б; 10—13 — разности только по данным дешифрирования для рис.* 4, *з*); *14—19* — романовская свита (*14* — верхняя подсвита, метадиабазы, метамандельштейны, амфиболит-мандельштейны; *15—19* — нижняя подсвита, аркозы и кварциты с линзами конгломератов в основании, из них *15* — нерасчлененная для рис. 4, *а; 16—19* — разности по данным дешифрирования для рис. 4, *з*); *20—21* — стрельнинская свита (*20* — верхняя подсвита, амфиболит-метадиабазы, амфиболит-метамандельштейны; *21* — нижняя подсвита, кварциты с конгломератами в основании); *22—25* — песцовотундровская свита в составе кейвской серии (*22* — нерасчлененная, *23* — кварциты, *24* — сланцы с порфиробластами ставролита, граната, кианита, *25* — мелкогалечные конгломераты). *26* — средний — нижний протерозой (карелий — лопий), нерасчлененные.

27—36 — нижний протерозой (лопий). *27—31* — червуртская свита кейвской серии (*27* — нерасчлененные для рис. 4, *а, б*; для рис. 4, *ж*: *28—30* — верхняя подсвита, кианитсодержащие кристаллические сланцы, горизонты по данным дешифрирования; *31* — нижняя подсвита, гранат-слюдяные кристаллические сланцы); *32* — гранат-биотитовые и силлиманитсодержащие гнейсы и кристаллические сланцы (обычно в составе верхов кольско-беломорской серии); *33* — лебяжинская свита кейвской серии, биотитовые, частично гранат-биотитовые гнейсы; *34* — полмостундровская свита тундровой серии, сланцеватые амфиболиты, частично амфиболиты по интрузивным габбро-анортозитам; *35—36* — нижние части разреза тундровой серии, мелкозернистые биотитовые и двуслю-

дяные гнейсо-сланцы и сланцы (*35* — с прослоями глиноземистых пород, *36* — с прослоями двуслюдяных сланцев).

37 — архей—нижний протерозой (беломорий — лопий), нерасчлененные, различные по составу гнейсы.

38 — архей (беломорий), кольско-беломорская серия, амфиболовые и амфибол-биотитовые гнейсы, амфиболиты.

39—49 — интрузивные породы: *39—45* — среднепротерозойский субплатформенный тектоно-магматический цикл, *39—44* — формация щелочных гранитов и связанные с ними метасоматиты (*39* — нерасчлененные для рис. 4, *а*, *40* — арфведсонитовые и эгирин-арфведсонитовые щелочные граниты, *41* — эгириновые щелочные граниты, *42* — гастингситовые и эгирин-гастингситовые субщелочные гранито-гнейсы, *43* — метасоматиты щелочных гранитов по лебяжинским гнейсам, *44* — измененные щелочным метасоматозом лебяжинские гнейсы); *45* — формация лейкократовых гранитов; *46—48* — ранне-среднепротерозойский тектоно-магматические циклы: *46* — группа формаций основных и ультраосновных пород; *47—48* — апогаббро-диабазовая формация (*47* — метагаббро, *48* — амфиболиты); *49* — раннепротерозойский тектоно-магматический цикл, формация мигматит-гранитов.

50—57 — отдешифрированные разрывные нарушения: *50—51* — разрывные нарушения, отдешифрированные по более мелкомасштабным снимкам, чем основные для данной карты (*50* — по космическим снимкам для рис. 4, *з*, *51* — по метеорологическим телевизионным космическим снимкам для рис. 4, *а*, по разным космическим снимкам — для рис. 4, *б*, по РЛ-снимкам — для рис. 4, *в*); *52—54* — прямолинейные разрывные нарушения, отдешифрированные по основным снимкам (толщина отвечает рангу разломов); *55—57* — кольцевые разломы (*55* — гранитных овалов, *56* — овальных структур саамского ультраметаморфизма, *57* — в связи с интрузиями щелочных гранитов в слепом залегании); *58* — структурные линии; *59* — границы отдешифрированных контуров; *60* — границы несогласий; *61* — изолинии поля (*а* — положительные, *б* — нулевая, *в* — отрицательные); *62—73* — интервалы напряженности магнитного поля (*62—71* — положительные, *72—73* — отрицательные); *74* — зоны развития относительного понижения уровня магнитного поля; *75* — зоны развития пород повышенной намагниченности.

хождениям замков складчатости, по смещению осей гемисинклиналей, по несогласному на отдельных участках залеганию пород при общей видимой согласности по большей части контакта. На рис. 4, *а*, *б*, *з*, приведены примеры серии структурных несогласий, которые выявляются на снимках разных масштабов, согласуются между собой и отвечают положению крупных структурно-фациальных зон или более мелких несогласий, разделяющих осадочно-эффузивные циклы. Ряд этих несогласий был ранее неизвестен или только предполагался из данных предшествующих геологических исследований.

ДОКУМЕНТЫ, СОСТАВЛЯЕМЫЕ В РЕЗУЛЬТАТЕ ПОДГОТОВИТЕЛЬНЫХ РАБОТ

На основании использования указанных выше методов в подготовительный период для одноярусных районов должны быть составлены следующие карты.

1. Схематическая геолого-литологическая карта в масштабе проектируемых работ и стратиграфическая колонка на основе обобщения материалов предшествующих работ, результатов дешифрирования аэрофотоснимков и интерпретации геофизических материалов. Недопустимо для этих целей простое пантографирование геологической карты масштаба 1 : 200 000, так как это приводит к искажению геологических контуров. На схематическую карту выносят только те границы с геологической карты масштаба 1 : 200 000, которые дешифрируются по аэрофотоснимкам и являются прослеженными, а не построенными путем интерполяции. Контуры, вынесенные с геологических карт более крупных масштабов (например, с планов месторождений), по возможности не должны генерализоваться до составления окончательной карты.

2. Карта полезных ископаемых (предварительная) в масштабе проектируемых работ, с выделением на ней факторов, контролирующих размещение полезных ископаемых и поисковых признаков (потенциально-продуктивные горизонты и структуры, геофизические, геохимические аномалии и т. д.), месторождений, проявлений и перспективных участков.

Кроме того, в процессе подготовительных работ составляются: приближенно-ориентированные фотопланы или топографические фотопла-

ны с результатами предварительного дешифрирования аэрофотоснимков; геолого-геофизическая схема интерпретации геофизических материалов; карты фактического материала с нанесением всех коренных обнажений, горных выработок и буровых скважин, мест находок органических остатков с полным каталогом палеонтологических определений абсолютного возраста и др.; для районов хозяйственного освоения дополнительно могут составляться схематические инженерно-геологические и гидрогеологические карты или схемы.

Для двухъ- и трехъярусных районов кроме перечисленных должны быть составлены следующие схемы.

1. *Геолого-геофизическая схема (схемы) строения нижних ярусов* в масштабе проектируемых работ с нанесением всех месторождений, проявлений, прямых и косвенных признаков погребенных полезных ископаемых *с выделением участков возможной их концентрации.* К указанным схемам могут принадлежать схематические структурные карты опорных горизонтов покровного комплекса, составленные по материалам ранее проведенных геофизических и буровых работ.

2. Схема изоглубин залегания нижних ярусов.

При возможности некоторые из перечисленных выше предварительных карт и схем могут быть совмещены (например, геолого-литологическая и карта полезных ископаемых, схема геологического строения какого-либо яруса и карта изоглубин его залегания и т. д.).

Заслуживает внимания опыт Бурятского геологического управления, где в процессе подготовительных работ составляют карты, на которых выделяют обнаженные участки и различные типы склоновых отложений. Дополненные в процессе полевых работ, эти карты прилагаются к отчетам, они позволяют судить о достоверности геологических границ.

ГЛАВА IV

ОБЩИЙ ПОРЯДОК ПРОВЕДЕНИЯ ПОЛЕВЫХ РАБОТ

ТРЕБОВАНИЯ К ТОПОГРАФИЧЕСКОЙ ОСНОВЕ

Топографической основой для геологической съемки масштаба 1 : 50 000 и 1 : 25 000, как правило, должны быть оттиски топографических карт масштаба 1 : 25 000.

Для районов, не обеспеченных топографическими картами масштаба 1 : 50 000 и крупнее, можно с разрешения Министерства геологии СССР пользоваться топографической основой масштаба 1 : 50 000, составленной стереофотограмметрическим методом без производства полевых топографо-геодезических работ, с применением в качестве плановой и высотной основы топографических карт масштаба 1 : 100 000. Это утверждено «Временными техническими условиями по составлению топографических основ масштаба 1 : 50 000 для геологических съемок того же масштаба» (от 15 сентября 1960 г.) и «Основными положениями» [326]. Недопустимо применение для геологической съемки топографических карт масштаба 1 : 50 000, полученных путем механического увеличения топографической основы масштаба 1 : 100 000.

Практически геолог в процессе съемки пользуется топографическими картами различных масштабов. Обнажения и геологические контуры следует наносить на топографическую основу, отвечающую указанным выше требованиям, а в маршруте и при перемещении лагерей бывает полезна для общей ориентировки топографическая основа более мелкого масштаба — 1 : 100 000, 1 : 200 000, 1 : 300 000 или 1 : 500 000.

Для удобства пользования и сохранения в маршруте топографические карты необходимо наклеить на марлю или бязь, предварительно разрезав на четыре части.

ОБЩИЙ ПОРЯДОК ПРОВЕДЕНИЯ И ОСНОВНЫЕ МЕТОДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ

В одноярусных районах полевые работы начинаются обычно с рекогносцировки района, изучения основных разрезов, характерных интрузий, осмотра известных месторождений полезных ископаемых, зон измененных пород и других наиболее характерных для района элементов его геологии.

Затем (или одновременно) проводят (если они предусмотрены проектом) наземные геофизические работы масштаба 1 : 50 000 или более крупного, являющиеся дополнением к подготовительным геофизическим работам, и геохимические поиски по вторичным ореолам и потокам рассеяния на всей изучаемой площади.

После проведения этих работ начинаются систематические геологические и геоморфологические исследования на площади района с радиометрическими наблюдениями, геофизические исследования для решения конкретных геологических и поисковых задач на отдельных участках, собирается материал для изучения геохимических особенностей и физических свойств пород, ведутся гидрогеологические и инженерно-геологические наблюдения.

Изложенный выше порядок проведения работ может изменяться в зависимости от условий работ. Так, например, в тектонически сложных

районах, где геолог имеет дело с отдельными, разобщенными тектоническими блоками, приходится сначала изучать геологическое строение этих блоков и частные разрезы, а не весь основной разрез, как это рекомендуется руководствами по геологической съемке. Геохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния, так же как и некоторые виды геофизических работ, иногда лучше проводить одновременно или даже после геологической съемки поверхности.

Порядок проведения работ в двухъ-трехъярусных районах указан ниже (см. т. 2, гл. X).

РАЗМЕЩЕНИЕ МАРШРУТОВ И ПУНКТОВ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ, ГЕОФИЗИЧЕСКИХ, ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ДРУГИХ НАБЛЮДЕНИЙ, ГОРНЫХ ВЫРАБОТОК И БУРОВЫХ СКВАЖИН

Размещение маршрутов определяется геологическим строением района, имеющимися сведениями о полезных ископаемых, степенью обнаженности площади съемки, результатами дешифрирования аэрофотоснимков и геологической интерпретации геофизических и геохимических материалов. Этими же данными определяется размещение пунктов геофизических и геохимических наблюдений, горных выработок и буровых скважин. Инженерный состав партии должен быть знаком с типичными разрезами, интрузиями и месторождениями района с целью выработки единообразного подхода к определению пород, их номенклатуре, выделению стратиграфических подразделений, изучению полезных ископаемых, тектоники и т. д.

Это достигается путем проведения совместных маршрутов для рекогносцировки района и описания некоторых характерных разрезов, а также составления эталонных коллекций образцов и т. д. Маршруты не должны проводиться механически и по заранее намеченным геометрическим сетям (рис. 5). Геологическая съемка является творческим процессом, и каждый маршрут должен преследовать определенные цели: прослеживание маркирующего горизонта, контакта, нарушения, выяснение взаимоотношений каких-либо толщ, описание частного разреза, картирование интрузива и выяснение его внутренней тектоники и т. д. Обычно цель маршрута становится ясной заранее после предварительного дешифрирования аэрофотоснимков, рекогносцировки района или проведения предшествующих маршрутов.

Основные приемы геологической съемки — прослеживание по простиранию и метод пересечений — не должны восприниматься механически. Как правило, в маршруте геолог одновременно использует оба метода. Изучив разрез данной толщи в обнажении, он старается проследить его по простиранию, установить характер границы этой толщи с соседней методом пересечений, затем проследить установленную границу по простиранию и т. д. Основным правилом является решение в маршруте определенной задачи, в связи с чем не следует покрывать площадь съемки равномерной сетью наблюдений. Эта сеть должна сгущаться на сложных и ключевых для понимания геологии района участках и разрежаться на простых по геологическому строению площадях.

Можно потратить много времени на изучение важного разреза, неясных взаимоотношений отдельных толщ, прослеживание главного нарушения. Эти затраты времени оправдают себя в ходе дальнейшей геологической съемки района, и, наоборот, оставив на конец работы решение сложных задач и механически выполнив съемку, геолог выявляет существенные несоответствия в своих построениях и невосполнимые пробелы в работе.

В ходе маршрута при обнаружении каких-либо интересных данных (признаков полезных ископаемых, органических остатков, важных нарушений, признаков несогласного залегания и т. д.) геолог может, а иногда и обязан изменить направление маршрута и изучить эти явления, отложив решение поставленной ранее задачи на следующий день.

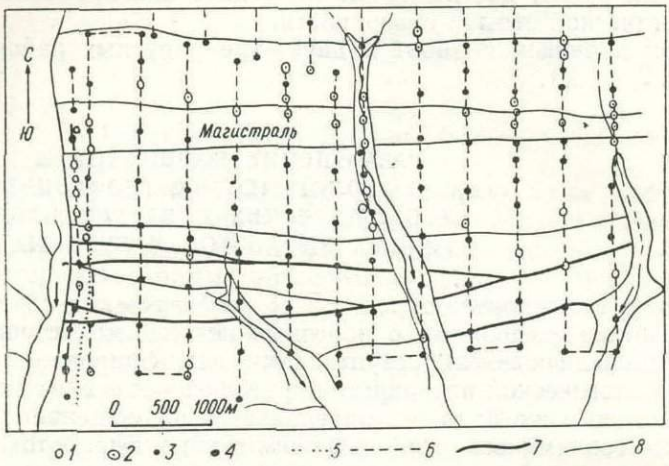


Рис. 5. Формальная (прямолинейная) сетка маршрутов.
1 — обнажения коренных пород; *2* — крупноглыбовые развалы; *3* — высыпки; *4* — горные выработки; *5* — линии шурфов; *6* — линии маршрутов; *7* — разломы; *8* — геологические границы.

Кроме того, методика крупномасштабной съемки предполагает возможность повторного изучения отдельных наиболее сложных участков при получении новых данных на соседних с ними площадях.

ПОРЯДОК ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ В МАРШРУТЕ

Геологические наблюдения в маршруте должны вестись непрерывно. Практически это означает, что геолог после описания какого-либо обнажения перемещается по простиранию (или вкрест простирания) контакта той или иной толщи, интрузии, вулканогенного покрова и т. д. и непрерывно наблюдает за поведением этого контакта по промежуточным между точками наблюдения выходам, элювиальным высыпкам, цвету почвы, одновременно отмечая изменение состава пород, условия их залегания и т. д. Непосредственно в поле каждым исполнителем составляются маршрутные карты, на которые наносятся точки наблюдения, места находок органических остатков, полезных ископаемых и их признаков. Основой маршрутных карт служат аэрофотоснимки и топографические карты. Точки наблюдений наносятся одновременно на обе основы. На аэрофотоснимках они накалываются иглой, а затем обводятся кружком и нумеруются с обратной стороны снимка. Полевое дешифрирование ведется на кальке, наклеенной на аэрофотоснимок.

Геологическая карта поверхности должна составляться непосредственно в маршруте на маршрутных картах или аэрофотоснимках, затем уточняться в конце дня после обработки материалов всех наблюдений и дополняться данными карты полезных ископаемых, четвертичных отложений, геоморфологической карты и других, составляемых одновременно. Результаты дешифрирования аэрофотоснимков в маршруте в конце дня переносятся на уточненную аэрофотосхему, фотоплан и геологическую карту. Геологическая карта и карта полезных ископаемых периодически должны пересматриваться с учетом новых данных, а в

случае необходимости на уже изученных участках должны производиться дополнительные наблюдения.

Результаты геологических наблюдений на снимаемой территории должны быть увязаны с результатами съемки на соседних площадях. Увязка геологических карт по смежным районам должна, как правило, вестись в поле путем совместных маршрутов с персоналом соседних партий с перекрытием снимаемых площадей на границах не менее чем на 1—2 см в масштабе карты.

До сих пор наши рассуждения относились главным образом к визуальным геологическим наблюдениям. Однако практически в ряде случаев целесообразно совместить геологические маршруты с геофизическими и геохимическими, одновременно вести геоморфологические наблюдения, отбор проб воды и т. д. Целесообразность таких комплексных маршрутов определяется в ряде случаев не только трудностью организации повторных маршрутов в особых условиях (таежных, высокогорных, пустынных), но и необходимостью сопоставления полученных результатов.

В некоторых районах изучение в маршруте магматических образований сопровождается радиометрическими наблюдениями, причем радиометр в данном случае используется для диагностики пород различного состава. Границы пород фиксируются показаниями радиометра.

Для изучения геохимического состава коренных пород и составления геохимических схем содержаний определенных элементов или их групп в породах, как правило, нет необходимости в проведении специальных маршрутов. Целесообразнее геологу одному или одновременно со специалистом-геохимиком вести отбор образцов и геохимическое опробование. Примеров совмещения маршрутов можно привести много, но нужно при этом также учесть, что многолюдность маршрута и многочисленность поставленных перед его исполнителем задач мало способствуют творческой работе и отвлекают главного исполнителя маршрута — геолога — от решения поставленной перед ним геологической задачи. Совмещать маршруты следует разумно, в рамках решения именно этой задачи, а не всех одновременно.

КАРТИРОВОЧНОЕ БУРЕНИЕ И ГОРНЫЕ РАБОТЫ

Картировочное бурение ведется с целью прослеживания геологических границ на глубине (под рыхлыми отложениями) или с поисковыми целями, для вскрытия или прослеживания тел полезных ископаемых.

Расположение и глубина буровых скважин должны определяться геофизическими данными и результатами наблюдений по ранее пробуренным скважинам, выход керна и конструкция скважин определяются геологическими условиями и задачами бурения. Конструкция скважин, в которых намечается производство гидрогеологических наблюдений, должна обеспечивать возможность опробования водоносных горизонтов и грунтов. Во всех скважинах должны проводиться наблюдения, содержание которых определяется задачами съемки и поисков (различные виды каротажа, скважинное просвечивание и т. д.).

Картировочное бурение, как правило, не следует проводить по какой-то заранее выработанной сетке, не считая тех случаев, когда составляют структурную карту по какому-либо полого лежащему горизонту платформенного комплекса. Обычно оно проводится на частично закрытых рыхлыми отложениями участках снимаемой площади профилями вкрест простирания структур, а также одиночными скважинами для решения определенных задач (установление контакта, вскрытие части разреза, нарушения и т. д.).

В платформенных районах с мощной корой выветривания под палеозойскими породами необходимо, чтобы скважины пересекали кору выветривания и вошли в породы фундамента на 5—15 м, иначе можно получить ложное представление о строении последнего. Глубина картировочных скважин в разных районах различна и колеблется от первых метров до 100—150 м. В зависимости от этого могут применяться различные типы буровых установок. Наиболее простые из них — это колонковый мотобур КМ-10 с глубиной бурения до 10 м, станок УКБ-12/25 (рис. 6), рассчитанный на бурение шнеками до 15 м и алмазными твердосплавными коронками до 25 м, УКБ-12/25С, смонтированный на автомобиле УАЗ-469Б, установка БСК-2М-2-100, рассчитанная на глубину бурения до 100 м, установка УБР-2, заменяющая ручной бур Эмпайр, позволяющая бурить скважины в сложных геологических условиях по талым и мерзлым, сухим и обводненным отложениям с большим содержанием валунно-галечных включений, установка КГК-100 для бурения скважин с непрерывным выносом керна для бурения в породах II—IV категории.

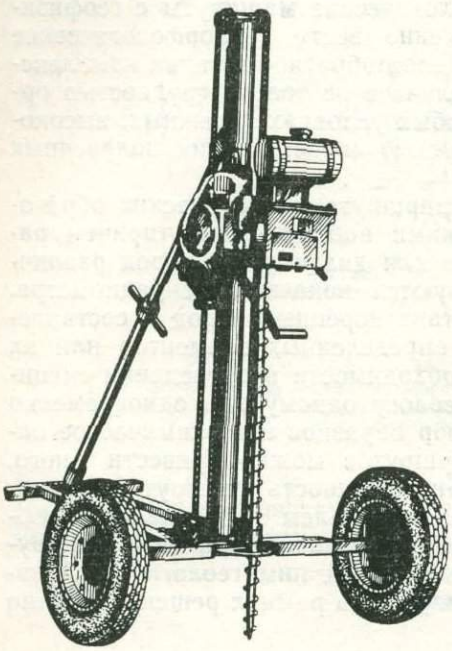


Рис. 6. Буровая установка УКБ-12/25.

При съемке используются также установка УГБ-50М, предназначенная для бурения гидрогеологических скважин с выполнением пробных откачек (глубина скважин до 50 м и диаметр до 230 мм), установка УРБ-В для бурения геофизических и структурных скважин глубиной до 30 м в породах I—III категорий, агрегат вибрационного и ударно-канатного бурения АБВ-IIМ на автомобиле ГАЗ-66, позволяющий бурить скважины вибрационным способом до 15—20 м и ударно-канатным до 40 м, а также более тяжелые самоходные буровые установки, рассчитанные на бурение скважин до 200—300 м (УКБ 200/300). Наиболее подходят для картировочного бурения самоходные буровые установки, позволяющие бурить по рыхлым породам шнеком, а по твердым — колонковым способом.

Материалы бурения должны использоваться в полной мере, скважины следует каротировать (каротаж сопротивления, токовый, гамма-каротаж и другие виды), керн необходимо опробовать на споры и пыльцу, микрофауну и полезные компоненты. В некоторых случаях следует изучать междускважинное пространство (различные виды просвечивания). При исследовании складчатого фундамента применяется бурение наклонных скважин и производится подъем ориентированного керна.

Главным условием успеха картировочного и поискового бурения является разумное расположение скважин и определение необходимой их глубины в каждом конкретном случае. Места заложения скважин должны быть хорошо обоснованы результатами предшествовавших работ, а каждая последующая скважина должна задаваться исходя из уже полученных к моменту ее заложения сведений о геологическом строении участка.

Горные работы. При геологической съемке используются различные виды горных выработок: расчистки, канавы, шурфы, дудки,

штольни и т. д. Основное их назначение — вскрытие контактов геологических тел, прослеживание по простиранию, вскрытие и опробование тел полезных ископаемых.

Главное требование к горным выработкам — вскрытие горных пород и тел полезных ископаемых ниже зоны выветривания, за исключением тех случаев, когда они проходятся для взятия шлихов, изучения четвертичных отложений и исследования пород в зоне выветривания (например, вскрытие зон окисления рудных месторождений и др.).

Как и для буровых скважин, недопустимо размещение горных выработок по правильным геометрическим сетям, если это не оправдано характером полезного ископаемого, формой и составом геологического тела (полого- или горизонтальнозалегающие тела полезных ископаемых под покровом отложений небольшой мощности, интрузивное тело изометричной формы под покровом рыхлых образований небольшой мощности и др.).

Горные выработки проходят со взрывными работами или без них, обычно вручную вследствие того, что механическое оборудование для их проходки имеет большую массу и его сложно доставлять в труднодоступные районы. Тем не менее в ряде геологосъемочных партий для проходки горных выработок применяют канавокопатели, легкие одноковшовые экскаваторы и шурфопроходческие агрегаты.

Некоторыми организациями ведется разработка комплексных передвижных установок для геологосъемочных и поисковых работ, имеющих многоцелевое назначение. К их числу относится, например, разработанная НПО «Аэрогеология» и «Геотехника» комплексная самоходная поисково-съемочная станция (КСПС). Такая станция располагается на автомобиле ГАЗ-66, а на двух прицепах помещаются буровой станок УКБ-12/25 и комплекс обработки проб с бензоэлектрическим агрегатом. Кроме того, в КСПС входит автомобиль УАЗ-469 для транспортировки прицепов и проведения геологических маршрутов. КСПС оснащена магнитометром, электроразведочной, сейсморазведочной (малоглубинной) и радиометрической аппаратурой, рентгено-радиометрическим анализатором, лабораторией для массовых анализов подземных вод, аппаратурой для геотермических исследований, измерения плотности и магнитной восприимчивости, комплексом для подготовки проб (дробилки, истиратели, сита), стереоскопом, навигационной и ремонтной аппаратурой, радиостанциями, аппаратурой для фиксации наблюдений. Кроме станка УКБ-12/25 на кузове ГАЗ-66 установлен другой станок для бурения мелких скважин (3—5 м) с целью отбора проб и проведения геотермических исследований.

Для обслуживания станции необходимо 7 ИТР и 7 рабочих. Вся аппаратура, смонтированная на станции, по идее конструкторов должна работать в маршруте по заранее выбранному профилю (бурение в заданных точках, геофизические наблюдения ведутся в движении и при кратковременных остановках, а часть аппаратуры и оборудования используется на обнажениях или на базе разведочной партии.

Залогом успеха поисковых работ, в особенности геохимических, является оперативный анализ полевых проб. Для этих целей могут служить серийно выпускаемые различные полевые лаборатории, например полевая минералогическая лаборатория (ЛМП-2), полевая минералогическая лаборатория для окисленных руд (ЛОР-2), лаборатория для хроматографического определения редкоземельных элементов (ЛХПМ), полевая лаборатория для определения в воде неустойчивых компонентов (ЛНК), полевая лаборатория для анализа воды в пеших маршрутах (МЛАВ-2), походная лаборатория КОМАР-2 для гидрохимических анализов, походная лаборатория для определения урана (ПЛУ-1), лаборатория для определения редких и рассеянных элементов (ЛРЭ), бериллометры и анализаторы касситерита для поисков визуально неди-

агностируемых руд фенакит-бертрандитовой и олово-риолитовой формаций, приборы «Нейтрон-2 М» для поисков бокситоносных кор выветривания, гамма-спектрометры для выявления зон измененных пород, приборы БАРС-1, 2, 3, 4; БРА-6, 7, 8, анализаторы «Минерал-3», «Феррит» и другие для экспрессного анализа.

ДОКУМЕНТАЦИЯ ОБНАЖЕНИЙ, ГОРНЫХ ВЫРАБОТОК И БУРОВЫХ СКВАЖИН

При проведении полевых наблюдений должны обеспечиваться систематическая и своевременная полевая документация и ежедневная обработка коллекций, внесение уточнений в полевые записи и полевые карты.

В течение полевого сезона кроме геологической карты и карты полезных ископаемых должны быть составлены карта фактического материала, полевые шлиховые, геохимические, геофизические карты, карта кор выветривания и др. Все точки наблюдений глазомерно привязывают к характерным элементам рельефа, имеющимся на картах или аэрофотоснимках (устья рек, ручьев, вершины и пр.) или к опорным пунктам геодезической сети.

В дневнике или на перфокарте (см. ниже) дается описание топографической ситуации места расположения точки наблюдения. Все буровые скважины и важнейшие горные выработки должны быть определены на аэрофотоснимках, а в случае необходимости топографически с погрешностью не более 25 м (1 : 50 000) и 10 м (1 : 25 000), а высота их устья не более 5 м в равнинных и 10 м в горных районах. Опорные структурные и параметрические скважины должны быть закреплены на местности реперами с указанием номера скважины, названия партии, производившей работы, и года работы. На сельскохозяйственных угодьях закрепляются только скважины, вскрывшие полезные ископаемые, и особо важные геологические границы.

Документация обнажений ведется в полевой книжке (дневнике), имеющем определенную установленную форму, или на перфокарте. На правой стороне дневника ведут запись, а левая отводится для зарисовки (абриса) разрезов, обнажений, маршрута. На правой стороне записывают дату, номер маршрута, номера обнажений и ведут запись обнажений. Здесь же указывают номера образцов, сколков для шлифов, а также образцов органических остатков. Номера всех образцов и проб должны совпадать с номером обнажения, но иметь дополнительный индекс, указывающий на характер образца или пробы (например, 2354ф — фауна, 2354сп — спектральная проба, 2354шф — сколок для шлифа, 2354п — образец для петрографического изучения). Следует избегать дробных и других более сложных обозначений и недопустимо давать обнажениям, хотя бы и в разных маршрутах, одинаковые номера. В случае, если маршруты проводятся одновременно несколькими геологами, каждый получает от начальника партии свои номера обнажений от 1 до 1000, от 1001 до 2000 и т. д.

На левой стороне дневника зарисовывают разрез, обнажение или маршрут, однако нельзя под этим понимать необходимость точной зарисовки с натуры, которую не все умеют или смогут сделать. Как правило, нужно давать графическую схему виденных взаимоотношений пород в обнажении или в плане по ходу маршрута или на протяжении всего изучаемого разреза. Эти графические схемы дополняют, детализируют или иллюстрируют запись (рис. 7), поскольку описание очень часто бывает неполным или невыразительным без рисунка.

Особенно важны зарисовки основных разрезов. Кроме зарисовок производится фотографирование наиболее интересных обнажений одиночными снимками или панорамами. Номера кадров указывают при

описании обнажений в полевом дневнике. В конце записи в дневнике делаются выводы по маршруту, в которых геолог высказывает свои соображения, предположения и даже сомнения в виденном. Дневник не должен содержать посторонних записей хозяйственного порядка и др.

В ряде геологических организаций для документации обнажений, горных выработок, скважин, поискового опробования и других целей применяются перфокарты ручного обращения. Внутреннее поле перфокарт используется для записей, замеров, зарисовок, а краевая перфорация — для кодирования наблюдений. В качестве примера можно привести кодовую перфокарту, используемую в Западно-Сибирском геологическом управлении [427]. На рис. 8 изображены лицевая и оборотная стороны этой перфокарты. Всего на ней закодировано 27 классов

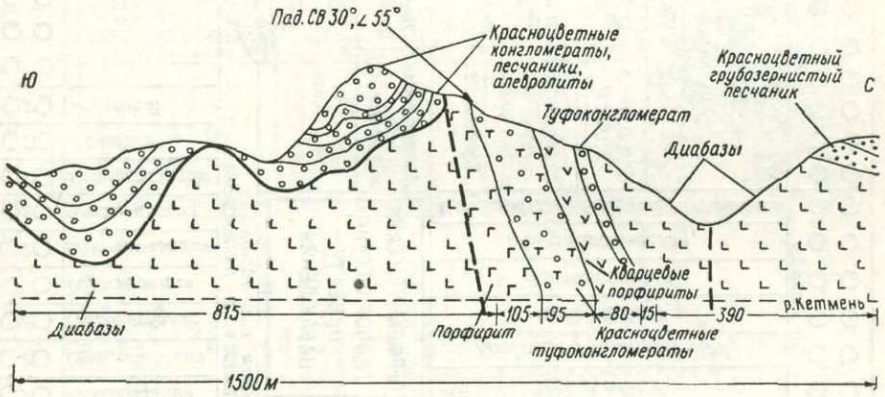
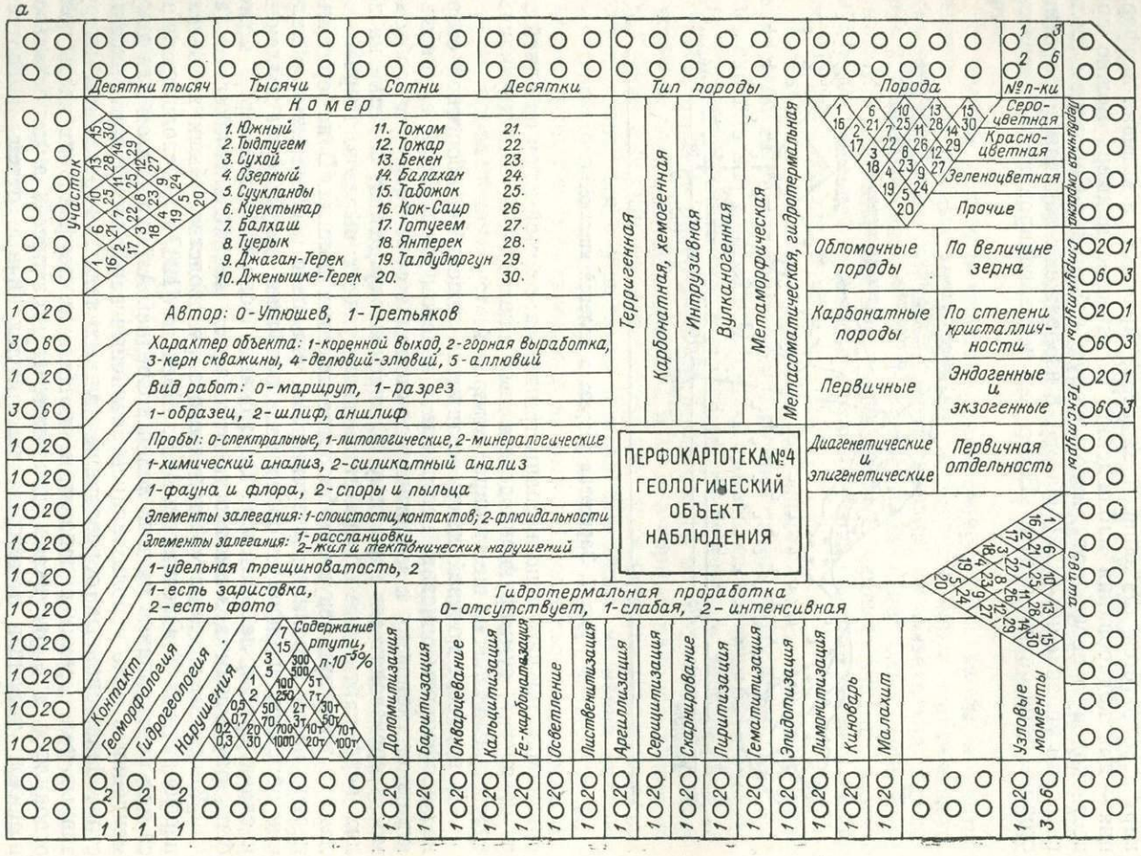


Рис. 7. Зарисовка разреза в полевой книжке.

признаков, для чего использованы три ключа: прямой ключ на одной паре отверстий, суммирующий десятичный ключ 1, 2, 4, 7 и двузначный треугольный ключ на шести парах отверстий.

В процессе полевой документации на лицевой и оборотной сторонах перфокарты описание ведут, как в полевом дневнике, т. е. указывают номер, привязку и геологическое описание объекта и при необходимости производят его зарисовку. Согласно коду делают отметки на полях перфокарты для обозначения последующих вырезов. Вырезы делают в поле при текущей обработке полевых данных. В камеральный период карту дополняют результатами анализов и сведениями о наличии образцов, шлифов, проб по мере разборки, сокращения коллекций и сдачи проб в лаборатории. Содержание кодовой перфокарты может быть различным в зависимости от объекта наблюдения и его задач.

В первом издании «Методического руководства» были приведены перфокарты В. В. Овечкина и А. Д. Швецова (1967 г.), использовавшиеся для картирования рудных полей в Средней Азии, при этом для документации в поле использовались различные перфокарты для фиксации стратифицированных образований, рудных тел, зон разломов, интрузивных тел, мелких складок и т. д. На этих перфокартах часть поля отводилась для рисунка и дополнительных записей, а на остальной наносили таблицы, в которых давали лаконичные ответы в соответствии с разработанными вопросами. Таким образом, объем информации на карте определяется содержанием вопросов. Если на одном обнажении встречалось несколько геологических образований, то заполняли 2—3 перфокарты под одним номером. Среди геологических и адресных сведений выделяли главные, по которым производили селекцию перфокарт, и второстепенные, не участвовавшие в селекции. Главные сведения выносили на край перфокарты и на их основании составляли



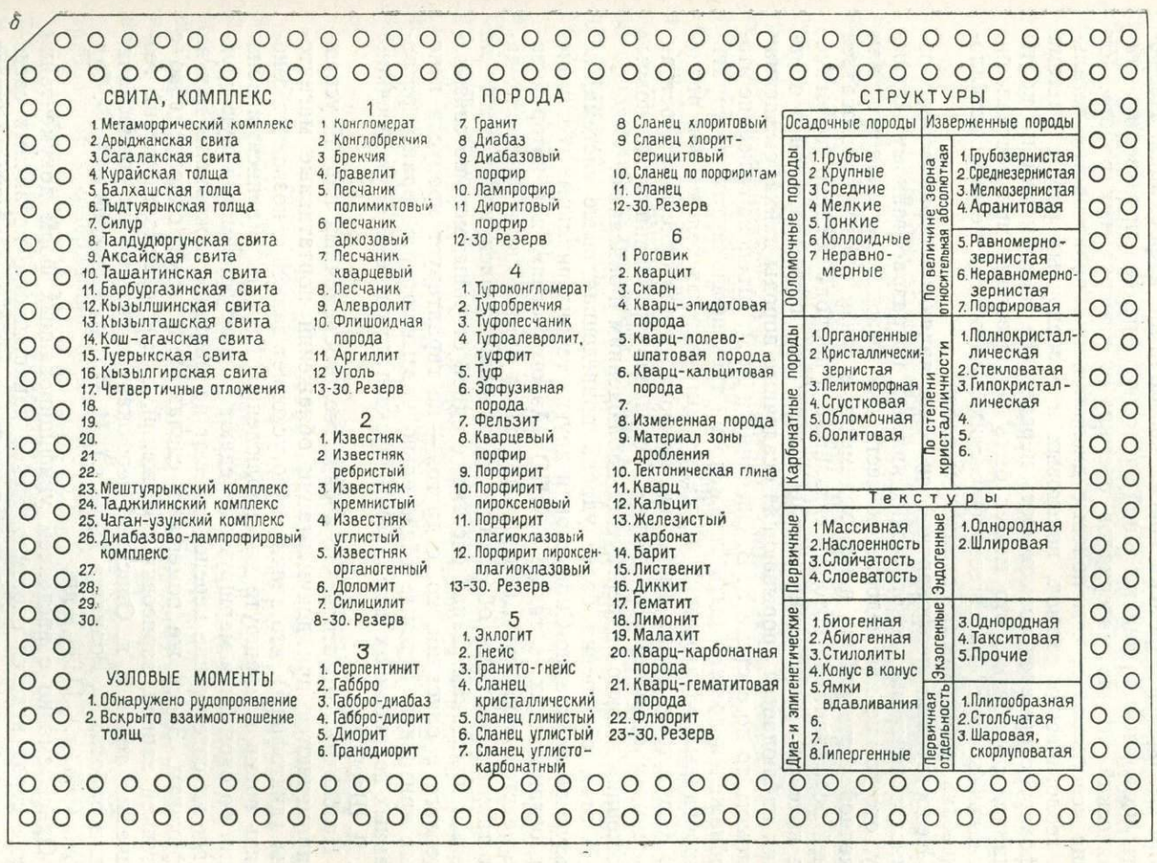


Рис. 8. Макет кодовой карты «Геологический объект наблюдения» (*а* — лицевая сторона, *б* — оборотная сторона).

кодовую карту, в центральной части которой помещали макет перфокарты. С внешней стороны кодовой карты против каждого поля приводили дескрипторные списки, т. е. перечень главных признаков и их цифровые или буквенные индексы. Для каждого района или его части составляли свою кодовую карту и макет перфокарты.

Основные преимущества перфокартной системы заключаются в резком сокращении времени поиска необходимой информации. Перфокарты позволяют со значительной экономией времени производить статистический анализ материалов съемки (и камеральных работ). Их проще использовать, чем полевые дневники, при производстве детальных геологических съемок, поисковых и разведочных работ. Система перфокарт открывает возможность перенесения информации на карты машинной обработки, что может быть использовано при составлении специальных карт (палеогеографических, палеоботанических, металлогенических, прогнозных) мелких масштабов.

Недостатками перфокартной системы являются ограничение возможности описания геологических явлений по разработанному вопроснику, отсутствие или недостаток места для выводов по маршруту или изученной части района и необходимость в связи с этим пользоваться серией перфокарт, на которых связанные в природе воедино геологические явления искусственно расчленяются. Так, например, если в обнажении наблюдается прорывающая осадочные породы дайка, смещенная разломом, то по системе В. В. Овечкина и А. Д. Швецова описание этого обнажения должно быть отражено на трех перфокартах: а) стратифицированных образований, б) малых интрузивных тел, в) зон разломов. Кроме того, нужно иметь еще перфокарту для описания пространства между обнажениями, которое согласно требованиям «Основных положений» должно подвергнуться наблюдениям и описанию.

В этом отношении более удобна приведенная выше система, используемая в Западно-Сибирском и других территориальных геологических организациях, а также в НПО «Аэрогеология», при которой запись ведется свободно в центральной части карты, как в дневнике, дается также зарисовка объекта, а содержание записи кодируется по главным признакам. Такая система, с одной стороны, меньше связывает геолога в описании, но, с другой — не гарантирует пропуска некоторых признаков, которые обязательно указываются в заранее разработанных вопросниках и макетах перфокарт по системе В. В. Овечкина и А. Д. Швецова.

Необходимо отметить, что в ряде геологосъемочных партий успешно применяются при документации обнажений портативные магнитофоны (диктофоны), что значительно ускоряет запись и позволяет сэкономить время в маршруте для наблюдений. Кассеты с записями обнажений по окончании маршрута передают в полевую камеральную группу, где их содержание перепечатывают на машинке в журналы или на перфокарты. Здесь же помещают сделанные в поле, одновременно с диктовкой записи, зарисовки обнажений, схемы взаимоотношений геологических тел и т. п. Описание перфокарт и система их кодирования даны в работах С. Роометса (1965 г.), И. И. Гусельникова и А. Ф. Турпитько (1967 г.), [111] и др.

Одновременно с введением унифицированных форм документации в ряде стран ведется систематическое накапливание первичных сведений, заключенных в этой документации в виде банка данных. Существует несколько подобных систем сбора и обработки геологической информации. Так, например, система SARS в Канаде разрабатывалась с 1965 г., и к 1973 г. она включала 25 000 точек наблюдений. Из общего массива сведений, заключенных в банке, с помощью специальных программ для ЭВМ могут быть выделены необходимые данные и вынесены на основу. Таким образом, например, может быть выделен мас-

сив точек наблюдений для определенного стратиграфического подразделения, интрузива и т. д., а литологические или петрографические характеристики наблюдаемых пород вынесены на чертеж, что облегчает составление карт геологического содержания.

Геологическими службами Канады, Швеции, Норвегии и Финляндии испытывалась система карточек, на которых в поле фиксировался в виде буквенных индексов только определенный комплекс геологических признаков в определенных частях (квадратиках) карточек. Это облегчало машинную обработку карточек и возможность автоматизации составления геологических карт (см. ниже).

ГРАФИЧЕСКОЕ ИЗОБРАЖЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКЕ МАТЕРИАЛОВ

Полученные при геологической съемке материалы графически отражаются на геологических картах, стратиграфических колонках и геологических профилях к ним.

Результаты геологической съемки площади листа в обработанном виде в соответствии с «Основными положениями» [326] и «Основными требованиями» [328] отображают на серии обязательных карт. К ним относятся геологическая карта, карта полезных ископаемых, карта закономерностей размещения полезных ископаемых и прогноза, карта фактического материала. Кроме того, в зависимости от особенностей района и специализации съемочных работ могут составляться специальные карты, такие как геоморфологическая, литолого-фациальная для какого-либо продуктивного горизонта (толщи), структурная карта опорного или продуктивного горизонта (толщи), карта кор выветривания, геохимическая, шлиховая и др.

Составление такого рода карт и некоторой другой графики входит в задачу полевого периода обработки геологосъемочных материалов. Основные графические материалы по крупномасштабной съемке должны быть готовы уже к концу полевого периода; в завершающий камеральный период они лишь дополняются, уточняются и корректируются по данным химических, спектральных и других анализов, изучения шлифов, определения фауны, флоры и абсолютного возраста пород.

ПОЛЕВАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА

Полевая геологическая карта является главным результатом полевого периода геологосъемочных работ. Особенности составления геологической карты, разрезов в районах развития магматических и метаморфических пород, кор выветривания и четвертичных отложений приводятся в соответствующих разделах «Методического руководства» (см. гл. VII, VIII, X, XI, XII). Содержание карт полезных ископаемых и закономерностей их размещения описано в т. 2, гл. VIII.

Здесь кратко рассмотрены лишь главные принципы составления и требования к содержанию основной графики в полевой период.

На геологической карте показывают площади распространения осадочных, вулканогенных, метаморфических и интрузивных образований и пород коры выветривания, разделенных по возрасту и составу. Геологические границы и разрывные нарушения, установленные на глубине по данным буровых, горных и геофизических работ, обозначают на карте специальными знаками (если не составлены специальные геологические карты глубинных горизонтов).

Все образования по возможности более дробно разделяют по вещественному составу и показывают на карте в естественных границах.

Для метаморфических и интрузивных образований показывают их фации, на карте вулканогенной области — фации различных частей вулканогенных построек (см. гл. VII) и субвулканические тела. Специальными знаками отражают гидротермальные, метасоматические, автометасоматические и другие изменения пород.

На карте изображают стратиграфические, интрузивные и тектонические границы с разделением на достоверные и предполагаемые, а также границы фациальных переходов и литологических разностей внутри геологических тел: маркирующие горизонты и отдельные пласты осадочных и вулканогенных пород, прослеженные на местности, отдешифрированные по аэрофотоснимкам или установленные по геофизическим и другим данным. На карте показывают элементы залегания слоев, контактов и тектонических нарушений, места находок фауны и флоры, некоторые наиболее важные обнажения, в которых наблюдались несогласия, взаимоотношения толщ, а также главнейшие горные выработки и скважины.

Различные геологические тела показывают на карте, если они имеют размеры в масштабе карты не менее 2 мм для изометричных и 1 мм для линейно вытянутых тел. Если эти тела меньших размеров, но имеют важное значение для геологического строения района или контролируют размещение полезных ископаемых (например, жилы, дайки и др.), то они изображаются вне масштаба, по возможности с сохранением их формы в плане. Полевая геологическая карта сопровождается стратиграфическими колонками и геологическими разрезами, составляемыми по мере выяснения всех деталей геологического строения снимаемой площади и проведения на ней буровых работ. После дополнения и корректировки полевой карты в камеральный период составляют окончательную геологическую карту, суммирующую все материалы по изученной территории.

ПОЛЕВАЯ КАРТА ФАКТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

Карта фактического материала является документом, показывающим обоснованность и степень достоверности геологических построений на изучаемой территории — густоту и размещение точек наблюдения, горных выработок, мест отбора проб и палеонтологических материалов. Наряду с контрольным значением карта фактического материала необходима для справок, при необходимости впоследствии повторить или детализировать наблюдения либо палеонтологические сборы в районе. Все это обязывает составлять карту фактического материала с наибольшей возможной точностью.

Карту фактического материала составляют в масштабе съемки. При наличии большого количества материалов их группируют на двух или нескольких картах. На карту наносят следующие элементы.

1. Наземные маршруты с указанием пунктов наблюдений и их номера. Среди пунктов наблюдений выделяются те, которые соответствуют коренным обнажениям, элювиально-делювиальным развалам и высыпкам и естественным обнажениям четвертичных отложений. Особым знаком показывают линии маршрутов и пункты аэровизуальных, геофизических, гидрогеологических и других наблюдений.

2. Местоположение всех горных выработок (шахт, штолен, карьеров, шурфов, канав, копуш, расчисток) и буровых скважин, а также линий буровых профилей и горных выработок с указанием номеров линий, выработок, скважин. Раздельно показывают выработки и скважины, пройденные партией и нанесенные по материалам прошлых работ. В знаменателе под номером выработки указывают ее глубину. Шахты и штольни подразделяют на действующие и заброшенные.

Скважины колонкового, шнекового и бескернового бурения показывают раздельно.

3. Места отбора проб абсолютного возраста, спорово-пыльцевых, полезных ископаемых, шлиховых, геохимических и др. (если не составляют специальные карты по этим видам опробования).

4. Все водопункты с разделением по типам источников и места отбора проб воды (если не составляют специальную карту).

5. Места находок ископаемых остатков.

6. Важнейшие геологические границы с указанием способа их установления (полевыми наблюдениями, по геофизическим данным, на основании дешифрирования аэрофотоснимков и т. д.). Если карта выполнена как прозрачная накладка, границы не показывают.

РАЗРЕЗЫ К ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ

Геологическая карта сопровождается одним или несколькими (до 3—5) геологическими разрезами, помещаемыми на полях карты и выполненными в соответствии со стратиграфической схемой и содержанием геологической карты. Разрезы должны быть ориентированы вкрест простирания пород через всю площадь карты и включать буровые профили. В случае необходимости полного показа структур района допускается некоторый излом линий разрезов.

Положение геологических разрезов указывается на карте. Условные знаки для разрезов принимаются те же, что и для карты; горизонтальный масштаб, как правило, равен вертикальному. Увеличение вертикального масштаба в 5—10 раз допускается при пологом залегании пород. На геологических разрезах, помещаемых при карте, показывают следующее:

а) условия залегания, взаимоотношения и изменения выделенных на карте геологических тел — их границы, структурные формы, взаимные переходы, изменение мощностей и состава в пространстве;

б) разрывные нарушения, в том числе и выявленные на глубине (геофизическими исследованиями);

в) наиболее важные буровые скважины и глубокие горные выработки;

г) геофизические параметры толщ и ход их изменений по линии разреза (желательно совмещение геофизических профилей и геологических разрезов).

СВОДНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА

Сводная стратиграфическая колонка отражает в графическом обобщенном виде представления о геологии района, сложившиеся в результате геологосъемочных работ, и в первую очередь изучения сводного стратиграфического разреза района с учетом материалов предшественников (съемка более мелкого масштаба, тектонические и стратиграфические исследования и т. д.). К полевой геологической карте составляют полевую стратиграфическую колонку в произвольном масштабе, но более крупном, чем масштаб карты. При значительной фациальной изменчивости составляют две колонки или более по крупным структурно-фациальным зонам. При картировании двух или нескольких структурно-стратиграфических ярусов для каждого из них составляют свою стратиграфическую колонку и, кроме того, сводную колонку в более мелком масштабе.

В стратиграфической колонке по полевым материалам с учетом фондовых и литературных сведений по району отражаются следующие данные (в колонке и в кратком описании при ней):

а) стратиграфические подразделения: свиты, толщи, пачки, их наименования, положение в общей стратиграфической шкале (система, отдел, ярус) и индекс, мощность максимальная и минимальная;

б) взаимоотношения выделяемых стратиграфических подразделений — стратиграфические несогласия (волнистой линией разной толщины);

в) перечень важнейших органических остатков, характеризующих подразделения;

г) литологический состав стратиграфических подразделений со схематическим показом особенностей строения их разреза, с выделением маркирующих горизонтов, пластов и линз полезных ископаемых и слоев пород, благоприятных для их накопления;

д) вулканогенные образования и их взаимоотношения со стратиграфическими подразделениями, возраст которых палеонтологически обоснован.

Для каждого стратиграфического подразделения приводят описание состава пород, перечень важнейших органических остатков, приуроченность полезных ископаемых, указывают систему, отдел, ярус, возрастной индекс, мощность.

В камеральный период колонку дополняют новыми данными, основанными на обработке образцов и проб и обобщении полевых материалов. В частности, уточняют состав органических остатков и пород, их геохимические особенности и физические показатели, которые в осредненном виде также отображаются для каждого стратиграфического подразделения.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ КАРТЫ ГЛУБИННЫХ ГОРИЗОНТОВ (УРОВНЕЙ, СРЕЗОВ И Т. Д.)

Геологические карты составляют для какого-либо уровня (по отношению к уровню моря), по поверхности фундамента или продуктивного горизонта в покрове (обычно для четвертичных и платформенных образований и коры выветривания). На них показывают все то же, что и на картах поверхности, но менее подробно в соответствии с имеющимися материалами геофизических и буровых работ и требованиями к *глубинному изучению данного района* (см. гл. X, т. 2). Здесь, так же как и на геологической карте поверхности, должны быть четко отделены предполагаемые и установленные по геофизическим данным и бурению геологические границы и тектонические нарушения.

На геологической карте продуктивного горизонта (или коры выветривания) показывают границы различных фаций внутри этого горизонта или литологически разнородные его участки и особенно выделяют те *разновидности пород, которые контролируют полезные ископаемые*. На этих картах или отдельных схемах при наличии данных показывают в изогипсах мощности продуктивного горизонта (коры выветривания).

СОСТАВЛЕНИЕ СТРУКТУРНЫХ КАРТ ПО ОПОРНЫМ ГОРИЗОНТАМ

Структурные карты по опорным горизонтам входят в перечень основной графики для платформенных и складчатых районов, перспективных на нефть и горючие газы. В состав дополнительной графики они могут входить для платформенных районов, перспективных на месторождения полезных ископаемых осадочного генезиса в платформенном чехле. Структурная карта (схема) представляет собой изображение в стратоизогипсах (горизонталях) наземного и подземного рельефа выбранного опорного горизонта (поверхность несогласия, почва или кровля какого-то пласта, прослои конкреций и т. п.).

Инструментально построенные карты изогипс почвы (кровли) одного или нескольких опорных горизонтов отражают характер нефтега-

зоносных (угленосных) локальных структур либо региональный тектонический план территории. Аналогично могут быть построены структурные профили по ряду разрезов (скважин), увязанных между собой по одному или нескольким (чаще) маркирующим горизонтам.

Структурные карты, как правило, служат основой для карт закономерностей размещения и прогноза тех видов полезных ископаемых, распределение которых контролируется в первую очередь структурами (нефть и газ, подземные воды, осадочные железные и марганцевые руды, фосфориты и др.). Структурную геологическую карту составляют на основании данных о залегании опорного горизонта (горизонтов), полученных с применением геодезических инструментов (чаще всего мензулы, реже теодолита и нивелира) или фотограмметрическим путем (см. гл. V).

Составление структурных карт последовательно слагается из следующих главных элементов:

а) установление при помощи геодезического инструмента или с помощью фотограмметрических приборов высотных отметок выбранного опорного (маркирующего) горизонта в привязанных к топографической карте точках;

б) нанесение вычисленных абсолютных отметок опорного горизонта на карту с показом на ней соответствующих точек;

в) разбивка изученной площади на сеть треугольников (по возможности приближающихся к равносторонним), вершины которых образуют точки с вычисленными отметками опорного горизонта;

г) разделение сторон треугольников при помощи высотной сетки (палетки) на отрезки, соответствующие горизонтальному расстоянию между стратоизогипсами с заданным сечением (вертикальным расстоянием);

д) вычерчивание карты стратоизогипс с отметками опорного (маркирующего) горизонта.

Техника детальной структурно-геологической съемки и приемы составления структурных карт по одному и двум опорным горизонтам описаны М. В. Абрамовичем (1948 г.), А. Е. Михайловым (1958 г.) и другими исследователями [10, 11, 62, 89, 90, 290].

В нефтегазоносных районах и при гидрогеологических работах структурно-геологическая карта имеет важное самостоятельное значение. По такой карте устанавливают положение локальных потенциально-нефтегазоносных структур. На ее основе с учетом распространения коллекторских горизонтов строят конкретные прогнозы и ведут поисковое бурение на нефть и газ (или подземные воды).

ОБ АВТОМАТИЗАЦИИ ПРОЦЕССА СОСТАВЛЕНИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ

Распространение ЭВМ породило в ряде стран идеи автоматизации процесса составления карт геологического содержания. Вопрос этот наиболее успешно решается для карт, составляемых в изолиниях (структурных, изопахит, различных геохимических, геофизических и т. д.). Вычерчивание осуществляется с помощью координатографа и графопостроителя, подключаемых к ЭВМ.

Значительно сложнее осуществить процесс переноса на топографическую основу материалов геологической съемки и в особенности построение по этим данным геологических карт. Тем не менее уже имеется ряд примеров проведения подготовительных операций, и в частности составления с помощью ЭВМ карт фактического материала с вынесением на них состава пород, элементов их залегания, трещиноватости, слоистости и других признаков. Есть также единичные положительные

опыты составления геологических карт. Так, например, на XXIV Международном геологическом конгрессе Д. Р. Бекмора и Б. Келка был продемонстрирован лист многоцветной геологической карты масштаба 1 : 100 000, составленной и вычерченной автоматическими устройствами. В ходе выполнения этой работы ЭВМ вычислила 750 000 пар координат, что облегчило проведение границ с погрешностью не более 0,25 мм.

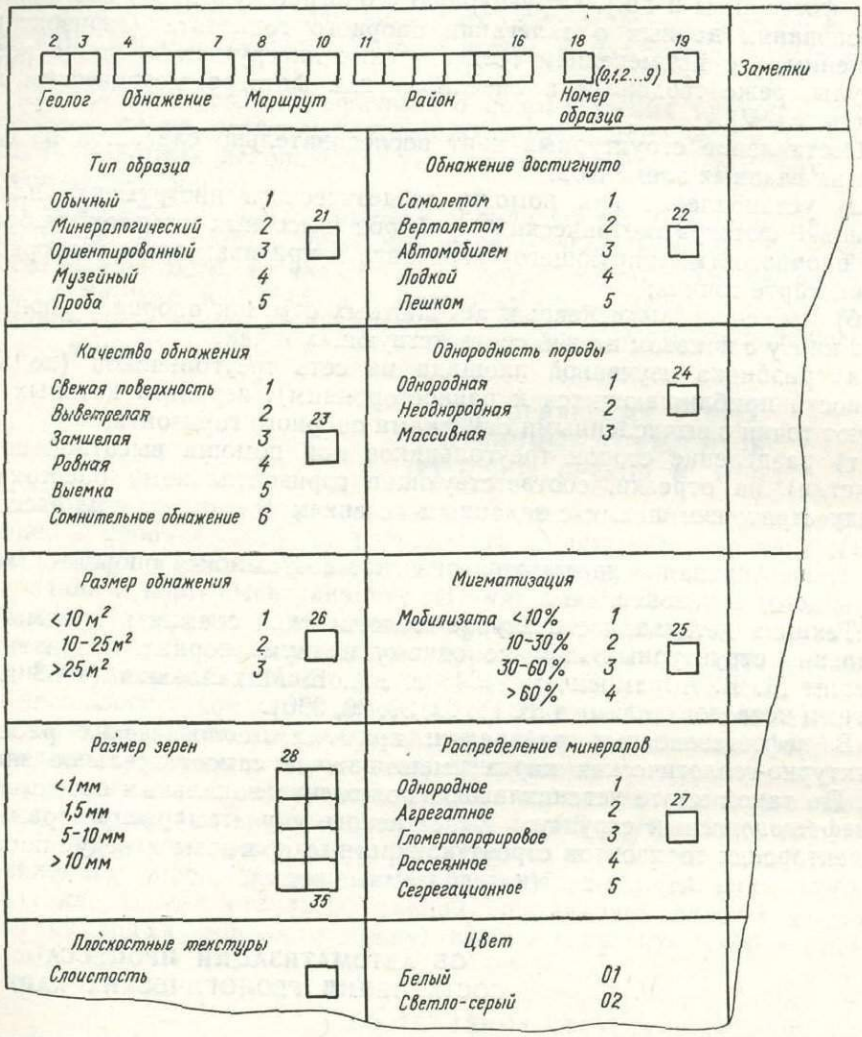
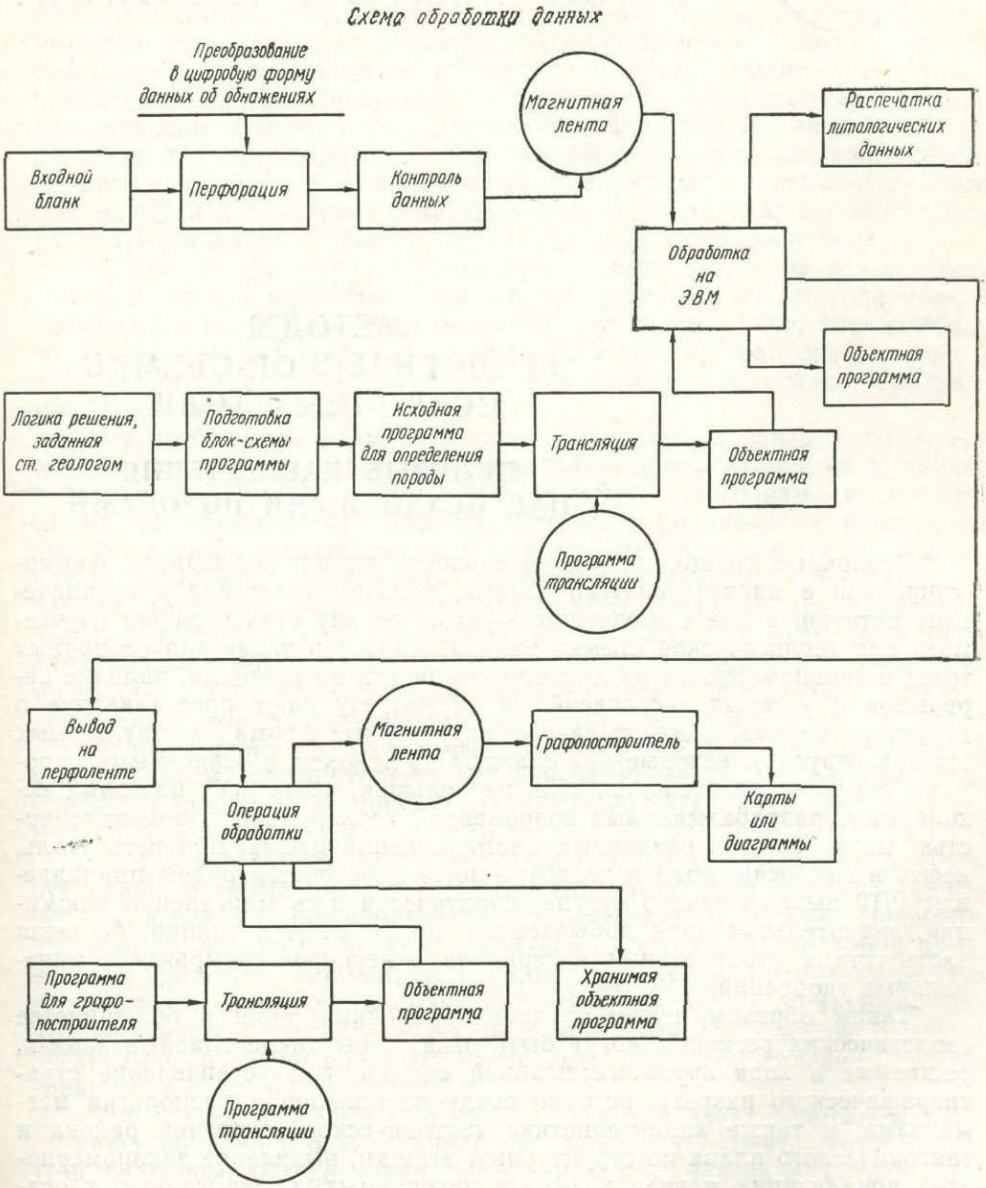


Рис. 9. Часть специального входного бланка.

Основным условием для составления геологических карт с помощью ЭВМ является унификация процесса сбора первичных данных, при котором должна быть получена информация об определенном комплексе петрологических и структурных признаков. Эта информация фиксируется в специальных входных бланках (рис. 9) и служит для создания фонда сведений на магнитной ленте. Согласно этому фонду обнажения классифицируются по ряду признаков, определяется тип породы, описанной в обнажении, и степень достоверности записи по сравнению со стандартом. ЭВМ анализирует каждую запись и отвергает неверные, не отвечающие условиям. В результате создается список

обнажений с указанием всех полученных данных, которые затем с помощью графопостроителя выносятся на топографическую или любую другую основу.



Основные трудности заключаются в подготовке программы, которая для составления геологических карт может быть очень сложной и потребует значительного времени. Система обработки данных, принятая в Канаде*, показана на схеме.

---

* H. R. Wynne-Edwards, A. F. Laurin, K. N. M. Sharma. Computerized geological mapping in the Grenville province. — Quebec Canad. J. Earth Sci., 1970, № 6, vol. 7, p. 1357—1373.

2 ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЪЕМКА В РАЙОНАХ РАЗВИТИЯ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

ГЛАВА V

МЕТОДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

ПОЛЕВЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ НАД ОСАДОЧНЫМИ ПОРОДАМИ

Осадочные толщи, последовательность их напластования, взаимоотношения с магматогенными телами, условия залегания и органические остатки, в них заключенные,— дают основу стратиграфии изучаемого при геологической съемке района. Характер залегания осадочных толщ и закономерности их дислоцированности на площади, наличие перерывов и угловых несогласий по их разрезу дают представление о структуре района, о его отдельных структурных формах и структурных этажах (ярусах), которые они слагают. И наконец, с осадочными породами связана значительная, если не большая, часть всех полезных ископаемых, разрабатываемых современной горнорудной промышленностью мира. Так, из осадочных месторождений добывается весь уголь, нефть и газ, осадочным и осадочно-метаморфогенным рудам принадлежат 9/10 выплавляемого чугуна, практически весь марганец и алюминий, значительная доля добываемого цинка, меди и свинца, большая часть титана, строительных материалов, огнеупоров и сырья для минеральных удобрений.

Таким образом, путем изучения осадочных толщ в большинстве геологических регионов могут быть выполнены такие главные задачи, решаемые в ходе крупномасштабной съемки, как установление стратиграфического разреза, истории осадконакопления и хронологии магматизма, а также характеристика тектонического строения района и тектонического плана по структурным этажам, выявление закономерностей локализации и учет полезных ископаемых, приуроченных к осадочным толщам. Все это определяет центральное место и особое внимание, которое уделяется в большинстве регионов при крупномасштабных геологических съемках осадочным толщам и породам, их слагающим.

Ниже кратко изложены основные требования и некоторые методические приемы изучения осадочных толщ и пород в районах проведения крупномасштабных геологических съемок.

ПОЛЕВОЕ ОПИСАНИЕ И ИЗУЧЕНИЕ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ И СЛАГАЮЩИХ ИХ ПОРОД

Полевое изучение и описание разрезов осадочной толщи по естественным выходам (обнажениям) или по керну буровых скважин складывается из следующих элементов (по времени они могут отчасти совпадать): а) предварительный осмотр всей или большого интервала вскрытой толщи по обнажению или керну; б) систематическое послойное описание пород разреза, зарисовки, фотографирование; в) установление характера дислокаций и замеры элементов залегания пород; г) итоговая обобщающая характеристика разреза, установление его особенностей и сравнение с другими разрезами района; д) сбор остатков фауны и флоры, отбор типичных образцов и опробование.

В ходе предварительного осмотра разреза выясняют общие условия залегания толщи, производят грубую разбивку на крупные морфологически и генетически единые пачки и отдельные слои, устанавливают резко выделяющиеся маркирующие прослои, поверхности размыва и несогласного залегания, интервалы, изобилующие остатками организмов, биогермами и т. д.

Все особенности разреза, установленные при предварительном его осмотре, уточняют при послойном описании, документируя их записями в дневнике с замерами мощностей, схемами, зарисовками и фотографиями (с масштабом!). При правильном периодическом повторении подобных слоев разреза, таком, например, как во флишевых формациях или на некоторых интервалах угленосных формаций (паралический карбон Донбасса), подробно характеризуют типичный для определенной части разреза седиментационный ритм либо элементарный цикл для угленосных формаций; для других ритмов или циклов отмечают их мощность и тенденции направленного изменения по разрезу (изменения гранулометрии отдельных частей, мощности и т. д.).

Одновременно с литологическим изучением или непосредственно вслед за этим документируют дислоцированность пород разреза: описывают и замеряют элементы складчатых форм и разрывных дислокаций, сопровождая это схемами в дневнике.

Обобщая все материалы, полученные по разрезу, кратко резюмируют свои итоговые впечатления. При этом фиксируют все характерные черты разреза и закономерности его строения и состава, проводят сравнение с другими обнажениями района и отмечают тенденции изменения разрезов по элементам крупных геоструктур, намечают структурно-фациальные зоны и смену палеогеографических обстановок. Все это связывают с распределением по разрезу и в пространстве остатков организмов, а также полезных ископаемых и рудопроявлений, локализованных в осадочных толщах.

При изучении разрезов по керну скважин следует стремиться к получению возможно более полного и свежего (невыветрелого) керна. При неполном выходе керна надо учитывать степень его представительности для разных интервалов и пород. Для общей ориентировки в строении разреза по скважине предварительно детально знакомятся с материалами первичной документации керна в ходе бурения. Берут копии каротажных диаграмм по скважинам и по возможности интерпретируют их, а также используют для корреляции разрезов [134], (В. В. Гречухин, 1965 г.).

Описание керна законченных скважин иногда предпочитают вести снизу вверх, при таком изучении лучше определяются закономерности осадконакопления, последовательность смены пород и отвечающих им фаций. При описании керна систематически замеряют и записывают в дневнике углы падения пород для последующего пересчета по табли-

цам мощностей слоев на нормальные (эти цифры затем проставляют в дневнике).

При послойном изучении и описании разреза можно придерживаться такой схемы описания каждого выделяемого слоя: краткое название породы и ее общий облик, условия залегания (для пачки слоев), выраженность подошвы и кровли, характеристика вещественного состава, степень однородности, окраска и ее распределение, текстурные особенности (слоистость, поверхности наслоения и т. д.), морфология, состав и распределение включений и конкреций, распределение, закономерности залегания и состав органических остатков, соображения о проявлениях полезных ископаемых, мощность слоя (видимая и нормальная), фиксация отобранных образцов и проб — на полях против соответствующих мест текста в дневнике и на схематическом рисунке строения обнажения (или колонке скважины).

Хорошо изложена общая методика и принципы полевого описания обнажений В. И. Игнатьевым (1966 г.) на примере красноцветов верхней перми Приуралья. Подробно рассмотрены эти вопросы Н. Б. Вассоевичем [66].

ОПРЕДЕЛЕНИЕ КРОВЛИ И ПОДОШВЫ ПЛАСТОВ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Для пород, лежащих нормально, определение положения кровли и подошвы (почвы) пластов не представляет затруднений. Значительно осложнено оно при интенсивной дислоцированности, смятии пород в крупные сложные складки, в которых один и тот же слой может неоднократно повторяться по разрезу и занимать разные положения — от вертикального до перевернутого. Расшифровка таких тектонических структур требует, во-первых, прослеживания их по какому-то маркирующему слою (или слоям), во-вторых, уверенного определения в каждой точке наблюдения положения кровли и подошвы пластов.

Для определения положения кровли и подошвы используют две группы признаков: органогенные и неорганические — седиментогенные.

Органогенные ориентиры положения кровли и подошвы слоев осадочных пород следующие:

а) следы животных на древней поверхности осадка, возникшие в фазу перерыва в осадконакоплении — следы ползания червей, следы птичьих лап и ступней наземных позвоночных, норки пескожилов, выходящие на поверхность, ямки сверления в каменистом грунте;

б) расположение прикрепляющихся к субстрату и внедряющихся в него организмов: в континентальных породах — корней растений, стволов и пней деревьев, стоящих на месте произрастания, в морских породах — положение колоний известковых водорослей (строматолитов), чашечек и стеблей морских лилий в мергельных породах, прикрепленных каменистых губок, археоциат (см. рис. 13) и одиночных кораллов, банки моллюсков в зоне литорали.

Седиментогенные признаки положения кровли и подошвы в основном таковы:

а) косая слоистость, знаки ряби, знаки капель дождя, отпечатки кристаллов льда, текстуры усыхания илистых субстратов, морозные трещины и т. п.;

б) гравитационные текстуры — жеоды «ватерпасы», выполнение материалом нижней части полостей в породах, сталактиты и присыпки на кристаллах в жеодах [122], выполнение осадками рвов-промоин в подстилающем субстрате (например, древние русла в угольных пластах), заметно дифференцированные по гранулометрии прослои пепловых туфов, возникшие при выпадении пепла в озерный водоем, горизон-

ты древних кор выветривания и ископаемых почв, седиментационные ритмы.

Сводка некоторых признаков подошвы и кровли пластов с иллюстрациями имеется у Р. Шрока [461] и в «Методических указаниях...», вып. 1 [271].

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ФОРМ, УСЛОВИЙ ЗАЛЕГАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И МОЩНОСТИ СЛОЕВ

Форма залегания осадочных толщ, т. е. первичные очертания естественно ограниченных осадочных геологических тел, имеет первостепенное генетическое значение, так как она отражает палеогеографические обстановки и тектонические структуры. Определение форм осадочных тел имеет значение как непосредственно для практики геологической съемки, т. е. отражения этой формы на плане, так и для прогнозирования полезных ископаемых, которые могут встретиться в осадочных накоплениях. Например, осадочные пласты морского пелагического происхождения, как правило, имеют в плане примерно изометричные формы, однородный состав и распространены широко. Напротив, аллювиальные отложения обычно распространены линейно, в соответствии с тектоническими структурами, и закономерно изменчивы по составу; рифовые накопления локализованы в определенных структурно-фациальных зонах, где они расположены четковидно в плане и т. д.

Форму залегания крупных осадочных тел при геологической съемке устанавливают при наблюдениях по ряду точек и обобщении этих данных вместе с представлениями о фациальной природе осадков, слагающих эти тела, и характером их нижней и верхней границ.

Тектонические условия залегания осадочных толщ, т. е. характер их дислоцированности, определяют непосредственными замерами азимутов простирания и углов падения пластов в обнажениях либо путем построения по двум видимым падениям пластов или по трем точкам, не лежащим на одной прямой [10] (приложение 1).

Представления о крупных тектонических структурах района складываются в результате нанесения многих частных наблюдений на карту и синтеза этих данных, раздельно по каждому крупному стратиграфическому подразделению района. При этом в стратиграфическом разрезе региона обособляются структурные ярусы (этажи). Каждый из них представляет собой совокупность осадочных толщ, объединяемых единством тектонических условий залегания: характером и интенсивностью складчатых и разрывных нарушений в пределах структурного яруса. Структурные ярусы (этажи) налегают друг на друга с отчетливым угловым и азимутальным несогласием и разделяются поверхностями перерыва в осадконакоплении, во время которого (перерыва) структуры подстилающего этажа иногда частично срезаны денудацией. Выделение в районе структурных ярусов и их обоснованная датировка — одна из важнейших задач геологосъемочных работ.

Определение истинной мощности слоя, т. е. мощности по нормали, проведенной между подошвой и кровлей слоя, проводят на основе непосредственно замеренной вкрест простирания ширины выхода слоя либо вертикальной его мощности (с последней обычно имеют дело при описании керна буровых скважин).

Истинная мощность слоя

$$h = B \sin(\alpha + \beta),$$

где B — ширина выхода слоя вкрест простирания; $\alpha+\beta$ — угол между плоскостью выхода слоя на дневную поверхность и плоскостью подошвы (или кровли) слоя;

$$h = H \cos \alpha,$$

где H — вертикальная мощность слоя; α — угол падения слоя, т. е. угол между плоскостью слоя и горизонтальной поверхностью.

На практике значения истинных мощностей слоев не вычисляют, а определяют по номограммам или таблицам (приложение 2).

НАБЛЮДЕНИЯ НАД ВЕЩЕСТВЕННЫМ СОСТАВОМ, ТЕКСТУРАМИ И СТРУКТУРАМИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Важнейшей составной частью работ по описанию встречаемых при съемке осадочных толщ являются определения вещественного состава пород и наблюдения над текстурами и структурами. При этом устанавливают принадлежность породы к той или иной генетической группе (обломочные, глинистые, хемогенные и органогенные), определяют минералогический состав слагающих ее основных компонентов, отличительные признаки, зависящие от фациальной принадлежности и вещественного состава, и, наконец, порода предварительно оценивается как полезное ископаемое. На основании этого геолог решает вопрос о необходимости опробования и целесообразном объеме более детальных лабораторных исследований данной осадочной породы.

Определение вещественного состава производят полевыми методами, применяемыми в минералогии и литологии, с использованием некоторых реактивов, о которых упоминается ниже. Помимо справочных пособий при полевом описании и определении состава осадочных пород необходим следующий минимальный набор оборудования и реактивов:

1) эталонная коллекция пород и минералов, составленная применительно к особенностям района съемок;

2) лупа 10×;

3) малые фарфоровые чашки и пластинки («бисквиты») для определения цвета черты минералов;

4) набор игл разной твердости либо набор минералов шкалы Мооса;

5) малые фарфоровые ступки (лучше 2), пестики и набор основных сухих реактивов для качественного анализа методом растирания [183];

6) пробирки в штативе и набор органических красителей с пипетками для определения глинистых минералов;

7) набор реактивов в растворах с пипетками для определения карбонатов путем окрашивания;

8) 5- и 10%-ная соляная кислота;

9) раствор молибдата аммония для определения фосфора цветной реакцией;

10) раствор ализарина для определения свободного глинозема цветной реакцией Шмелева;

11) органические растворители (бензол, ацетон, хлороформ) и пробирки в штативе для получения битумной вытяжки;

12) ацетоновый бачок с распылителем для получения пленочных монолитов (по способу К. К. Орвику).

ИЗУЧЕНИЕ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД

К группе обломочных относят пески и алевриты. В зависимости от преобладающего содержания обломков различной крупности они входят в ту или иную подгруппу (табл. 6 и 7). К ним принадлежат не только рыхлые, но и те, обломочный материал которых сцементирован в конг-

Таблица 6

Подразделение крупнообломочных пород (псефитов) по крупности зерна *

Обломки		Рыхлые породы		Сцементированные породы	
Размеры, мм	Названия	сложенные окатанными обломками	сложенные угловатыми обломками	сложенные окатанными обломками	сложенные угловатыми обломками
>1000	Глыбы	Глыбы		Глыбовые брекчии	
1000—500	Валуны, отломы	Валунник крупный	Отломник крупный	Конгломераты крупновалунные	Брекчии крупнообломочные
500—250		средний	средний	средневалунные	среднеобломочные
250—100		мелкий	мелкий	мелковалунные	мелкообломочные
100—50	*Галька*, щебень	*Галечник* крупный	*Щебень* крупный	*Конгломераты* крупногалечные	*Брекчии* крупнощебневые
50—25		средний	средний	среднегалечные	среднещебневые
25—10		мелкий	мелкий	мелкогалечные	мелкощебневые
10—5	Гравий, дресва	Гравий крупный	Дресва крупная	Гравелиты крупногравийные	Дресвяники крупнодресвяные
5—2,5		средний	средняя	среднегравийные	среднедресвяные
2,5—1		мелкий	мелкая	мелкогравийные	мелкодресвяные

* См. «Атлас текстур и структур ...» [12].

Таблица 7

Подразделение мелкообломочных пород по крупности зерна *

Обломки		Рыхлые породы	Сцементированные породы
Размеры, мм	*Названия*		
1—0,5	*Пески (псаммиты)*	*Песок* крупный	*Песчаник* крупнозернистый
0,5—0,25		средний	среднезернистый
0,25—0,1		мелкий	мелкозернистый
0,1—0,05	Алевриты	Алеврит крупный	Алевролит крупноалевритовый
0,05—0,01		мелкий	мелкоалевритовый
<0,01	Глины (пелиты)	(См. раздел о глинистых породах)	

* См. «Атлас текстур и структур ...» [12].

ломерат или песчаник. Кроме того, к этой группе относят и обломочные породы, представленные смесью нормального осадочного материала и вулканогенного обломочного, т. е. туффиты и туфогенные породы.

Обломочные породы по крупности зерна разделяют на следующие группы: крупнообломочные (псефиты) — глыбы (>1000 мм), валуны (1000—100 мм), галька (100—10 мм) и гравий (10—1 мм); мелкообломочные (псаммиты) — пески (1—0,1 мм) и алевриты (0,1—0,01 мм). Материал менее 0,01 мм относят к группе глинистых пород — пелитов, которые обладают особыми свойствами и специфическим составом; их

изучают с помощью методов, отличающихся от методов исследования обломочных пород.

Крупнообломочные породы (см. табл. 6) — галечники, конгломераты — обычно прекрасно опознаются в разрезе по внешнему облику. Каждый их слой, как правило, имеет свои отличительные морфологические особенности, позволяющие выделять его непосредственно в поле и уверенно фиксировать на карте или аэрофотоснимках. Помимо *коррелятивного значения крупнообломочные породы для геолога*, ведущего крупномасштабную съемку, важны и в фациально-палеогеографическом смысле. Они, являясь сами по себе полезным ископаемым (строительный материал), еще нередко вмещают россыпные месторождения золота, платины, касситерита, а иногда и алмазов (алмазоносные древние россыпи Южной Африки).

Поэтому крупнообломочные породы, как рыхлые, так и сцементированные, при геологических съемках заслуживают тщательного изучения и опробования.

При изучении крупнообломочных пород * учитываются в первую очередь следующие признаки.

1. Характер залегания и площадное распространение. Аллювиальные галечники распространены линейно и имеют ряд особых признаков (однонаправленно наклонное залегание галек, косую слоистость и др.). Морские и озерные галечники лежат неровным покровом, имеют иные слоистость и наклон галек, заключают обломки морской фауны.

2. *Петрографический состав. Определяют его путем подсчета галек* разного петрографического состава из пробы галек (100—150 штук) небольшого размера (3—4 см).

По петрографическому составу обломочные породы (в том числе и крупнообломочные) могут быть разделены на полимиктовые, представленные петрографически разнообразным материалом, олигомиктовые, сложенные ограниченным набором пород, и мономиктовые, состоящие практически из обломков одного состава (кварцевых, известняковых и т. п.).

По петрографическому составу галечников можно судить о расположении областей древнего сноса и общем направлении перемещения обломков; о геохимической обстановке осадконакопления и интенсивности химического выветривания, а также о тектоническом режиме района в этап осадконакопления (для стабильных регионов при прочих равных условиях степень мономинеральности обломочного материала будет выше).

При наличии галек с рудными вкрапленниками (золото, касситерит, вольфрамит и др.) необходимо определять пути перемещения таких галек, с конечной целью поисков коренных рудных месторождений.

При углубленном изучении крупнообломочного материала петрографический состав определяется раздельно по классам крупности и окатанности обломков. Анализ этих данных помогает уточнить положение, количество и сравнительную удаленность участков сноса. Иногда состав галек в каком-либо слое бывает единственным достоверным критерием относительного возраста геологических тел в изучаемом районе.

3. Окатанность обломков в поле. Определяется по классам шкалы А. В. Хабакова (1946 г.):

Неокатанный остроугольный щебень . . .	0
Угловатая галька со слабо обтертыми углами	1
Слабо окатанная галька с округленными углами	2
Хорошо окатанная галька	3
Эллипсоидальная или круглая галька . .	4

* Более подробно методика изучения крупнообломочных пород описана в «Атласе текстур и структур...» [12] и в работе Н. Б. Вассоевича [66].

По степени окатанности галек, учитывая их петрографический состав, можно судить об относительной длительности переноса и протяженности путей миграции галек.

4. Форма галек (степень их изометричности). Служит дополнительным показателем для характеристики галек разного петрографического состава. Определяется путем замера многих галек по длинной A и короткой B осям, а также по оси наибольшей уплощенности (толщина гальки C), с вычислением индекса изометричности галек $(A+C)/(2B)$ или индекса уплощенности галек $(A+B)/(2C)$.

Кроме того, может определяться дисимметрия галек по нижней и верхней уплощенным сторонам. По этому признаку симметричные морские гальки, окатываемые в процессе возвратно-поступательного волочения, хорошо отличаются от несимметричных аллювиальных, окатываемых преимущественно в ходе многократного переворачивания струями воды в потоке (сальтация).

5. Гранулометрический состав. Определяется либо визуально, путем приблизительного разделения пробы на классы по крупности и с применением диаграммы М. М. Васильевского (рис. 10), либо точно, методом ситового анализа пробы, с взвешиванием каждой фракции (для крупных обломков производится их замер по наибольшему поперечнику). Крупность материала и степень его сортированности указывают на скорость движения воды и постоянство потока. Отложения временных бурных потоков обычно слабо отсортированы.

6. Слоистость и ориентировка наклона галек. Слоистость крупнообломочных пород чаще всего косая однонаправленная для аллювиальных, косая разнонаправленная для морских и озерных и неясная грубая для слабо дифференцированных отложений типа грязе-каменных потоков (о методах изучения и анализа слоистости см. ниже).

Наклон галек — надежный показатель направления течения воды в аллювиальных потоках, отлагавших крупнообломочный материал. Приносимые постоянным быстрым током воды уплощенные гальки откладываются на дне с однотипным наклоном, таким, который обеспечивает максимальную обтекаемость гальки струей воды, встречающей при этом наименьшее сопротивление (рис. 11). Если в слое наблюдается такой однонаправленный наклон плоских галек, залегающих подобно черепице, то направление наклона галек подвергается многократным (100—150) замерам на участке, где в обнажении видна поверхность пласта галечника.

Методика определения направления наклона осей галек в конгломератах подробно описана А. В. Хабаковым [438], В. А. Апродовым [10] и Л. Б. Рухиным (1953 г.). Она состоит из следующих элементов *:

а) определение в обнажении на поверхности пласта площадью до 2 м^2 горным компасом азимутов падения галек и углов их наклона (для дислоцированных пород в замеры вносят поправки при помощи сетки Вульфа, как это рекомендует Л. Б. Рухин);

б) нанесение показателей замеров на диаграммы — полярную (Л. Б. Рухин, 1953 г.) или диаграмму-розу [10, с. 201].

Результирующая линия полярной диаграммы либо длинная ветвь диаграммы-розы обозначают преобладающее направление падения осей галек.

7. Количество и состав цемента для сцементированных обломочных пород. В поле определяется визуально или с помощью простейших реактивов — соляной кислоты и раствора аммиака (см. раздел о конкреци-

---

* Примеры практического применения методики изучения направлений наклона галек описаны В. А. Даргевич (1949, 1956 гг.).

ях). Более детально характер и минеральный состав цемента определяют в шлифах, для изготовления которых берут типичные образцы.

8. Прослои песчанистых пород. При описании слоев грубообломочных пород отмечают присутствие в них песков (песчаников), их распределение, формы залегания, слоистость и состав (см. раздел о мелкообломочных породах).

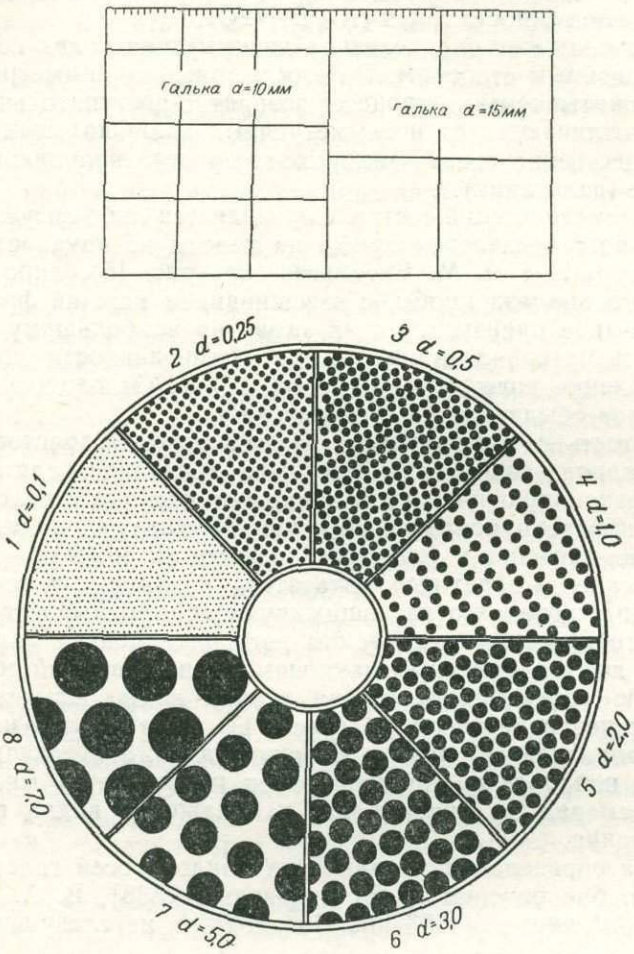


Рис. 10. Диаграмма для полевого определения размера зерен (по М. М. Васильевскому).

1—5 — песок: *1* — тонкозернистый (или алеврит), *2* — мелкозернистый, *3* — среднезернистый, *4* — крупнозернистый, *5* — грубозернистый: *6—8* — гравий: *6* — мелкий, *7* — средний, *8* — крупный. Материал помещают в центр круга и под лупой определяют размер зерен. Название породы устанавливают по преобладанию зерен того или иного размера. В полевой квижке пишут номера фракций, слагающих породы, в убывающем порядке.

Опробование крупнообломочных пород производят с целью их оценки как строительных материалов (инертные наполнители для бетона, балластировка путей, декоративный и строительный камень), а также для выявления в них древних россыпей. При опробовании древних россыпей особое внимание обращают на обычные участки концентрации тяжелых металлов (Au, Pt) — приплотиковую часть слоя, контактирующую с плотными породами. Из нее либо берут секционные пробы, которые подвергают шлиховому анализу, либо анализируют протолочки из сцементированных пород.

Опробование крупнообломочных пород на алмазоносность в перспективных районах ведут по специальной методике [366], (И. С. Рожков, 1964 г.; И. С. Рожков, Х. А. Шафеев, 1953 г.).

Мелкообломочные породы. Мелкообломочные рыхлые породы — пески (псаммиты) и алевриты и их сцементированные аналоги — одна из наиболее распространенных групп среди осадочных образований. К ним относят породы, сложенные по преимуществу обломками размером 1—0,1 мм (пески) и 0,1—0,01 мм (алевриты). Эти две подгруппы обломков — песчаная и алевритовая — обычно дают совместные скопления, образуя породы не только названные в табл. 7, но и все промежуточные между ними: алевритистые и алевритовые пески и песчанистые алевриты.

В характеристике мелкообломочных пород помимо полевого описания решающее значение нередко имеют лабораторные и микроскопические методы. Гранулометрия и окатанность, петрографический состав обломков и минералогия цемента в этих породах вполне надежно определяются на основе лабораторного анализа и изучения под микроскопом шлифов либо иммерсионных препаратов. При этом устанавливаются и руководящие для различных осадочных толщ ассоциации обломочных минералов с их морфологическими признаками. Набор и количественное соотношение обломочных минералов и их типоморфные особенности, установленные под микроскопом,— важнейший корреляционный, а нередко и оценочный показатель для мелкообломочных пород. Так, например, типоморфные особенности обломочного касситерита нередко позволяют связывать его происхождение с определенной рудной формацией и правильно ориентировать поиски олова в районе.

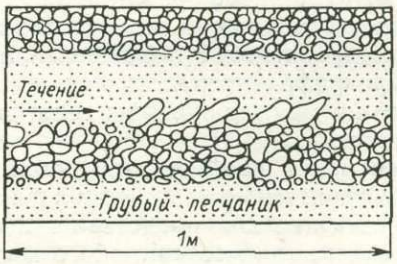


Рис. 11. Черепитчатое залегание плоских галек в карбоновом аллювии (по Р. Шроку).

При изучении мелкообломочных пород в поле особое значение приобретают такие их текстурные особенности, как характер поверхности наслоения, а главное — слоистость, которая обычно хорошо отражает фациальную природу и условия накопления песчаных и алевритовых отложений. В пористом пространстве песков и песчаников при подходящих структурных условиях формируются водоносные или нефтегазоносные горизонты. Такие породы имеют практическое значение как очень распространенный строительный материал: песчаник — строительный камень, песок — постоянный компонент бетона и строительного цементного раствора, формовочный материал и сырье для силикатной и стекольной промышленности. Песчаные толщи — прибрежно-морские, озерные и аллювиальные — могут вмещать россыпные месторождения благородных металлов (Au, Pt), редких металлов (цирконовые и монацитовые россыпи), олова (касситерит) и титана (ильменитовые и рутиловые россыпи). В некоторых случаях акцессорные минералы песков являются надежными индикаторами при поисках коренных рудных тел; таков, например, пироп, встречающийся в отложениях при механической его миграции из алмазоносных кимберлитовых трубок.

Таким образом, толщи, сложенные мелкообломочными — песчаными и алевритовыми — осадками, при производстве крупномасштабной

съемки представляют интерес с точки зрения фациально-палеогеографической и одновременно как горизонты локализации определенных видов ископаемого сырья; его перспективная оценка всегда тесно связана с генетическими признаками песчаных толщ. Задачам, методике и практическим приемам исследования песчаных толщ как генетического типа осадков посвящены особые разделы в литологических сводках Л. Б. Рухина (1953 г.), М. С. Швецова (1958 г.) и В. Н. Шванова (1969 г.), а также глава «Песчаные породы» М. К. Калинко в «Справочном руководстве по петрографии осадочных пород», т. 2 (1958 г.). При целевом литолого-генетическом или отраслевом изучении песчаных пород пользуются названными специализированными пособиями.

Здесь упомянуты лишь главнейшие вопросы, решение которых необходимо в ходе картирования при общем изучении существенно псаммитовых пород.

1. Характер залегания, площадное распространение и литолого-фациальные признаки составляют представление о происхождении песков. Линейно распространены аллювиальные пески, заполняющие углубления, образованные в подстилающей толще. Озерные, морские и эоловые пески имеют площадное развитие, залегают в виде покрова неравномерной мощности; размыв в их основании значительно менее резкий и глубокий по сравнению с подошвой аллювия.

2. Петрографо-минералогический состав песков (песчаников) имеет первостепенное значение для их генетической характеристики и практической оценки.

Так же как и псефиты, тонкообломочные породы разделяются на следующие группы:

а) полимиктовые — представлены различными минералами и горными породами, количество любого минерального компонента не более 60—65% от всех обломков;

б) олигомиктовые — представлены небольшим набором обломочных минералов с преобладанием одного из них (чаще кварца) и не более 25% минеральных зерен другого состава;

в) мономиктовые — состоят из 90—95% обломков одного минерала, чаще всего кварца, и небольшого количества других особо устойчивых минералов.

В полевых условиях принадлежность песка (песчаника) к одной из названных групп устанавливают на основании просмотра песчаного материала под лупой, в дальнейшем уточняют по данным полевого или лабораторного шлихового анализа отобранных проб по фракциям — тяжелой и легкой, магнитной, электромагнитной и немагнитной.

Полимиктовые пески обычно характеризуют режим быстрого осадконакопления или аридного климата, при котором геохимическая дифференциация и степень мономинеральности отлагаемого материала невелики. Мономиктовые пески, напротив, типичны для платформенных регионов медленного накопления осадков и высокой их дифференциации в условиях гумидного климата и интенсивного химического разложения минералов.

С олигомиктовыми песками нередко связаны россыпи шлиховых минералов среднего удельного веса, в первую очередь титановых (ильменит, рутил, лейкоксен). Шлиховой анализ песков или протолочек (песчаников) является основным методом при поисках и оценке россыпных месторождений в молодых и древних толщах. При съемках с такой специализацией необходима полевая шлиховая лаборатория.

Петрографический состав песков, определенный шлиховым и иммерсионным методами, также может указывать на положение питающей провинции и области сноса в этап накопления песчаного слоя. Широко используют количественные осадочно-петрографические характеристики песков и для корреляции разрезов, особенно по материалам скважин

на закрытых территориях, в частности при поисках нефти и газа и прослеживании и оценке продуктивных коллекторских горизонтов.

Как теперь выяснено, термолюминесцентные показатели кварца наиболее отчетливо отражают его тонкие генетические особенности. Это позволяет по термолюминесценции выделять типоморфные разновидности обломочного кварца и таким способом получать убедительные корреляционные данные и материалы о происхождении терригенных компонентов алеврито-песчаных толщ (В. Г. Морозов, 1974 г.).

Алеврито-песчаные породы, в которых присутствует аутигенный глауконит, могут быть отобраны для определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом (Н. П. Полевая, 1967 г.). При этом наиболее подходящими будут глаукониты из тонких прослоев и линз, «запечатанных» среди глин (масса пробы определяется необходимостью выделить из нее для анализа до 100—150 г чистого глауконита).

3. Окатанность и форму обломков и характер их поверхности для песков и песчаников определяют под лупой, применяя для объективной оценки окатанности ту же визуальную шкалу, что и для крупных обломков (см. выше).

Хорошая окатанность и совершенная сферичность зерна песчаников — показатель дальнего переноса (при прочих равных условиях). Следует иметь в виду обычную слабую окатанность зерен алевритовой размерности; это объясняется их переносом преимущественно во взвесях, а также их большой удельной поверхностью при малой массе и образовании на ней тонкой упругой защитной пленки из адсорбированных молекул-диполей воды.

Гладкая полированная поверхность окатанных песчинок присуща материалу, переносимому в воде, матовая — материалу, принесенному ветром. Фотография поверхности песчинок в электронном микроскопе позволяет отличать водную и ветровую их обработку (А. Кейно, 1967 г.).

Коррозия зерен или следы вторичного нарастания некоторых минералов (устанавливаются обычно при лабораторном изучении) и наличие на них «рубашек» (железистых, марганцовистых, известковых и др.) указывают на особенность геохимических обстановок, что может служить корреляционным признаком.

4. Гранулометрический состав песчано-алевритовых пород в поле определяют визуально по эталонам, а степень глинистости увлажненных песков — по способности сохранять форму при сжатии в руке; пользуются также секторной диаграммой для определения крупности зерен обломочных пород (см. рис. 10). Более точно гранулометрический состав песков и алевритов определяют с помощью ситового анализа и гидравлическими методами (Сабанина и др.) в лаборатории, а для песчаников — в шлифах под микроскопом.

По преобладающей крупности зерна песков судят о скорости водного (ветрового) потока, отложившего эту породу, а по степени однородности зернового состава — о длительности переноса и устойчивости гидродинамического режима. Для непостоянных водотоков, эпизодически переносящих материал на короткие расстояния, характерны слабая отсортированность отлагаемых обломков и их несовершенная окатанность. Напротив, постоянные водотоки с ламинарным течением отлагают весьма однородный по зерновому составу и хорошо окатанный обломочный материал.

При большом количестве материалов о гранулометрическом составе крупно- и мелкообломочных пород эти данные для наглядности и удобства сравнения целесообразно представить в графической форме. Для этого используют треугольную диаграмму, гистограмму и частотную кривую, кумулятивную (нарастающую) кривую в геометрическом и логарифмическом масштабе [192, с. 80—85], (Л. Б. Рухин, 1953 г.).

Кроме того, результаты массовых гранулометрических анализов нуждаются в статистической обработке. При этом вычисляют:

а) средний арифметический диаметр зерна

$$M_a = \frac{\sum xf(x)}{100},$$

где M_a — средний арифметический диаметр зерна; x — средние размеры фракций или полусуммы их конечных размеров; $f(x)$ — содержание фракций, %;

б) коэффициент сортировки (характеризует степень однородности обломочного материала)

$$S_0 = \sqrt{\frac{Q_3}{Q_1}},$$

где S_0 — коэффициент сортировки зерна в осадке; Q_3 — значение третьего квартиля, т. е. диаметр частиц, содержание которых по нарастающей кривой отвечает 75% (находят по логарифмическому графику кумулятивной кривой осадка); Q_1 — значение первого квартиля, т. е. диаметр частиц, содержание которых по нарастающей кривой отвечает 25% (находят по логарифмическому графику нарастающей гранулометрической кривой осадка).

Для хорошо отсортированных песков $S_0 = Q_3/Q_1 = 1{,}0 \div 1{,}5$; для плохо отсортированных $S_0 > 2{,}12$.

5. Слоистость песков и ориентировка наклона косых слойков. Слоистость, как уже упомянуто, является важным генетическим признаком мелкообломочных отложений. По характеру слоистости достаточно отчетливо отличаются морские и озерные осадки от аллювиальных и дельтовых, а эти последние — от эоловых или пролювиальных, т. е. основные генетические типы отложений имеют присущие им типы слоистости. Поэтому фиксация и простейший анализ слоистости отложений необходимы при геологической съемке. Принципы методики и некоторые приемы этих наблюдений даны в разделе, посвященном анализу слоистости и ритмичности — первичных генетических признаков осадков.

При изучении аллювиальных и дельтовых песков для установления направления течения воды используют метод массового замера азимутов падения косых слойков в аллювии. Применение такой методики подробно описано Э. И. Кутыревым [226], Л. Б. Рухиным (1957 г.), В. Н. Шванов (1969 г.). По содержанию она аналогична изложенному выше методу определения ориентировки наклона осей галек. Метод основан на совпадении наклона поверхности слойков косой слоистости с направлением течения водного потока и заключается в следующем:

а) выбирают ориентированное обнажение изучаемой толщи, в котором однонаправленные косые слойки имеют наиболее крутое падение (азимут падения в этом случае максимально совпадает с направлением течения);

б) на расчищенной небольшой площадке по поверхности косослоистой серии производят замер азимутов падения отдельных слойков и значения углов их падения. Таких площадок делают несколько, желательно по 1—2 для каждой наиболее типичной косослоистой серии в изучаемой аллювиальной толще (слое);

в) результаты массовых замеров (не менее 50) наносят на полярную диаграмму; расстояние каждой точки от центра пропорционально значению угла наклона слойка (от 0 до 35°); положение точки в секторе-квадранте диаграммы соответствует азимуту падения того же слойка; для дислоцированных пород в замеры вносят поправку при

помощи сетки Вульфа. Средняя линия полярной диаграммы будет обозначать преобладающее направление падения косых слойков аллювия.

6. Характер и состав цемента для песчаников и алевролитов в поле определяют визуально и простейшими полевыми реакциями; затем это уточняют изучением шлифов, а при необходимости — термографическим методом, солянокислыми вытяжками и рентгенографическим путем.

Образцы отбирают для изготовления шлифов из песчаников (алевролитов) для определения гранулометрического состава путем сопоставления с эталонами или иными методами. Пробы отбирают для лабораторного определения гранулометрического состава и испытаний песков и песчаников как стройматериалов, для химических анализов и контроля правильности полевой отмывки шлиха.

Все песчанистые породы целесообразно подвергать шлиховому опробованию с отмывкой шлиха в поле для рыхлых пород и предварительным дроблением песчаников и алевритов (см. раздел о шлиховом опробовании полезных ископаемых).

ИЗУЧЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Группа глинистых пород (пелитов) — одна из самых распространенных среди осадочных накоплений. Она включает собственно глины и аргиллиты; те и другие нередко слагают мощные регионально развитые толщи.

Глины — породы, пластичные при увлажнении, существенную часть которых составляют частицы менее 0,01 мм (по данным других исследователей, менее 0,001 мм); они сложены в основном тонкодисперсными глинистыми (или глинными) минералами. Глины, подвергшиеся влиянию эпигенеза и окаменения и потерявшие при этом способность размокать и быть пластичными (вследствие обезвоживания и некоторого изменения структуры глинистых минералов), называют аргиллитами, т. е. каменистыми глинами. Глины, сцементированные в твердую породу кремнистым, известковистым и другим цементом, относят к пелитолитам — плотным существенно пелитовым породам.

Глинистые породы разделяют по генезису и характеру преобладающих в них глинистых минералов на несколько минералогических разновидностей (табл. 8), а в пределах этих последних — по гранулометрическому составу. По генезису глины распадаются на две большие группы: глины кор выветривания, или элювиальные, и глины седиментационные, отложенные в морских, озерных или озерно-болотных водоемах, т. е. нормальные осадочные образования. Осадочные глины отличаются от элювиальных наличием слоистости, органических остатков, ясной подошвы слоя глин. Элювиальные глины рассмотрены в гл. X.

В соответствии с преобладающими в них коллоидно-дисперсными глинистыми минералами различают каолинитовые, гидрослюдистые (иллитовые), монтмориллонитовые и полимиктовые глины, представленные смесью глинистых минералов. Кроме того, среди осадочных глинистых пород могут быть разности со значительной примесью в них механических обломков тонкопесчаной и алевритовой фракций (кварц, полевые шпаты и другие минералы).

На основе современных представлений о генезисе и стадийности формирования и взаимного превращения глинистых минералов установлено, что по составу существенно глинистой породы можно определить обстановку ее накопления: предположительно состав исходного материала в области размыва, условия и длительность его переноса и геохимический режим в зоне седиментации. Так, например, каолинитовые и близкие к ним глины характерны для кислых и слабокислых гипергенных растворов, что присуще гумидным обстановкам седиментации. Глины монтмориллонитовой группы, напротив, формируются в усло-

Таблица 8

Классификация глинистых пород (по М. С. Швецову, 1958 г.)

Стадия уплотнения и обезвоживания	Способ и условия образования	Олигомиктовые, с ясным преобладанием одного минерала					Резко полимиктовые	
		Каолинитовые	Гидрослюдистые	Монтмориллонитовые	Палыгорскитовые	Прочие	Без существенной обломочной и химической примеси	Со значительной песчаной или химической примесью
Глины пластичные платформенных областей, умеренных глубин	Остаточные (элювиальные) продукты химического разложения, реже — растворения	Сравнительно не редки	Не редки (?)	Редки. Часто связаны с эффузивным материалом	Редки	Очень редки	Не редки	
	Водно-осадочные — результат выпадения из водной среды глинистых минералов: а) образованных перешедшими в раствор SiO_2 и Al_2O_3 б) перенесенных в виде коллоидных растворов элювиальных продуктов разложения в) то же, перенесенных в виде тонкой взвеси г) с примесью тонко измельченного обломочного материала, частично перешедшего в глинистые минералы	Сравнительно редки	Сравнительно не редки, в том числе глауконитовая разность	Довольно редки	Редки	Очень редки	Подавляющая часть глин	Распространены
	Органогенные (фитогенные) — концентрация SiO_2 и Al_2O_3 растительностью	Исключительно редки	Исключительно редки	?	?	?	?	?
	Конкреционные (ксеногенные) выделения глинистого материала в других породах	Рассеянны и редки						
Аргиллиты — твердые глины геосинклинальных областей и глубокого залегания	Первой стадии уплотнения и обезвоживания: а) массивные б) слоистые	Точно не изучены					Обычны	
	Второй стадии уплотнения и обезвоживания с изменением текстуры (сланцеватые) переходят в метаморфические породы	Точно не изучены					Обычны	

виях щелочной и слабощелочной среды, которая господствует в аридных и семиаридных климатических зонах континентов и в водах морей.

Поскольку глинистые минералы, так же как и конкреции, являются индикаторами геохимической среды иловых осадков, в которых они отлагались, в ходе крупномасштабной съемки необходимо внимательно изучать глинистые породы. Одновременно геологу-съемщику следует иметь в виду, что сами по себе глинистые породы, как правило, представляют собой более или менее ценное полезное ископаемое, которое в ходе съемки требуется предварительно охарактеризовать по качеству, опробовать и практически оценить. Одни глины можно использовать как огнеупорный припас в металлургии, другие — как сырье при изготовлении тонкой или грубой бытовой, строительной и технической керамики (кирпич, керамзит, фаянс, фарфор и др.), третьи — как компонент шихты для цементного клинкера, четвертые — как адсорбенты и катализаторы в технологии нефти и пищевых продуктов (масла, вина) и т. д.

Следовательно, при изучении глинистых пород наряду с их полевым описанием необходимо проводить элементарные, а в камеральный период и более глубокие исследования их свойств и состава. Обязательно определение минералогического типа глинистой породы или ассоциации преобладающих в ней глинистых минералов по показателям термограмм, реакций окрашивания, а для хорошо отмученных тонкодисперсных глин и по химическим анализам как глины, так и ее тонких фракций (<0,001 мм). Для уточнения минералогического состава и происхождения глин изучают их в шлифах или ориентированных тончайших срезах под микроскопом петрографическими методами; иногда прибегают к электронномикроскопическим исследованиям, дающим представление о форме частиц глинистых минералов, к рентгенографическим (дифрактометрическим) и электронографическим исследованиям, по которым судят о структурах решеток глинистых минералов.

Если глина представляет собой полезное ископаемое (огнеупорные, керамические, поглощающие глины), то в зависимости от типа глины пробы ее подвергают специальным исследованиям (определение огнеупорности, емкости поглощения и т. д.).

Вопросам геологии, генезиса и минералогии глинистых пород, а также методам их общего исследования посвящены специализированные сводные работы М. Ф. Викуловой (1962 г.), [76, 77], Н. И. Горбунова [115], В. П. Петрова (1954 г. и др.), Р. Е. Грима [124], Ж. Милло [283].

Методы широко применяемой в поле диагностики глинистых минералов при помощи некоторых органических красителей (метиленовая синька, бензидин — табл. 9) подробно описаны Н. Е. Веденеевой и

Таблица 9

Характерные особенности основных минералогических типов глин

Тип глины	Отношение к воде	Цвет суспензии при окрашивании		
		метиленовой синькой	метиленовой синькой + KCl	бензидином
Каолинитовая	Малопластична, не набухает	Фиолетовый	Фиолетовый	Не окрашивается (или слабо окрашивается)
Гидрослюдистая	Малопластична, не набухает	„	Фиолетово-синий, иногда с зеленоватым оттенком	Серый и темно-серый, до синего
Монтмориллонитовая	Высокопластична, сильно набухает	„	Голубовато-зеленый, зеленый	Интенсивно-синий

М. Ф. Викуловой [68], М. А. Ратеевым [359], Н. С. Спиро и М. В. Гоголевой (1961 г.), Л. И. Кульчицким [222]. Термографические исследования глин, примеры расшифровки и образцы термограмм глин даны в руководствах В. П. Ивановой [174] и А. И. Цветкова [452]. Термографический метод важен для геолога, в частности и потому, что термограммы глинистых пород имеют обычно для каждого слоя известные специфические особенности, которые и являются дополнительным *коррелятивным признаком при увязке разрезов.*

Три основных минералогических типа осадочных глин — каолинитовые, гидрослюдистые и монтмориллонитовые — хорошо различаются по таким простейшим признакам, как отношение к воде и органическим красителям (см. табл. 9).

Полевой анализ глин на окрашивание, по М. Ф. Викуловой и Н. Е. Веденеевой [68], проводят по следующей схеме:

а) около 0,5 г глины, растертой в тонкий порошок, насыпают в пробирку, заливают водой, энергично взбалтывают и оставляют стоять 3—4 ч;

б) верхний слой (2 см) глинистой суспензии сливают в чистую пробирку и приливают равный объем 0,001%-ного раствора метиленовой синьки, взбалтывают;

в) суспензию глины+раствор метиленовой синьки делят пополам и к одной половине приливают 1—2 капли насыщенного раствора хлористого калия, взбалтывают; обе пробирки оставляют на 1 сутки;

г) спустя сутки сравнивают пробирки, определяя окрашивание *метиленовой синькой (см. табл. 9).*

При окрашивании бензидином в глинистую суспензию добавляют равный объем его насыщенного раствора и определяют реакцию окрашивания (см. табл. 9). Отнесение глин к одному из этих типов позволяет полевому геологу предполагать возможные направления их практического использования и соответственно наметить рациональный комплекс лабораторно-камеральных исследований для окончательной оценки глин.

При крупномасштабной геологической съемке определяют следующие признаки глинистых пород.

1. Характер залегания и площадное распространение глинистых толщ, вместе с палеонтологическими материалами и данными о конкрециях. Дает представление о фациальной природе и генезисе их. Так, глины, залегающие сплошным широким плащом, примерно одинаковой мощности, обычно морские либо отложены в крупных озерах. Линзовидный характер нередко имеют глины, отложенные в небольших водоемах, а если они подстилаются русловым аллювием, то чаще это пойменно-озерные глины; в плане их залежи имеют рукавообразную или четковидную форму.

2. Слоистость и другие текстурные особенности. Имеют большое значение для определения генезиса глин. Так, наличие слоистости с ясно выраженными горизонтальными слойками и хорошо обособленными алевритовой «присыпкой», как и прослои песков среди глин, указывают на неоднократные смены гидрологического режима в бассейнах сноса и седиментации. Напротив, постепенные переходы между слоями свидетельствуют о непрерывном осадконакоплении. О характере накопления и консистенции глинистых донных илов свидетельствует расположение (горизонтальное, вертикальное или наклонное) растительных остатков, нередких в глинах континентального происхождения. Цементация глинистых пород в ходе диагенеза и эпигенеза наиболее распространенными известковистым цементом (мергели) и кремнистым цементом (опоки) указывает на одновременность выпадения хемогенного (органогенного) и тонкого глинистого материала.

3. Гранулометрический состав. Песчанистость плотных пород в поле определяется визуально, а также на ощупь или «на зуб», по хрусту песчинок. Гранулометрический состав пластичных глин в поле определяется скатыванием из глин «колбасок»; последние для слабопесчанистых глин свертываются без излома, а для супесей дают трещины при свертывании. Точный гранулометрический состав глин определяется в лаборатории.

4. Наличие и состав конкреций. Как уже упоминалось, состав глинистых минералов и аутигенных обособлений — конкреционных и пластовых — надежный показатель геохимической обстановки формирования глинистых пород. Так, в глинах озерно-болотных фаций обычны конкреции сульфидов железа, железистых и железо-кальциевых карбонатов; в глинах озерных фаций, связанных с болотами, — конкреции лимонита и гидрогётита; в глинах жестководных озер — прослои, конкреции и фитоморфозы карбоната кальция и доломита; в глинах солоноватоводных озер — конкреции гипса, а в глинах соленых озер — глауберита и т. д.

Описание и изучение конкреционных комплексов в глинистых породах ведется в соответствии с основными правилами, кратко перечисленными в разделе о конкрециях (см. ниже). Необходимо исследовать состав вторичных аутигенных минеральных обособлений в глинах — конкреций, налетов и прожилков ярозита, лимонита и серы по сульфидам железа в зоне окисления, глянцевых корок квасцов на выходах колчеданистых глин, выпотов солей и т. д.

5. Минеральный состав глин. Коллоидно-дисперсные глинистые минералы, преобладающие в глинах и определяющие их основные свойства, характеризуют глинистые породы. Разделение глин в полевых условиях на каолинитовые или монтмориллонитовые производят по отношению сухих глин к воде и красителям (см. табл. 9). Кроме того, монтмориллонитовые глины в слабо увлажненном состоянии хорошо принимают полировку ногтем, давая блестящую воскоподобную поверхность. Вследствие сильного набухания они обычно не образуют крутых откосов (если не обновляются речным подмывом), в то время как слабо набухающие глины каолинитовой группы дают на выходах пластов выпуклые неоплывающие склоны и крутые (до вертикальных) естественные откосы.

Уточнение природы глинистых минералов, слагающих глинистую породу, соотношения в ней различных тонкодисперсных минералов, их морфологии и других свойств производят в камерально-лабораторных условиях. Особо эффективным для этой цели представляется дифрактометрический метод. Расшифровка дифрактограмм позволяет не только достоверно определять минералогию глин, но и количественно оценить участие в них разных тонкодисперсных минералов.

6. Опробование глинистых пород и отбор образцов. Проводят в соответствии с основными требованиями, изложенными в разделе «Отбор образцов и проб» (см. ниже). Отбирают следующее минимальное количество глины (в г) для различных специфических исследований:

Окрашивание суспензии глин органическими красителями	10
Изучение глин в шлифах и микроскопия агрегатов глинистых частиц в срезах	50
Гранулометрический анализ	100—200
Минералогический анализ песчаной фракции	50—100
Термический анализ глин и фракций <0,001 мм	50—150
Химический анализ глин и фракций <0,001 мм	50—150
Спектральный анализ	10

Тонкие физические методы исследования глин и фракций <0,001 мм (электронная микроскопия, рентгенография, электронография)	По 50—100
Определение физико-механических свойств (плотность, объемная масса, пластичность и др.)	300—500
Определение емкости поглощения и поглощенных катионов	По 50—100
Лабораторные технологические испытания глин	5—20

ИЗУЧЕНИЕ ХИМИЧЕСКИ ОСАЖДЕННЫХ И ОРГАНОГЕННЫХ ПОРОД

Группа хемогенных и органогенных пород, отложенных из растворов в результате химических реакций в зоне гипергенеза либо вследствие деятельности организмов — животных или растений (табл. 10), заслуживает при крупномасштабной геологической съемке пристального внимания.

Во-первых, слои таких пород, как правило, имеют отчетливые индивидуальные морфологические признаки или геохимические отличия, по которым они при геологической съемке прекрасно прослеживаются и картируются. Во-вторых, практически все представители этой группы отложений могут рассматриваться как полезные ископаемые: строительные и декоративные материалы, металлургическое и химическое сырье — известняки и кремнистые породы; руды металлов — бокситы, железные и марганцевые руды; химическое сырье — минеральные соли и фосфаты; энергетическое топливо и сырье для промышленности органического синтеза — ископаемые угли, горючие сланцы и нефть.

Большинство хемогенных и органогенных пород при геологической съемке необходимо опробовать и провести полевые качественные реакции на некоторые полезные ископаемые.

Аллитовые и бокситовые (глиноземистые) породы

К аллитовым, или глиноземистым, породам принадлежат образования, содержащие заметное количество свободного глинозема (Al_2O_3) в различных его минералогических формах. К ним относятся латериты — элювиальные глиноземистые накопления коры выветривания *, а также осадочные бокситовые породы, включая и те наиболее высокоглиноземистые их разности, которые на современном технологическом уровне причисляют к собственно бокситам (по мере совершенствования технологии и роста потребности в алюминии кондиции на них меняются).

Бокситы и бокситовые породы характеризуются существенным участием в их составе свободного глинозема, преимущественно в форме следующих глиноземистых минералов: гиббсит, или гидраргиллит — $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$, или $Al(OH)_3$; бёмит — $Al_2O_3 \cdot H_2O$, или $AlO(OH)$; диаспор — $Al_2O_3 \cdot H_2O$, или $HAlO_2$ (по структуре решетки отличается от бёмита). Соответственно бокситы по минералогическим и технологическим признакам разделяют на группы: тригидратных, в составе которых преобладает гиббсит; моногидратных, с преобладанием полиморфных разностей — бёмита и диаспора, и смешанных, в которых присутствуют гиббсит и бёмит. В геосинклинальных, регионах бокситы чаще представлены моногидратными формами окислов алюминия, в платформенных — тригидратными, иногда — смешанными.

* Латериты и их продукты рассматриваются в разделе о корах выветривания.

Таблица 10

Схема подразделения органогенных и хемогенных осадочных пород (по Л. Б. Рухину, 1954 г.)

Породы	*Преобладающий состав*	*Основные типы*	Преобладающий способ образования
Аллитовые, или бокситовые (глиноземистые)	Гидраты окиси алюминия	Латериты, бокситы	Накопление в коре выветривания, осаждение из растворов
Железистые	Окислы, их гидраты, карбонаты, сульфиды железа	Окисные и сернистые руды, сидериты, железистые хлориты	То же
Марганцовистые	Окислы, их гидраты, карбонаты марганца	Окисные и карбонатные породы (руды)	Осаждение из растворов
Соляные (сульфатно-галоидные)	Хлористые и сернокислые соединения кальция, натрия, магния и калия	Гипсы, ангидриты, каменная соль, калийно-магнезиальные породы	То же
Кремнистые	Окись или гидроокись кремния	Диатомиты, трепелы, опоки, кремни, яшмы, кремнистые сланцы	Накопление органических остатков, осаждение из растворов
Фосфоритовые	*Фосфаты кальция*	*Желвакообразные* и пластовые фосфориты	*Осаждение из растворов*, накопление органического вещества
Карбонатные	Карбонаты кальция и магния	Известняки, доломиты, мергели	Накопление органических остатков, осаждение из растворов, накопление обломков более древних карбонатных пород
Горючие (каустобиолиты)	Углерод, углеводороды	Угли, нефть, горючие сланцы	Накопление и преобразование органических веществ

При геологической съемке бокситовые породы, а тем более бокситы встречаются далеко не часто. Однако практическое значение их так велико, что все бокситопроявления при съемке должны быть учтены и оценены. Это необходимо для установления перспектив бокситоносности определенных интервалов стратиграфического разреза и обоснования постановки в районе специализированных работ на бокситы. При этом следует иметь в виду, что бокситонакопление — явление, как правило, региональное. Поэтому даже незначительные признаки накопления свободного глинозема, обнаруженные в каком-либо горизонте, могут иногда при планомерно поставленных поисках привести к нахождению в районе на том же стратиграфическом уровне бокситовых месторождений. При поисково-съемочных работах необходимо учитывать также бокситы во вторичном залегании и высыпки бокситовых пород на склонах и в аллювии.

Обобщающие и сводные работы по бокситам и бокситовым породам опубликованы Г. И. Бушинским [59], Ю. К. Горецким [116] и А. И. Кривцовым (1968 г.).

Бокситовые породы опознаются по морфологическим и геохимическим признакам, а также в результате изучения региональных закономерностей локализации бокситопроявлений.

Платформенные бокситы часто имеют пизолитовую и крупноолитовую или бобовую текстуры, иногда они глиноподобные неслоистые, облика «сухарных» глин; имеют окраску пестро-красную, до белой и се-

рой и темной — углистой. Бокситоносные толщи бескарбонатны и часто представлены ассоциацией пород: каолины — бокситовые глины — бокситы — углистые глины и зольные угли. Платформенные бокситы приурочены, как правило, к поверхностям континентальных перерывов, сопровождаемых карстообразованием. При этом наиболее интересные в промышленном отношении бокситы могут залегать в древних эрозионных и карстовых депрессиях в известняковом субстрате. Территориально обычно их сопровождают древние каолиновые коры выветривания, в той или иной степени денудированные.

Все такого рода образования на площадях развития закарстованных пород и древних кор выветривания, а также по периферии и в основании угленосных толщ внимательно изучают и опробуют на бокситоносность (образцы пород на шлифы, химанализы, термограммы). *Для полевого качественного определения в аллитовой породе свободного* гидратного глинозема можно применять ализариновую реакцию по Л. И. Шмелеву (И. И. Бок, 1957 г.). Мазок (капля) раствора ализарина при нанесении на образец дает с гидратным глиноземом ярко окрашенное *в малиновый цвет пятно так называемого «ализаринового лака».*

Геосинклинальные бокситы обычно локализуются у закарстованных поверхностей перерыва в отложениях среди морских карбонатных толщ. Представлены они бёмитом и диаспором и внешне опознаются хуже, чем платформенные бокситы. Они, как правило, каменистые, красно-коричневые и зеленовато-серые, пятнистые, сланцеватые или плитчатые, реже мелкоолитовые, неясно слоистые, иногда яшмовидные. Подобные бескарбонатные накопления в толщах известняков могут быть бокситами, и их следует систематически опробовать.

В образцах предположительно бокситовых пород определяют предварительно следующие показатели: содержание Al_2O_3, Fe_2O_3, SiO_2, потерю при прокаливании, термограмму. К собственно бокситам относят породы, содержащие не менее 28% Al_2O_3, при отношении Al_2O_3/SiO_2 (кремнистый модуль) более 2,6. Вредные примеси (кроме SiO_2) — TiO_2, S, CO_2, V, Cr, Cu, Fe^{2+}, органическое вещество.

Железистые породы

Железистые породы, или ферролиты, характеризуются повышенным содержанием железа, в зависимости от этого они относятся к разряду богатых или убогих железных руд. Их происхождение и генетические взаимоотношения показаны в табл. 11. Из нее видно, что подавляющее большинство осадочных железистых пород (не считая джеспилитов, залегающих в метаморфических толщах) относится к категории мор-

Таблица 11

Схема генетической классификации осадочных железистых пород
(по М. С. Швецову, 1958 г.)

Генезис	Смешанные, преимущественно			Джеспилитовые, преимущественно гематитовые с магнетитом и мартитом
	окисные (бурые железняки)	шамозитовые	сидеритовые	
Элювиальные	Очень редки	—	—	—
Водно-осадочные:				
озерные и речные	Редки	Редки	Редки	—
морские	Обычны мощные толщи, часто вторичные	Не редки, значительные толщи	Не редки, значительные толщи	—
Криптогенные (измененные)	—	—	—	Основная масса железистых пород

ских, точнее, прибрежно-морских отложений и в меньшей степени — к образованиям озерного и речного генезиса. Осадочные железистые породы по составу делят на три типа: окисные, закисные и смешанные.

Окисные железистые породы сложены по преимуществу окислами и гидроокислами железа, смеси которых образуют бурые железняки. Главные слагающие их минералы — гематит (Fe_2O_3), гётит ($F_2O_3 \cdot H_2O$), гидрогётит или лимонит ($Fe_2O_3 \cdot nH_2O$). Они отличаются темно-бурой, бурой и охристой окраской, которая тем светлее, чем более гидратированы окислы железа, и могут быть первичными, отложившимися в ходе осадконакопления; вторичными, возникшими при окислении закисных железных руд, например сидеритов. По текстуре бывают массивные, кавернозные (при частичном выщелачивании), крупноконкреционные — бобовая, монетная и гороховая руды, мелкоконкреционные — оолитовые.

Закисные железистые породы представлены преимущественно минералами закисного железа, в первую очередь такими, как сидерит ($FeCO_3$), пирит и марказит (FeS_2). Они имеют серый и металлический желтый цвета и сформированы в восстановительной обстановке. Нередко генетически связаны с угленосными формациями, залегают непосредственно внутри их либо в зоне их выклинивания.

Сидеритовые породы иногда образуют значительные пластовые залежи, представляющие собой ценные железные руды. Сульфиды железа редко встречаются в виде крупных скоплений, которые используют как сернокислотное сырье (конкреции серного колчедана в Подмосковном буроугольном бассейне).

Смешанные железистые породы сложены преимущественно лептохлоритами, представленными силикатами закиси железа и сидеритом. В них нередко присутствует до 50% соединений окисного железа (гётита, гидрогётита), такие породы относят к бурым железнякам.

Смешанные железные руды имеют, как правило, сложный состав и оолитовую структуру в самых различных морфологических ее разновидностях: крупноолитовые бурые железняки неогеновых керченских месторождений, мелкие хрупкие пузырьковидные оолиты аятских верхнемеловых руд, мелкие массивные оолиты палеогеновых руд Северного Тургая и т. д. Закисные и окисные соединения железа в них нередко перемежаются концентрами в пределах одного оолита. Оолитовые железняки обычно плотные, с зеленовато-серым сидерит-лептохлоритовым цементом и реже сыпучие («маковые руды» или «оолитовая сыпучка», по местной терминологии разведчиков). В толще таких руд фиксируются многочисленные поверхности размыва и прослои переотложенных руд различной степени окисления, а также растительные остатки (древесина, реже листья) и фауна (остатки рыб, моллюски).

Железистые породы, как правило, содержат примеси таких элементов, как фосфор и сера, являющихся вредными для технологического процесса и ухудшающих качество металла. К полезным легирующим металл примесям относятся никель, кобальт, марганец, ванадий, титан, хром. В некоторых железистых породах содержатся заметные количества германия, который может извлекаться при переработке руд на чугун.

Обзорные работы по осадочным железистым породам принадлежат Н. М. Страхову (1947 г.), Д. П. Сердюченко и А. Л. Яницкому [387].

В полевых условиях железистые породы опознают по бурым и охристым окраскам на выходах, по нередко повышенному удельному весу, оолитовым и бобовым текстурам. Для полевого качественного определения железа применяют следующие реакции [183].

Для определения закисного железа (в сидеритах, лептохлоритах) крупинку испытуемого вещества растирают в плоской фарфоровой ча-

шечке или на пластинке с несколькими кристалликами бисульфата калия ($KHSO_4$). Смесь увлажняют дыханием, добавляют 1—2 кристаллика красной кровяной соли $K_3Fe(CN_6)$ и вновь растирают. При наличии закисного железа (Fe^{2+}) смесь синеет, интенсивность синей окраски увеличивается при добавлении капли воды.

На окисное железо (в гидрогётитах, лимонитах) крупинку испытуемого вещества тонко растирают с небольшим количеством бисульфата калия. К смеси после ее увлажнения дыханием добавляют два кристаллика роданистого аммония (NH_4CNS) и вновь растирают. При наличии окисного железа (Fe^{3+}) смесь краснеет, интенсивность красной окраски увеличивается при увлажнении.

Марганцовистые породы

Наиболее распространены и имеют важное практическое значение как руды марганца две группы марганцовистых пород (манганолитов): окисные природные соединения марганца — коричневато-черный землистый псиломелан ($mMnOMnO_2 \cdot nH_2O$) и черный с металлическим блеском пиролюзит (MnO_2), а также розовый карбонат марганца — родохрозит ($MnCO_3$). К последнему примыкают марганцовистые известняки, и в частности манганокальцит, содержащий до 18% карбоната марганца. Названные манганолиты могут образовывать пластовые залежи, а окисные и пластово-конкреционные скопления — крупные месторождения [Никопольское и Чиатурское (P_3), Улутелякское (P_1) и др.].

Марганцовистые породы, имеющие наибольшее практическое значение, приурочены к сублиторальной зоне морских фаций; как правило, они пространственно связаны с глинистыми и глинисто-кремнистыми либо известковистыми осадками мелководья со слабой динамикой среды.

Озерно-континентальные конкреционные скопления окисного марганца в виде железо-марганцевых бобовин обычно невелики по масштабу и практической ценности, но они нередко богаты кобальтом и заслуживают интереса с этой точки зрения [Шайтантасское месторождение (N_1), Ново-Фирсовское месторождение (N?)].

Сводная обзорная работа по марганценосным отложениям опубликована А. Г. Бетехтиным [23].

В поле окисные марганцовистые породы опознаются по темному цвету и своеобразному облику. Для псиломелана это землистые или оолитовые коричневато-черные пачкающие массы, для пиролюзита — аналогичные, но более плотные с металловидным блеском. Карбонатные скопления марганца розоватые, светло-серые и белые, очень сходные с известняками, но имеющие на выветрелой поверхности темные корки, по трещинам — обильные темные дендриты, а при нагреве — чернеющие. С холодной 10%-ной соляной кислотой вскипают медленно, с теплой — бурно. Иногда ассоциируют с сидеритами прибрежного мелководья. Все такого рода образования при геологической съемке подвергают проверке на марганец и при его наличии опробуют.

Полевое качественное определение марганца в породах можно провести двумя методами.

1. Метод растирания порошков. Крупинку породы размером с пшеничное зерно растирают с половинным количеством порошка соды. К смеси добавляют 1—2 кристаллика азотнокислого серебра и растирают. При наличии двухвалентного марганца смесь в течение 2—3 мин постепенно чернеет.

2. Мокрый метод (определение псиломелана и пиролюзита). Порошок пробы в количестве одной щепотки заливают в пробирке 0,5—1 $см^3$ 20%-ной серной кислоты и слегка взбалтывают. При наличии в образце окисного марганца раствор над отстоявшимся в течение нескольких минут осадком окрашивается в розовый цвет (лучше видно

на белом фоне). Та же реакция может проводиться в малой фарфоровой чашке.

Предварительная оценка марганцевых руд может быть сделана после аналитических данных о содержании в них марганца и железа (*закисного и окисного*), *разубоживающих и вредных компонентов*, таких как кремнезем, глинозем, сера и фосфор, а также легирующих металлов — никеля, кобальта, ванадия. Очень важно также предварительно знать о способности марганцевых руд к обогащению на основе изучения под микроскопом рудных пришлифовок и тонких шлифов. Крайне трудная обогатимость из-за тонкодисперсности минеральных примесей может иногда быть причиной непромышленного характера крупных скоплений марганцовистых пород (олигоцен Мангышлака).

Соляные породы

К *соляным, или галогенным, породам (эвапоритам) относят отложения*, существенное участие в которых принимают легкорастворимые солевые минералы, в рассеянном виде либо в скоплениях (пласты, линзы, конкреции и т. д.). К наиболее часто встречаемым солевым минералам принадлежат галит ($NaCl$), сильвин (KCl), карналлит ($KCl \cdot Mg \cdot Cl_2 \times \times 6H_2O$), каинит ($KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3H_2O$), лангбейнит [$K_2SO_4 \cdot 2(MgSO_4)$], полигалит ($2CaSO_4 \cdot K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2H_2O$), мирабилит ($Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$), тенардит ($Na_2SO_4$), глауберит ($Na_2SO_4 \cdot CaSO_4$), гипс ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$), ангидрит ($CaSO_4$), сода ($Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$).

Как правило, соляные породы содержат глинистые примеси, рассеянные среди солей или в виде прослоев, а также карбонаты кальция и магния и окислы железа в тонкодисперсных формах (в карналлите, *сильвине*). *Соленосные глины, содержащие до 25% солей, выделяют* в группу галопелитов.

Все соляные породы, в том числе и разубоженные механическими примесями, содержат полезные ископаемые — сами соли, которые находят разнообразное применение в химии, в металлургии и сельском *хозяйстве, в промышленности стройматериалов, в частности, представ*ляет ценность глиногипс, или гажа, — землистая порода, содержащая 20—80% гипса.

В ряде случаев с соляными породами связаны повышенные концентрации таких малых элементов, как литий и бром; к ним иногда приурочены скопления бора, вплоть до крупных месторождений боратов (Калифорния), в единичных месторождениях вольфрама совместно с *боратами (оз. Сёрлз в Калифорнии)*.

Соляные породы формируются в аридном климате, в обстановке слабой денудации, малорасчлененного бессточного рельефа, в плоских депрессиях озер или приморских лагун. Для накопления мощных соляных толщ необходимо погружение солеродной впадины, совпадающее *по темпу со скоростью отложения солей, а также постоянный или* периодический привнос минерализованных вод.

Таким образом, соляные породы заслуживают внимания геолога-съемщика как индикаторы определенной палеогеографической и геохимической обстановки, сопровождаемой галогенным комплексом полезных ископаемых.

Обобщения и сводные обзоры по геологии и геохимии, а отчасти и по методам исследования галогенных отложений можно найти в опубликованных работах П. П. Будникова (1943 г.) и других авторов [173, 338, 356, 477].

При полевом изучении и описании галогенных толщ помимо общих правил для их оценки необходимо обратить внимание на следующие *факторы*.

1. Характер площадного распространения галогенных пород. Озерно-континентальные фации представлены линзами соленосных пород, чередующимися по латерали с непродуктивными осадками. Для паралического комплекса более характерно широкое региональное распространение соленосных отложений.

2. Предварительная полевая диагностика состава соляных накоплений. Для этого используют такие признаки, как яркие пестро-красные и желтые цвета и жгуче-соленый вкус калийных солей сильвина и карналлита; последний, кроме того, опознается по характерному скрипу при соскабливании плоскости лезвием ножа. Мирабилит и тенардит, будучи бесцветными или мутно-белыми, имеют горько-соленый вкус.

При широком распространении на заснимаемой площади соляных пород необходима полевая лаборатория для качественного или полуколичественного определения основных ионов.

3. Отбор проб на определение малых элементов, сопровождающих соляные накопления (Li, Br, B). В полевых условиях быстро и надежно определяется бор, что дает возможность наметить площади для постановки специализированных поисковых на бор работ.

В особенности интересными по бороносности могут оказаться соленосные толщи, фациально переходящие на близком расстоянии в вулканогенные формации либо переслаивающиеся с пепловым пирокластическим материалом, а также продукты вторичной гидрохимической дифференциации соляных тел, в частности таких, как соляной элювий кепроков (ангидрито-гипсовые шляпы соляных куполов).

Для полевого определения бора рекомендуется реакция с хинализарином [183]. На дно фарфоровой чашки (или на часовое стекло) капают 1—2 капли раствора хинализарина в безводной серной кислоте. В него вносят несколько крупинок сухого испытуемого вещества. При наличии в последнем бора (хотя бы долей процента) цвет раствора хинализарина изменяется с первоначального вишнево-красного на фиолетово-васильковый.

4. Отбор образцов на определение спор и пыльцы из соленосных пород (100—200 г) и пластов солей (500—1000 г) для корреляционных целей и уточнения возрастных показателей (когда это требуется).

Кремнистые осадочные породы

Различные разновидности кремнистых пород, существенную часть которых представляет аутигенный кремнезем, достаточно широко распространены в осадочных толщах. Пластовые, регионально развитые кремнистые породы — диатомиты и радиоляриты, трепелы и опоки,— как правило, приурочены к морским фациям (табл. 12), реже — к пресноводным (диатомиты), нередко формирующимся в озерах вулканических областей. С морскими толщами в областях палеозойского (реже мезозойского) вулканизма связано формирование яшм и лидитов — глубоко диагенезированных и весьма плотных кремнистых осадочных пород, в которых под микроскопом обнаруживают остатки радиолярий.

По остаткам микрофауны (скелеты радиолярий и губок) и микрофлоры (панцири диатомей) пласты кремнистых пород довольно хорошо идентифицируются, датируются и увязываются по разрезам, несмотря на обычное морфологическое однообразие этих образований и некоторую затрудненность из-за этого прямых полевых сопоставлений.

Кремнистые породы, не слишком разубоженные механическими примесями, являются полезными ископаемыми. Одни из них применяют как декоративный и технический камень (яшмы), в химии (футеровка) и металлургии (ферросилиций), другие используют как добавку к цементам (опока, трепел, спонголит), третьи — в качестве поглотителей в процессах фильтрации и очистки веществ, а также для тепловой изо-

Таблица 12

Классификация кремнистых пород
(по Г. И. Бушинскому, 1958 г., с сокращениями)

Форма тел	Микроструктура	Породы	Происхождение
Пластовая	Биоморфная (органогенная)		
	Диатомовая	Диатомит	Морское и пресноводное
	Спонгиевая (губковая)	Спонголит (опаловый, халцедоновый, кварцевый)	Пресноводное
	Радиоляриевая	Радиолярит (опаловый, кварцевый)	Морское
	Клеточная, раковинная и др.	Псевдоморфозы по древесине	
	Гелеподобная или микрошариковая	Опока (твердая), трепел (рыхлый)	Преимущественно морское
	Микрозернистая	Кремнистый сланец, яшма, лидит	Морское, вулканогенно-осадочное
Конкреционная, гнездовидная, неправильная	Гелеподобная или микрозернистая	Гейзерит	Гейзерное
	Микрозернистая	Кремень халцедоновый или кварцевый	Диагенетическое метагенетическое
	Гелеподобная или колломорфная	Кремень опаловый или кристобалитовый	
	Порошковая	Маршаллит (тонкопорошковый кварц)	Кора выветривания

ляции (диатомиты, спонголиты). Все сказанное определяет роль кремнистых осадочных пород в геологической съемке и их практическое значение, которое необходимо учитывать при отборе образцов и проб.

Обзору кремнистых пород, их генезису и краткой характеристике разновидностей посвящена работа Г. И. Бушинского [60], технические *требования изложены в книге Б. С. Воронкова и др.* [87].

При изучении кремнистых отложений помимо общих требований геологу-съемщику полезно иметь в виду следующее.

1. Для уточненной генетической и возрастной характеристики кремнистых пород необходим просмотр шлифов и микропалеонтологический анализ. Для этой цели обязателен отбор образцов, из которых типичные разности подвергаются микроскопическому изучению и химанализам, а систематически характеризующие разрез — микропалеонтологическому.

2. Отобранные пробы кремнистых пород в зависимости от их природы подвергаются тем или иным лабораторным исследованиям. Так, для типичных разностей опок, трепелов и диатомитов определяют химический состав и гидравлическую активность; для чистых разностей, *кроме того, определяют их поглотительную способность*, примесь органических веществ, песчаного и глинистого материала, количество железа, карбонатов кальция и магния.

Из штуфов яшмы изготовляют пришлифовки для определения декоративной и поделочной ценности камня, визуально в обнажении оценивают трещиноватость яшм и возможность получения крупных монолитов.

Одним из эффективных методов изучения кремнистых пород, в целях *диагностики их минералогического состава и выявления структурных* особенностей, является метод фотографирования реплик под электронным микроскопом (Г. С. Грицаенко, 1969 г.).

Фосфоритовые породы

Под фосфоритовыми, или фосфатными, породами понимают такие, в которых устойчиво содержатся фосфорные минералы, дающие отчетливую качественную реакцию породы на фосфор с молибденовокислым аммонием (обычно при содержании 5% P_2O_5 и более). Встречаемость фосфоритовых пород обычно невелика, но тщательная фиксация и оценка их при геологической съемке необходимы вследствие важного и все возрастающего значения фосфатных руд для сельского хозяйства.

Наиболее полные обобщения по этому типу пород опубликованы Г. И. Бушинским [58, 61]. По Г. И. Бушинскому [60], фосфориты разделяют на следующие основные морфогенетические типы: фосфатные остатки организмов, псевдоморфозы по органическим остаткам, метасоматические фосфориты (элювиально-карстовые), пластовые фосфориты, конкреционные фосфориты (конкреционно-лучистые, желваковые), натечные, туфовидные и другие формы фосфоритов неясного происхождения.

Наиболее распространены (в порядке встречаемости) фосфориты конкреционные, фосфатные остатки организмов * (кости, раковины брахиопод), пластовые и элювиально-карстовые фосфориты. Последний тип приурочен к поверхности перерыва на карбонатных породах и в силу этого имеет локальное развитие. Конкреционные и пластовые фосфориты приурочены к определенным фациям и обычно распространены регионально, в соответствии с палеогеографическими обстановками. Редки, но весьма продуктивны фосфатные ракушняки нижнего палеозоя и новейшие отложения типа гуано в районах птичьих базаров.

Желваковые фосфориты представляют собой неправильные темные стяжения — желваки и их сростки, иногда образующие непостоянную фосфоритовую плиту с глянцевой поверхностью. Залегают в песчано-алевритовых, кварцево-глауконитовых отложениях неглубокого моря (валанжинские фосфориты Вятско-Камского бассейна, верхнемеловые фосфориты Актюбинского Приуралья).

Конкреционно-лучистые фосфориты отличаются радиально-лучистым строением черных уплощенно шаровидных конкреций (до 20 см в поперечнике), иногда с неправильно звездообразной внутренней полостью (нижнекембрийские темные глинистые сланцы Подолии). Конкреционные фосфориты могут быть встречены во вторичном залегании, однако крупных скоплений такого рода в СССР не отмечалось.

Пластовые фосфориты — массивные черные и темно-серые (редко светло-серые) породы, иногда мелкоолитовые, иногда с тонкими прослоями карбоната кальция. По плоскостям трещин эндокливажа часты темные дендриты. Все плотные фосфориты при сильном ударе молотком издают в месте удара ясно ощутимый специфический запах паленого пера или горелого рога.

Поскольку морфология фосфоритов, в особенности пластовых и метасоматических, разнообразна, все породы, имеющие признаки фосфатов, опробуют на P_2O_5 раствором молибденовокислого аммония. Реактив готовят, сливая равные объемы насыщенного раствора молибденовокислого аммония и крепкой азотной кислоты. Через сутки его можно применять. При нанесении реактива пипеткой на свежий излом породы в случае присутствия в ней заметного количества фосфатов на штуфе появляется ярко-желтое пятно фосфорно-молибденовокислого аммония. В заведомо фосфатоносных районах геологу-съемщику полезно иметь эталонную полевую коллекцию разновидностей фосфоритов.

---

* О фосфатных остатках организмов подробнее см. ниже, в разделе «Наблюдения над органическими остатками».

Отбор проб желваковых фосфоритов ведут с учетом особенностей типа оруденения (см. ниже раздел об основных правилах опробования).

Предварительное заключение о практической ценности фосфатных пород можно сделать после количественного определения в них основного полезного компонента (P_2O_5) и разубоживающих фосфориты примесей (Al_2O_3, Fe_2O_3+FeO, SiO_2), а также редкоземельных элементов и фтора, ограничивающего непосредственное применение фосфатов в животноводстве *, и биологически важных микроэлементов, таких как кобальт, никель, медь, ванадий, молибден.

Карбонатные породы

К широко распространенным карбонатным породам, с которыми часто имеют дело при картировании морских и лагунных толщ, относятся известняки ($CaCO_3$) и доломиты ($CaCO_3 \cdot MgCO_3$). Гораздо реже образуют фиксируемые при геологической съемке пластовые залежи такие карбонаты, как магнезит ($MgCO_3$), сидерит ($FeCO_3$) и анкерит [$Ca(Mg, Fe)(CO_3)_2$]. Пласты известняков, как правило, хорошо выдержаны по площади, нередко содержат органические остатки; поэтому они часто могут успешно использоваться при геологической съемке в качестве маркирующих горизонтов.

Все карбонатные породы, в особенности разности их свободные от разубоживания и загрязняющих примесей (песчаный материал, кремневые стяжения и др.), являются полезными ископаемыми. Помимо широкого применения известняков как строительного камня, агрономического и цементного сырья чистые их разности широко используют в химической промышленности, в качестве флюсов в металлургии, а доломиты и магнезиты — как огнеупорный припас. Сидериты при достаточных их запасах являются ценной рудой для выплавки чугуна. Поэтому при геологической съемке необходимо опробовать карбонатные породы и сделать анализы соответственно возможному практическому применению.

Обзорные материалы по известнякам и доломитам содержатся в работах В. Н. Доминиковского (1958 г.), М. С. Швецова (1958 г.) Л. Б. Рухина (1963 г.), С. С. Виноградова (1951 г.), по доломитам — у С. Г. Вишнякова (1956 г.) и С. В. Потапенко (1947 г.). Методы полевого анализа карбонатных пород изложены в инструкции А. А. Резникова и Е. П. Муликовской (1950 г.).

Наиболее распространенные из группы карбонатных пород — известняки — подразделяются по морфологии и происхождению на ряд типов (табл. 13). В пределах типов органогенные известняки разделяют по преобладающим остаткам организмов (фузулиновые, водорослевые, криноидные и т. д.), а при заметной примеси обломочного материала — по его количеству (песчанистые известняки, глинистые известняки, мергели). Для некоторых прослоев известняка и мергеля среди глинистых пород характерна своеобразная текстура «конус в конус», или фунтиковая. Она может иметь местное корреляционное значение.

Известняки иногда содержат в малом количестве карбонаты марганца или свинца (до 1%). Марганцовистые известняки, особенно ценимые в черной металлургии, обычно серые или темно-серые, изобилующие темными корочками и дендритами окислов марганца на трещинах и выветрелой поверхности. Свинцовистые известняки слабо битуминизированы или углисты и соответственно имеют серые тона, а на выветрелых поверхностях покрываются ржавыми, коричневатыми и темными налетами.

Доломиты формируются путем непосредственного осаждения из водоемов аридной зоны или в процессе доломитизации при диагенезе

* В основном полезном компоненте большинства фосфоритов — фторкарбонатапатите — фтора обычно содержится 3—4% (Р. Бейтс, 1965 г.).

Таблица 13

Основные морфогенетические типы известняков
(по Л. Б. Рухину, 1954 г.)

Типы известняков		Характер зерен и других элементов структуры
Органогенные, сложенные органическими остатками (в частности, ракушняковый и криноидный известняки)		Более или менее целые раковины и другие части скелетов организмов
Рифовые и биогермные, состоящие из построек кораллов, водорослей, мшанок		Скелетные постройки (рифы) из колоний организмов
Органогенно-детритусовые		Обломки всевозможных органических остатков размером от 2 до 0,1 мм
Тонкообломочные — шламовые		Остатки организмов размером 0,1 мм и мельче
Микрозернистые или пелитоморфные, не состоящие из видимых масс хорошо сохранившихся органических остатков		Агрегатная масса кальцита (неперекристаллизованная)
Пизолитовые или крупноолитовые		Округлые образования с концентрически-скорлуповатой структурой
Оолитовые		
Зернистые	Грубозернистые (2,0—1,0 мм)	Кристаллические зерна кальцита
	Крупнозернистые (1,0—0,5 мм)	
	Среднезернистые (0,5—0,25 мм)	
	Мелкозернистые (0,25—0,1 мм)	
	Тонкозернистые (<0,1 мм)	

известняковых илов или эпигенезе известняковых пород. Первично-осадочные доломиты обычно пелитоморфные (величина частиц <0,01 мм), в то время как диагенетические яснозернистые (величина зерен до 0,1 мм) и имеют характерный сахаровидный «сверкающий» или «искристый» излом, либо пористые с шероховатым изломом.

Первично-осадочные доломиты чаще приурочены к карбонатным толщам палеозоя, хотя встречаются в юре (Кавказ) и палеогене (Таджикистан). В древних толщах Сибирской платформы отмечаются гигантские колонии водорослевых доломитов. В отличие от бурно вскипающего известняка доломит в куске на холоде с 5%-ной соляной кислотой вскипает слабо, сидерит при тех же условиях не вскипает.

Имеются полевые реакции окрашивания, разработанные Т. С. Берлин и позволяющие быстро отличить ценное огнеупорное сырье доломит от известняка * [235]. Для определения карбонатов могут быть исполь-

* 1. Раствор титанового желтого +3%-ный NaOH. Каплю смеси помещают на свежий излом штуфа. Доломит, магнезит и родохрозит окрашиваются в течение 15 сек — 2 мин в оранжевый или коричневый цвета, кальцит и другие карбонаты не окрашиваются.

2. *Раствор* $AlCl_3$ + *раствор гематоксилина* + *раствор* H_2O_2 *окрашивает кальцит* и арагонит за $^1/_2$ — 1 мин в коричневый или пурпурный цвет; доломит не окрашивается.

зованы реакции окрашивания по Н. В. Логвиненко (см. раздел о конкрециях), а также приведенные у В. Н. Доминиковского (1958 г.).

Осадочные накопления магнезита встречаются крайне редко. Замечено, что в более древних карбонатных толщах роль карбоната магния возрастает. Поэтому геолог-съемщик особое внимание должен обращать на древнейшие карбонатные толщи, в которых наиболее вероятно можно встретить доломиты и даже магнезиты саткинского типа (рифейские толщи Урала).

Сидеритовые пластовые накопления редки и обычно приурочены к угленосным формациям или расположены вблизи от них (юрские сидериты Дагестана и др.).

При полевом изучении карбонатных толщ геолог-съемщик должен иметь в виду следующее.

1. Карбонатные породы предварительно диагностируют полевыми методами, при этом выявляются магнезиты, чистые разности известняков и доломиты.

2. Чистые разности карбонатных пород, а также цементные мергели-натуралы, имеющие по масштабам запасов практическое значение, опробуют для последующих исследований. В частности, для известняков, мела и мергелей при использовании их в качестве цементного сырья устанавливают соотношения в них главнейших окислов (вес. %), лимитируемые следующими показателями.

$$\text{Коэффициент насыщения } K_н = \frac{CaO - (1{,}65Al_2O_3 + 0{,}35Fe_2O_3 + 0{,}75SO_3)}{2{,}8SiO_2};$$

для лучших видов сырья $K_н = 0{,}9 \div 0{,}95$;

$$\text{Силикатный модуль } n = \frac{SiO_2}{Al_2O_3 + Fe_2O_3} = 1{,}7 \div 3{,}5;$$

$$\text{Глиноземный модуль } P = \frac{Al_2O_3}{Fe_2O_3} = 1{,}0 \div 2{,}5.$$

Вредными примесями для цементного сырья являются MgO (не более 3%) и SO_3 (не более 1,8%).

При оценке карбонатных пород как цементного сырья особое внимание следует обращать на выявление их разностей, содержащих малое количество железа. Они пригодны для получения особо дефицитного декоративного белого цемента.

3. Отбирают типичные образцы на шлифы и параллельно на термографические и химические анализы.

4. В случае необходимости уточнения увязки разрезов карбонатных толщ дополнительно к текстурным и палеонтологическим признакам используют геохимические показатели — характерный набор малых элементов и парэлементные отношения в различных слоях карбонатных пород. Для этого производят спектральный анализ штуфных проб, систематически отобранных по сопоставляемым интервалам разрезов. Спектральным и химическим анализом карбонатных пород также выявляется наличие в них элементов-примесей, таких как свинец, цинк, стронций, марганец и др., влияющих на технологическую оценку породы.

5. Особо фиксируются пористость и кавернозность слоев или рифовых тел, сложенных карбонатными породами, которые могут быть коллекторами подземных вод (или нефти в подходящих геоструктурных обстановках).

Рифогенные известняки

Рифогенные известняки отличаются от остальных карбонатных пород по способу своего образования. Они представлены остатками животных и растительных (преимущественно прикрепленных) организмов, за-

хороненных в прижизненном положении. Известковые скелеты организмов-рифостроителей сразу же, во время седиментации, образуют твердую породу, которая не проходит в своем развитии стадию рыхлого осадка.

В ископаемом состоянии рифогенные известняки слагают различные по форме и размерам тела — от мелких линз до крупных массивов и толщ значительной мощности. Для этих известняков характерны массивность, отсутствие седиментационной слоистости, структурная и текстурная неоднородность, резкие фациальные переходы, вторичная доломитизация.

Толщи массивных рифогенных известняков при всем кажущемся однообразии и монотонности имеют обычно сложное внутреннее строение. Прикрепленные известьвыделяющие организмы в процессе роста образуют различные органогенные постройки, которые формируются

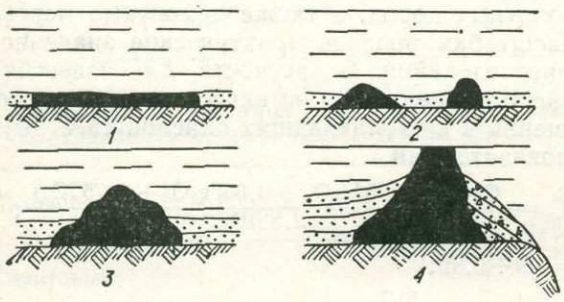


Рис. 12. Палеогеографическая форма основных типов органогенных построек.

1 — луг, заросли подводные (биостромы); *2* — холм подводный (одиночные биогермы); *3* — холм и гряда подводные (биогермный массив); *4* — холм, гряды, волноломы (риф).

быстрее, чем происходит накопление одновозрастных обломочных и хемогенных осадков около них. Вследствие этого органогенные постройки обычно возвышаются над уровнем дна. Форма, размер и тип органогенных сооружений определяются палеогеографическими условиями и палеотектоническим режимом в областях их развития. Характеристика основных типов органогенных построек приведена в Решениях Третьей палеоэколого-литологической сессии (Тр. III палеоэк.-литол. сессии, 1968 г.), на рис. 12 и в табл. 14.

Таблица 14

Типы ископаемых органогенных построек и их основные признаки

Генетические		Основные морфологические	
Название	Определение	Геологическое тело	Палеогеографическая форма
Биостром	Массивная или слоистая ископаемая органогенная постройка, не возвышающаяся или почти не возвышающаяся над прилегающими синхронными отложениями иного литологического состава	Линза, пласт, серия пластов	Заросль подводная
Биогерм и биогермный массив (ассоциация биогермов)	Массивная ископаемая органогенная постройка, возвышающаяся над прилегающими синхронными отложениями иного литологического состава	Массив и массив сложного строения	Холм подводный
Риф	Массивная сложная ископаемая органогенная постройка, состоящая из комплекса пород биогермных, обломочно-органогенных и хемогенных	Массив сложного строения	Холм, гряда, волноломы

При наблюдениях в поле, а также в геологической литературе нередко все выходы массивных известняков неправильно называют рифами. Принадлежность тех или иных известняковых тел к рифам должна подтверждаться всеми признаками этой сложной органогенной постройки, «состоящей из комплекса взаимозамещающихся пород: массивных, биогермных и сопутствующих им обломочно-органогенных и хемогенных. Количество продуктов разрушения органогенных построек колеблется в значительных пределах, часто они могут преобладать. Мощность ископаемого рифа значительно превышает мощность окружающих синхронных слоев» (Тр. III палеоэк.-литол. сессии, 1968 г.).

Биогермы имеют различные размеры и форму: линзовидную, караваеобразную, куполовидную, округло-глыбовую и т. д. Они либо развиваются в виде одиночных построек среди отложений иного литологического состава, либо участвуют в строении рифов и сложных биогермных массивов. Контакты биогермных построек с вмещающими отложениями самые разнообразные: впритык, в виде линзы, клина, облекания и др. [265]. Поскольку органогенные постройки возникают сразу же в виде твердых образований определенной формы, то сопутствующие им синхронные отложения могут примыкать к ним вплотную, иногда с первичным наклоном слоев до 30°. При картировании рифогенных тел естественную, резкую литологическую смену пород в зонах контакта нередко ошибочно объясняют тектоническими нарушениями, а тела массивных известняков рассматривают как тектонические клинья.

В современном рельефе ископаемые органогенные постройки обычно образуют положительные формы выходов, поскольку рифогенные известняки представляют собой породы, устойчивые к агентам денудации. Благодаря светлой окраске они отчетливо выделяются на местности и легко дешифрируются на аэрофотоснимках. Форма обнажений рифогенных известняков (скальная, сглаженная и т. д.) во многом зависит от морфологии органогенных построек.

Массивность и отсутствие слоистости в рифогенных известняках препятствуют выявлению последовательности слоев, тектонического строения и мощности этих образований. Широко распространенной ошибкой при съемочных работах является определение залегания неслоистых известняков либо по плоскостям отдельности, либо по элементам залегания вмещающих слоистых отложений, которые механически распространяются на массивные известняки без учета дискордантности складчатости в различных по компетентности породах.

Для определения истинного залегания рифогенных известняков могут использоваться различные признаки. Среди массивных известняков иногда встречаются небольшие участки нормально-слоистых пород, которые представляют собой промежутки между органогенными постройками либо первичные пустоты внутри органогенных построек, выполненные иловым материалом. В некоторых типах органогенных сооружений развита так называемая рифовая слоистость. Эта слоистость не является продуктом сортирующей работы волн или течений, а отражает первичные поверхности нарастания прикрепленных рифостроящих организмов. Плоскости рифовой слоистости неровные, бугристо-волнистые. В обнажениях эта слоистость имеет вид неотчетливой и невыдержанной плитчатости в форме террасовидных уступов и черепитчатой ступенчатости.

Залегание толщи массивных известняков может быть установлено также по ориентировке отдельных биогермных построек. Для этой цели используются биогермы с уплощенным ровным основанием, которое соответствует уровню дна древнего водоема. Первичное положение массивных известняков определяется также по расположению прикрепленных породообразующих организмов, захороненных в положении роста (параллельное расположение пластинчатых строматопороидей,

водорослевых слоевищ и т. д.), а также с помощью окаменелостей-ватерпасов (Д. Ф. Шалков, Р. Ф. Геккер, 1966 г.). Такими ватерпасами являются различные раковины, в которые после отмирания организмов мог заноситься тонкий ил (рис. 13). Поверхности слойков внутри раковин соответствуют первичному положению горизонтального уровня.

В рифогенных известняках присутствуют обильные органические остатки рифостроителей и рифолюбов. При этом состав фаунистических

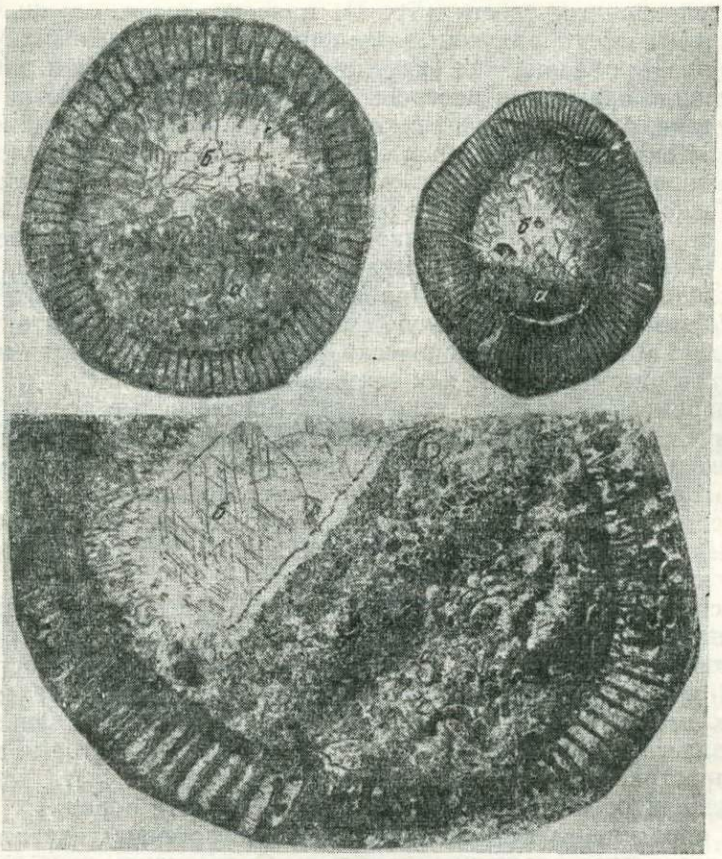


Рис. 13. Окаменелости-ватерпасы.

Кубки археоциат, заполненные частично известняковым детритовым материалом (*а*); остальная часть кубка выполнена крупнокристаллическим кальцитом (*б*). Тува, р. Шивелиг-Хем, нижний кембрий.

комплексов в большой мере зависит от литологических фаций. На одном стратиграфическом изохронном уровне, но в разных фациях (ядро, склоны органогенных построек, вмещающие слои) часто содержатся резко различные по составу, а иногда и по возрасту фаунистические комплексы. Последнее связано с ускоренным или замедленным развитием отдельных форм в пределах крупных органогенных сооружений (И. Т. Журавлева, 1970 г.).

Рифогенные образования развиваются обычно на границе областей с резко различной скоростью погружения, в зонах крупных долгоживущих разломов либо на сводовых структурах в районах относительных поднятий. Строение, тип, размеры и морфология органогенных построек находятся в прямой зависимости от режима колебательных движений в период их формирования. Поэтому изучение внутреннего строения

рифогенных толщ имеет большое значение для восстановления истории геологического развития областей их распространения. С рифовыми комплексами связаны месторождения нефти, газа, бокситов, строительных материалов, карбонатного химического сырья.

Особенности строения рифогенных отложений вызывают большие трудности при их расчленении, корреляции и картировании. Можно сделать следующие рекомендации по методике работ в областях развития рифогенных комплексов.

1. Оконтурить и детально откартировать выходы массивных известняков, чтобы определить форму и размеры рифогенных тел.

2. Изучить характер контактов и фациальных переходов рифогенных известняков с вмещающими отложениями. С органогенными постройками генетически и пространственно связан определенный набор фаций: собственно органогенных построек, прибрежно-мелководные и лагунные фации, фации рифовых склонов и т. д. При наличии крупных органогенных сооружений (риф, биогермный массив) вмещающие слои могут быть более молодыми по сравнению с биогенными образованиями в случае присутствия участков некомпенсированного осадконакопления во время роста органогенных сооружений. Это устанавливается в основном по фауне и подтверждается изучением непосредственных контактов и фациальных переходов.

3. Детально изучить внутреннее строение массивных рифогенных толщ, для чего установить тип, морфологию и размеры простых органогенных построек (биогермы, биостромы, способы их сочетания и характер развития на площади и в разрезе). Выделить и проследить распространение органогенно-обломочных пород, участвующих в строении крупных органогенных сооружений. Все это позволяет расчленять толщи массивных известняков, выделять маркирующие горизонты и пачки и прослеживать их по простиранию.

4. Установить залегание и складчатые структуры массивных рифогенных отложений с помощью рифовой слоистости, ориентировки органогенных построек и прикрепленных породообразующих организмов, окаменелостей-ватерпасов и т. д.

5. Составить серию детальных разрезов в собственно рифогенных и во вмещающих толщах с детальным описанием и послойными (или поинтервальными в неслоистых породах) сборами органических остатков. Непосредственно в поле необходимо установить основных рифостроителей органогенных построек, проследить изменение их состава в разрезах и на площади, выяснить количественные соотношения между представителями различных групп фауны и флоры, выявить биоценозы в различных фациях рифогенных комплексов (в органогенных постройках и во вмещающих отложениях).

6. Корреляцию рифогенных отложений проводить по фауне и по литологическим признакам. Несмотря на внешнее однообразие отложений массивных известняков, в них могут выделяться маркирующие горизонты по составу породообразующих организмов, по характеру и типу органогенных построек, по присутствию органогенно-обломочных пород. Однако в фациально разнообразных и быстро изменчивых рифогенных отложениях литологические признаки, как правило, являются невыдержанными, пригодными только для сопоставления близко расположенных выходов на ограниченных площадях.

Для удаленных и разнофациальных разрезов наиболее достоверным методом корреляции является палеонтологический. При крупномасштабных съемочных работах расчленение и корреляция должны проводиться на основе зональной биостратиграфической шкалы. Применять такую дробную биостратиграфическую схему необходимо с учетом влияния на состав фаунистических комплексов экологических и фа-

циальных факторов, поскольку каждая рифогенная фация отличается своеобразным биоценозом.

Наибольшие затруднения возникают при корреляции массивных органогенных известняков и вмещающих слоистых толщ, отличающихся обычно составом и количеством органических остатков. В этом случае для корреляции могут быть использованы минералогические анализы терригенных минералов из нерастворимых остатков. Несмотря на то, что в собственно органогенных известняках нерастворимый остаток составляет обычно 1,5—2%, из пробы массой 1—2 кг получается достаточный для минералогического изучения выход тяжелой фракции *.

По терригенным минералам можно проводить детальное сопоставление разнофациальных отложений. Метод этот трудоемкий, так как для получения достоверных результатов требуется большая детализация в отборе проб и в изучении минералов.

Горючие породы, или каустобиолиты

К этой группе пород относят ископаемые угли, горючие сланцы, битуминозные породы (киры) и нефть.

В ходе геологической съемки обычно приходится встречаться с выходами угольных пластов, сильно выветрелых (иногда до состояния сажи) углей и темных углистых пород, а также горючих сланцев или коричневатых пород, обогащенных керогеном. Еще не учтенные и специально не изученные естественные выходы нефти — одного из важнейших видов полезных ископаемых — в настоящее время попадаются очень редко. Однако при геологической съемке могут встретиться выходы битуминозных или так называемых закированных пород, которые сами являются полезным ископаемым и одновременно служат надежным индикатором нефтеносности недр района.

Все такие проявления горючих ископаемых должны при съемке фиксироваться, опробоваться и исследоваться в соответствии с их генетическими особенностями. Помимо своего непосредственного практического интереса признаки таких горючих ископаемых, как угли и горючие сланцы, имеют для геолога-съемщика фациально-палеогеографическое значение. Так, угленосность и углистость обычно свидетельствуют о гумидном климате и торфяно-болотной группе фаций, приуроченной к континентальному или прибрежно-континентальному (паралическому) фациальному комплексу. Сланценосность преимущественно связана с озерно-лагунным фациальным комплексом и этапами выравнивания рельефа, совпадающими с фазами завершения крупных тектоно-седиментационных осадочных циклов.

Обзорные и справочные данные о твердых и жидких каустобиолитах и методах их изучения опубликованы во многих работах [163, 94, 43, 2].

Под ископаемыми гумусовыми углями понимают темную (от бурой до черной) органогенную горючую породу, сложенную в существенной своей части углефицированным растительным материалом. Если к нему примешивается заметное количество остатков микроскопических водорослей и микроорганизмов, то такой уголь относится к гумусо-сапропелевым. Гумусо-сапропелевые угли (богхеды, кеннели), подобно горючим сланцам, при сгорании издают запах жженой резины.

При зольности более 40—50% угли переходят в категорию углистых пород, которые при геологической съемке также фиксируют и

---

* Песчанистые известняки и мергели позволяют использовать методы шлихового анализа с помощью протолочек. Особый научный интерес представляют случаи нахождения метеоритного вещества в шлихах из карбонатных и галогенных толщ.

опробуют, поскольку они могут содержать примеси ценных малых элементов, а фациально переходить в кондиционные угли.

Как правило, при съемке приходится иметь дело с углями, разрыхленными и в значительной степени затронутыми процессами окисления и выветривания. Поэтому при опробовании пластов по расчищенным выходам отбирают пробы на химический анализ и штуфы на углепетрографические исследования. Углепетрографические данные в таких случаях корректируют искаженные из-за выветривания показатели химических анализов и позволяют сделать правильное заключение о генетической природе и качестве углей вне зоны выветривания. Следует также учитывать, что на выходах угольные пласты из-за окисления и выветривания утоняются и имеют заниженную против нормальной мощность.

В областях многолетней мерзлоты в выветрелых угольных пластах в большом количестве накапливаются продукты медленного окисления углей — гумусовые кислоты и разнообразные низкомолекулярные органические кислоты, в том числе и янтарная, являющаяся стимулятором роста растений (О. Б. Максимов, 1960 г.). Для определения состава и количества воднорастворимых продуктов окисления в таких случаях берут специальные пробы рыхлого выветрелого угля на исследование в лаборатории органического анализа.

При опробовании и оценке углей и горючих сланцев следует иметь в виду возможность концентрации в них ряда малых элементов, таких как германий, галлий, никель, ванадий, цирконий, иттрий, медь, ртуть и некоторые другие. При отборе штуфных проб на малые элементы особое внимание обращают на интервалы пласта, контактирующие с почвой и кровлей,— они обычно бывают максимально обогащены малыми элементами.

Для предварительной качественной оценки углей типичные их пробы подвергают следующим видам исследований:

а) химический анализ угля — определение влаги, золы, летучих, коксового остатка и характера королька, теплоты сгорания, гумусовых кислот, элементарного состава горючей массы (углерод, водород, кислород, азот, сера общая и пиритная, фосфор);

б) углепетрографические исследования — установление генетического типа угля и степени его углефикации, характера зольных примесей;

в) спектральный анализ озоленных штуфных проб для определения малых элементов (то же для углистых пород);

г) для выветрелых углей в зоне многолетней мерзлоты определение гумусовых кислот, содержания и состава воднорастворимых продуктов окисления угля.

Отобранные на химический анализ пробы угля герметизируют, помещая в пластиковые мешки или в плотно закрытые банки.

Горючие сланцы благодаря своей относительной устойчивости к выветриванию встречаются в обнажениях значительно менее измененными, чем угли. Они представляют собой зеленовато-коричневую или зеленовато-серую, до черной, сланцеватую или массивную горизонтальнослоистую породу. При нагревании горючие сланцы издают запах жженой резины, а тонкие пластинки сухого горючего сланца нередко горят от спички коптящим пламенем. Горючие сланцы могут иметь практическое значение как топливо и химическое сырье при зольности до 70 и 80%. Как правило, при этом используется и зола горючих сланцев, накапливающаяся в большом количестве на теплоэлектростанциях. Бедные керогеном горючие сланцы и углисто-сапропелевые породы нередко содержат крупные суммарные запасы малых элементов, таких как ванадий (кембрийские сланцы Каратау) или медь, молибден, никель, кобальт (ордовикские сланцы Прибалтики). Эти породы рассматривают как руды будущего.

Породы некоторых сланценосных и угленосных толщ обогащены давсонитом $NaAl[CO_3](OH)_2$, суммарные запасы его иногда очень велики и тогда представляют большой интерес как сырье для глиноземно-алюминиевой промышленности. Такова эоценовая сланценосная формация Грин-Ривер на западе США, породы которой содержат до 10—15% рассеянного давсонита, извлекаемого 2%-ной HCl.

Для качественной оценки горючих сланцев и родственных им бедных горючим веществом керогенных пород их образцы подвергают исследованиям:

а) петрографические исследования в шлифах — установление генетической природы и исходного вещества сланца;

б) определение зольности сланца и химического состава его зольной части;

в) определение теплоты сгорания (для кондиционных по зольности сланцев), выхода продуктов перегонки сланца и их состава (газ, смола, вода);

г) элементарный и групповой состав керогена сланцев (для кондиционных по зольности сланцев, имеющих практическое значение);

д) спектральный анализ озоленных проб сланца или керогенных пород для определения малых элементов (озоление при окислительном режиме). Типичные для некоторых сланцевых или угольных пластов «наборы» малых элементов могут служить надежным корреляционным признаком при увязке разрезов.

Поверхностные нефтепроявления при съемке могут встретиться в виде содержащих нефть или битуминозных пород и озокеритов, а также в виде пленок на поверхности воды. Нефтяные пленки помимо присущего им запаха отличаются от похожих пленок гидроокислов железа и марганца способностью быстро сплываться после удара, а также образовывать пятна с округлыми очертаниями (а не угловатыми, как у железистых). Содержащие нефть и битуминозные породы дают жирные пятна на бумаге, а с ацетоном, бензолом или бензином — темное окрашивание раствора.

Пробы битуминозных пород в камеральных условиях подвергают анализу на общее содержание битумов с их качественной характеристикой (химический анализ, люминесцентно-битуминологические определения, определение физических свойств и т. д.).

НАБЛЮДЕНИЯ НАД ОКРАСКОЙ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Окраска осадочных пород для геологов, проводящих съемку, имеет двоякий интерес. С одной стороны, цвет породы и его оттенок приобретает корреляционное значение, поскольку цветовая характеристика — одна из решающих при первом визуальном осмотре и сравнении пород, а на глаз довольно хорошо улавливаются цветовое сходство и различия пород на выходах и в штуфах. Кроме того, визуальная цветовая характеристика пород важна при производстве аэрогеологических наблюдений, а количественная спектрофотометрическая — при геологическом дешифрировании цветной аэрофотосъемки. С другой стороны, цвет породы обычно имеет определенный генетический смысл, который во многих случаях достаточно уверенно распознается и может служить оценочно-поисковым признаком. Цвет осадочной породы в ряде случаев — индикатор геохимических фаций.

Обзор генетического содержания цвета осадочных пород и методика изучения имеются в опубликованных работах [132, 441], а использованию цветовой характеристики пород для корреляции посвящена статья [201].

Примерами однозначно объясняемого генетического содержания цветовых особенностей осадочных пород являются следующие:

а) серые и сизоватые окраски пород угленосных формаций, обусловленные редукцией соединений железа ($Fe^{3+} \rightarrow Fe^{2+}$) и обилием углистого и гумусированного материала;

б) интенсивно черные, чаще обусловленные гидротроиллитом, окраски тонких илов, отлагающихся в восстановительных, богатых сероводородом, застойных средах;

в) зеленые окраски медистых песчаников, приуроченные к серо-цветным разностям, фациально и по разрезу на коротком расстоянии переходящим в красноцветные;

г) белые окраски каолиновых огнеупорных глин и кварцевых олигомиктовых песков, обусловленные разрушением в кислой и восстановительной среде темноцветных компонентов, редукцией и выносом элементов-хромофоров, таких в первую очередь, как окисное железо, трех- и четырехвалентный марганец.

Окраска бывает иногда довольно надежным поисково-оценочным признаком некоторых видов полезных ископаемых, к ним относятся, например, белые каолиновые глины и светлые пески. Для первых белый цвет — показатель совершенного выноса технологически вредных элементов группы марганца — железа, а также кальция. Для песков — белый цвет свидетельствует об отсутствии темноцветных компонентов, также вредных в технологии. Напротив, черные и темно-серые пески волноприбойных фаций бывают обогащены магнетитом или ильменитом, и в таких случаях они могут представлять собой железные либо титановые руды россыпного типа.

Желтые пятна и прожилки в осадочных породах могут указывать на присутствие серы или ярозита, а красноцветность бескарбонатных каолиновых пород в сочетании с бобовыми текстурами и пятнистостью побуждает опробовать их на бокситы.

Красные пятна и прослойки в толще каменной соли — показатель поздних фаз галогенеза, когда вместе с осаждением простых солей происходит выпадение водных окислов железа, образующих при обезвоживании тончайший кристаллозоль гематита. В таких фациях солеродных бассейнов можно ожидать присутствия калийных солей, обычно выпадающих в завершающие фазы закономерного цикла соленакопления.

Изучая цвета пород, необходимо различать при этом следующие окраски.

1. Унаследованная — обусловлена особенностями минерального состава источников сноса: розоватые пески с высоким содержанием граната, уже упомянутые темные, существенно магнетитовые пески и т. п.

2. Сингенетичная, которая возникла в ходе накопления осадка и его раннего диагенеза; непосредственно отражает фациально-геохимическую обстановку времени осадконакопления. Признаками сингенетичности окраски являются ее совпадение с границами наслоения и одинаковое распределение как на поверхности обнажения, так и на глубине, вне зоны энергичного окисления; такова, например, зеленая окраска глауконитовых песков.

3. Вторичная — обязана своим возникновением позднейшим процессам, в результате которых первоначальные окраски разрушаются и видоизменяются. Вторичная окраска, как правило, пересекает поверхности наслоения, а если она связана с современными процессами, то с глубиной становится менее интенсивной и распространяется глубже по трещинам и зонам нарушений. Примером вторичных окрасок является в одних условиях ржавый цвет на выходах песчаных пластов, содержащих сульфиды, в других — зеленовато-желтый цвет этих же выходов

за счет выпота сульфатов закиси и окиси железа; бледно-зеленые пятна участков оглеения, нередкие среди красноцветов.

Для геолога-съемщика в равной мере важны и первичные (унаследованные и сингенетичные) окраски пород, и вторичные, поскольку и те и другие могут быть использованы и для корреляции, и как поисковый признак.

При полевом изучении и описании окраски пород рационально придерживаться следующих основных правил.

1. Цветовые определения пород должны быть точными, однотипными и строиться таким образом, чтобы в их основе было обозначение главного цвета, перед которым помещают уточняющие его дополнения, например бледно-лиловато-красный или зеленовато-желто-серый. В скобках здесь же можно ставить еще и бытовые (народные) обозначения тех же окрасок, например: грязно-вишневый, кирпично-красный, травяно-зеленый, лимонно-желтый, палевый и т. д.

Надо решительно подчеркнуть недопустимость употребления при полевых описаниях неопределенного термина «пестроцветный» без его точной расшифровки. Пестроцветность пород обусловлена разными цветовыми и количественными сочетаниями, существенно различным обликом и генетическим содержанием.

2. Описание окраски производят по слоям, а в их пределах учитывают изменения цвета и по трещинам и на глубину, если там окраска изменяется. При этом необходимо определять цвет воздушно-сухой породы, при невозможности же этого — отмечать степень ее увлажненности.

3. Устанавливают первичность или вторичность окрасок пород и их генетическую природу, используя для этого данные последующих химических анализов и микроскопических исследований.

4. Отбирают образцы пород с типичными окрасками и их взаимными переходами. Распределение пятнистых окрасок помимо описания фиксируют схемами, зарисовками и, если возможно,— фотографиями (с соответствующими ссылками в полевых книжках).

Кроме того, берут образцы (9×12 см) с выходов типичных по своей окраске поверхности пород для лабораторной спектрофотометрической характеристики их цвета, чтобы использовать эти данные при анализе материалов цветной аэрофотосъемки района (если она предполагается).

НЕКОТОРЫЕ ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Под текстурами осадочных пород большинство исследователей понимает непосредственно видимое сложение породы в целом — совокупность признаков, обусловленных относительным расположением макроскопических составных ее частей. К текстурным признакам относят, например, такие, как слоистость, распределение в породе конкреционных образований, наличие на поверхности наслоения различных знаков, биогенных и абиогенных, связанных с накоплением осадка или его преобразованием (табл. 15).

Систематический иллюстрированный обзор характерных текстурных особенностей можно найти в «Атласе текстур и структур осадочных горных пород» [12], в «Атласе литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донбасса» [40] и в «Атласе карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы» [445].

Поскольку слоистость, конкреции и следы организмов рассматриваются отдельно, здесь назовем некоторые другие текстурные особенности пород, учет которых имеет значение при детальной геологической съемке. К ним относят знаки ряби и знаки течения, знаки прибоя и струек, трещины усыхания и текстуры свертывания иловых корочек,

Таблица 15

Текстуры осадочных горных пород (по Н. Б. Вассоевичу, 1954 г., с сокращениями)

	Стадии изменения осадка-породы (в основном по А. Е. Ферсману)	Классификация текстур (знаков) по времени их возникновения (по стадиям формирования осадка-породы)	Текстуры (биогенные и абиогенные)
Сингенез	Отложение осадка	Синглифы. Текстуры (знаки), возникающие одновременно с отложением осадка, т. е. первичные в строгом смысле слова	*Знаки ряби.* Ориентировка зерен, органических остатков и т. д. Слойчатость и слоеватость. Знаки-слепки
Диагенез	Начальные изменения осадка под воздействием среды седиментации и начало превращения его в горную породу — ранний диагенез	Ранние диаглифы. Текстуры (знаки), образовавшиеся вскоре после начала отложения осадка, вплоть до момента смены его другим осадком (слоем)	Трещины усыхания. Некоторые фукоиды. Подводнооползневые деформации
	Последующие изменения осадка и завершение превращения его в горную породу — поздний диагенез	Поздние диаглифы. Текстуры (знаки), возникшие в осадке после его захоронения одним или несколькими слоями	Механическое внедрение в нижележащий осадок. Подводнооползневые и другие „сингенетические" деформации; ходы червей. Следы жизнедеятельности зарывающегося в ил бентоса
Катагенез	Неглубокое изменение породы под воздействием циркулирующих в ней вод, повышенной температуры и давления	Катаглифы. Текстуры (знаки), возникшие в породах после завершения процесса диагенеза, но до начала собственно метаморфизма	Ямки-вдавливания на гальках в конгломератах. Фунтиковая текстура. Стилолиты в известняках. Сланцеватость
Метаморфизм	Коренная перестройка породы в условиях сильного давления и высокой температуры	Метаглифы. Текстуры (знаки), образовавшиеся в результате глубокого изменения осадочных пород и превращения их в метаморфические	Плойчатость, будинаж, очковая текстура и т. д.
Гипергенез (выветривание)	Вторичные изменения породы в условиях поверхностной зоны	Гиперглифы. Текстуры (знаки), образовавшиеся при выветривании осадочных пород под воздействием факторов атмосферы и гидросферы	Карстовые текстуры, „кольца выветривания"

следы дождевых капель и отпечатки ледяных (галитовых, гипсовых) кристаллов, кольца Лизеганга и следы катагенетического растворения известняковых галек в конгломератах.

Помимо своего корреляционного значения большинство названных текстурных признаков важны как показатели среды осадконакопления, они свидетельствуют о фациальной принадлежности пород, а иногда и о климате. Некоторые текстуры на поверхности наслоения указывают на положение кровли пластов, когда оно не вполне ясно в сложно дислоцированных толщах. Поэтому при анализе таких текстурных знаков необходимо различать их отпечатки на поверхности наслоения (кровле пласта) и противоотпечатки, зафиксированные на почве налегающего на него пласта.

Знаки ряби возникают на поверхности рыхлых песчаных и песчано-алевритовых и иногда карбонатных иловых осадков, слагающих дно водоемов (рябь течений, рябь волновая) либо дневную незадернованную поверхность (эоловая рябь) *.

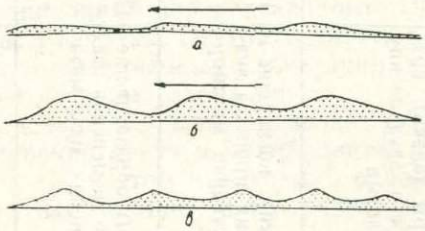


Рис. 14. Схематический разрез трех типов (*а—в*) следов ряби (по Р. Шроку).

а — эоловая; *б* — образованная водным течением; *в* — волновая.

Рябь течений наблюдается в морских бассейнах до глубины 1000 м. Обычно мелкая, ясно несимметричная, с округлым гребнем и пологим склоном, ориентированным против течения, и более крутым — падающим по течению. Более грубый материал собирается во впадинах волн ряби, более мелкий — на крутом склоне. Длина волны ряби течений от долей сантиметров до 2,5 м и более, высота волны до 25—30 см. Рябь течений бывает простая и сложная, когда волны ряби разветвляются. Строение и фотографии знаков ряби такого рода даны в работах Р. Шрока [469] и М. С. Швецова (1958 г.). Иногда происходит наложение знаков ряби течений двух направлений, дающее рисунок интерференции ряби [469]. Ориентировка волн ряби этого типа перпендикулярна к направлению течения.

Рябь волнения присуща озерному и морскому мелководью и формируется под действием возвратно-поступательного движения воды. Знаки ряби волнения (рис. 14) обычно симметричные и имеют острые гребни (М. С. Швецов, 1958 г.), [469, с. 111, 115]. Намечается тенденция увеличения длины волн знаков волнения с глубиной дна водоема. Рябь волнения, или волноприбойные знаки, располагаются своими валиками обычно параллельно береговым линиям водоема, в схеме концентрически окаймляя их.

Эоловая рябь, формируемая ветром на поверхности песчаного грунта, отличается накоплением более грубого материала на гребнях валиков ряби. Склоны валиков эоловой ряби всегда значительно более пологи, чем валиков ряби течения воды. Индекс ветровой ряби (отношение длины волны к высоте) обычно велик — около 12—14 и более [469, с. 110—111]. Валики эоловой ряби располагаются перпендикулярно к направлению ветра.

Знаки течения распознаются без затруднений главным образом в отложениях аллювиальных фаций. В осадках быстротекущих вод на плоскостях наслоения знаки течения видны как извилистые борозды,

* Изображения разных типов знаков ряби и их генетическое описание помещены в некоторых опубликованных работах [12, 440].

обозначающие неравномерный размыв дна и отложение осадков струями различной скорости. Иногда знаки течения показывают не только общую ориентировку водного потока, но и его направление.

Знаки прибоя и струек. Возникают на песчаных пляжах побережья под действием набегающих волн прибоя. Знаки прибоя в виде криволинейных неправильных хребтиков сохраняются редко. Знаки струек, стекающих вслед за отходящей волной прибоя, видны на песке как неглубокие древовидные бороздки — промоины [469, с. 149—152].

Трещины усыхания и текстуры свертывания иловых корочек (рис. 15) в ископаемом состоянии сохраняются часто и опознаются очень хорошо. Различные формы таких текстур прекрасно показаны у Р. Шрока и А. В. Хабакова [439, 469]. Следует заметить, что появление и сохранение в ископаемом виде такого рода текстурных

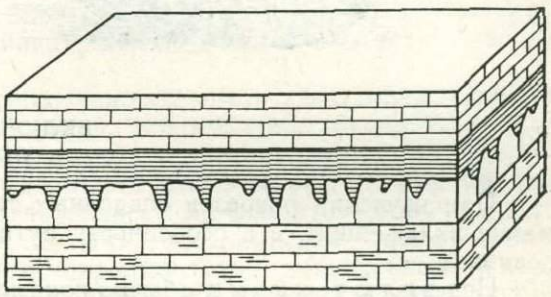


Рис. 15. Текстура усыхания в ордовикском известняке (по Р. Шроку).

Слои доломитового известняка, разделенные тонкими прослоями глинистого сланца (10—15 мм), гладкими на верхней поверхности и с пальцеобразными гребенчатыми отростками на нижней. Они заполняют трещины усыхания в нижнем слое. По текстуре определяют кровлю и почву слоя.

образований — свидетельство не только периодической сухости климата, но и режима выпадения влаги в виде бурных ливней. При этом корочки, не успевая размокнуть, захороняются и фиксируются под слоем быстро отложенных осадков.

Следы дождевых капель, градин, газовых пузырьков и ледяных кристаллов сохраняются на поверхности быстро высохших полужидких илов. Изображения подобных текстурных знаков на поверхности седиментации приведены в работе Р. Шрока [469]. Эти текстурные знаки помимо своего значения как ориентира поверхности седиментации (кровли слоя) в сочетании с другими признаками могут быть использованы при реконструкции палеогеографических обстановок.

Кольца Лизеганга. От слоистости необходимо отличать следы ритмических реакций, возникающих при диффузии растворов в пористых средах или гелях и образующих так называемые кольца Лизеганга. Они неоднократно описаны для геологических объектов (М. С. Швецов, 1958 г.), и механизм их возникновения разобран, в частности, академиком А. В. Шубниковым. Кольца Лизеганга в песчанистых породах представляют собой неправильно концентрические полосы различной окраски или цементации — железистой, кремнистой, марганцовистой. Они обычно секут слоистость и располагаются вокруг какого-то центра или поверхности распространения растворов. Они присущи определенным горизонтам разреза.

Ямки-вдавливания (катагенетические знаки) на гальках конгломератов (рис. 16) возникают в результате длительного растворения под сильным давлением (в точках соприкосновения) на поверхности галек, главным образом известняковых и доломитовых [66], и являются для геолога-съемщика отчетливым признаком определенных конгломератов, «маркированная» галька которых может обозначать пути и время переноса обломочного материала.

При изучении обнажений или керна скважин названные и другие текстуры описывают, зарисовывают с ориентировкой по странам света

и фотографируют. Если невозможно взять представительные образцы, делают глиняные или гипсовые ориентированные отпечатки-слепки (предварительно смазывая маслом поверхность, во избежание прилипания).

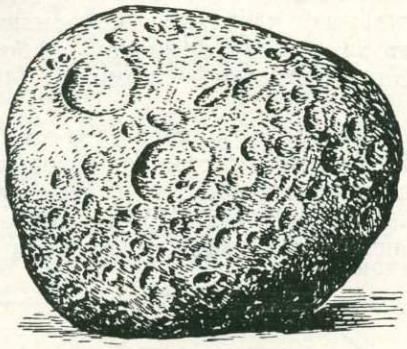


Рис. 16. Ямки-вдавливания на валуне палеозойского известняка из миоценовых молассовых отложений Ферганы (по Н. Б. Вассоевичу).

ВКЛЮЧЕНИЯ И КОНКРЕЦИИ В ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩАХ

При изучении разрезов осадочных толщ необходимо уделять внимание включениям, а в особенности аутигенным конкреционным образованиям.

Под включениями обычно понимают аллохтонные тела, привнесенные в первичный осадок и захороненные в нем. Прямой генетической связи между литогенетическим типом отложений и включениями

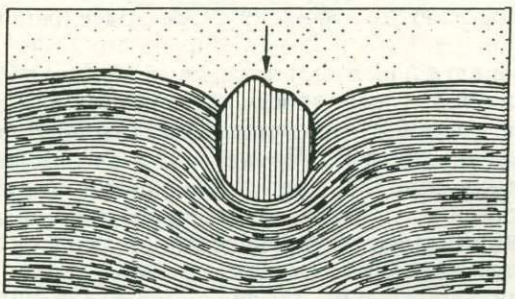


Рис. 17. Крупная галька, глубоко погрузившаяся во влажный пластичный ил; она сжала слои под собой и вызвала утолщение их по сторонам; песчаный слой отложился позднее (по Р. Шроку).

обычно не бывает. Однако происхождение, способ привноса и захоронения включений связаны с ходом древнего осадконакопления. Включения, если они не единичны, иногда могут иметь корреляционное значение, а анализ их происхождения вносит некоторые детали в представления о палеогеографической обстановке в ходе осадконакопления.

К включениям относятся, например, отдельные глыбы камня и редкая галька в глинисто-алевритовых тонкослоистых отложениях (рис. 17), единичные стволы деревьев, куски гагата в глинах и др. К редко встречающимся включениям может быть отнесен янтарь эоценовых морских песков — «голубой земли» в Восточной Прибалтике и метеориты в осадках пелагической зоны морей и озерных бассейнов. Происхождение включений может быть обусловлено разносом материала «на плаву», в корнях плавающих деревьев либо льдами. Деформация осадка под крупным включением указывает на толщину слоя слабо уплотненного донного ила и его консистенцию (см. рисунки у Р. Шрока [469]).

Конкреции — аутигенные минеральные обособления в породе. Они сформированы в подавляющем большинстве в фазу диагенеза путем

диффузии растворов сквозь толщу осадка, выпадения и наращивания вещества-конкрециеобразователя вокруг первичного центра. Конкреции обычно имеют неправильно округлую или лепешковидную форму. Размеры их варьируют от 1—2 мм у микроконкреций и сферолитов до 20—30 м в поперечнике и 2—3 м толщиной у мегаконкреций и конкреционных линз, нередко цементирующих пески.

Иногда конкреции формируются вокруг органических остатков, замещенных веществом-конкрециеобразователем. Тогда возникают конкреции-фитоморфозы, или зооморфозы. Примером фитоморфоз могут быть светлые «аккырши» — известковые замещения корней пустынных растений в песках Средней Азии, а также серноколчеданные и лимонитовые трубчатые конкреции (по стволам или корням) в некоторых угленосных толщах. Примером зооморфоз являются раковины моллюсков, замещенные бурым железняком в керченской железорудной формации среднего плиоцена, сидеритовые ядра раковин моллюсков.

Внутри септариевых карбонатных железо-кальциевых конкреций, залегающих в майкопских глинах, нередко находят кости, а иногда даже отпечатки целых рыб.

По составу конкреции бывают карбонатные — кальцитовые, витеритовые, стронцианитовые, сидеритовые, доломитовые, анкеритовые, мангано-кальцитовые и т. д.; сульфатные — гипсовые, баритовые, целестиновые, ярозитовые; сульфидные — пиритовые и марказитовые; фосфатные, сложенные различными разновидностями фосфатов кальция в желваковых фосфоритах (курскит, подолит и др.); окисные — лимонитовые, гидрогётитовые, псиломелановые, пиролюзитовые, халцедоновые и т. д. Этим далеко не ограничивается перечень возможного состава конкреций в осадочных толщах. Здесь назван состав лишь наиболее часто встречающихся конкреций, однако почти все гипергенные минералы в определенных условиях могут давать обособления конкреционного типа.

Для геолога-съемщика конкреции в осадочных толщах имеют значение как один из важных корреляционных признаков. Слои с характерными по морфологии и составу конкрециями по этому признаку могут быть прекрасными маркирующими горизонтами, тем более что конкреции обычно хорошо опознаются даже в высыпках. Так, изобилующие самыми разнообразными по форме, преимущественно карбонатными, конкрециями мощные разрезы угленосных формаций многих бассейнов мира (Рурский, Пенсильванский, Печорский, Кузнецкий и др.) имеют маркирующие горизонты конкреций. В одних бассейнах это неправильно округлые известковые конкреции, в других — трубкообразные фитоморфозы серного колчедана, в третьих — карбонатные конкреции «сальники» или «угольные почки», приуроченные к определенным угольным пластам, и т. д.

В нижнемеловых прибрежно-морских песках Мангышлака залегает горизонт анкеритовых (?) конкреций, имеющих около 3—4 м в поперечнике. Многокилометровые ряды таких гигантских конкреций, отпрепарированных денудацией, обозначают на пустынных куэстах Горного Мангышлака выходы пород альбского яруса.

Конкреции как аутигенные образования своим составом хорошо отражают геохимические фации, и само подразделение осадочных геохимических фаций [413, 58] основано в значительной мере на присутствии в отложениях обособлений таких основных конкрециеобразователей, как пирит, сидерит, анкерит, кальцит, доломит и др.

Таким образом, по составу конкреций в породах геолог-съемщик может судить о геохимической среде осадконакопления и общей палеогеографической обстановке, а следовательно, и о возможных в данной толще и нехарактерных для нее полезных ископаемых. Так, например, обилие сидеритовых конкреций в разрезах угленосных формаций считается показателем продуктивных фаций, а особо насыщенные сидери-

том интервалы обычно соседствуют с угольными пластами. Напротив, кальцитовые конкреции — признак неблагоприятный в смысле перспектив угленосности в смежном интервале разреза.

Кроме того, сами конкреции являются элементарной формой рудонакопления: во многих случаях конкреционные руды железа, марганца, фосфора и серы дают крупные промышленные скопления. Таковы, например, оолитовые керченские и бобовые карельские железные руды, марганцевые руды Чиатурского и Никопольского районов, фосфориты актюбинские и подольские, пириты Боровичского района (C_1) и Тургайского прогиба (P_3).

Таблица 16

Простейшие признаки для приближенной полевой диагностики состава карбонатных конкреций и цемента пород [250]

Состав конкреций	Реакция с 10%-ной HCl на холоде	Реакция с горячей HCl (после подогрева образцов)	Осадок после реакции с раствором аммиака (NH_4OH)
Кальцитовые (известковые)	Хорошо или бурно, незамедленно	Бурно	Нет или очень слабый
Сидерит-кальцитовые	То же	То же	Слабый и очень слабый
Известково-анкеритовые	Хорошо, иногда замедленно	Хорошо или бурно	Слабый и средний
Известково-сидеритовые	Хорошо, большей частью замедленно	Бурно	Средний или близкий к хорошему
Известково-сидерит-анкеритовые	То же	То же	То же
Анкеритовые	Очень замедленно, слабо, иногда средне	Бурно или хорошо	Средний
Доломитовые	Нет	Хорошо или бурно	Нет
Доломит-анкеритовые и железисто-доломитовые	Слабо или очень слабо	Бурно или хорошо	Слабый
Анкерит-сидеритовые	Очень замедленно, очень слабо, иногда нет	То же	Хороший
Сидеритовые	Нет	Хорошо или бурно	Интенсивный
Магний-сидеритовые	Нет	То же	Менее интенсивный

Реактивы	Кальцит	Доломит	Анкерит	Магнезит
$FeCl_3$ и $(NH_4)_2S$	Черный	Почти не окрашен		Не окрашен
$AlCl_3$ и экстракт кампешевого дерева	Фиолетовый			Не окрашен
$AgNO_3$ и K_2CrO_4	Красно-бурый			Почти не окрашен
$MnSO_4 \cdot 7H_2O$ и Ag_2SO_4				Не окрашен
$CO(NO_3)_2$ с кипячением	Бесцветный или розовато-лиловый			Не окрашен
Дифенил-карбазид		Не окрашен		Сиреневый

Итак, для геолога-съемщика конкреции в осадочных породах важны как корреляционный показатель при прослеживании горизонтов от обнажения к обнажению, как индикатор осадочных геохимических фаций, знание которых позволяет прогнозировать полезные ископаемые, а в иных случаях — как прямой поисковый признак присутствия конкреционного типа месторождений железных, марганцевых, фосфатных и серных руд, а также гипса и боратов.

Опыт систематического изучения конкреций в осадочных породах изложен в работах К. А. Баранова (1960 г.), П. В. Зарицкого [166], А. В. Македонова [248, 249], З. В. Тимофеевой (1957 г.), А. В. Хабакова [440]. Возможностям использования конкреций в корреляционных целях посвящен специальный раздел в книге «Методы корреляции угленосных толщ и синонимики угольных пластов» [119].

Приведем основные правила исследования конкреций в осадочных толщах при геологической съемке.

1. Описывают морфологию конкреций: форма, размеры по горизонтали и вертикали, взаимоотношения между собой, между конкрецией и вмещающей породой, строение поверхности, строение конкреций в изломе, наличие неорганических и органических включений, пустот, вторичных минеральных образований в пустотах и трещинах и т. д.

2. Устанавливают первичность или вторичность залегания конкреций в изучаемом слое. Конкреции-гальки во вторичном залегании (намытые), отличаются отсутствием связи со вмещающей породой (*аллювий, волноприбойные фации*), *обтертостью или следами окатывания*, сгруженностью.

3. Устанавливают отношение конкреций к слоистости вмещающей породы. Конкреции позднедиагенетические, сформированные за счет поровых растворов в уже уплотненном осадке, совсем не меняют слоистости, которая пересекает их. Конкреции раннедиагенетические или сингенетические раздвигают слоистость, обтекающую их. Могут встретиться все промежуточные формы между двумя этими крайними случаями.

4. Определяют состав вещества-конкрециеобразователя, слагающего основу конкреции и ее частей (концентры, корочки, выполнения трещин и т. д.). В поле диагностика проводится простейшими приемами с применением таких реактивов, как 10%-ная соляная кислота и раствор аммиака для определения карбонатов (табл. 16), раствор мо-

Таблица 17

Окрашивание карбонатов различными красителями (по Н. В. Логвиненко, 1957 г.)

Брейнерит	Сидерит	Арагонит	Примечание
Зеленоватый	Не окрашен	Черный	При крупности частиц <0,01 мм доломит окрашивается в черный цвет, остальные карбонаты — в зеленоватый
		Фиолетовый	
	Не окрашен	Красно-бурый	При действии слабым раствором $AgNO_3$ (1,7%) в течение 1 сек окрашивается арагонит, остальные карбонаты не окрашиваются
		Черный	При действии реактива в течение 3—5 *мин на порошок или в течение* 30—60 мин на шлиф
		Густой *фиолетовый*	
Розовый	Темно-серый	Не окрашен	

либденовокислого аммония для определения фосфатов. При обилии в толщах разнообразных карбонатных конкреций для их полевой предварительной диагностики можно использовать набор реактивов для цветных реакций (табл. 17) [241]. Эти же реакции пригодны для полевого определения состава пластовых карбонатных пород (см. выше).

5. Устанавливают закономерности распределения конкреций в слое и насыщенность ими породы: встречаемость конкреций на единицу мощности слоя. Для обильных конкреций, представляющих собой полезное ископаемое, определяют их выход в процентах с единицы массы продуктивного пласта (порода+конкреции), а иногда — в килограммах с единицы площади конкрециеносности пласта.

6. Отбирают образцы типичных конкреций для изготовления шлифов и пришлифовок, химического анализа и других исследований, в частности для палеонтологических, когда конкреции заключают органические остатки хорошей сохранности (например, угольные почки). Отбирают образцы конкреций по разрезу слоя для сравнения их между собой. Если конкреции по составу и количеству в слое представляют собой полезное ископаемое (фосфатные, сульфидные, гипсовые и т. д.), то отбирают их среднюю пробу для предварительной технологической оценки (см. раздел об отборе проб).

7. В камерально-лабораторной обстановке проводят следующие работы:

а) микроскопическое изучение прозрачных и полированных шлифов;

б) термографическое изучение минерального состава конкреций в целом и их частей;

в) валовой химический анализ конкреций и виды рационального анализа в целях уточнения состава вещества-конкрециеобразователя (вытяжки 3%-ной или 5%-ной HCl, раствором KOH и т. д.);

г) спектральный анализ ряда конкреций и их частей для установления набора малых элементов и их количественных отношений;

д) специальные исследования для предварительной технологической характеристики (если конкреции являются полезным ископаемым).

НАБЛЮДЕНИЯ НАД ОРГАНИЧЕСКИМИ ОСТАТКАМИ

Остатки растений или животных в породах и следы их жизнедеятельности необходимо исследовать. Сведения о составе и особенностях залегания остатков ископаемых организмов позволяют геологу-съемщику с большей достоверностью судить о фациальной природе отложений и тенденциях изменения их по площади, а следовательно, увереннее увязывать между собой частные разрезы.

Систематические наблюдения и послойные сборы органических остатков дают полноценный материал для биостратиграфических методов корреляции. Последние в ходе крупномасштабной съемки иногда оказываются ведущими при увязке частных разрезов и составлении сводного стратиграфического разреза и всегда необходимы для межрайонной и межрегиональной корреляции.

Простейшее тафономическое* и палеоэкологическое [97] изучение захоронений флоры и фауны дает также дополнительные коррелятивные признаки, которые могут контролировать правильность прослеживания маркирующих горизонтов при съемке.

---

* Детальному изучению закономерностей захоронения и образования местонахождений ископаемых остатков растений и животных посвящен раздел палеонтологии — тафономия (И. А. Ефремов. Тафономия и геологическая летопись. Кн. 1. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1950. 177 с.).

При описании местонахождений и сборах остатков беспозвоночных животных и ископаемых растений обращают внимание на следующие главные признаки захоронения.

1. Степень разнообразия форм по их систематической принадлежности. Однообразие состава — показатель особых условий среды, в которой существовал «фактор минимум», определивший выживание только некоторых жизненных форм, сумевших приспособиться к специфической обстановке, как, например, к высокой солености воды, к воде, бедной кислородом, к малой освещенности, действию сильного прибоя, к сухости воздуха (для растений) и т. д.

2. Эколого-морфологические особенности организмов. К ним относятся признаки, конкретно раскрывающие специфичность среды. Например, массивные раковины моллюсков, присутствие прикрепленных форм балянусов — морских жёлудей — указывают на действие прибоя или течений; наличие известковых водорослей строматолитов — показатель лагунного спокойного мелководья с повышенной температурой и минерализацией прозрачной воды; для растений узкие листовые пластинки с резко рассеченным краем, зубцами и колючками — свидетельство засушливости и т. д.

3. Степень сохранности остатков. Указывает на условия переноса и захоронения; например, стертость скульптур и окатанность раковин возникают при действии прибоя. Мацерация, деформация и обрыв краев листовых пластинок говорят о длительном пребывании листьев во взвешенном состоянии в спокойной воде, округленность концов кусков древесины — о переносе их быстрым течением.

4. Форма сохранения (фоссилизации) органических остатков. Нередко может указывать не только на условия захоронения, но и на геохимический режим осадка, в котором были захоронены органические остатки. Так, замещение раковин или растительных фрагментов сидеритом или пиритом определенно указывает на восстановительную среду. В такой же мере присущи восстановительной среде углефицированные растительные остатки — фитолеймы, сохраняющие морфологию исходной растительной ткани. Они типичны для угленосных формаций. Напротив, для осадков окислительных геохимических фаций характерны отпечатки или замещения растительных тканей без признаков углистости. Совершенное метасоматическое замещение древесины кремнеземом нередко происходит при высоких значениях pH, которые обычно характерны для аридных областей.

Сохранность только внутренних ядер-слепков тела моллюсков при отсутствии раковины — показатель геохимической среды, при которой известь растворялась в фазу раннего диагенеза, что связано с низким pH и обилием CO_2.

5. Способ размещения и ориентировка органических остатков в породе иногда могут определенно указать на обстановку захоронения.

При массовой гибели организмов их остатки концентрируются в определенных горизонтах, то же происходит в случае привноса остатков течением или прибоем. Так формируются горизонты массового захоронения фауны позвоночных, которые при широком их площадном распространении образуют древние «поля смерти» различного происхождения. Совершенно иное палеогеографическое толкование возникает при находке захороненных на месте биоценозов, таких, например, как устричные банки на плотных грунтах морского мелководья или вертикально стоящие пни и стволы ископаемого леса, росшего на низменностях (сохраняются иногда в угленосных формациях).

О наличии или отсутствии однонаправленного движения водной среды, а иногда о направлении ее движения можно судить по ориентировке органических остатков отчетливо вытянутой формы. К такого рода остаткам принадлежат отпечатки хитиновых скелетов граптолитов

При описании местонахождений и сборах остатков беспозвоночных животных и ископаемых растений обращают внимание на следующие главные признаки захоронения.

1. Степень разнообразия форм по их систематической принадлежности. Однообразие состава — показатель особых условий среды, в которой существовал «фактор минимум», определивший выживание только некоторых жизненных форм, сумевших приспособиться к специфической обстановке, как, например, к высокой солености воды, к воде, бедной кислородом, к малой освещенности, действию сильного прибоя, к сухости воздуха (для растений) и т. д.

2. Эколого-морфологические особенности организмов. К ним относятся признаки, конкретно раскрывающие специфичность среды. Например, массивные раковины моллюсков, присутствие прикрепленных форм балянусов — морских жёлудей — указывают на действие прибоя или течений; наличие известковых водорослей строматолитов — показатель лагунного спокойного мелководья с повышенной температурой и минерализацией прозрачной воды; для растений узкие листовые пластинки с резко рассеченным краем, зубцами и колючками — свидетельство засушливости и т. д.

3. Степень сохранности остатков. Указывает на условия переноса и захоронения; например, стертость скульптур и окатанность раковин возникают при действии прибоя. Мацерация, деформация и обрыв краев листовых пластинок говорят о длительном пребывании листьев во взвешенном состоянии в спокойной воде, округленность концов кусков древесины — о переносе их быстрым течением.

4. Форма сохранения (фоссилизации) органических остатков. Нередко может указывать не только на условия захоронения, но и на геохимический режим осадка, в котором были захоронены органические остатки. Так, замещение раковин или растительных фрагментов сидеритом или пиритом определенно указывает на восстановительную среду. В такой же мере присущи восстановительной среде углефицированные растительные остатки — фитолеймы, сохраняющие морфологию исходной растительной ткани. Они типичны для угленосных формаций. Напротив, для осадков окислительных геохимических фаций характерны отпечатки или замещения растительных тканей без признаков углистости. Совершенное метасоматическое замещение древесины кремнеземом нередко происходит при высоких значениях pH, которые обычно характерны для аридных областей.

Сохранность только внутренних ядер-слепков тела моллюсков при отсутствии раковины — показатель геохимической среды, при которой известь растворялась в фазу раннего диагенеза, что связано с низким pH и обилием CO_2.

5. Способ размещения и ориентировка органических остатков в породе иногда могут определенно указать на обстановку захоронения.

При массовой гибели организмов их остатки концентрируются в определенных горизонтах, то же происходит в случае привноса остатков течением или прибоем. Так формируются горизонты массового захоронения фауны позвоночных, которые при широком их площадном распространении образуют древние «поля смерти» различного происхождения. Совершенно иное палеогеографическое толкование возникает при находке захороненных на месте биоценозов, таких, например, как устричные банки на плотных грунтах морского мелководья или вертикально стоящие пни и стволы ископаемого леса, росшего на низменностях (сохраняются иногда в угленосных формациях).

О наличии или отсутствии однонаправленного движения водной среды, а иногда о направлении ее движения можно судить по ориентировке органических остатков отчетливо вытянутой формы. К такого рода остаткам принадлежат отпечатки хитиновых скелетов граптолитов

в аргиллит-алевритовых отложениях нижнего палеозоя, несвернутые раковины палеозойских наутилоидей, рострры белемноидей в мезозойских отложениях (М. Х. Булач, 1951 г.), башенковидные раковины гастропод из рода турителл. Для пермо-карбоновых морских отложений такими «флюгерными» субмикроскопическими органическими образованиями являются веретенообразные раковинки фораминифер из семейства фузулинид. В нижнепалеозойских морских отложениях таковы мелкие конические раковинки тентакулитов из семейства птеропод.

Все эти вытянутые органические остатки ориентированы согласно с направлением течений и залегают беспорядочно при отсутствии постоянного тока воды. При статистической обработке массовых замеров ориентировки таких раковин получаются достоверные результаты. При этом следует учитывать, что наиболее обтекаемые острые концы субмикроскопических удлиненных раковинок чаще повернуты навстречу течению, как и рострры белемнитов и кораллов.

Все сказанное относится и к закономерностям ориентировки растительных остатков — стеблей, листьев и стволов, осаждающихся из водной среды. Ископаемые стволы в аллювии обычно залегают согласно с течением реки, а в прибрежно-морских и озерных осадках располагаются вдоль линии берега.

Ценные данные об условиях осадконакопления могут быть получены при наблюдении над захоронениями позвоночных животных — рыб, наземных млекопитающих. Так, например, в морских и реже в пресноводных отложениях встречают скопления рыбных остатков — скелетов или фрагментов скелетов рыб (зубы, кости, позвонки и части позвоночника). В линзах пресноводных известняков можно встретить хорошо сохранившиеся скелеты (отпечатки) и группы скелетов мелких рыб, погибших в периоды засухи и усыхания водоемов.

В морских глинах и мергелях также иногда попадаются целиком или в большей своей части сохранившиеся отдельные скелеты рыб, опустившихся на дно после гибели. Хорошая сохранность скелетов указывает на спокойные условия захоронения и быстрое погребение остатков под слоем ила.

В зоне прибоя на отмелях вдоль островов могут формироваться «рыбные брекчии» — скопления зубов, раздробленных и целых рыбных костей в песках древних морских пляжей. Здесь систематически происходило разложение рыбы, выброшенной после массовой гибели на отлогие морские берега, как это наблюдается сейчас в районе Уолфиш-Бея (Юго-Западная Африка) и на Красном море.

Иногда такие «рыбные горизонты» содержат большие суммарные запасы фосфатизированных костей, которые часто представляют собой комплексную руду, содержащую фосфор, рассеянные элементы и редкие земли (до 3%). Значительно меньше известны крупные скопления костей позвоночных, например динозавров на верхнемезозойских «полях смерти» в Средней Азии. Все заметные скопления фосфатизированных костей необходимо при съемках опробовать для оценки их как возможного ископаемого сырья (если они не представляют научного интереса для палеонтологии).

Скопления фосфатизированных раковин порой образуют месторождения фосфоритов, особенно ценных невысоким содержанием в них фтора и поэтому пригодных в качестве минеральной добавки в корм скоту. К такого типа чисто органогенным фосфатным месторождениям относятся ракушечные фосфориты Прибалтики (район Кингисеппа); они сложены обломками мелких фосфатных раковин брахиопод — оболид, сконцентрированных в мелкозернистых песках и песчаниках нижнего ордовика.

При геологической съемке континентальных толщ изредка находят отпечатки следов, целые скелеты или части скелетов крупных позво-

ночных, находящихся в таком же положении, как и при жизни, что позволяет судить о палеогеографической обстановке. Таковы, например, многочисленные следы лап рептилий, описанные в каменных карьерах среди триасовых красноцветов Франции, а также известные находки вертикально стоящих костей ног и даже скелетов гигантского палеогенового носорогообразного индрикотерия, увязшего в плывунных речных песках (Тургайский прогиб, оз. Челкар-Тенгиз). В той же мере интересны для восстановления условий осадконакопления «кладбища» позднепермских амфибий в бассейне Северной Двины и неогеновых млекопитающих в Среднем Прииртышье, у г. Павлодара.

Следы жизнедеятельности животных и растений могут иметь при съемке значение как корреляционный признак, а иногда также и как показатель фаций или положения кровли и почвы пластов (при нарушенном их залегании). Здесь можно назвать такие наиболее распространенные следы жизнедеятельности беспозвоночных (червей, моллюсков), как следы их ползания по поверхности мягкого ила, результаты деятельности илоедов, пропускающих пелитовые илы через организм, норки различных пескожилов — обитателей донных алевритовых песков, следы внедрения и прикрепления сверлящих моллюсков-камнеточцев к субстрату — поверхности скального грунта, галькам и древесным стволам, к массивным раковинам. Обзору и анализу обширных материалов о жизнедеятельности организмов посвящена сводка О. С. Вялова [92].

Наблюдения над следами жизнедеятельности организмов ведут попутно с изучением литологии пород. При этом учитывают в первую очередь следующие признаки.

1. Следы деятельности илоедов обычно лучше заметны на светлых мергельно-меловых породах. Они представляют собой неправильно переплетающиеся ходы от 3—4 до 10 мм в поперечнике. В вертикальном изломе или срезе слоя видна обычная приуроченность ходов к определенным горизонтам. В однородных мергелях ходы илоедов, иногда незаметные при наружном осмотре, могут быть проявлены медленной пропиткой (в течение 10—12 ч) породы отработанными автолом или трансформаторным маслом. Для этого сухие образцы с ровными срезами ставят на ночь в сосуд, в который налит слой автола 1—1,5 см. Присутствие ходов указывает на пелагические морские (реже озерные) фации.

2. Норки различных пескожилов приурочены чаще к тонким песчано-алевритовым породам. В плоскости наслоения представляют собой овальные и округлые темные пятна, в вертикальном изломе — вертикальные и наклонные слепые ходы длиной до 5—7 см. Выполнены обычно более темным и тонким, чем окружающая порода, материалом. Указывают на фации литорали, морской или озерной, слабо подверженной влиянию волнения и течений. Могут быть использованы при определении положения кровли пластов.

3. Следы ползания червей заметны на плоскостях наслоения мергельно-меловых и песчано-алевритовых, реже аргиллитовых пород. Следы морских червей видны как извилистые бороздки, окаймленные бахромой от боковых щетинок-параподий. Показатель фаций глубокой литорали и отчасти пелагических, со сравнительно плотными осадками, не слишком быстро накапливающимися. Прямые отпечатки указывают на кровлю слоев, противоотпечатки — на их почву.

4. Следы деятельности сверлящих моллюсков, водорослей и насекомых часто наблюдаются в породах различного состава. Сверлящие моллюски, прикрепляясь на скальном дне, высверливают в неплотных породах слепые углубления диаметром до 1—1,5 см и глубиной до 2 см. Поверхность их хорошо сглажена. Такие ямки — верный показатель перерыва в осадконакоплении и литоральных фаций в зоне, подверженной

сильному волнению. В кусках древесины и неплотных породах сверлящие моллюски зоны прибоя образуют сотоподобные ходы, не пересекающиеся между собой.

Водоросли, прикрепляясь к плотному субстрату в зоне литорали, образуют в карбонатных породах тонкие извилистые нитевидные следы на поверхности, уходящие иногда на несколько миллиметров вглубь.

В углефицированных пнях и стволах можно видеть ходы и камеры личинок жуков-древоточцев, углубленные в древесину, а под корой — мозаичные ходы короедов, иногда выполненные серным колчеданом.

5. Корневые системы наземных растений встречаются в виде углефицированных остатков или минерализованных ветвистых следов в континентальных отложениях. Особенно они часты в угленосных толщах, где являются надежным показателем субаэральных фаций, а также положения кровли и почвы слоев при нарушенном их залегании. В угленосных отложениях корневые системы часто замещены карбонатами железа и кальция. Образующиеся при этом конкреции — фитоморфозы, разные по форме, могут быть иногда маркирующим признаком определенных горизонтов разреза.

Нельзя упускать из вида следов корневых систем в красноцветных породах. Нацело истлевшие корни распознаются иногда в них по расплывчатым зеленым (или серовато-сизым) ветвистым следам, образующимся в результате местного восстановления окисного железа растительной органикой.

6. Ископаемые почвы встречаются в виде гумусированных темных, а порой железистых прослоев со следами корневых систем и морфологическими элементами почвенного профиля. Иногда фациально замещают угольные пласты. Могут использоваться как показатель субаэральных фаций и как местные маркирующие горизонты. По разрезам континентального триаса Русской платформы маркирующие горизонты ископаемых почв прослеживаются на расстояние до 15 км.

ОТБОР ОБРАЗЦОВ И ПРОБ

Отбор образцов и проб производят для следующих целей:

а) непосредственного визуального сравнения (в поле или в камеральных условиях) типичных образцов пород, залегающих в разных участках;

б) составления возможно более полной документационной эталонной коллекции, характеризующей по подразделениям разреза типы пород и полезных ископаемых, представленных на изучаемой территории, а также их переходы друг в друга;

в) камеральных и лабораторных исследований пород и полезных ископаемых: минералого-петрографического изучения под микроскопом, различных видов химического анализа, предварительных технологических испытаний (для проб полезных ископаемых), определения физических свойств пород и гранулометрического состава, термографического и спектрального анализа и других видов физико-химических исследований, иногда необходимых для углубленного понимания состава и генезиса пород (электронная микроскопия, рентгеноструктурный анализ, термолюминесценция и т. п.);

г) комплекса специальных отраслевых исследований, в тех случаях, когда съемочные работы имеют профилирующий целенаправленный характер и ведутся на площадях распространения каких-либо полезных ископаемых (угольные, нефтяные и газовые месторождения, железные и марганцевые руды и др.).

При отборе образцов пород придерживаются следующих основных требований.

1. Отбор образцов (и проб) ведут в процессе послойного полевого изучения и документации обнажения (выхода), из которого берут пробы.

2. Все места отбора образцов (проб) фиксируют в полевых книжках при описании обнажений (керна скважин) с точной привязкой образцов к слою и показом места взятия на схеме (зарисовке) строения обнажения. Отобранные образцы и пробы учитываются по журналу регистрации взятых образцов.

3. Каждый образец (пробу) нумеруют и сопровождают этикеткой по единой установленной форме.

4. Образцы должны характеризовать не только главные типы пород, слагающие пласты, но и переходные разности от одного типа к другому, а также и включения (конкреции).

5. По каждому виду исследований (или группе близких исследований) образцы отбирают и упаковывают раздельно, для удобства передачи таких образцов в специализированные лаборатории на обработку по отдельным сопроводительным ведомостям.

6. Количество породы образца и частота отбора определяются видом необходимых исследований.

Ориентировочное количество породы в образцах и их размеры должны быть следующие:

Штуфы типичных пород, см	9×12
Образцы (2) для изготовления шлифов*, см	3×2
Образцы для определения гранулометрического состава на ситах, кг:	
мелкозернистые	0,2
гравелиты	2
Для гранулометрического анализа гидравлическим методом (Сабанина и др.), г	50—100
Для определения карбонатности и термического анализа, г	50—100
Для определения объемной массы, плотности и пористости, кг	0,2—0,3 (с кусочком на шлиф)
Для определения магнитных свойств пород (штуфы ориентируют по странам света), см	5×5×5
Для полного силикатного химического анализа пород, кг	0,2—0,3
Для химического и минералогического анализа руд, кг	0,5—1
Для спектрального анализа (массовый отбор штуфов через интервалы 0,10—0,20 м), г	30—50

* На штуфах обозначают чертой плоскость, в которой следует изготовить шлиф.

Пробы полезных ископаемых — руд, цементных мергелей, строительного камня, глин огнеупорных, керамических и адсорбционных — берут среднепластовые или секционные бороздовые либо штуфные в зависимости от характера полезного ископаемого. Методические основы опробования твердых полезных ископаемых рассмотрены Г. Д. Ажгиреем (1950 г.), А. А. Якжиным (1954 г.) и В. М. Крейтером (1969 г.), Н. В. Ивановым (в руководстве под ред. Е. О. Погребицкого, 1968 г.).

Основные правила полевого отбора проб полезных ископаемых следующие.

1. Пробы берут с тщательно расчищенной невыветрелой поверхности пласта.

2. Отбор пробы производят методом борозды, равномерно выбирая породу по всей мощности пласта (или его части, при секционном опробовании) на брезент. Затем выбранный из борозды материал примерно одинаковой крупности сокращают квартованием, доводя при этом отбираемую на исследования среднюю пробу до желаемой массы.

Выход слоя песка, гравелита или песчаника, интересного на присутствие в нем золотого или редкометального оруденения россыпного типа (древние россыпи), предпочтительно опробовать методом задирки, с последующим тщательным квартованием.

Квартование отобранного из пласта материала ведут общепринятым методом, принимая меры против засорения пробы чуждыми примесями. Технические приемы квартования проб последовательно и ясно описаны, в частности, в руководстве Г. Б. Мильнера («Петрография осадочных пород», т. 1. М., 1968 г.), а также в работах В. М. Крейтера (1969 г.) и Е. О. Погребицкого (1968 г.).

3. При конкреционном характере распределения полезного компонента (желваковые фосфориты, осадочный колчедан, некоторые марганцевые руды и т. п.) выбранный из борозды материал разделяют (просеиванием либо ручной отборкой) на полезный компонент — конкреции — и вмещающую породу. Взвешиванием определяют выход полезного компонента в процентах от горной массы и в килограммах от кубометра выбранной бороздой по пласту горной массы (конкреции полезного компонента + вмещающая порода).

В среднюю пробу после квартования раздельно берут рудные конкреции и вмещающую их породу в количестве, пропорциональном их отношению в пласте.

4. Кроме бороздовой пробы из разных частей пласта берут штуфные пробы полезного ископаемого, характеризующие его типичные морфологические разности и природные взаимоотношения пород, слагающих пласт. Только штуфные пробы берут для таких полезных ископаемых, как строительный и декоративный камень.

Для изучения палеомагнетизма из естественных обнажений отбирают с помощью зубила штуфные образцы пород (по 1—3 штуфа из каждой точки) в виде кубиков с ребром 5 см. Одно ребро штуфа должно быть ориентировано по линии простирания, другое — по линии падения. Обе эти линии, а также направление юг — север отмечают на штуфе до его взятия из обнажения (А. Н. Храмов, 1963 г.; А. Н. Храмов, Г. Н. Петрова и др., 1961 г.).

Количество материала, отбираемого в лабораторную пробу, ориентировочно должно быть следующим:

Песок или порода для протолочки на шлиховой анализ, кг	10—40
Глина для полузаводских технологических испытаний, кг	$\geqslant$100
Глина для лабораторных исследований, кг	3—4
Цементное сырье (глина, гипс) для лабораторных исследований, кг	$\geqslant$5—6
Песок и гравий для лабораторных исследований как строительный материал, кг:	
песок	2
гравий	20
Камень для предварительных лабораторных испытаний как строительный материал, штуф, ребро которого 7 см	5
Камень строительный для детальных технологических испытаний в крупных кусках, кг	$\geqslant$25—30

ОТБОР ФАУНЫ И ФЛОРЫ

Описание захоронений и отбор остатков фауны и флоры с последующим их определением производятся в целях уточнения корреляции разрезов, а также для обоснования геологического возраста выделяемых на карте литостратиграфических подразделений [326, § 82].

Кроме того, родовой состав фауны и флоры в сочетании с литологическими данными, палеоэкологическими и тафономическими наблюде-

ниями (см. выше) дает дополнительные материалы для восстановления условий осадконакопления, уточнения фаций и палеогеографических обстановок. Все это в совокупности помогает оценить перспективность толщи на определенные виды осадочных полезных ископаемых.

Помимо общепринятых правил составления этикетки и тщательной упаковки хрупких образцов необходимо при сборах фауны и флоры иметь в виду следующее.

1. Все местонахождения фауны и флоры, а также сборы из них точно фиксируют на карте, в дневниках и на схемах (зарисовках) строения разрезов, где привязывают к слоям. Отобранные палеонтологические образцы вписывают в журнал регистрации образцов фауны и флоры.

2. Отбирают из коренного залегания типичные формы наилучшей сохранности и, кроме того, вариететы по размерам и характеру сохранности. Если наблюдается массовое скопление одной или нескольких форм, то отбирают большое количество экземпляров для биостатистической обработки показателей каждого вида.

3. При описании массового местонахождения оценивают количественное соотношение разных форм и отбирают пропорциональное их количество.

4. При отборе палеонтологических материалов из осыпей устанавливают с максимальной достоверностью происхождение материала из определенного горизонта разреза. Однако и в этом случае в дневнике и на этикетках указывают, что образец взят не из коренного залегания.

5. При возможности отбирают крупные плиты породы с фауной (флорой), показывающие способ ее захоронения и распределения в породе. При этом обозначаются нижняя и верхняя поверхность плиты и ориентировка ее по странам света (приведенная для дислоцированных пород к нормальному положению). При совместном захоронении фауны и флоры весьма желателен отбор плит породы с естественным взаимным расположением в них типичных форм.

6. Особо хрупкие остатки или нежные отпечатки отбирают только вместе с вмещающей породой для квалифицированного их извлечения при камеральной обработке.

7. Образцы породы для карпологических исследований отбирают в большом количестве — по 1—2 кг углистой «растительной трухи» для последующей отмывки семян и плодов [312].

8. Сбор материала из местонахождений флоры необходимо проводить послойно и наиболее полно, с отражением всех имеющихся в местонахождении видов, форм захоронения и степени сохранности. При большой насыщенности породы растительными остатками наиболее желателен отбор их в поле в виде крупных плит, которые в камеральной обстановке должны быть отпрепарированы специалистами.

9. Если имеется углефицированная или минерализованная древесина (стволы, пни, ветки), сохранившая растительную структуру, то такие образцы отбирают отдельно для определения родовой принадлежности древесины.

10. Раскопки скоплений костей и скелетов позвоночных проводят палеонтологи. Отдельные кости и части скелетов, если они непрочны, либо извлекают вместе с породой, либо аккуратно окапывают и извлекают после закрепления на месте залегания [159].

Принципы отбора образцов для микропалеонтологических и палинологических исследований. Для увязки разрезов и датировки осадочных толщ в последние годы все шире используют различные микропалеонтологические методы. К ним относятся в первую очередь определения спор и пыльцы растений, остатков скелетных простейших — диатомей, радиолярий, мелких форамини-

фер и других микрофоссилий, а также ракообразных — филлопод и остракод.

Палинологические определения иногда служат единственным надежным способом увязки и датировки континентальных толщ, в которых нередко отсутствуют макрофауна и листовая флора. Доказана также полная применимость палинологического метода для отложений моря в пределах приконтинентального шельфа, куда обычно обильно заносится пыльца с прилегающей суши. И наконец, совершенно неоценимы палинологические данные для корреляции смежных разнофациальных разрезов морских и континентальных толщ. При отборе образцов на палинологический анализ следует учитывать, что споры и пыльца обычно лучше сохраняются в глинистых разностях пород и, как правило, отсутствуют в красноцветных отложениях (на спорово-пыльцевой анализ отбирают породы из серо- и зеленоцветных прослоев), а, напротив, обильны в углистых и битуминозных осадках восстановительных геохимических фаций.

Для правильной стратиграфической и палеогеографической интерпретации палинологических анализов совершенно необходимо иметь в виду разную способность видов пыльцы переноситься ветром и водой, а также сохраняться в ископаемом состоянии. Эти факторы могут оказывать существенное влияние на состав аллохтонных в морских толщах палинологических комплексов, заметно изменяя их сравнительно с синхронными комплексами континентальных отложений того же региона.

На изучении мелких фораминифер иногда бывают основаны региональное расчленение и межрегиональная корреляция монотонных пелагических отложений фаций открытого моря, где в отличие от прибрежных фаций моллюсков мало. Обычно мелкие фораминиферы являются породообразующими организмами в мергельно-меловых отложениях теплых морских бассейнов мезозоя и кайнозоя.

В более холодных водах породообразующая роль обычно переходит к кремнистым простейшим — диатомовым, радиоляриям и отчасти к силикофлагеллатам — жгутиковым. Их панцири составляют существенную часть опок, опоковых глин и диатомитов. Здесь комплексы мелких кремнистых организмов обычно служат основой для расчленения и корреляции морских толщ.

Однако в областях господства фораминиферовых илов — современных мергельно-меловых пород — бывают участки и стратиграфические интервалы, изобилующие диатомеями. Довольно широко распространены диатомеи и в озерно-континентальных отложениях, особенно в вулканических областях, где воды обогащены кремнеземом. Обилие свежих вулканических продуктов способствует местному накоплению диатомитовых осадков и в морях; напротив, среди кремнистых песчаников, песков и опок наряду с разнообразными диатомовыми можно встретить и фораминиферы. Последние в таких случаях чаще принадлежат к так называемым агглютинированным формам, скелетный панцирь которых склеен из мелких песчинок.

Особое место в корреляции морских палеонтологически слабо охарактеризованных толщ с недавних пор принадлежит нанопланктону, и в частности группе микроскопических водорослей кокколитофорид (кембрий — неоген). Морфологически разнообразные элементы их карбонатного панциря — кокколиты — выявляются под электронным микроскопом (3000×—10 000×) даже в перекристаллизованных карбонатных толщах, считавшихся ранее «немыми» (С. И. Шуменко, 1976, 1967 гг.; Б. М. Камелл и Д. Рауп, 1973 г.).

Мелкие ракообразные — остракоды и филлоподы — встречаются и в морских осадках и в озерных (солоноватоводных и пресноводных) от палеозоя до кайнозоя. Руководящее значение они имеют преиму-

щественно для континентальных — озерных и болотно-озерных — отложений застойных вод. Их остатки нередко находятся здесь в массовом количестве на плоскостях наслоения. При этом остракоды, имеющие раковину из углекислого кальция, приурочены главным образом к известковистым пелитовым осадкам палеозоя и мезо-кайнозоя. Они иногда переполняют породу, образуя тонкие белесые прослои (в несколько сантиметров) — «остракодовые горизонты». Поиски горизонтов с остракодами проводят непосредственно в поле, путем тщательного просмотра под лупой плоскостей наслоения глинисто-алевритовых карбонатных пород.

Листоногие ракообразные — филлоподы — обитатели мелководных и прибрежных участков солоноватоводных и пресноводных водоемов. Массовые отпечатки их хитиновых раковинок встречаются на плоскостях наслоения у древних береговых линий и отмелей, в других же местах они рассеяны в глинисто-алевритовых осадках. Они характерны для углистых пород палеозоя и мезозоя. Встречаются нередко в непосредственной близости от почвы и кровли угольных пластов в фациях застойных озер; на основе комплексов филлопод главным образом построена биостратиграфия некоторых угленосных бассейнов. Образцы на определение филлопод отбирают после просмотра плоскостей наслоения глинистых пород под лупой.

Остатки насекомых местами образуют значительные скопления (Каратау) и могут служить для датировки вмещающих их толщ (J_3).

Для нижнепалеозойских толщ руководящими микропалеонтологическими остатками могут быть различные проблематические органогенные образования либо недавно обособленные новые группы ископаемых. К ним, например, относятся следующие.

1. Конодонты — микроскопические зубоподобные остатки организмов, состоящие из фосфорнокислого кальция. Предполагают, что они произошли или от примитивных рыб, или червей, или брюхоногих. По искусственной морфологической классификации выделено около 250 родов и 2600 видов конодонтов (С. П. Сергеева, 1969 г.). Наибольшее количество конодонтов находят в отложениях ордовика, силура и девона.

2. Хитинозои — новая группа ископаемых остатков организмов. Представляют собой субмикроскопические (до 2 мм) хитиноидные скелетные образования, происхождение которых связывают с червями или гастроподами. Находят часто вместе со сколекодонтами — хитиноидными остатками челюстного аппарата червей (А. М. Обут, 1969 г.). По искусственной систематике выделено 4 семейства и 35 родов, приуроченных к стратиграфическому интервалу ордовик — силур — девон в карбонатных осадках платформенных морей (например, в Прибалтике, Скандинавии, Подолии).

3. Акритархи — генетически, по-видимому, неоднородные и морфологически различные микрофоссилии, классификация которых основана на скульптурах оболочек. Их происхождение чаще связывают с древними одноклеточными морскими планктонными водорослями. Для выделения из карбонатных пород микрофоссилий применяют метод кислотной обработки специально отбираемых образцов [299].

Надо подчеркнуть, что для правильного использования в стратиграфических целях палеонтологических данных решающую роль играет определение всего комплекса форм, количественного соотношения видов в комплексе и установление тенденций изменения палеонтологических комплексов по разрезу. Только соблюдение этих трех условий делает эффективным и убедительным использование палеонтологических методов для увязки разрезов и датировки горизонтов осадочных толщ. В частности, палеонтологическим методом можно установить явление стратиграфической конденсации — совместного залегания разновозраст-

ной фауны в результате скрытого перемыва осадков (такова, например, толща известняков «аммонитико Россо» в Средиземноморье, с фауной ранней, средней и поздней юры).

При отборе образцов на те или иные виды микропалеонтологических определений целесообразно исходить из общих закономерностей распространения палеонтологических групп по типам пород и фациям, учитывать прежние сборы по району и иметь в виду необходимость характеристики микроостатков по всему геологическому разрезу. Особенно детального палеонтологического изучения требуют отложения, вмещающие осадочные полезные ископаемые,— сам продуктивный горизонт, породы его почвы и кровли. Тщательно проводят поиски и сбор органических остатков из толщ, имеющих активные контакты с магматическими телами, для обоснования возраста последних.

Основные технические правила отбора образцов на микропалеонтологический анализ сводятся к следующему.

1. Исходя из требований к детальности расчленения разрезов при геологической съемке масштаба 1 : 50 000 («Основные положения...», 1968 г.), интервал отбора образцов на микропалеонтологические исследования, как правило, не превышает 0,5 м. Образцы должны характеризовать весь разрез изучаемого слоя (толщи). Наиболее часто (через 10—20 см) их берут у кровли и почвы или в вызывающих сомнения участках разреза, реже — в однородной средней части слоя (для мощных однообразных пачек через 1—2 м).

2. Отбор образцов удобнее вести одновременно с описанием разреза. С расчищенной свежей поверхности описываемого слоя (или керна) отбирают штуф породы на палинологический и диатомовый анализы по 0,2—0,3 кг, на определение мелких фораминифер и других микрофоссилий — до 1 кг. Должна быть исключена возможность заноса материала со стороны.

3. Соблюдается последовательность отбора и составления этикеток для образцов, с точной фиксацией их положения при описании разреза и на его схеме.

4. Отбор образцов на палинологический, диатомовый, карпологический анализ предпочтительно вести из наиболее тонкозернистых пород, обогащенных органическим материалом (ископаемые почвы, гумусированные и сапропелитовые илы, углистые породы). На микрофауну лучше отбирать мергелистые породы, прослои с глауконитом или окрашенные органическим материалом.

АНАЛИЗ СЛОИСТОСТИ, ЯВЛЕНИЙ РИТМИЧНОСТИ И ЦИКЛИЧНОСТИ

Анализ слоистости осадочных пород. Слоистость — существенный текстурный признак, присущий большинству осадочных пород, связанный с периодическими колебаниями условий осадконакопления. Для геолога-съемщика слоистость пород и ее смена по разрезу важна как один из корреляционных признаков, а также как показатель фаций, т. е. обстановок осадконакопления и их существенного изменения*. Отсутствие ясной слоистости в некоторых типах пород (лёсс, морена, биогермы) — также один из показателей особых условий осадконакопления.

Кроме того, изучение слоистости (с ее генетическим фациальным толкованием) совершенно необходимо при фациально-циклическом расчленении разреза в корреляционных целях и для обоснования границ стратиграфических подразделений в осадочных толщах.

* Практически увязка разрезов ведется одновременно как по морфологии (типу) слоистости, так и по фациальной ее принадлежности и смене этих признаков в разрезе.

Описанию отдельных морфологических и фациальных типов слоистости осадочных пород (рис. 18) и ее интерпретации посвящена большая литература. Обзорные работы и сводки по этому вопросу принадлежат Л. Н. Ботвинкиной [40], Е. П. Брунс (1965 г.), Е. П. Брунс и

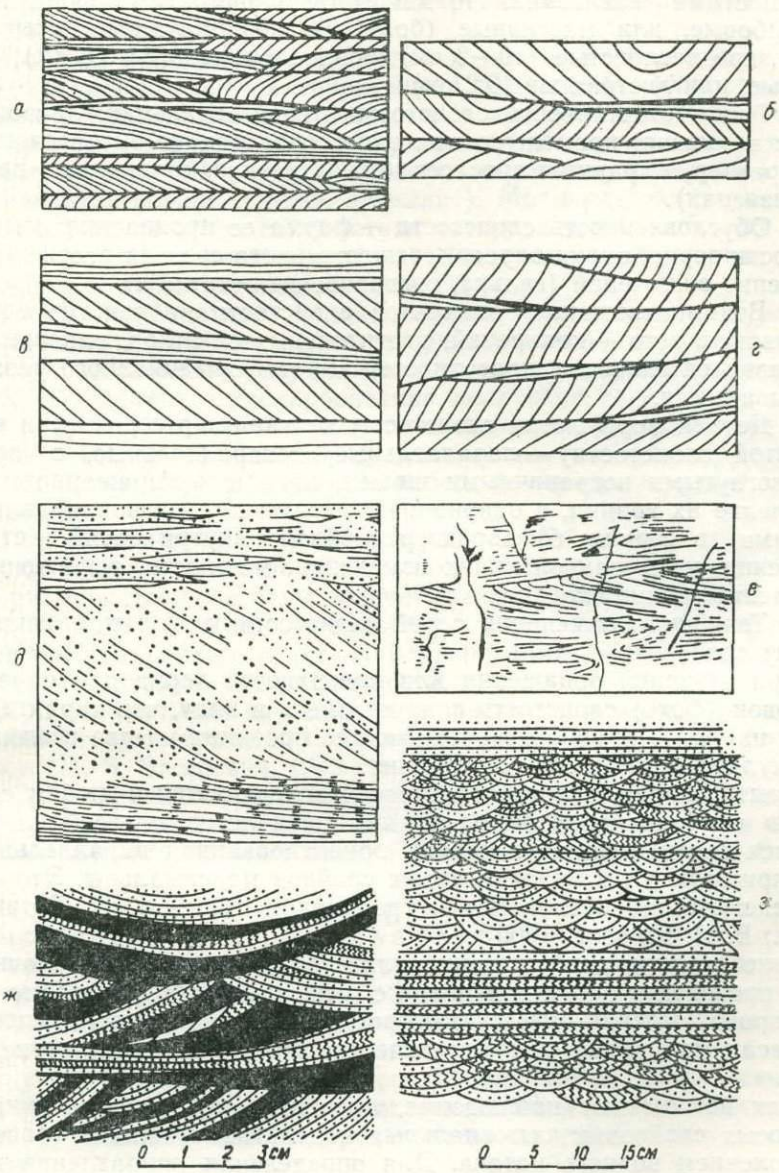


Рис. 18. Типы косой слоистости.

а — эоловая; *б* — то же, мигрирующих дюн; *в* — временных потоков; *г* — речная; *д* — дельтовая; *е* — морская; *ж, з* — ряби мелководья (*а—е* — по Ю. А. Жемчужникову; *ж* — по А. С. Корженевской и О. П. Бахваловой, из работы В. А. Апродова).

А. В. Хабакову [437], Э. И. Кутыреву [226]. Специальное методическое руководство по изучению слоистости в разных ее аспектах опубликовано Л. Н. Ботвинкиной (1965 г.). К нему, в частности, приложены таблицы морфологической классификации слоистых текстур, которые могут быть полезными для полевого геолога. Кроме того, в полевой обстановке для сравнительных целей желательно использовать изобра-

жения различных типов и разновидностей слоистости из «Атласа текстур и структур...» [12].

При полевом изучении слоистость в пределах каждого пласта зарисовывается и описывается примерно в такой последовательности.

1. Масштаб слоистости, т. е. расстояние по нормали между двумя поверхностями наслоения. По масштабу слоистости породы делятся на глыбовые, или массивные (более 50 см), крупнослоистые (50—10 см), среднеслоистые (10—2 см), тонкослоистые (2—0,2 см), микрослоистые, или листоватые (0,2 см).

2. Тип и отчетливость слоистости: горизонтальная, линзовидная, волнистая, косая; промежуточные типы; чередование типов слоистости, его характер и границы прослоев (очень резкая, отчетливая, прерывистая, неясная).

3. Обусловленность слоистости — форма ее проявления: изменение крупности зерна, смена окраски, вещественного состава отложений, расположение включений (галька, органические остатки).

4. Взаимоотношение элементов слоистости и текстур осадка и включений в него — конкреций, растительных остатков, раковин и следов жизнедеятельности, поверхностей внутриформационного размыва и перерыва и т. д.

5. Детали морфологии слоистости: а) характер серий (при косой и волнистой слоистости) — параллельные, непараллельные, с прямыми или изогнутыми пограничными швами, наклон и выраженность швов, проявление их границ, с однонаправленными или разнонаправленными слойками в сериях; б) характер слойков внутри серий — строение, включения, углы наклона и их изменения, мощности, выраженность и проявление границ слойков.

6. Тенденции изменения серий слоистости и других признаков по разрезу слоя.

При изучении обнажения или поверхности керна для описания и зарисовок (фото) слоистости следует иметь в виду, что характер слоистости наиболее правильно отражают ее проекции на две взаимно перпендикулярные плоскости обнажения.

Опыт показал, что тип слоистости определяется в любом сечении. Однако наиболее показательной, как правило, для косой слоистости является вертикальная плоскость, ориентированная параллельно течению; при этом углы падения косых слойков максимальны. Это следует из представлений о слое как о трехмерном теле (Л. Н. Ботвинкина, 1965 г.; В. Н. Шванов, 1969 г.).

Генетическую интерпретацию слоистости при геологосъемочных работах производят путем сравнения с разрезами пород заведомо известного происхождения или с фотографиями и зарисовками слоистости в атласах, где приведено генетическое описание слоистости разных типов.

Как показывают наблюдения, преобладающее направление падения косых слойков в аллювиальных и дельтовых толщах совпадает с направлением водного потока. Для определения направления течения древних рек иногда применяют массовый замер ориентировки падения косых слойков. Этот методический прием кратко изложен выше, а более подробно описан Л. Н. Ботвинкиной (1965 г.), Л. Б. Рухиным (1957 г.), Н. Б. Вассоевичем и другими исследователями [65]. Как справедливо указывает Л. Н. Ботвинкина (1965 г.), при меандрировании русел древних потоков метод дает грубые ошибки.

Ритмичность строения разрезов и ее изучение. Под ритмичностью разрезов осадочных толщ понимают многократное повторение закономерного сочетания — набора из 2—3 пород, сменяющих друг друга на коротком интервале разреза. Ритмичность строения разреза отражает простейшую форму периодичности осадконакопления,

когда фации изменяются в небольшом диапазоне, а породы, слагающие ритм, соответственно представлены малым набором типов.

Наиболее хорошо известна ритмичность мелководно-морских карбонатных флишевых отложений; на их примере и разработана методика исследования ритмичности (Н. Б. Вассоевич, 1948 г.), и корреляции разрезов, сложенных ритмично построенными флишевыми толщами (С. Л. Афанасьев, 1960 г.), [125].

Помимо карбонатного мелового и палеогенового флиша Кавказа также подробно изучен терригенный триасовый флиш таврической формации Крыма (Н. В. Логвиненко и др., 1961 г.). Ритмы терригенного триасового флиша имеют двухэлементный состав: в них чередуются слои обломочной породы (гравелит, песчаник, алевролит) со слоями пелитовой породы (глина, аргиллит). Мощность таких ритмов обычно несколько десятков сантиметров (в среднем около 0,4 м) при одинаковом примерно развитии обоих элементов ритма (иногда обломочный элемент достигает мощности 2—2,5 м).

Ритмы карбонатного флиша обычно трехэлементны: I элемент — обломочная порода (гравелит, песчаник, алевролит, обломочный известняк); II элемент — карбонатная пелитовая порода (известняк, мергель); III элемент — бескарбонатная пелитовая порода (глина, аргиллит). Мощность очень четких ритмов карбонатного флиша от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров, причем первый элемент ритма — бескарбонатная порода — нередко отсутствует или редуцирован.

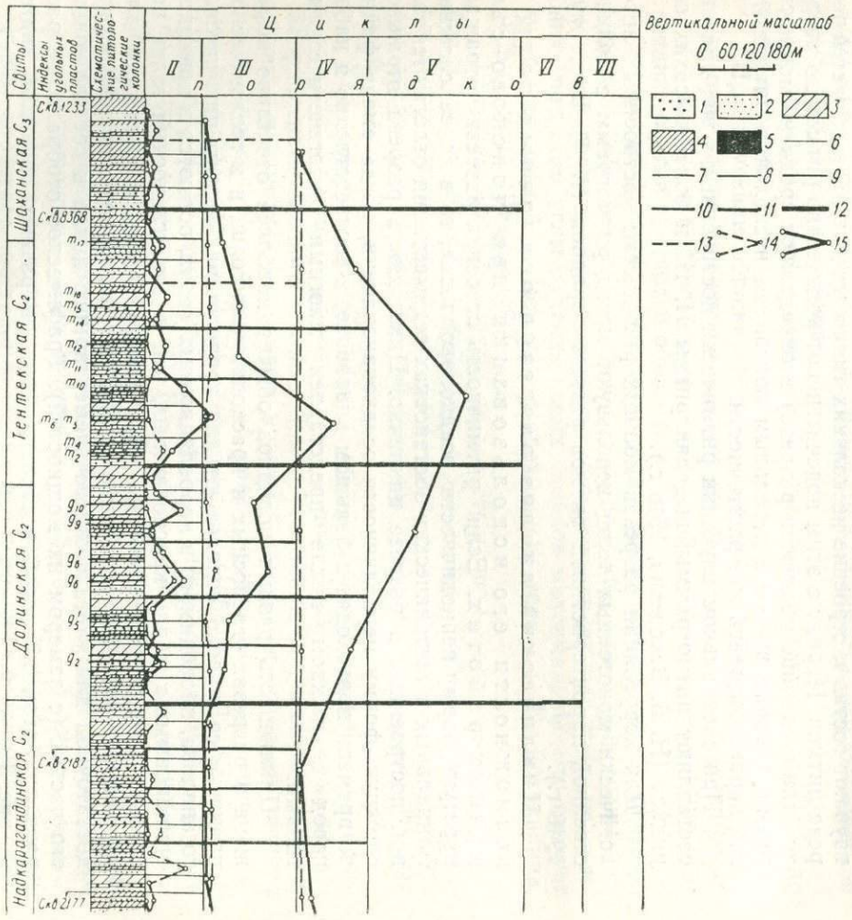
При описании аналогично построенных ритмичных толщ детально *изучают состав и строение нескольких типичных для разных частей* разреза ритмов. Наряду с этим подсчитывают количество ритмов по разрезу (или в единице мощности разреза) и определяют среднюю мощность ритма, которая вместе с детальным описанием нескольких ритмов будет характеризовать тип ритмичности.

При специальном изучении ритмически построенных толщ для них составляют ритмограммы, выделяя ритмы II, III и более высоких порядков (Н. Б. Вассоевич, 1948 г.).

Для корреляции разрезов мощных ритмически построенных литологически *монотонных толщ используют метод ритмограмм с количе*ственной характеристикой ритмов разных порядков (А. Б. Вистелиус, 1948 г.).

Циклический анализ разрезов осадочных толщ и возможности его использования при поисково-съемочных работах. Если ритмичность строения разреза отражает простую форму периодичности осадконакопления, то в более сложных фациальных и тектонических обстановках седиментации отлагаются толщи, построенные в разрезе циклично. Цикличность разреза отражает сложную форму периодичности осадконакопления, когда смена фаций во времени происходит в большом диапазоне, а соответственно и набор пород в каждом цикле представлен многими литогенетическими типами.

Цикличность разных порядков обычно наиболее отчетливо выражена в разрезах угленосных и красноцветных толщ, и в геологической практике ее широко используют для корреляции. Методы циклического анализа, проводимого в корреляционных целях, остаются в принципе одинаковыми как для красноцветных, так и для угленосных толщ, несколько иногда видоизменяясь. *При использовании цикличности для* корреляции разрезов последние описывают послойно, с детальностью, достаточной для учета каждого элементарного цикла и составляющих его частей (с замером их мощностей). Графическое отображение разреза при этом и способ построения циклов разных порядков видны на рис. 19.


Свиты
Индексы угольных пластов
Схематические литологические колонки
Ц и к л ы
II
III
IV
V
VI
VII
Порядок
Вертикальный масштаб
0 60 120 180м
Шахонская C_3
Тентекская C_2
Долинская C_2
Найкарагандинская C_2
C_2^1
C_2^2
C_2^3
C_2^4
C_2^5
C_2^6
C_2^7
C_2^8
C_2^9
C_2^{10}
C_2^{11}
C_2^{12}
C_2^{13}
C_2^{14}
C_2^{15}
C_2^{16}
C_2^{17}
C_2^{18}
C_2^{19}
C_2^{20}
C_2^{21}
C_2^{22}
C_2^{23}
C_2^{24}
C_2^{25}
C_2^{26}
C_2^{27}
C_2^{28}
C_2^{29}
C_2^{30}
C_2^{31}
C_2^{32}
C_2^{33}
C_2^{34}
C_2^{35}
C_2^{36}
C_2^{37}
C_2^{38}
C_2^{39}
C_2^{40}
C_2^{41}
C_2^{42}
C_2^{43}
C_2^{44}
C_2^{45}
C_2^{46}
C_2^{47}
C_2^{48}
C_2^{49}

Типичными примерами сложно циклически построенных и хорошо проанализированных в этом аспекте толщ являются разрезы таких мощных угленосных формаций, как донецкая (А. П. Феофилова, М. Л. Левенштейн, 1963 г.), печорская (А. В. Македонов и др., 1965 г.) и карагандинская [394]. Методическим вопросам циклического анализа в разных его вариантах посвящены публикации Л. Н. Ботвинкиной (1957 г.), Ю. А. Жемчужникова [162], Г. А. Иванова [172], М. И. Ритенберг (1958, 1968, 1972 гг.), А. П. Феофиловой (1954 г.).

В основе систематического циклического анализа разрезов осадочных толщ лежит представление об элементарном седиментационном цикле, или цикле I порядка *. Это интервал разреза, в котором наблюдается последовательное закономерное однократное чередование набора типов пород (и фаций), присущих данной осадочной формации. Элементарные циклы хорошо изучены для полнокомпенсированных угленосных формаций, где они сложены набором от 5—6 до 7—12 литогенетических типов пород, имеют мощность около 10—15 до 25 м и включают угольный пласт (обычно в средней части цикла) или генетически ему соответствующие углистые породы либо ископаемые почвы. Элементарные циклы красноцветов построены проще и включают от обычных 3—5 до реже наблюдаемых 7—9 литогенетических типов пород (П. Дафф и др., 1971 г.) и скорее отвечают понятию ритма.

По существующим представлениям каждый элементарный цикл отражает ход дифференциальных колебательных движений площади осадконакопления — частных поднятий на фоне более общего погружения. Цикл начинается с проявления поднятия в виде погрубения осадков или некоторого размыва **. Состав фаций и пород в разрезе цикла определяется медленным неравномерным (из-за влияния поднятия) погружением, в ходе которого происходят закономерная смена фаций и отложение соответствующего им вертикального ряда осадков, составляющих элементарный цикл. В последнем различают три фазы: нижнюю, в которой преобладает влияние импульса частного поднятия и отлагаются осадки более подвижных вод; среднюю, или переходную,— момент стабилизации, когда осадконакопление идет около «нулевого уровня» относительно поверхности водоема (это время формирования торфяников в угленосных толщах); верхнюю, в которой преобладает влияние погружения и образуются тонкозернистые или хемогенные осадки, отложенные в условиях малоподвижных вод бассейна (озерного, лагунного, морского).

Следующие по разрезу элементарные осадочные циклы возникают в связи с новым частным поднятием на фоне более общего погружения, с накоплением при этом ряда последовательных наборов пород, похожих на первый.

Систематический фациально-циклический анализ разреза, в современном его понимании, состоит из следующих операций [394].

1. Детальное литологическое описание (по керну или обнажению) разреза, с выделением типов пород и фаций, а также элементарных циклов в тех интервалах, где они ясно видны при описании.

2. Вычерчивание литологической колонки разреза на миллиметровой бумаге в крупном масштабе (1 : 1000 или 1 : 500) с показом слоев, их мощностей, литологии пород, фаций и органических остатков.

---

* Здесь элементарный осадочный цикл считается циклом I порядка; они группируются в более крупные циклы II порядка; эти последние образуют циклы III порядка и т. д. (Ю. А. Жемчужников [162]; А. П. Феофилова, 1954 г.). Применяют и иную номенклатуру циклов, считая самые крупные циклами I порядка, следующие более мелкие — циклами II порядка и т. д.

** В угольной геологии иногда за начало седиментационного цикла принимают подошву угольного пласта [172].

3. Выделение на литологической колонке элементарных циклов с использованием установленных для данной формации закономерностей чередования по разрезу типов пород и фаций.

4. Расчет для элементарных циклов некоторых количественных показателей, определяющих закономерности изменения циклов по разрезу: мощность цикла, степень его асимметрии, т. е. соотношение мощностей нижней и верхней его частей, коэффициент угленосности, коэффициент стабилизированности цикла и т. д. Для элементарного цикла угленосных толщ эти коэффициенты, например, рассчитывают так.

$$\text{Степень асимметрии цикла} = \frac{\text{Мощность подугольной части цикла}}{\text{Мощность надугольной части цикла} + \text{угольный пласт}}.$$

$$\text{Коэффициент угленосности цикла} = \frac{\text{Мощность угля и углистых пород в цикле}}{\text{Мощность всего цикла}}.$$

$$\text{Коэффициент стабилизированности} = \frac{\text{Мощность угля и озерно-болотных отложений, генетически с ним связанных}}{\text{Мощность всего цикла}}.$$

Соответственно можно рассчитывать их и для красноцветных циклов, принимая за нижнюю часть отложения текучих вод, а за верхнюю — отложения непроточных водоемов.

5. Последовательное выделение по разрезу циклов II, III и других более высоких порядков путем группировки элементарных циклов по методике А. П. Феофиловой (1954 г.) для паралических толщ и по методике М. И. Ритенберг (1958 г.) для континентальных толщ. При этом учитывают количественные показатели циклов, дающие представление о направленности изменения строения формации по разрезу.

Приведем пример [394] последовательного фациально-циклического анализа мощного разреза (рис. 19) карбоновой угленосной формации, выполняющей Карагандинский синклинорий.

В ходе анализа первоначально выделялись элементарные циклы — интервалы разреза мощностью 10—20, реже 8—35 м, в которых отражена однократная смена обстановок осадконакопления от условий текучих вод до лагунных и озерных. Всего в разрезе выделено около 200 элементарных циклов. По значению показателей асимметрии каждого элементарного цикла (отношение мощностей отложений текучих вод к мощностям лагунных, озерных и озерно-болотных фаций) все они распределились в три группы.

1. Циклы с преобладанием отложений подвижных вод (подугольная часть больше, чем надугольная часть+уголь).

2. Циклы с примерно равным развитием в них отложений текучих и малоподвижных вод (подугольная часть приблизительно равна надугольной части+уголь).

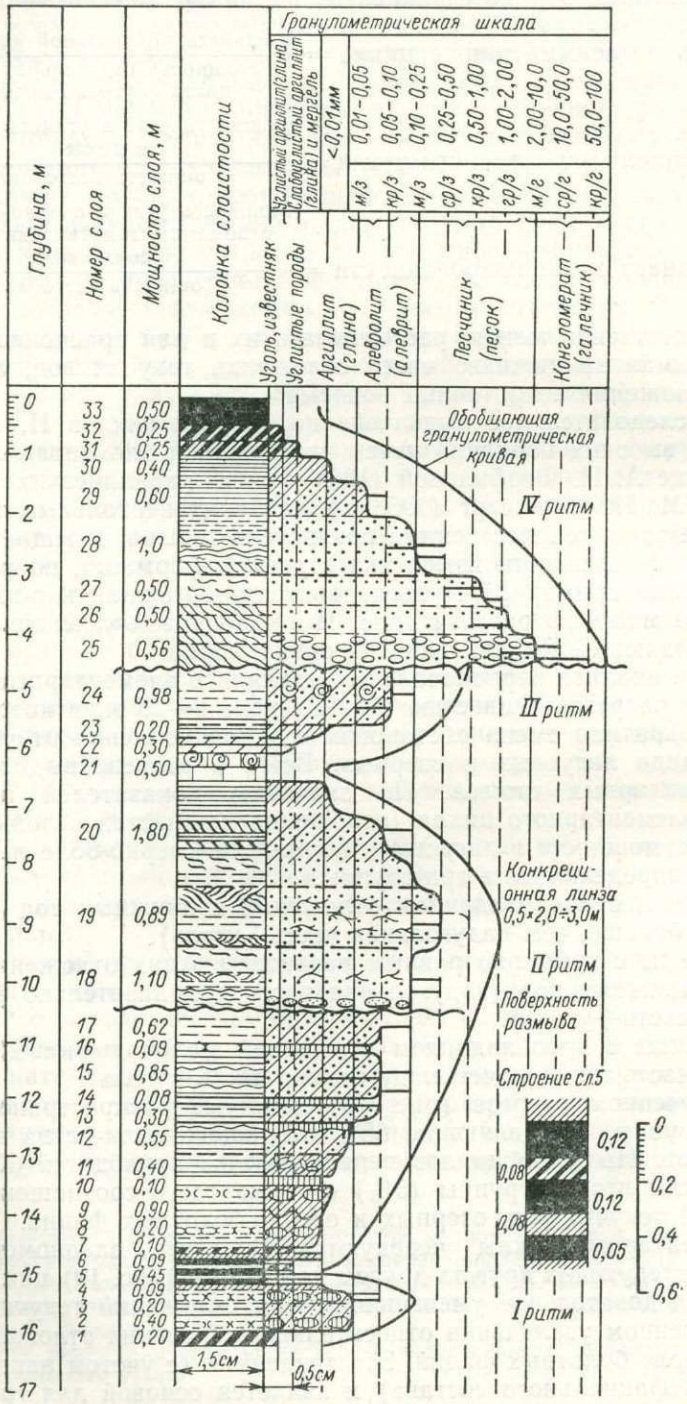
3. Циклы с преобладанием отложений малоподвижных вод (подугольная часть меньше, чем надугольная часть+уголь).

В изученном разрезе (рис. 19) наиболее распространены циклы третьей группы, составляющие 65% от общего количества элементарных циклов. На долю циклов первой группы приходится 30%. Очень редки циклы второй группы (5%) с одинаковым соотношением в них отложений текучих вод, озерных и озерно-болотных фаций.

Элементарные циклы чередуются в разрезе закономерно: в нескольких следующих друг за другом по разрезу (рис. 19) циклах происходит последовательное уменьшение роли отложений текучих вод при соответственном увеличении относительного значения отложений лагун, озер и озерно-болотных фаций. Эта тенденция (с учетом направленного изменения фациального состава) и является основой для группировки

элементарных циклов в циклы более высокого II порядка, или мезоциклы. В интервалах, соответствующих мезоциклам, значение степени асимметрии элементарных циклов изменяется от первых единиц (2—3, редко 5, еще реже 10—18) в основании мезоциклов до 0,1 в их верхней части. Всего в угленосной толще выделено 65 мезоциклов мощностью от 25 до 50—60 м, редко 80 м, состоящих из 2—3 элементарных циклов.

Этот же принцип положен в основу выделения циклов III порядка, или макроциклов. В нескольких мезоциклах, объединяемых в макро-



цикл, снизу вверх по разрезу, как правило, уменьшается количество, а иногда и полностью исчезают элементарные циклы с преобладанием отложений текучих вод; при этом главная роль принадлежит лагунным, озерным и озерно-болотным фациям. Макроциклы состоят из 2—3, редко 4 мезоциклов. По стратиграфическому объему они соответствуют частям подсвит. В изученном разрезе выделено 25 макроциклов мощностью 100—185 м, в редких случаях снижающейся до 85 или увеличивающейся до 200 м. Значение степени асимметрии в интервалах разреза, соответствующих макроциклам, меняется в пределах от 1,8—2 до 0. Иногда в основании макроциклов степень асимметрии возрастает до 5 и более. По тому же принципу последовательного снижения роли отложений текучих вод выделены еще более крупные циклы IV, V, VI и VII порядков.

Степень асимметрии в циклах II, III и IV порядков определяется как отношение суммарной мощности элементарных циклов со степенью асимметрии, равной или большей 1, к суммарной мощности элементарных циклов со степенью асимметрии, меньшей 1.

В разрезе выделено 12 циклов IV порядка, или мегациклов, мощностью 250 м (как исключение 175 м), соответствующих подсвитам. Они состоят из 2, редко 3 макроциклов.

Циклы V порядка мощностью 580—670 м состоят из 2, редко 3 мегациклов и отвечают по своему объему свитам. Всего в разрезе насчитывается шесть циклов V порядка; их границы иногда совпадают со стратиграфическими границами свит угленосного карбона, а иногда уточняют их.

Циклы V порядка объединяются в два цикла VI порядка мощностью около 1500—1800 м. Нижний из них включает ашлярикскую, карагандинскую и почти всю надкарагандинскую свиты, а верхний — верхи надкарагандинской, долинскую, тентекскую и шаханскую свиты. Оба

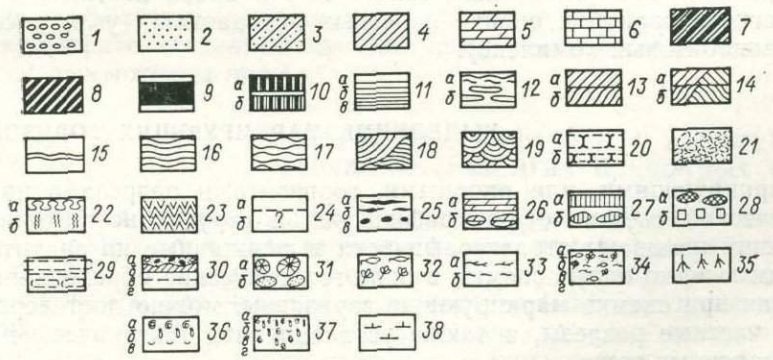


Рис. 20. Пример вычерчивания нормального разреза с гранулометрической кривой.

1 — галечник, конгломерат (коричневый); *2* — песок, песчаник (желтый); *3* — алеврит, алевролит (красный); *4* — глина, аргиллит (зеленый); *5* — мергель (голубой); *6* — известняк (синий); *7* — слабоуглистая глина (аргиллит); *8* — углистая глина (аргиллит); *9* — уголь гумусовый; *10, а* — уголь сапропелевый; *10, б* — горючий сланец; *11—19* — типы слоистости: *11* — горизонтальная [*а* — толстая (чертить через 3 мм), *б* — тонкая (через 2 мм), *в* — очень тонкая (через 1 мм)], *12* — неровно(волнисто)-горизонтальная (*а*) и линзовидно-горизонтальная (*б*), *13—14* — косая [*13* — прямолинейная (*а*) и криволинейно-перекрестная (*б*), *14* — прямолинейно-перекрестная (*а*) и криволинейно-перекрестная (*б*)]; *15—19* — волнистая (*15* — волноприбойные знаки ряби, *16* — правильно-волнистая, *17* — линзовидно-волнистая, *18* — линзовидно-волнисто-перекрестная, *19* — линзовидно-волнистая мульдообразно-перекрестная); *20—24* — прочие текстуры: *20* — конкреционное сложение (*а*) и полуконкреционное сложение (*б*), *21* — комковатость породы, *22* — текстура взмучивания (*а*) и следы деятельности илоядных (*б*), *23* — «конус в конус», *24* — породы неслоистые (*а*) и слоистость не видна (*б*); *25—28* — включения: *25* — угля (*а* — линзы, *б* — включения, *в* — гальки), *26* — мергеля (*а* — прослои, *б* — линзы), *27* — сидерита (*а* — прослои, *б* — линзы), *28* — пирита (*а* — конкреции, *б* — включения); *29* — участки цементации; *30* — контакты: *а* — гальки глины и других пород, *б* — контакт с размывом, *в* — контакт резкий, *г* — постепенный переход; *31* — стволы деревьев (*а* — минерализованные, *б* — с песчаным ядром); *32* — растительные остатки хорошей сохранности; *33* — растительные остатки плохой сохранности (*а*) и растительный шлам и детрит (*б*); *34* — количество флоры (*а* — обилие, *б* — много, *в* — средне, *г* — мало); *35* — корневые остатки; *36* — морская фауна (*а*), лингулы (*б*), пелециподы (*в*); *37* — количество фауны (*а* — обилие, *б* — много, *в* — средне, *г* — мало); *38* — известковистость пород. Цвета употребляются при раскраске карт.

эти цикла VI порядка являются в свою очередь частями цикла еще более высокого VII порядка (мощностью более 3000 м), отвечающего средне- и верхнепалеозойской угленосной формации.

Цикличность продуктивного карбона имеет корреляционное значение как внутри каждой из крупных угленосных структур, так и между соседними разобщенными структурами Большой Караганды. Она также может быть использована при прогнозировании угленосности по интервалам разреза. Аналогичную методику и технику построений применяют при фациально-циклическом анализе и других осадочных толщ (в первую очередь красноцветных).

Материалы методически верно проведенного циклического расчленения осадочных толщ могут быть при съемке использованы для увязки разрезов и в качестве важного обоснования для выделения генетически обособленных единиц стратиграфического разреза — свит или подсвит; им обычно отвечают седиментационные циклы высоких порядков (см. выше пример разреза Карагандинского бассейна).

Кроме имеющего общегеологическое значение фациально-циклического анализа, основы которого наметил Ю. А. Жемчужников [162], для угленосных толщ Г. А. Ивановым предложен «ритмический анализ» [119]. При этом за основание элементарных циклов принимают подошвы угольных пластов, а для сопоставляемых разрезов вычерчивают гранулометрические кривые (рис. 20), по которым и ведут корреляцию. Метод гранулометрических кривых, при некоторой его модификации, может быть применен не только для угленосных, но и для других терригенных толщ.

Подошва базальных относительно грубообломочных слоев крупных седиментационных циклов может быть использована как маркирующий горизонт (если размыв перед отложением осадков не был слишком неравномерным). Циклический анализ необходим при расчленении, корреляции, литогенетической и иной интерпретации мощных разрезов таких формаций, как угленосные, соленосные и красноцветные, а также при прогнозировании и оценке полезных ископаемых (угли и сланцы, медь, эвапоритовый комплекс).

ВЫДЕЛЕНИЕ МАРКИРУЮЩИХ ГОРИЗОНТОВ

Маркирующими, или опорными, горизонтами разреза в практике геологической съемки, стратиграфических и структурно-тектонических построений называют стратиграфически выдержанные на значительной площади и легко опознаваемые в поле геологические образования. Прослеживая при съемке маркирующие горизонты, можно достоверно увязывать частные разрезы, а также устанавливать тектонические структуры осадочных толщ.

В качестве маркирующих горизонтов используют следующие:

а) слои с характерным визуально выделяемым в поле вещественным составом (тонштейны, пепловые туфы, прослои бентонитов, некоторые угольные пласты, горизонты кремней и т. д.);

б) слои с характерным типом наслоения пород (косослоистые песчаники, тонкослоистые «листоватые» глины и т. п.);

в) слои с характерными конкрециями (желваковые фосфориты и др.) либо другими аутигенными обособлениями (железистость, марганцовистость) или включениями (древесина, янтарь);

г) слои с легко отличимой и достаточно многочисленной фауной или флорой — биогоризонты (крупные моллюски, слои с остатками рыб, с пнями и стволами деревьев);

д) слои без фауны среди толщи, изобилующей фаунистическими остатками.

Иногда роль маркирующего горизонта приобретают поверхности несогласий — местных или региональных, а также поверхности древних почв или кор выветривания и поверхности напластования с характерными текстурами.

Примеры маркирующих горизонтов разного типа: известковистые остракодовые слои среди толщи монотонных бескарбонатных майкопских глин Предкавказья; слои вулканогенных пепловых туфов и аллювиальные песчаники начала циклов в разрезе карбоновой угленосной формации Карагандинского прогиба; горизонт с раковинами крупных пресноводных антраконавт на границе верхнебалахонской и кузнецкой свит в Кузбассе и т. д. Ярким примером маркирующих горизонтов, типичных для определенного геологического региона, являются прослои морских известняков с фауной в разрезе паралической угленосной формации Донбасса. В ходе детальной геологической съемки Донбасса, проводимой в 1892—1913 гг. под руководством Л. И. Лутугина, твердо сложилась практика использования известняков как комплексных маркирующих горизонтов. «Гривки» известняков хорошо прослеживались в донецкой степи по простиранию; их картирование в сочетании с прослеживанием выходов угольных пластов обеспечило надежную основу геологической съемки бассейна.

Другие примеры литологических маркирующих горизонтов можно найти, в частности, у В. К. Крамбейна и Л. А. Клооса (1960 г.).

ПРОЦЕСС ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ

Процесс геологической съемки включает ряд операций: изучение сводного разреза на базе описания частных разрезов, их корреляция между собой, прослеживание выделенных стратиграфических подразделений, изучение условий залегания пород и различных тектонических нарушений и графическое отображение полученных данных (геологические карты, разрезы и т. д.).

Большое значение в процессе геологической съемки играет использование аэрофотометодов, особенности применения которых для осадочных толщ рассмотрены ниже.

ОСОБЕННОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ АЭРОМЕТОДОВ В РАЙОНАХ РАЗВИТИЯ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Особенности дешифрирования в районах развития осадочных отложений определяются прежде всего полосчатым рисунком фотоизображения, который обусловлен тем, что осадочные породы состоят из прослоев и пачек, различающихся по составу или структурно-текстурным признакам (см. рис. 35). Чередование в разрезе таких пачек и прослоев, обладающих неодинаковой устойчивостью к выветриванию, приводит при пологом залегании толщи к формированию ступенчатого рельефа поверхности. Устойчивые породы образуют на склонах уступ, в некоторых случаях крутой или даже вертикальный, а легко разрушаемые прослои — выположенную ступень. При крутом падении осадочной толщи рельеф представляет собой чередование гряд, гривок, или гребней, разделенных вытянутыми понижениями.

Такая морфология поверхности часто хорошо подчеркивается растительностью, сообщества которой реагируют на неодинаковую увлажненность и состав почв, образованных на различных породах. В ряде случаев на особенно выположенных склонах ступенчатость настолько неясна, что на местности перегибы почти не улавливаются, но, благодаря различиям в растительности, слоистость осадочной толщи проявляется и здесь, находя отражение в фотоизображении. Ступенчатый рельеф и различия в растительности имеют зачастую место и тогда, когда

коренные породы закрыты плащом элювиально-делювиальных или иных четвертичных образований мощностью в несколько метров.

В районах с несомкнутым растительным покровом, к которым относятся пустыни, тундры и гольцовые участки гор, слоистость осадочных отложений нередко видна на аэрофотоснимках благодаря цветовым различиям прослоев и пачек или сформированного на них элювия. Такие различия проявляются не только на цветных отпечатках, но и на черно-белых, находя свое отражение в тоне фотоизображения. Поэтому фотоизображение районов развития осадочных пород представляет собой чередование параллельных полос. Если угол падения слоев в 2—3 раза меньше угла наклона местности, но такие полосы являются концентрическими и плавно огибают склоны, напоминая горизонтали топографической карты. Чем круче наклон слоев, тем меньше полосчатость согласуется с рельефом, а когда угол падения в несколько раз больше угла наклона местности, полосы становятся практически прямолинейными. Слаболитифицированные породы и некоторые массивные разности литифицированных, особенно в районах развития сплошного древесного покрова, лишены этого основного признака осадочных пород.

Характер слоистости подлежащих изучению осадочных отложений определяет в значительной степени и масштаб материалов аэрофотосъемки. Поэтому для надежного дешифрирования внутреннего строения мощных толщ тонкослоистых осадочных отложений в открытых районах, с несомкнутым растительным покровом, необходимо фотоизображение масштаба 1 : 25 000—1 : 10 000. Сравнительно мощные толщи осадочных образований, в которых ширина выходов на поверхность различных пачек измеряется десятками метров, легко дешифрируются на снимках масштаба 1 : 25 000—1 : 50 000 и даже более мелкого. При этом имеет значение контрастность проявления объектов в ландшафте, определяющая их фотогеничность. В ряде районов четко выделяющиеся в ландшафте линейные тела малой мощности отчетливо видны на снимках, даже если ширина их фотоизображения составляет всего 0,05 мм.

Дешифрирование заключается в выделении и прослеживании на материалах аэрофотосъемки пачек пород, различающихся по рисунку фотоизображения. Большая роль в этом процессе принадлежит фотомаркирующим горизонтам. Выделять их удобнее всего на материалах фотосъемки, имеющих большую обзорность, но прослеживать лишь на контактных отпечатках под стереоскопом.

При дешифрировании следует выделять все мельчайшие детали фотоизображения, отмечая их условными знаками. Особое внимание необходимо обращать на характер полосчатого рисунка, т. е. на ширину, четкость изображения и соотношение темных и светлых линий на аэрофотоснимке. При этом следует учитывать, что рисунок полосчатости зависит как от строения самой толщи, так и от угла пересечения пластов поверхностью склона, а также от крутизны последнего. Следует уделять внимание и таким ландшафтным особенностям, как рельеф в целом и четкость выражения в нем выходов отдельных литологических горизонтов, распределение растительности, рисунок в плане и глубина вреза гидросети, тон фотоизображения, а в населенных районах — и элементы хозяйственной деятельности, распределение которых нередко обусловлено геологическим строением местности (см. рис. 37).

В качестве вспомогательных признаков, позволяющих опознать и проследить осадочные образования, существенную помощь нередко оказывают такие элементы ландшафта, как, например, карстовые воронки, характерные для карбонатных пород, суффозионные западины, связанные с терригенными породами, рисунок, частота распределения и глубина вреза борозд стока, форма коренных обнажений и другие признаки, обычно четко отображенные на аэрофотоснимках.

В ряде случаев по аэрофотоснимкам могут быть установлены угловые несогласия в осадочной толще. Опознаются они по хорошо видимому примыканию слоистости одной пачки к другой. Существенную помощь при этом оказывает измерительное дешифрирование. Однако уверенное выделение несогласий, поскольку их нетрудно спутать с разрывными нарушениями или конседиментационным выклиниванием, возможно лишь, как правило, при проведении наземных наблюдений.

ИЗУЧЕНИЕ СВОДНОГО СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА И РАЗРЕЗОВ ПО СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНЫМ ЗОНАМ

На изучение и детализацию сводного стратиграфического разреза, обобщенно показывающего всю картину стратиграфии района, при съемке приходится значительная доля рабочего времени в полевой период. Особенно это относится к районам, включающим несколько структурно-фациальных зон с различными в каждой из них по мощности, строению и составу типами стратиграфических разрезов. Итоговые представления о сводном стратиграфическом разрезе геологически сложного многоярусно построенного района складываются в результате увязки и синтеза сводных стратиграфических разрезов по структурно-фациальным зонам.

В полевой период составляют (с необходимой для крупномасштабной съемки детальностью) полевой вариант сводного стратиграфического разреза. При этом в разрезе выделяются слагающие его стратиграфические единицы — серии, свиты, подсвиты, пачки, горизонты, с показом взаимоотношений осадочных толщ с магматогенными телами. Все они получают полевую характеристику, и к ним точно привязывают (в батрологическом и фациальном отношении) произведенные при изучении частных разрезов послойные палеонтологические сборы.

Комплексному обоснованию этих картируемых в крупном масштабе подразделений сводного разреза уделяется особое внимание.

Частные разрезы, в результате изучения которых составляется сводный разрез, должны по возможности относиться к одной структурно-фациальной зоне единого структурно-стратиграфического этажа (яруса), выявленного по материалам среднемасштабной съемки; для каждой структурно-фациальной зоны изучается своя серия частных разрезов, составляющих в совокупности сводный разрез по зоне.

Разрезы выбирают в местах наилучшей обнаженности и типичной выраженности выделяемых в районе стратиграфических подразделений, а при отсутствии или недостаточном количестве естественных обнажений они дополняются горными выработками — расчистками, канавами или перекрывающими друг друга буровыми скважинами; в районах плохой обнаженности изучение основного разреза и геологическая съемка ведутся параллельно, взаимно контролируя друг друга.

По наиболее важным частным разрезам, составляющим основной разрез, производится особо тщательно послойный сбор палеонтологических материалов, образцов для литолого-петрографической и детальной фациально-геохимической характеристики пород; по ним же прокладывают геофизические профили с отбором типичных образцов для изучения физических свойств пород. Все упомянутое подробнее разобрано в «Методических указаниях», вып. 1 [271, с. 124—142].

ВЫДЕЛЕНИЕ МЕСТНЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

Общий отправной принцип геологического картирования — обособление и нанесение на карту геологических тел — при крупномасштабной съемке осадочных толщ выражается в выделении по сводному

разрезу и картировании местных стратиграфических подразделений — от серий и свит до пачек и разного рода маркирующих горизонтов. При этом местные подразделения показывают в соподчинении общим стратиграфическим подразделениям, таким как система, отдел и ярус.

Опубликованный в 1977 г. «Стратиграфический кодекс СССР» содержит основные нормы выделения и обоснования стратиграфических подразделений всех рангов. По мере проведения полевых съемочных маршрутов и наблюдений над осадочными толщами, в ходе формирования представлений о строении и составе частных разрезов и конструировании сводного стратиграфического разреза, в последнем выделяют подлежащие картированию местные стратиграфические подразделения, им посвящена гл. V «Кодекса». К ним согласно «Кодексу» (ст. II. 2) относятся основные стратиграфические подразделения — комплекс, серия, свита (подсвита); вспомогательные литостратиграфические подразделения — толща, пачка, пласт (слой), маркирующий горизонт; вспомогательное биостратиграфическое подразделение — слои с фауной (флорой). Все они, будучи прослеженными на изучаемой площади, отражаются на карте и прилагаемой к ней сводной стратиграфической колонке.

Поскольку крупномасштабная съемка обычно ставится на площадях, уже изученных и закартированных в масштабе 1 : 200 000, новые свиты и более крупные стратиграфические единицы в разрезе чаще могут быть выделены в составе ранее слабоизученных структурно-стратиграфических этажей (ярусов). Однако всегда в ходе крупномасштабных исследований необходимо выделять такие местные подразделения, как подсвиты, пачки и горизонты, подчиненные ранее установленным свитам, уточнять границы и характеристику последних. На основании новых материалов уточняется корреляция сводного разреза изученной площади с разрезами смежных площадей, а также проводится увязка сводного разреза с региональной унифицированной стратиграфической схемой (по системам). Все эти вопросы местной и региональной стратиграфии решаются с учетом требований и рекомендаций «Кодекса».

Так, при выделении свиты, основной единицы местных стратиграфических схем, необходимо исходить из общих установок гл. V «Кодекса» и ст. V.10 и V.11 о фациально-литологической и палеонтологической обособленности отложений свиты, о стратотипе свиты и правилах его описания (ст. V. 12—16, приложение 2) и опубликования (ст. VIII. 12).

«Кодекс» определяет свиту (ст. V.10) как «совокупность отложений, развитых в пределах какого-либо геологического района, характеризующихся специфическими фациально-литологическими и палеонтологическими особенностями и занимающих определенное стратиграфическое положение в разрезе»; «... свита отражает достаточно специфический этап геологического развития участка земной коры, проявляющийся в своеобразии осадконакопления, комплекса органических остатков (свидетельствующих о единстве возраста), тектонической и вулканической деятельности, характера метаморфизма, климатических и фациальных особенностей и т. п.» [428, с. 28—29].

Менее твердо регламентирует, но также определяет «Кодекс» правила выделения вспомогательных местных литостратиграфических подразделений таких, как толща, пачка, пласт, маркирующий горизонт (гл. VI). Эти подчиненные свитам мелкие единицы местной стратиграфии, по существу, играют решающую роль для успеха крупномасштабной съемки. Только при их выделении можно дробно расчленить и детально скоррелировать разрезы, привязать, проследить и изучить на площади рудные слои, маркирующие горизонты и тектонические структуры. По мере совершенствования «Кодекса» раздел его, посвященный

вспомогательным подразделениям и имеющий существенное значение для практики крупномасштабных съемок, очевидно, будет дополнен.

К таким фиксируемым на сводной стратиграфической колонке и на карте вспомогательным местным подразделениям разреза можно предъявлять следующие требования.

1. Литогенетическое и фациальное единство пород внутри каждого обособляемого подразделения, т. е. однородность морфологии пород, их вещественного состава и геохимии, ритмостратиграфии и фаций в пределах выделяемых интервалов разреза. При этом учитываются не только полевые данные, но и результаты лабораторного изучения пород — их химических и спектральных анализов, термографических и микроскопических исследований. В сомнительных случаях следует изучать каротажные кривые буровых скважин, по характеру которых (кривых) можно выделить физически и геохимически однородные интервалы разреза. В частности, кривые гамма-каротажа (ГК) и собственной поляризации пород (ПС) отчетливо указывают на некоторые геохимические особенности разрезов; они могут быть эффективно использованы для стратиграфических и корреляционных целей [134],(С. С. Итенберг, 1951 г.). К широкому использованию геофизических показателей прибегают при обосновании расчленения и корреляции «закрытой» части стратиграфического разреза, вскрываемой лишь буровыми скважинами.

2. Наличие у выделяемых стратиграфических подразделений границ, достаточно отчетливо устанавливаемых в поле и зафиксированных по обнажениям или буровым скважинам.

3. Точная фиксация положения в сводном разрезе каждого обособляемого подразделения.

4. Обоснование возраста каждого обособляемого подразделения и его увязка с корреляционной и унифицированной стратиграфическими схемами по палеонтологическим данным либо по составу пород и положению в разрезе, а также по определениям абсолютного возраста.

Необходимо иметь в виду возможность возрастного скольжения границ некоторых местных стратиграфических единиц [428, ст. V.4]. Подобное скольжение, например, зафиксировано для девонских базальных конгломератов (D_1—D_2) в палеозойских межгорных прогибах Северо-Западного Прибалхашья (В. Д. Вознесенский, Ю. П. Ненашев, 1964 г.), для границ илекской и других свит мезозоя Западной Сибири (В. П. Маркевич, Ф. Г. Гурари, 1957 г.), для базальных песков ряда свит морского палеогена в том же регионе (В. А. Мартынов, 1973 г.).

Различные другие примеры скольжения во времени границ осадочных геологических тел встречаются у М. Жинью [165], К. Данбара и Дж. Роджерса [131]; Г. Уилер и Е. Бислей называют скольжение одним из немногих основных правил стратиграфии, определяя его как «принцип временно́й трансгрессии» [373, с. 75].

ПРОСЛЕЖИВАНИЕ ВЫДЕЛЕННЫХ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

Выделенные при изучении частных разрезов и отраженные в сводном разрезе стратиграфические единицы — свиты, подсвиты, пачки, маркирующие горизонты и границы между ними — в процессе съемки тщательно прослеживаются по простиранию на площади по обнажениям и буровым скважинам. Для достоверной увязки разрезов по обнажениям и буровым скважинам обычно применяют комплекс методов и приемов. Содержание этого комплекса всякий раз определяется особенностями строения и состава сопоставляемых разрезов, а иногда и степенью их доступности для непосредственного изучения.

В практике крупномасштабной геологической съемки могут быть применены следующие группы методов и отдельные методы корреляции разрезов.

1. Прямое прослеживание каждой свиты или горизонта в поле по резко бросающимся в глаза внешним признакам, видимым в обнажениях, по высыпкам, по керну буровых скважин. Весьма эффективным для этого бывает иногда использование аэрометодов — аэровизуальных наблюдений и дешифрирования аэрофотоснимков.

При проведении съемки методом прослеживания слоев и их границ (контактов) следует всегда иметь в виду предупреждение, сделанное по этому поводу Э. Гринли и Х. Вильямсом в их оригинальном и ценном до сих пор «Руководстве по геологической съемке» (1933 г.): «При применении этого метода имеется большая опасность сосредоточить слишком много внимания на самих контактах и пропустить многое на тех площадях, которые лежат между ними».

2. Стратиграфическая корреляция разрезов с помощью палеонтологических методов — производится в полном объеме в камеральной обстановке, после определения, как правило, разнообразных палеонтологических сборов специалистами по соответствующим группам ископаемых организмов.

Тем не менее уже в поле можно частично применить палеонтологический метод корреляции, используя для определений изданные по ряду регионов полевые атласы фауны и флоры. Это возможно также при участии в полевых работах палеонтолога или геолога, знающего фауну, либо тогда, когда в разрезах, подлежащих увязке, или в прослеживаемом горизонте имеются морфологически характерные и хорошо видимые органические остатки либо их скопления. К ним относятся, например, слои с биогермами — постройками известковых колониальных организмов, коралловыми, мшанковыми или верметусовыми рифами, с колониями известковых водорослей, губок и археоциат, с банками моллюсков или крупными раковинами, горизонты с пнями и стволами деревьев и т. п. В некоторых случаях, напротив, корреляционное значение может иметь палеонтологически «немой» горизонт, заключенный в толще, изобилующей органическими остатками.

3. Корреляция разрезов осадочных толщ по их геофизическим показателям. Для этого широко используют метод расшифровки и сравнения разного рода каротажных диаграмм и метод сопоставления геолого-геофизических колонок по разрезам буровых скважин. Эти способы позволяют уверенно коррелировать разрезы и устанавливать или контролировать при этом маркирующие горизонты по вполне объективным показателям, обычно поддающимся количественной оценке (С. С. Итенберг, 1951 г.) [134, 178], (А. Н. Макаров, В. В. Гречухин, 1968 г.).

В некоторых случаях эффективна корреляция разрезов по показателям геофизических профилей (магнитометрических, гравиметрических, сейсмических, гамма- и электропрофилирование), составленных по наземным маршрутам либо аэромаршрутам, заданным вкрест простирания осадочных толщ. Этот метод интерпретации и сопоставления данных регионального геофизического профилирования наиболее целесообразен для первоначальной корреляции разрезов либо для расшифровки тектонического строения нижних структурно-стратиграфических этажей (ярусов), обычно недоступных для непосредственных полевых маршрутных наблюдений.

Для стратиграфического расчленения и корреляции разрезов терригенных толщ в последние годы применяется метод изучения палеомагнетизма пород, дающий иногда однозначные и убедительные результаты (А. Н. Храмов, 1961 г.; А. Н. Храмов, Л. Е. Шолпо, 1967 г.).

4. Корреляция разрезов литологическими (литостратиграфическими) методами. Литостратиграфические методы корреляции обычно в большей мере, чем палеонтологические, могут применяться для увязки разрезов непосредственно в поле. На сопоставлении и прослеживании литологических признаков пород по отдельным пачкам и горизонтам практически преимущественно строится полевая увязка разрезов.

Применимые при крупномасштабных съемках разнообразные литологические методы корреляции объединяются в следующие группы.

1. Методы и приемы, основанные на полевом визуальном прослеживании маркирующих горизонтов, т. е. слоев и пачек, хорошо опознаваемых в разрезе по устойчивым, типичным для них литологическим признакам. Такие признаки могут быть первично-седиментационными, как, например, пестро-красная окраска или такыровидные текстуры глинистых пород и особенности слоистости песков; позднедиагенетическими, как новообразования цеолитов, фунтиковая текстура некоторых известняков; эпигенетическими, как желтые и бурые пятна ярозитизации и лимонитизации, возникающие при окислении колчеданистых слоев.

Общий перечень литологических корреляционных признаков, известных для осадочных толщ разного происхождения и возраста, может быть очень большим, и все же он не исчерпает всего разнообразия возможных случаев. Поэтому одним из непременных условий успешного проведения съемки является систематический тщательный учет конкретных литологических корреляционных особенностей пород по свитам, пачкам и горизонтам, слагающим сводный стратиграфический разрез района.

Обзор текстурных признаков осадочных толщ, наиболее применимых для корреляции, опубликован Л. Н. Ботвинкиной (1968 г.).

2. Методы корреляции, основанные на сравнении петрографических ассоциаций обломочных пород, типоморфных отличий обломочных минералов и особенностей состава глин. Эта группа минералого-петрографических методов является по преимуществу камерально-лабораторной. Она основана на изучении минералогии песчано-алевритовых пород по фракциям шлиховым методом либо в иммерсии под микроскопом [231], а также на определении глинистых минералов и их ассоциаций методами окрашивания, термографии, под электронным микроскопом, в рентгеновских лучах, химическим анализом и т. п. (С. И. Берхин и др., 1957 г.), [77]. К этой группе методов принадлежит также сопоставление минералого-петрографических особенностей осадочных пород, установленных при изучении прозрачных шлифов под микроскопом (В. Б. Татарский, 1955, 1965 гг.; Н. И. Наковник, 1957 г. и др.).

При полевых наблюдениях примерный состав песков можно определить визуально (под лупой, по их цвету), а глин — по их отношению к воде, характеру естественных откосов на выходах, поведению керна при высыхании.

3. Методы корреляции, основанные на сопоставлении особенностей строения разрезов. Для увязки мощных разрезов терригенных и карбонатно-терригенных осадочных толщ нередко применяют ритмостратиграфический метод, т. е. систематический анализ ритмичности или сложной цикличности строения разрезов [96].

Для корреляции разрезов такого рода методами каждый из сопоставляемых разрезов должен быть вначале подвергнут систематическому анализу цикличности (об этом см. выше, в разделе, посвященном ритмичности и цикличности, там же дана основная литература). На колонках обоих разрезов отображают помимо пород и фаций циклы (или ритмы) разных порядков, выделенные по строго единообразной методике. Корреляцию разрезов ведут, увязывая в них между собой циклы

одного порядка, затем циклы следующего, более высокого или низкого порядка и т. д. Разрезы могут считаться скоррелированными фациально-циклическим методом, если в них достаточно достоверно увязываются между собой циклы нескольких порядков.

Иногда вместо циклического анализа применяют менее достоверный и упрощенный прием последовательного сопоставления по разрезам наиболее выраженных поверхностей размыва, а также залегающих на них базальных сравнительно грубообломочных горизонтов.

При корреляции детально описанных монотонных «немых» разрезов может быть применен трудоемкий метод функционального профилирования (А. Б. Вистелиус, 1966 г.); он основан на сопоставлении гранулометрических кривых, сглаженных аналитическим путем.

5. Корреляция разрезов, основанная на геохимических особенностях осадочных толщ. Геохимические методы корреляции основаны на фациально-геохимической характеристике толщи, на сопоставлении закономерностей распределения по разрезам наборов некоторых малых элементов либо хемогенных обособлений в породах — конкреций. Примеры и приемы корреляции по конкрециям подробно рассмотрены в отраслевом руководстве [119], а также Н. Г. Беленко (1968 г.). Они построены на послойном изучении морфологии и состава типичных конкреций, взаимоотношения их с вмещающими породами и распределения по сопоставляемым разрезам. В некоторых случаях конкреции изучают методом термолюминесценции, получая при этом дополнительные корреляционные критерии [357]. Содержание и порядок наблюдений над конкрециями при крупномасштабной съемке приводятся выше.

Корреляция разрезов по малым элементам (микроэлементам) основана на систематическом массовом определении в породах увязываемых разрезов химических элементов, содержащихся в малых количествах (обычно менее 1%). При этом оперируют цифровыми данными приближенно-количественного спектрального анализа многих образцов, взятых по разрезам с достаточной густотой для полной характеристики всех литогенетических типов пород, слагающих свиты и пачки сопоставляемых разрезов (в первую очередь глинистых и хемогенных).

Аналитические данные либо непосредственно наносят на литолого-фациальные колонки коррелируемых разрезов и сопоставляют эти графики между собой, либо подвергают данные спектральных определений математической обработке и уже в таком виде наносят на колонки разрезов. Иногда для корреляции геохимическим методом особо учитывают присутствие (или отсутствие) по слоям некоторых элементов-индикаторов, указывающих на характер среды осадконакопления либо на связь с определенными источниками сноса (интрузиями гранитоидов, ультрабазитов и т. п.).

Методические основы корреляции по малым элементам изложены в некоторых работах [31, 195, 395]; комплекс методов рассматривает А. Б. Вистелиус (1957 г.). В последнее время в практике корреляции начинают применяться методы математической статистики, в частности метод многократной корреляции [39, 271]. Помимо возможности получения объективных корреляционных геохимических критериев он в ряде случаев помогает уточнению представлений об условиях формирования осадочных толщ и их фациальной принадлежности.

Как разновидность геохимических методов корреляции можно рассматривать биогеохимический метод, описанный Д. П. Малюгой (1956, 1963 гг.), В. В. Поликарпочкиным [344], а также Н. Н. Васильевой [276]. Он основан на давно подмеченной приуроченности определенных видов растений к породам с повышенным содержанием некоторых элементов (Mo, Zn, Mg и др.), а других видов — к породам, дающим при выветривании резко кислые или щелочные почвы (например, алунитоносные вторичные кварциты, известняки). Геоботанический метод

представляется весьма плодотворным при дешифрировании аэрофотоснимков для целей крупномасштабного геологического картирования. Можно использовать и гидрогеохимический метод корреляции; некоторые его принципы изложены в гл. V, т. 2, а также в работе А. А. Бродского (1962 г). и Г. А. Голевой [108].

В конечном итоге всех работ по изучению и детализации сводного стратиграфического разреза района (или разрезов по каждой структурно-фациальной зоне) составляется сводная стратиграфическая колонка, а при зональном строении района — еще и несколько колонок по структурно-фациальным зонам [326, § 142].

Составление сводной стратиграфической колонки (и колонок по зонам), так же как и геологической карты, ведут в течение всех стадий крупномасштабной геологической съемки, постепенно накапливая и фиксируя данные, от первоначального изучения литературных и фондовых материалов до завершающего камерального периода.

Главные требования к содержанию и оформлению сводной стратиграфической колонки изложены в гл. IV и в специальном издании [328].

ИЗУЧЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ФОРМ НЕСОГЛАСИЙ

При изучении и описании характера несогласного залегания пород, разобщенных поверхностью раздела, следует выяснить тип этого несогласия: относится оно к стратиграфическим или тектоническим несогласиям.

Детальному анализу несогласий, их признаков и классификации посвящены работы А. А. Богданова [29] (рис. 21), а также Р. Шрока [469].

Стратиграфические несогласия обусловлены выпадением слоев из их нормальной последовательности в разрезе, соответствующей непрерывному ходу седиментации. Поверхность таких несогласий, лучше или хуже выраженная в разрезе, имеет эрозионное происхождение и отвечает времени перерыва в осадконакоплении. Крупные стратиграфические несогласия разделяют структурные этажи.

Стратиграфические несогласия при их полевом изучении в ходе картирования должны быть охарактеризованы по следующим главным показателям:

а) возраст поверхности стратиграфического несогласия; устанавливается путем сравнения возрастных показателей горизонтов, лежащих выше и ниже поверхности несогласия;

б) характер проявления и степень выраженности стратиграфического несогласия; по этому признаку несогласия делятся на отчетливые (при крайней выраженности несогласие проходит по подошве базального конгломерата) и скрытые, когда поверхность несогласия разделяет литологически сходные породы; в этом случае она бесспорно выявляется лишь при специальных исследованиях, в частности палеонтологическими методами (как правило, в условиях стабильных платформ);

в) строение поверхности несогласия (ровная со следами выветривания, карманообразная, закарстованная); имеет значение для прогноза водоносности и некоторых полезных ископаемых, например бокситов, приуроченных к несогласиям внутри карбонатных толщ;

г) величина наклона поверхности несогласия; по этому признаку различают параллельное несогласие — поверхность несогласия в целом горизонтальная; географическое несогласие — наклон поверхности несогласия меньше 1°, и такое несогласие может быть выявлено лишь в ходе геологической съемки на значительной территории; угловое несогласие — угол наклона поверхности несогласия ясно выражен (может колебаться от первых градусов до 180°); полная характеристика угло-

вого стратиграфического несогласия складывается из двух показателей — величины угла несогласия и значения азимутального несогласия толщ, налегающих друг на друга;

д) распространенность несогласия; имеет региональное или местное значение.

Кроме того, выделяют внутриформационные несогласия, не меняющие общего литогенетического типа толщи и режима осадконакопления. Таковы, например, частные несогласия, как правило встречающиеся в разрезах мощных красноцветных и угленосных формаций (челябинская, карагандинская, кузнецкая).

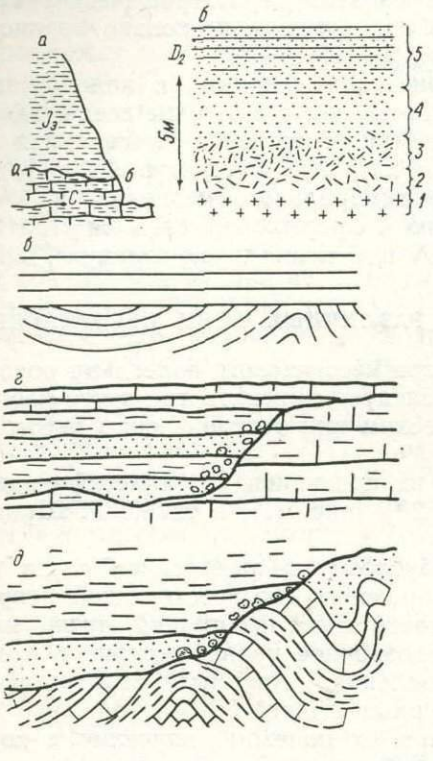


Рис. 21. Несогласия различного типа (по А. А. Богданову).

а — параллельное несогласие (J_3 — верхнеюрская глина; *а—б* — поверхность несогласия; С — каменноугольные известняки; Москва-река); *б* — скрытое несогласие (*1* — массивный гранит; *2* — элювий гранита; *3* — аркозовый песчаник; *4* — неслоистый песчаник; *5* — слоистый песчаник; бассейн р. Кальмиус); *в* — угловое несогласие с разными углами несогласия в разных частях складки; *г* — параллельное прилегание; *д* — несогласное прилегание.

Тектонические несогласия возникают при перемещении блоков горных пород по плоскостям тектонических разрывов. В результате таких подвижек сплошность пород нарушается и в соприкосновение по плоскости несогласия приходят толщи разного возраста.

Морфологически тектонические несогласия в большинстве случаев хорошо отличаются от стратиграфических по резкой линии контакта, нередко сопровождаемой тектонической брекчией, зоной развальцевания и милонитизации пород, интенсивной вторичной трещиноватостью, штрихами и зеркалами скольжения. Тектонические несогласия картируют как разрывные нарушения соответствующих порядков.

ИЗУЧЕНИЕ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ

Геологическая съемка осадочных толщ включает в себя в качестве обязательного условия изучение структурных форм — складок и разрывов. В процессе съемки необходимо определить их морфологию, положение в пространстве, по возможности, генезис и время образования *.

В соответствии с общими требованиями (см. с. 28—45) для успешного проведения полевых исследований нужно заблаговременно систематизировать все имеющиеся материалы по тектоническим структурам района. Такие материалы могут быть получены при анализе ранее составленных геологических и геофизических карт, путем дешифрирования аэро- и космических снимков, при изучении и сопоставлении между собой различных тектонических схем района. Наиболее сущест-

* Рекомендации, изложенные в этом разделе, могут быть использованы с некоторыми дополнениями (см. ниже) при картировании вулканогенных и метаморфических образований.

венные данные, касающиеся местоположения и морфологии складчатых и разрывных нарушений, выносятся на предполевую геологическую карту.

Полевое изучение структурных форм целесообразно начинать с обзорных аэровизуальных наблюдений и наземных рекогносцировочных маршрутов, что позволяет приближенно оценить качество предполевой карты, наметить узловые участки для детальных структурно-тектонических исследований, уточнить схему построения маршрутов.

Если строение района простое, а складчатые и разрывные нарушения хорошо дешифрируются, картирование складок и разрывов осуществляется путем прослеживания литологически однородных тел (толщ, пачек, пластов) и границ между стратиграфическими и литологическими подразделениями (см. с. 135—139). Изображая на геологической карте литологические и стратиграфические единицы вместе с

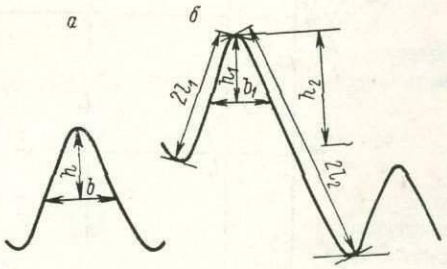


Рис. 22. Профильные сечения симметричной (*а*) и асимметричной (*б*) складки.

условиями их залегания (азимут падения и угол наклона слоистости), исследователь тем самым показывает крупные, выделяющиеся в масштабе карты складчатые формы и устанавливает по геологическим данным (смещение литологических границ, торцевое сочленение толщ различного возраста) положение разрывных нарушений.

Задача становится более сложной, если изучаемый осадочный комплекс характеризуется линейной складчатостью с типичным для нее крутым наклоном слоев на крыльях складок, обилием мелких складок различных порядков, согласных и секущих разрывов. Результаты дешифрирования материалов дистанционных съемок и в этом случае имеют большое значение для выявления складок и разрывов, но решающую роль, особенно при плохой дешифрируемости, играют данные, полученные при исследовании естественных и искусственных обнажений. На обнажении геолог может с большой точностью определить морфологию мезо- и микроскладок, непосредственно проследить поверхность тектонического разрыва, выявить закономерности ориентировки тектонических трещин.

Изучение складок. Для правильной документации складки, выявленной на обнажении, необходимо определить ее морфологию и ориентировку. Морфологию складок изучают в профильных сечениях, перпендикулярных к направлению удлинения складок. Если такое или близкое к нему сечение не найдено, документировать складку приходится по косому сечению, и в этом случае для получения правильного представления о морфологических особенностях складки следует вводить поправку на косое сечение (см. ниже).

Исследуя профильное сечение складки, прежде всего устанавливают, является ли складка симметричной (обладающей двусторонней симметрией) или асимметричной, определяют форму замка, измеряют угол между крыльями α и коэффициент высоты $K_h = h/l$, где h — высота, l — ширина складки (рис. 22, 23). Для асимметричных складок дополнительно указывают коэффициент асимметрии $K_{ac} = h_2/h_1$, где h_1 — высота короткого крыла складки, h_2 — высота длинного крыла. Тот же

коэффициент K_{ac} можно определить через отношение l_2/l_1 или, что практически удобнее, через отношение $2l_2/2l_1$, где l_1 — протяженность короткого крыла, а l_2 — протяженность длинного крыла. Сравнивая изменение кривизны смежных деформированных поверхностей напластования и соотношение мощности слоев в замке и на краях складки, устанавливают степень ее концентричности (Дж. Рамсей, 1967 г.). Отмечают также морфологию и закономерности расположения кливажных трещин и степень дисгармонии, которая определяется различиями в характере дислоцированности пластов, образующих складку.

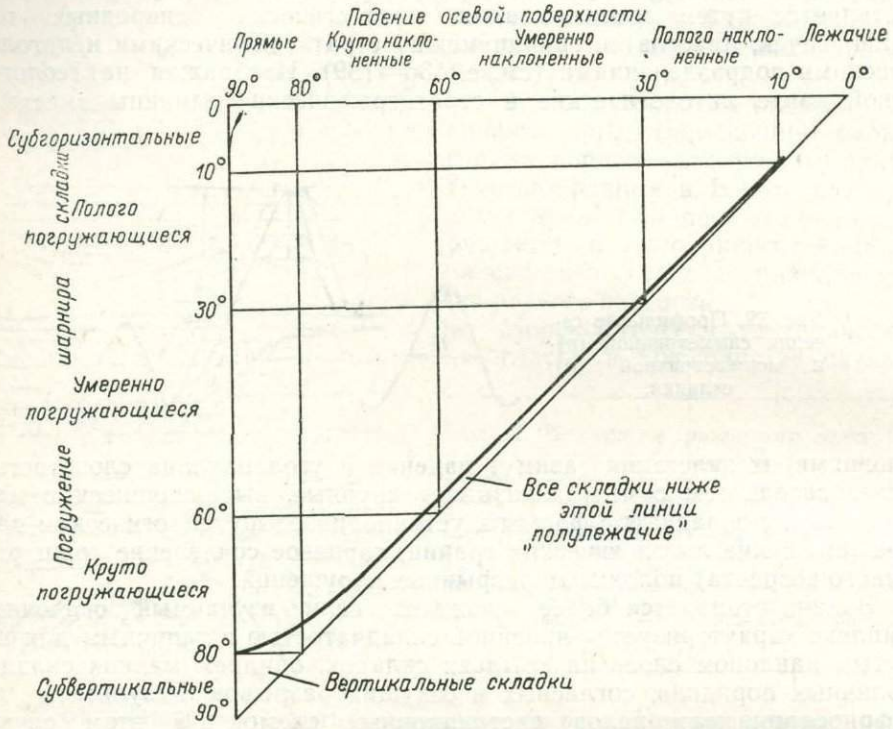


Рис. 23. Классификация складок, основанная на положении осевой поверхности и шарнира относительно горизонтальной поверхности. По М. Флейти, с дополнениями Дж. Рамсея (1967 г.).

В косых сечениях основные параметры складки — угол между крыльями α, коэффициент высоты K_h, коэффициент асимметрии K_{ac}, мощность слоев — являются не истинными, а кажущимися. В косых поперечных сечениях, перпендикулярных к осевой поверхности, складки выглядят более сжатыми, чем в профильном сечении, в косых продольных (пересекающихся с осевой поверхностью по линии, перпендикулярной к шарниру) — более открытыми. В произвольных (косых диагональных) сечениях симметричные складки имеют вид асимметричных; асимметричные складки в таких же сечениях характеризуются изменением коэффициента асимметрии.

Перечисленные выше особенности складок не связаны с их пространственным положением. Последнее определяется двумя параметрами: 1) ориентировкой осевой (шарнирной) поверхности, которая устанавливается путем измерения элементов залегания крыльев складок и элементов залегания кливажа осевой поверхности, и 2) ориентировкой шарнира. В зависимости от угла падения осевой поверхности складки делят (рис. 23) на лежачие (угол падения 0—10°), полого наклоненные (10—30°), умеренно наклоненные (30—60°), круто наклоненные

(60—80°) и прямые (80—90°); в зависимости от угла погружения шарнира (минимального угла между шарниром и горизонтальной плоскостью) — *на субгоризонтальные* (угол погружения 0—10°), *полого* погружающиеся (10—30°), умеренно погружающиеся (30—60°), круто погружающиеся (60—80°) и вертикальные (80—90°) (М. Флейти, 1964 г.). Таким образом, складка может быть умеренно наклоненной полого погружающейся, круто наклоненной круто погружающейся, прямой полого погружающейся и т. д. Особой разновидностью являются полулежачие складки, характеризующиеся перпендикулярным к простиранию осевых *поверхностей положением шарниров. При описании таких складок* необходимо различать погружение шарнира — угол между шарниром

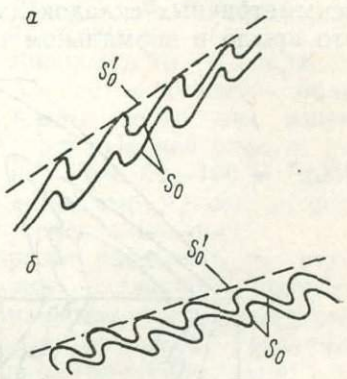


Рис. 24. Соотношение между залеганием слоистости S_0 на крыльях малых складок и залеганием зеркала складчатости S_0' — поверхности сложного слоя.

а — поверхности слоистости и поверхность сложного слоя, падающие в одном направлении под разными углами; *б* — поверхности слоистости и поверхность сложного слоя, падающие в противоположных направлениях под разными углами.

и горизонтальной поверхностью, измеренный в вертикальной плоскости, и склонение шарнира — угол между шарниром и горизонтальной линией, измеренный на осевой поверхности.

Прямые и наклонные складки со сходящимися кверху крыльями обычно называют антиклиналями (в ядре более древние породы); складки с крыльями, сходящимися книзу — синклиналями. Однако на участках с напряженной линейной складчатостью, когда стратиграфическая последовательность пластов точно не установлена, вместо терминов «антиклиналь» и «синклиналь» лучше использовать более общие термины «антиформа» и «синформа».

В практике крупномасштабного геологического картирования точная документация отдельных складок шириной от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров не является самоцелью. Основная задача геолога — использовать наблюдения над малыми складками для определения формы и ориентировки более крупных складок, которые могут быть выражены в масштабе карты. Решение этой задачи может быть осуществлено путем определения элементов залегания «сложного слоя», по рисунку асимметричных складок или же базируется на нередко наблюдаемом сходстве малых и крупных структур по форме и ориентировке.

Изучение «сложного слоя» можно проводить в том случае, если в обнажении (или нескольких близрасположенных обнажениях) наблюдается по крайней мере несколько складок, образованных одним и тем же пластом или пачкой. «Сложный слой» — это геологическое тело (в срезе — полоса), в пределах которого заключена серия таких складок [85]. Он ограничен реальными (границы пластов, пачек) или воображаемыми поверхностями, известными как зеркала складок. Залеганием зеркала складок определяется общее залегание пласта (пачки) на исследуемом участке, нередко значительно отличающееся от залегания пластов на крыльях малых складок, участвующих в строении «сложного слоя» (рис. 24). Не учитывая этого обстоятельства, можно получить искаженное (рис. 24, *а*) или совершенно неправильное

(рис. 24, *б*) представление о морфологии крупных складчатых структур.

Чтобы определить положение зеркала складок, достаточно измерить азимут и угол погружения двух линий — следа зеркала складок на стенке обнажения и шарнира одной из малых складок — и произвести построение на стереографической сетке [340]. Для предварительной оценки положения зеркала складок «зеркальная поверхность» мысленно проводится через след зеркала складок и пересекающийся с ним шарнир одной из малых складок.

В отличие от охарактеризованного выше метода, позволяющего установить по наблюдениям над малыми складками направление и угол падения крыла следующей по размеру крупной складки, изучение асимметричных складок дает возможность определить, находится ли это крыло в нормальном или опрокинутом залегании [188]. Если на-

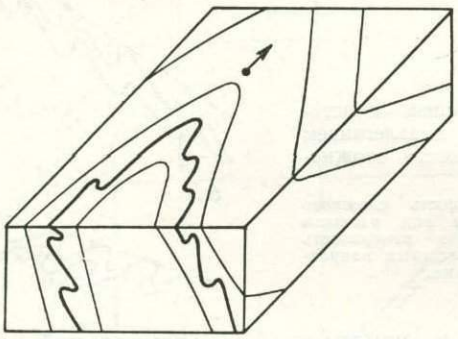


Рис. 25. Схематическое изображение асимметричных складок второго порядка на крыльях погружающейся опрокинутой антиклинали. Стрелкой показано направление погружения антиклинали. По Ю. И. Казанину (1976 г.), упрощено.

блюдения проводятся в разрезах, перпендикулярных к простиранию складок (рис. 25), применяется простое правило, основанное на закономерном расположении асимметричных складок в осложняемой ими более крупной складке: на левом крыле синклинали (правом крыле антиклинали) мелкие асимметричные складки характеризуются левым рисунком, на правом крыле синклинали (левом крыле антиклинали) такие же складки характеризуются правым рисунком. Это же правило действует, если складки изучаются в горизонтальных или близких к горизонтальным сечениях при обязательном условии: определяя рисунок асимметричных складок, смотреть нужно в направлении погружения шарнира. Исключением являются складки, шарниры которых наклонены положе, чем поверхность обнажения. В этом случае наблюдения ведутся по восстанию шарнира.

Все сказанное справедливо для тех участков, где шарниры находятся в нормальном (неопрокинутом) залегании. Когда такой уверенности нет, выводы, основывающиеся на характере рисунка асимметричных складок, могут носить только предположительный характер [188].

Выявленная во многих складчатых комплексах однообразная ориентировка крупных и малых складчатых форм позволяет использовать наблюдения над малыми складками для определения ориентировки более крупных складок. Измерив в обнажении азимуты и углы падения осевых поверхностей системы малых складок, а также азимуты и углы погружения их шарниров и осреднив эти значения, геолог тем самым устанавливает залегание складки следующего по величине порядка. Такой способ пригоден для складок шириной в десятки и сотни метров. В более крупных складках положение осевой поверхности и шарнира складки определяется с помощью построений на стереографической сетке [185].

Основываясь на морфологических особенностях наблюдаемых в обнажении малых складок, можно приблизительно оценить морфоло-

гию складок следующего по величине порядка, а в условиях напряженной складчатости — морфологию еще более крупных складок. Системы малых складок на обнажениях нередко могут рассматриваться как своего рода модели, позволяющие судить об особенностях строения целых складчатых зон: степени сжатости и асимметрии крупных складок, крутизне погружения их шарниров, общем направлении падения осевых поверхностей, морфологии согласных со складками разрывов, возможном смещении частей складок вдоль этих разрывов. Такие «модели» не дают точного представления о морфологии крупных складок и осложняющих их разрывных нарушений, но позволяют с большей достоверностью обобщать данные, полученные при изучении разрозненных коренных выходов, бурении и геофизических исследованиях, и более правильно отражать на геологической карте района стиль складчатости прослеживающихся в его пределах складчатых зон.

Изучение разрывов. В процессе предполевого и полевого дешифрирования аэрофотоматериалов обычно удается выявить большое число линий, интерпретируемых как разрывы. Не все эти линии выносятся на окончательную геологическую карту. На ней следует показать разрывы с амплитудой перемещения не менее 50—100 м [290], а также малоамплитудные разрывные смещения, выраженные зонами интенсивной трещиноватости, брекчирования, рассланцевания.

Вынесенные на карту разрывы целесообразно разделять на главные и второстепенные, изображая их линиями различной толщины [328]. Глубинные и региональные разломы показываются в масштабе карты как сочетание главных и второстепенных разрывов различной морфологии, сочетание разрывов с зонами динамометаморфизма, цепочками малых интрузий и т. д.

Принято выделять пять основных групп разрывов — взбросы, надвиги, сбросы, сдвиги и раздвиги. В основу такой морфологической классификации положен один признак — истинное направление относительного перемещения крыльев разрывного нарушения [102]. Взбросы и надвиги характеризуются перемещением висячих крыльев вверх, в направлении восстания сместителя; в сбросах висячее крыло перемещается вниз, в направлении падения сместителя; сдвигами именуются разрывы, крылья которых смещены в горизонтальном направлении. В раздвигах перемещение крыльев происходит перпендикулярно к поверхности сместителя.

В каждой из перечисленных групп разрывов (за исключением раздвигов) выделяются: а) продольные разрывы (простирание сместителя согласно с простиранием рассеченных слоев); б) поперечные разрывы (линия простирания сместителя ориентирована вкрест простирания рассеченных слоев); в) косые (диагональные) разрывы (линия простирания сместителя ориентирована под острым углом к простиранию рассеченных слоев). Продольные и косые разрывы разделяются на: а) согласные (сместитель разрыва и рассеченные разрывом слои падают приблизительно в одном направлении); б) вертикальные и в) несогласные (сместитель разрыва падает в сторону, противоположную направлению падения рассеченных разрывом слоев). Поперечные разрывы подразделяются на правопадающие (сместитель падает направо, если смотреть в направлении падения рассеченных слоев), левопадающие и вертикальные [102].

Методика выявления и изучения крутопадающих разрывов хорошо известна по курсам геотектоники, структурной и полевой геологии [5, 19, 212, 290]. Менее знакомы геологи с особенностями пологопадающих разрывов, в том числе таких крупных, как тектонические покровы (шарьяжи), во многих случаях определяющих строение целых складчатых зон. Указанные структуры образуются в результате отслоения части земной коры по горизонтальной или почти горизонтальной по-

верхности и последующего перемещения отслоенного геологического тела. Амплитуда горизонтального перемещения покровов составляет обычно несколько десятков километров (иногда до 100—150 км и более), мощность отдельных покровов (толщина шарьяжных пластин) колеблется от 0,25—0,5 до 3—4 км. Перед фронтальной частью покрова нередко наблюдается нагромождение крутопадающих чешуй. Подошва покрова (поверхность базального стесывания) всегда неровная. В основании встречаются горизонты отслоения, сложенные пластичными породами. Образования, залегающие под покровом, а в пакете покровов — под нижней тектонической пластиной, называют автохтоном. Вышележащие пластины, особенно если они сложены породами дальнего происхождения, именуются аллохтонными. Изолированные части тектонической пластины выделяются как тектонические останцы или аллохтонные массивы. Замкнутые или полузамкнутые участки внутри контура тектонического покрова, где обнажаются подстилающие покров породы, называются тектоническими окнами или тектоническими полуокнами [17, 18, 56, 57].

Наиболее трудны для расшифровки зоны, в пределах которых покровные пластины подверглись смятию и разрывам [18]. В таких зонах нередким является образование лежачих складок из покровных пластин и надвигание нижних пластин на верхние, так называемая структурная инверсия шарьяжей.

При картировании покровов обязательным является изучение сопутствующих им олистостромово-олистолитовых комплексов и зон тектонического меланжа. Олистостромово-олистолитовые комплексы имеют гравитационное происхождение и формируются вблизи края покрова в эпохи ускоренного его продвижения. Под олистолитами подразумевают экзотические блоки, захороненные в осадочных породах, олистостромами называют толщи, сложенные хаотически перемешанным образовавшимся в подводных условиях материалом. По возрасту олистостромовых горизонтов, нередко служащих прямым продолжением тектонических покровов, можно судить о времени проявления основных эпизодов шарьирования. Они являются, таким образом, регистраторами конседиментационных тектонических фаз [18, 56].

В отличие от олистостромово-олистолитовых комплексов тектонический меланж представляет собой хаотическое нагромождение материала при разрушении и перемешивании пород в подошве и (или) под подошвой двигающейся тектонической пластины. Типичной разновидностью является меланж офиолитового состава. В меланже из осадочных пород блоки и обломки сложены песчаниками, конгломератами, известняками, а пластичная основная масса — аргиллитами и глинами. Если олистостромово-олистолитовый комплекс подвергается тектонической переработке, возникает меланж сложного генезиса, в котором лишь при очень тщательных исследованиях удается выявить следы первично-осадочного происхождения [18].

При изучении разрывных нарушений на обнажении объектом исследования являются элементы приразрывных зон скольжения — трещиноватость, рассланцевание, линейности и приразломные складки [340]. Борозды и штрихи на зеркалах скольжения, изгибы слоев вблизи поверхности сместителя нередко позволяют установить направление движения блоков. По характеру трещиноватости в приразрывной зоне можно судить, является ли тектоническое нарушение раздвигом, сдвигом или надвигом. Например, для раздвигов характерна мозаичная в плане и перекрещивающаяся в вертикальном разрезе система трещин; вдоль сдвигов развиты крутопадающие трещины скалывания с пологой штриховкой, согласные с простиранием главных сместителей, а также оперяющие (рубцовые) трещины и зоны локального рассланцевания; в зонах надвигов типичны сложно изгибающиеся, переплетаю-

щиеся между собой, пологопадающие трещины — сместители со штрихами, поперечными к фронту надвига или же ортогональная система трещин, перпендикулярных к слоистости [340].

Трещины в осадочных породах должны изучаться не только вблизи крупных тектонических швов, но и на других участках исследуемого района с таким расчетом, чтобы можно было сравнивать характер трещиноватости в разных частях крупных складок (в приосевой зоне, на крыльях) и в разных тектонических блоках. Для изучения трещин выбирают площадки с хорошо выраженной трещиноватостью. Строение каждой такой площадки тщательно документируют: описывают состав пород, характер их чередования, мощность слоев, определяют элементы залегания, слоистости, сланцеватости, кливажа, линейности, с максимальной точностью изображают складчатые формы, описывают атектонические трещины (трещины усыхания, диагенетического уплотнения).

Далее определяют основные системы тектонических трещин, различая системы сколовых трещин и системы трещин отрыва, устанавливают их возрастные соотношения, направление смещений, минеральное заполнение; измеряют элементы залегания — азимут и угол падения (100—200 трещин). Результаты измерений обрабатываются с помощью роз-диаграмм, круговых диаграмм в изолиниях, карт трещиноватости [279, 290]. На основании изучения трещин нередко удается уточнить представления о морфологии и ориентировке более крупных тектонических разрывов [16], выявить ориентировку палеотектонических напряжений [102, 279], дать более обоснованную оценку рудоносным и водоносным зонам.

Изучение парагенезисов структур. Одна из задач крупномасштабного геологического картирования состоит в том, чтобы выявить закономерности сочетания друг с другом разрывов различной морфологии и ориентировки и закономерности сочетания разрывов со складками. Карта с бессистемным изображением тектонических нарушений, как правило, является недоброкачественной, свидетельствующей о просчетах при изучении тектоники района. Напротив, на хорошо составленной геологической карте ясно видны комплексы тесно связанных друг с другом закономерно сочетающихся структурных форм, выделяемые как парагенезисы структур [245]. Такие комплексы могут повторяться в районе неоднократно, образуя сходные по морфологии тектонические зоны или подзоны.

Примерами парагенезисов структур может служить парагенезис крутых ветвящихся разломов, зон дробления, крутых флексур, моноклиналей, ступенеобразных складок и даек в субширотных зонах разломов Северо-Западного Прибалхашья; парагенезис взбросов, крутых надвигов, сжатых складок и зон рассланцевания в центральноказахстанских зонах смятия [245]; парагенезис в сдвиговых зонах Урала, представленный серией узких клиновидных тектонических пластин [340]. В качестве парагенезисов более высокого порядка целесообразно выделять характерные сочетания главных и примыкающих к ним второстепенных разрывов, локальные зоны смятия, системы приразломных складок, осложненных продольными разрывами.

Для выявления типичных парагенезисов структур следует детально изучать хорошо обнаженные участки района. Установив взаимоотношение разрывов разной морфологии, зависимость между ориентировкой разрывов и складок, величиной разрывов и густотой их расположения, можно определить или уточнить морфологию и ориентировку недостаточно изученных структурных элементов (фрагментарно обнаженной складки, зоны разрывов, перекрытой чехлом рыхлых отложений, и т. п.).

Конечным результатом исследования тектонических структур при крупномасштабной геологической съемке должно быть четкое изображение на геологической карте структурных зон (складчато-разрывных, разрывных). Такие зоны должны рассматриваться как самостоятельные тектонические единицы, в общем случае не совпадающие пространственно с формационными или фациальными зонами [84].

СТРУКТУРНОЕ ДЕШИФРИРОВАНИЕ

Структурное дешифрирование заключается, во-первых, в опознавании на материалах аэрофотосъемки ландшафтных особенностей местности, свидетельствующих о наличии тектонических нарушений — разрывных и складчатых, и, во-вторых, в определении параметров этих нарушений. Дешифрирование дает возможность установить практически все разрывные и складчатые нарушения, ландшафтные индикаторы которых являются достаточно четкими и имеют размеры, позволяющие опознать их в масштабе фотоизображения.

Разрывные нарушения

На материалах аэрофотосъемки нередко по одним и тем же признакам дешифрируются различные разрывные нарушения, независимо от их протяженности и наличия смещения по ним, а также приуроченные к ним дайки, жилы, зоны минерализации, ширина которых меньше 1—3 мм в масштабе фотоизображения. Нередко как единый разрыв дешифрируются также группы трещин и зоны дробления.

Выделять и прослеживать разрывные нарушения необходимо при стереоскопическом просматривании аэрофотоснимков. На крупномасштабных материалах аэрофотосъемки лучше выделяются разрывы меньшей протяженности, вплоть до трещин. Разрывы большой протяженности легче опознать на мелкомасштабных материалах, в том числе на фотосхемах. При отсутствии мелкомасштабных материалов аэрофотосъемки некоторые нарушения устанавливаются при просматривании фотосхемы под малым углом наклона луча зрения. При этом происходит сгущение вдоль луча зрения наблюдателя деталей фотоизображения, в том числе и указывающих на наличие разрыва. Дешифрирование желательно проводить повторно разными исполнителями, при этом уменьшается влияние субъективизма [522].

Разрывные нарушения могут быть опознаны на аэрофотоснимках по выраженности их в рельефе (геоморфологические признаки), по изменению в растительном и почвенном покрове (почвенно-геоботанические признаки), по наличию водопроявлений (гидрогеологические признаки) и по смене ландшафтных особенностей вдоль линейной границы (комплексные признаки).

Геоморфологические признаки

Гряды (денудационные и аккумулятивные). Денудационные гряды возникают в рельефе в случае приуроченности к разрывному нарушению пород, являющихся более устойчивыми к процессам денудации по сравнению с вмещающими (дайка, жила, минерализованная брекчия дробления).

В ряде районов индикаторами разрывных нарушений являются аккумулятивные гряды. Невысокие (1—1,5 м) линейно вытянутые песчаные гряды или бугры, напоминающие по форме эоловые образования (рис. 26), нередко приурочены на Русской платформе к разрывам в складчатом комплексе, перекрытом ненарушенной толщей покровного комплекса значительной мощности [123, 136]. В засушливых районах

разрывные нарушения трассируются по сериям небольших песчаных холмиков — кос (В. П. Мирошниченко, 1954, 1958, 1961 гг.) или по полосам песчаных бугров — «чукалаков» (С. В. Викторов, Е. А. Востокова, 1961 г.). Образование холмиков и бугров связано с наличием кустарников, произрастающих вдоль линии разрывного нарушения и способствующих аккумуляции переносимого ветром песка. В рельефе солончаковых и песчаных пустынь разрывные нарушения могут проявляться «дайкообразными выступами» (В. П. Мирошниченко, 1961 г.). В районах четвертичного оледенения озы местами образуют закономерно ориентированный рельеф с крестообразно пересекающимися грядами, ориентировка которых объясняется направлением трещин в мерт-

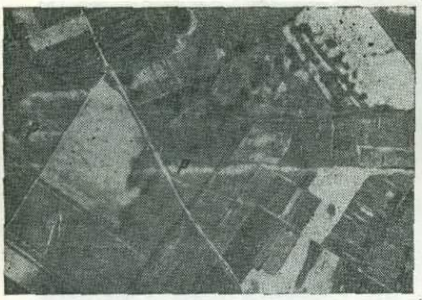


Рис. 26. Аккумулятивные песчаные гряды (*р*) над разрывным нарушением. Русская платформа (по Н. В. Кобецу, 1966 г.).

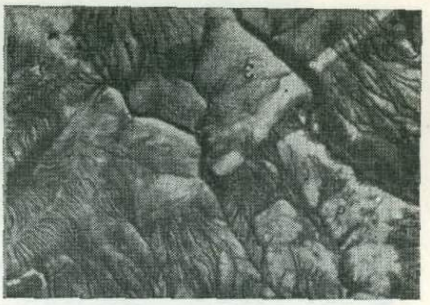


Рис. 27. Денудационный уступ вдоль разрывного нарушения, по которому граничат рыхлые песчаники перми (Р) и плотные карбонатные породы кембрия (Є) (по Е. С. Кутейникову и Л. М. Натапову, 1962 г.).

вых льдах [36], но может отражать и трещиноватость коренных пород (С. С. Шульц, 1969 г.).

Уступы. Вдоль разрывного нарушения формируются в случаях, если по разрыву происходят или имели место в недалеком прошлом тектонические подвижки, обусловившие расположение контактирующих блоков на разных гипсометрических уровнях, или же если по разрыву соприкасаются породы, резко различающиеся по своей устойчивости к процессам денудации (рис. 27).

Понижения (западины, карстовые воронки, потяжины, рвы). Нередко образуются вдоль разрывного нарушения или зоны повышенной трещиноватости за счет выноса рыхлого материала из зоны дробления, а также растворения или суффозионной просадки в зоне усиленного водообмена, связанной с разрывным нарушением. В районе развития многолетней мерзлоты направление трещин в полигональных грунтах может отражать трещиноватость коренных пород.

Спрямленные участки и коленообразные изгибы долин постоянных и временных водотоков (рис. 28). Являются одним из ведущих индикаторов разрывных нарушений в закрытых районах.

Цепочки вулканических (грязевых и шлаковых) конусов (рис. 29). Позволяют опознать разрывные нарушения, не выделяющиеся по другим признакам и полевым наблюдениям, как, например, перекрытые рыхлыми отложениями или лавовыми потоками. В солончаковых пустынях индикаторами разрывов могут служить линии очень небольших по размерам солевых и грязевых конусов, образовавшихся в результате излияния рассолов и грязи по трещинам (В. П. Мирошниченко, 1961 г.).

Почвенно-геоботанические признаки

Почвенные полосы над разрывными нарушениями в районах, лишенных сплошного растительного покрова, нередко хорошо выделяются на аэрофотоснимках по тону фотоизображения, тогда как при наземных наблюдениях многие из них незаметны. Изменения в составе почвенного покрова, влияющие на спектрально-отражательную способность, объясняются наличием минерализации, подтоком грунтовых вод или фильтрацией поверхностных.

В засушливых районах такие полосы образуют выцветы, выделяющиеся в ландшафте солончаковых и песчаных пустынь (В. П. Мирошниченко, 1961 г.), или солончаки, приуроченные к зоне разрывного нарушения [75]. В открытых районах (как арктических, так и аридных) полосы выделяются по окраске элювия коренных пород. Они интерпретируются как разрывные нарушения обычно лишь при их прямолинейности или при наличии дополнительной информации об условиях залегания отложений.

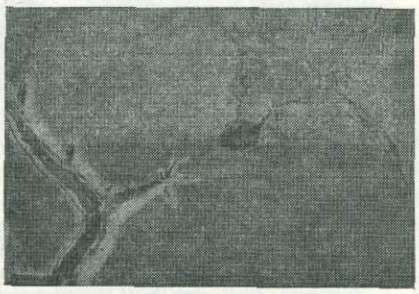


Рис. 28. Спрямленные участки долины, отражающие направление трещиноватости. Сибирская платформа.

Рис. 29. Цепочка шлаковых конусов. Камчатка (по Г. С. Штейнбергу, 1964 г.).

Растительные полосы, подобно почвенным, являются одним из важнейших индикаторов разрывных нарушений (рис. 30). В засушливых районах с разрывами связаны полосы растительности (В. П. Мирошниченко, 1958, 1961 гг.), в том числе галофильной [75]. К растительным полосам относятся также гряды и мочажины в болотах, являющиеся индикаторами разрывов, а иногда расположенные параллельно одной из систем трещиноватости коренных пород (З. И. Багрова, В. Н. Кирюшкин, 1964 г.).

Гидрогеологические признаки

Цепочки источников, образующиеся в связи с разгрузкой подземных вод вдоль линии выхода на поверхность разрывного нарушения, хорошо выделяются на аэрофотоснимках. В районах развития многолетней мерзлоты источники приводят к образованию наледей. Они уверенно опознаются на аэрофотоснимках даже после полного стаивания льда, поскольку в их пределах русло водотока разделяется на множество рукавов, резко сужаясь выше и ниже по течению.

Смена ландшафтных особенностей по линейной границе обычно обусловлена соприкосновением по разрыву различных по составу толщ, а с ним связаны изменения в рельефе, рисунке гид-

Рис. 30. Растительные полосы по разрывным нарушениям (*р*) и смена ландшафтных особенностей по ним, выраженная в различном рисунке фотоизображения контактирующих блоков (*а, б*). *Сибирская платформа (по* Е. С. *Кутейникову и* Л. М. Натапову, 1962 г.).

росети, густоте и составе растительности, почв и других элементов ландшафта, сформированных на отложениях, имеющих специфический состав и свойства (рис. 30).

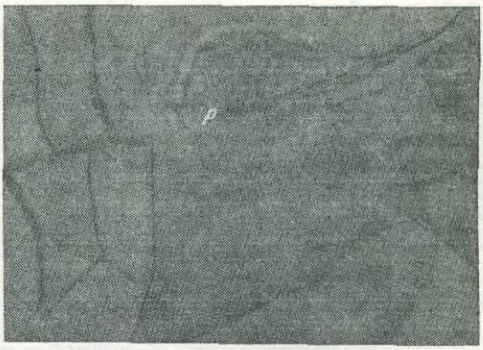


Рис. 31. Смещение ситуации в ландшафте поверхности, обусловленное разрывным нарушением (*р*). Сибирская платформа.

В закрытых районах, а также в открытых районах при небольших различиях свойств пород обоих блоков индикаторами разрывных нарушений могут служить линейные границы болот, лесных массивов, растительных ассоциаций, берегов озер, эоловых образований и других природных объектов (рис. 31).

По комплексным признакам выделяются также зоны дробления, смятия и глубинные разломы, занимающие достаточно широкую полосу местности. При этом наблюдается смена ландшафтных особенностей в пределах данной зоны. При ширине таких зон до 1 — 1,5 км для них

большей частью характерно исчезновение рисунка фотоизображения коренных пород (А. А. Вишневский, Е. Н. Каменев, 1965 г.). При большей ширине в их пределах обычно различаются отдельные разрывные и складчатые нарушения [337, 193]. Выделять и прослеживать такие зоны рекомендуется на материалах аэрофотосъемки большой обзорности, применяя крупномасштабные аэрофотоснимки для детализации строения.

Анализ фотоизображения позволяет определить ряд параметров разрывных нарушений. Протяженность и азимуты простирания разрывных нарушений устанавливаются путем измерения соответствующих величин на аэрофотоснимке или топографической карте (после переноса отдешифрированной ситуации).

Смещение по разрывному нарушению определяет лишь такие признаки, как смена ландшафтных особенностей по линейной границе, в том числе смещение элементов ситуации и наличие уступа в рельефе. Наличие или отсутствие смещения по разрывам, опознанным по другим признакам, можно определить лишь при полевых наблюдениях. В открытых районах, когда слоистость и образованные ею пластовые фигуры позволяют измерить элементы залегания пород в обоих блоках и установить в них идентичные контуры, а также определить условия залегания сбрасывателя (см. раздел «Складчатые нарушения»), при предварительном дешифрировании можно установить величину относительного перемещения блоков, используя обычные построения, применяемые в процессе геологического картирования.

Плановое смещение гидросети или иных элементов ситуации в некоторых случаях позволяет установить горизонтальное смещение и оценить его величину [337].

Относительный возраст можно определить в случаях, когда дешифрируются разрывы, перекрытые несогласно налегающими на них отложениями.

Складчатые нарушения

Методика дешифрирования складчатых нарушений в обнаженных и закрытых (двух- и трехъярусных) районах различная. В обнаженных районах благодаря видимым на аэрофотоснимках слоистости и пластовым фигурам анализ материалов аэрофотосъемки открывает широкие возможности для определения складчатой структуры картируемой площади. В закрытых районах складчатые нарушения выявляются по аномалиям в строении ландшафтов. Такие аномалии обусловлены главным образом неотектоническими движениями и являются морфоструктурами. Последние имеются и в обнаженных районах, где опознаются по тем же признакам, что и в закрытых.

В горных районах, где развит складчатый комплекс, характеризующийся углами наклона слоев более 5—10°, необходимо пользоваться материалами аэрофотосъемки двух масштабов — мелкомасштабными, обладающими большой обзорностью, и крупномасштабными, позволяющими производить детализацию строения складчатых структур. В платформенных районах можно иметь материалы одного масштаба, имеющие хорошую обзорность.

Анализ рисунка слоистости и пластовых фигур на материалах аэрофотосъемки большой обзорности позволяет установить форму складок в плане и в некоторых случаях определить направление падения слоев. Последнее выполняется при просмотре аэрофотоснимков под стереоскопом. Стереоскопическая модель дает возможность не только установить направление погружения слоев, но и приближенно оценить углы наклона. При этом следует учитывать видимое растяжение вертикального масштаба стереомодели. В пределах протяженных моноклi-

налей изредка применим очень простой метод приближенного определения падения по кажущимся вертикальным пластам (H. C. Raasveldt, 1959 г.). Основан он на том, что пласт кажется вертикальным на одиночном аэрофотоснимке, если его поверхность параллельна лучу зрения объектива. Поэтому истинный угол наклона α определяется по формуле $\operatorname{tg}\alpha = f_к/l$, где $f_к$ — фокусное расстояние АФА, l — кратчайшее расстояние кажущегося вертикальным пласта от центра аэрофотоснимка.

Охарактеризованное качественное дешифрирование дает полное представление о распределении по площади и конфигурации в плане антиклинальных и синклинальных складок (рис. 32), а также приближенные сведения об углах наклона слоев [193, 337]. Измерительное

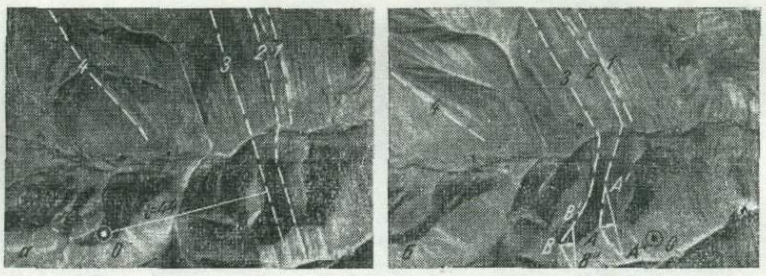


Рис. 32. Пластовые фигуры в складчатом комплексе.

1—4 — линии выходов пластов; *A, B* — вершины пластовых фигур; *A'A''*, *B'B''* — линии простирания пластов, стрелками показано направление падения; *O* — главная точка. В правой верхней части аэрофотоснимка *а* видно кажущееся запрокидывание пластов *1* и *2*, что устанавливается при сравнении со снимком *б*. Пласт *3* на аэрофотоснимке *а* выглядит вертикальным и позволяет приблизительно оценить угол падения ($\operatorname{tg}\alpha = 70 : 44 = 1{,}59$; $\alpha \approx 58°$).

дешифрирование позволяет произвести замеры элементов залегания и мощности отдельных составляющих разреза в количестве, необходимом для создания по возможности более полного представления о структуре района.

В слабо расчлененных районах при отсутствии пластовых фигур аэрофотоснимки позволяют определить форму складок в эрозионном срезе и их взаимное расположение (рис. 33).

В районах с прослеживаемой на аэрофотоснимках слоистостью можно построить структурные карты (В. М. Воевода и др., 1967 г.). При углах падения пород до 5—7° применяется аналитический способ построения. Заключается он в определении высот точек, намеченных в пределах фотомаркирующих горизонтов, и пересчете их на выбранный опорный горизонт, по которому строится карта. При более крутых углах падения применим графический способ, по которому строят структурные профили, проходящие вкрест простирания пород и через средние точки пластовых треугольников в плане. Гипсометрическая линия таких профилей проводится по отметкам точек пересечения линии профиля с опорным и маркирующим горизонтами. Линии последних на профиль можно не наносить. Точки с отметками опорного горизонта, отвечающие выбранному сечению стратоизогипс, переносят на основу, на которой строят карту. Охарактеризованная методика не учитывает возможного изменения мощностей, поэтому при их колебаниях построенные карты будут иметь существенные ошибки.

В районах развития покровного комплекса с наклоном слоев в единицы или доли градусов для дешифрирования можно применять материалы аэрофотосъемки одного масштаба, обладающие достаточно хорошей обзорностью. В таких районах видимая на аэрофотоснимках слоистость не всегда позволяет при визуальном просмотре определить

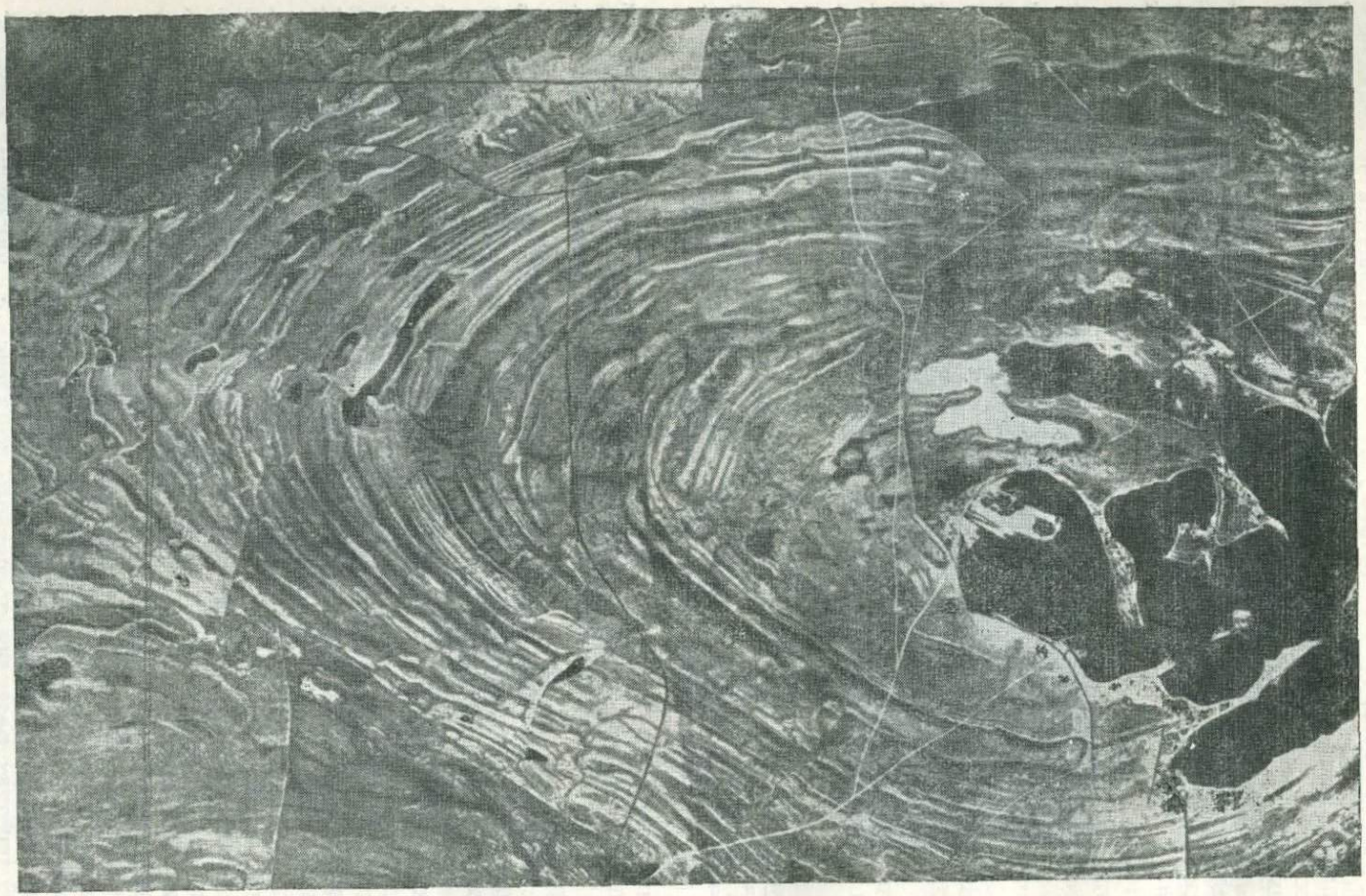


Рис. 33. Антиклинальная складка в равнинном районе. Казахстан.

направление погружения слоев. Опознаются, как правило, лишь отдельные участки и в единичных случаях складки, в пределах которых имеет место увеличение углов падения. Представление об условиях залегания пород в районах развития отложений с пологими углами и с четко прослеживаемыми маркирующими горизонтами дают структурные карты, построенные по данным переноса на топографическую карту отдешифрированных маркирующих горизонтов. Для этого послед-

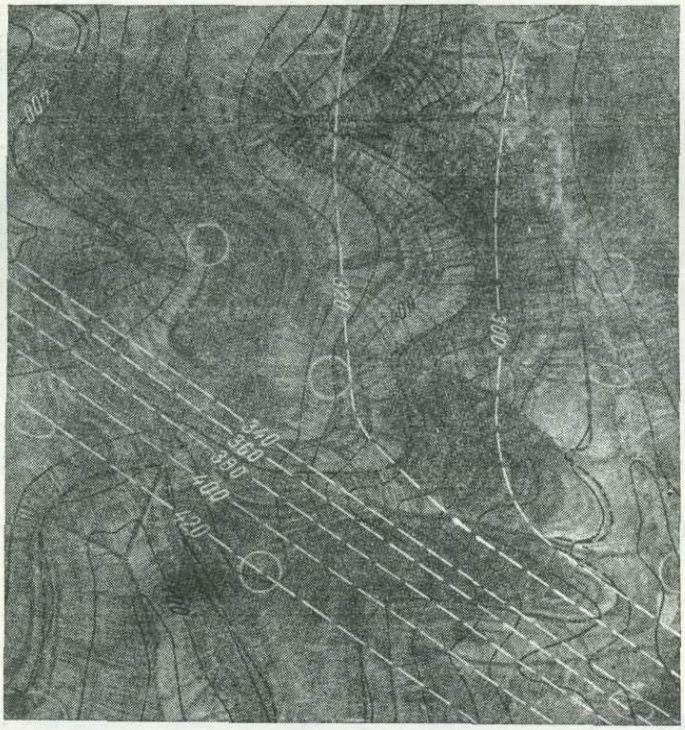


Рис. 34. Схема, иллюстрирующая построение структурной карты по данным переноса на топографическую карту отдешифрированных фотомаркирующих горизонтов.

Черные линии: штриховые — фотомаркирующие горизонты 1 и 2; сплошные — горизонтали топографической карты; белые штриховые линии — стратоизогипсы маркирующего горизонта 2, проведенные с учетом данных по прилегающим участкам.

ние переносят на топографическую карту (особое значение при этом приобретает точность переноса) и точки их пересечения с одновысотными горизонталями соединяют изолиниями (рис. 34). По топографической карте производят и определение расстояния в разрезе между соседними маркирующими горизонтами [44, 177, 225]. В случаях, когда слоистость прослеживается фрагментарно, а углы падения малы, измерительное дешифрирование следует проводить на ГС-4 или прецизионных стереоприборах (Н. П. Кожевников и др., 1968 г.; Н. С. Рамм, И. А. Черкасов, 1969 г.).

Выявление неотектонических структур

В районах развития покровного и четвертичного комплекса по аномалиям в строении ландшафта можно выявить и оконтурить локальные структуры. Для этой цели в настоящее время широко применяются различные морфографические и морфометрические методы, основанные на анализе топографических карт [22], (И. Г. Гольбрайх и др., 1968 г.;

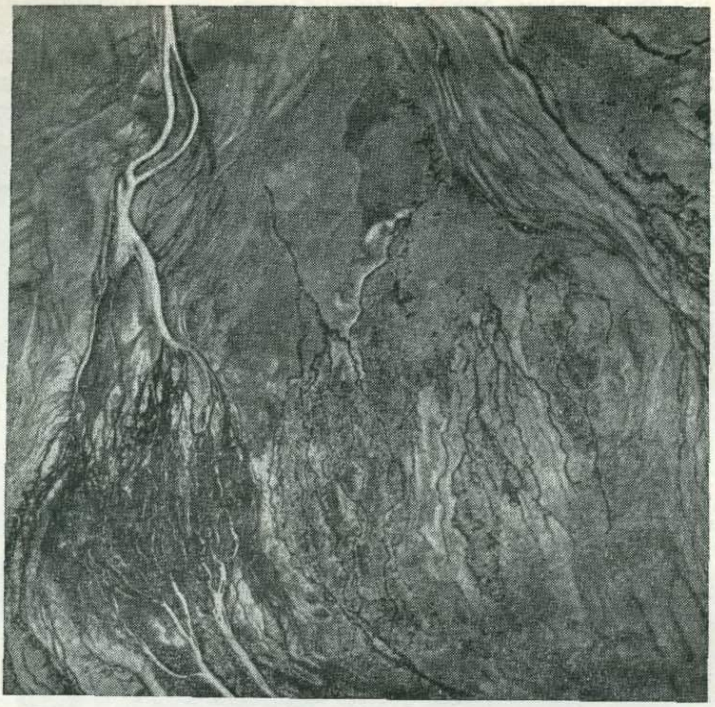


Рис. 35. Обтекание транзитными руслами развивающегося в настоящее время поднятия (по В. П. Мирошниченко, 1961 г.).

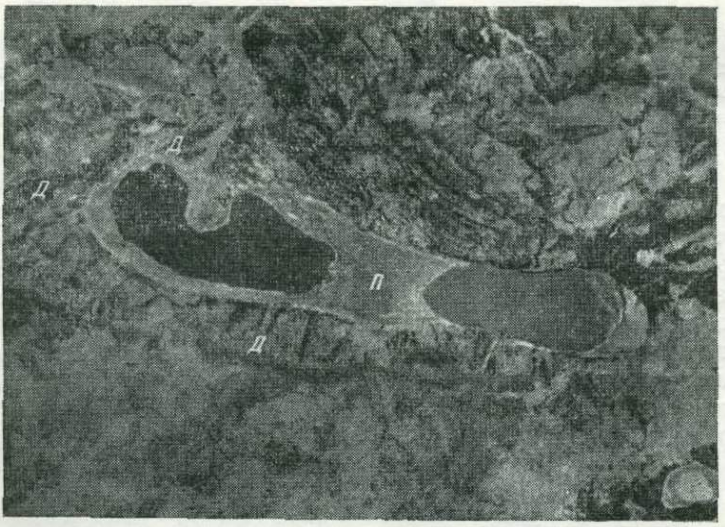


Рис. 36. Денудационные гряды (*Д*) на крыльях и понижение (*П*) с озерами на своде антиклинальной складки. Сибирская платформа (материалы М. В. Михайлова).

Л. К. Зятькова, А. А. Запорожченко, 1969 г.). Дешифрирование аэроснимков во многих случаях позволяет с меньшей затратой труда и более точно, чем упомянутыми методами, опознать и оконтурить локальные структуры, а иногда обнаружить и такие, которые вовсе не устанавливаются при анализе топографических карт. Ниже охарактеризованы основные ландшафтные аномалии, являющиеся индикаторами складчатых структур. В природе они нередко накладываются друг на друга, что обычно облегчает их выявление.

Аномалии в рисунке гидросети обусловлены тем, что небольшие долины временных и постоянных водотоков и борозды стока, реагируя на растущие структуры или различную устойчивость к агентам денудации вскрытых в их пределах пород, оконтуривают складки или располагаются по радиусам. При этом сеть водотоков в плане приобретает характерный концентрический (рис. 35), центробежный или центростремительный рисунок [136, 282], (В. П. Мирошниченко, 1961 г.).

Аномалии в строении долин характерны в основном для достаточно крупных водотоков с разработанными долинами. Они могут быть выражены в изменении ширины долины в целом или отдельных ее элементов — поймы, террас. Обычно происходит сужение в пределах антиклинальной складки. Нередко при этом или независимо от сужения меняется характер меандрирования. Чаще всего в пределах складки русло спрямляется, а выше и ниже по течению образует крупные меандры. Иногда крупные излучины долин приурочены к своду или крылу складки. В случаях, когда река размывает свод складки, сложенный слабоустойчивыми породами, долина расширяется, а русло разделяется на несколько рукавов.

Аномалии в строении денудационного рельефа вызваны неотектоническим развитием структур и различной устойчивостью вскрывающихся в их пределах пород. Индикаторами структур нередко являются разнообразные формы рельефа, как, например, гряды, гривы, понижения в рельефе, такыры, закономерно располагающиеся на местности и оконтуривающие складки или отдельные их элементы. На сводах структур, сложенных легко разрушаемыми трещиноватыми породами, нередко образуются понижения, иногда занятые озерами или болотами (рис. 36).

Аномалии в строении аккумулятивного рельефа связаны с закономерным накоплением четвертичных отложений в зависимости от тектоники и особенно неотектоники местности, а также от погребенного структурно-денудационного рельефа. Среди ледниковых образований индикаторами структур могут являться конечноморенные гряды, как бы упирающиеся в крылья антиклинальных складок или обтекающие структуры. В ряде случаев озовые гряды образуют в плане овалы, положение которых совпадает с контурами антиклиналей. Зандровые равнины местами приурочены к синклинальным прогибам. Формы аллювиального рельефа связаны в основном с аномалиями в строении долины, которые охарактеризованы выше. К ним относятся изменения грядового рисунка в пределах поймы.

В песчаных пустынях структурными индикаторами являются формы эолового рельефа (В. П. Мирошниченко, 1954, 1961 гг.). Так, новейшим поднятиям свойствен во многих случаях барханный и грядово-лунковый рельеф, а депрессиям — песчано-грядовый. На сводах некоторых поднятий барханы группируются в цепи, ориентированные преимущественно поперек господствующего ветра. Такие цепи местами изгибаются, оконтуривая свод и крылья поднятия и образуя своеобразные «эоловые стратоизогипсы».

Почвенные и геоботанические аномалии являются особенно важными, а иногда единственными признаками в пределах

плоских равнин, в том числе и аккумулятивных (рис. 37). Выражены они в закономерном распределении почв или растительных ассоциаций в пределах структур [75], (В. И. Гридин, З. А. Крутоус, 1968 г.).

Данные дешифрирования используются в некоторых морфометрических методах, основанных на анализе ландшафтных аномалий, проявляющихся в рисунке фотоизображения и на топографических картах. Один из таких методов заключается в статистическом анализе спрямленных элементов ландшафта, называемых разработавшими его авторами «мегатрещинами» (И. Г. Гольбрайх и др., 1968 г.). Спрямленные

Рис. 37. Концентрические контуры почвенно-растительного покрова, обусловившие концентрическое расположение сельскохозяйственных угодий в пределах антиклинальной складки. *Русская платформа (материалы В. И. Гридина).*

элементы ландшафта, отвечающие в большинстве случаев разрывным нарушениям, закономерно распределяются по площади в зависимости от региональных и локальных структур. В частности, на крыльях последних происходит их сгущение. Поэтому выявление локальных структур возможно по картам густоты «мегатрещин» (количество их на единицу площади). Для общего анализа территории можно использовать карты, построенные по способу равных квадратов. Детализировать строение перспективных участков позволяют карты, построенные по способу «скользящего окна». Размер элементарной ячейки, для которого определяется количество «мегатрещин», должен быть во всех случаях в несколько раз меньше размера предполагаемых структур. Более надежно в некоторых случаях выделяются локальные структуры на картах «остаточных аномалий густоты», полученных путем вычитания из значений первичной густоты осредненных значений фона.

Анализ роз-диаграмм спрямленных элементов ландшафта в пределах выявленных локальных структур позволяет определить их параметры, используя методику, которая была разработана Е. Н. Пермяковым для анализа замеренных в обнажениях трещин (И. Г. Гольбрайх и др., 1968 г.).

Анализ материалов аэрофотосъемки необходим и при морфометрических построениях по методике В. П. Философова (1960 г.; Л. С. Ги-

рилович, 1968 г.). Важное значение приобретает дешифрирование, особенно инструментальное, в районах с плоским, слабо расчлененным рельефом, где оно используется для определения порядков и длин долин, углов наклона местности и получения иных необходимых характеристик. Увеличение затрат времени и средств на некоторые операции, особенно по инструментальному дешифрированию, окупается повышением достоверности результатов (Л. С. Гирилович, 1968 г.).

СПЕЦИАЛЬНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ И ВЫВОДЫ, ОСНОВАННЫЕ НА МАТЕРИАЛАХ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

В результате обработки полевых наблюдений и сопоставления их с данными камеральных исследований (минералогических и химических анализов и других методов исследования пород) и палеонтологических определений геолог-съемщик имеет объективные материалы для выделения в изученных осадочных толщах отдельных фаций и групп фаций. При этом иногда можно обоснованно выделить по геологосъемочным данным не только фации осадочных пород, но и их крупные комплексы — осадочные формации, а также и осадочные геохимические фации.

Литолого-фациальный и фациально-геохимический анализ в сочетании с анализом мощностей осадочных толщ дают представление о палеогеографических обстановках, палеотектонических режимах и условиях накопления осадков в разные историко-геологические этапы развития изучаемой территории. Все это имеет первостепенное значение для понимания закономерностей локализации полезных ископаемых и их прогнозирования по стратиграфическому разрезу и на площади. Этим вопросам посвящено большое количество специальных теоретических и методических работ. В них изложены различные стороны и разнообразные приемы литолого-формационных исследований в связи с перспективной оценкой и прогнозами полезных ископаемых. Здесь напомним лишь о некоторых наиболее важных аспектах специальной интерпретации итоговых материалов геологической съемки в районах развития осадочных толщ.

Фациальная принадлежность толщ определяется совокупностью первичных генетических признаков пород (литологических и палеонтологических), таких как слоистость и вид поверхностей наслоения и другие текстурные отличия, иногда вещественный состав отложений и аутигенных обособлений в них, характер и способ захоронения и распределения органических остатков, количественные их соотношения и т. д. При диагностике фаций учитываются также вертикальные и латеральные ряды отложений, поскольку фации всегда закономерно сменяют друг друга во времени и пространстве. При фациальном анализе осадочной толщи выделяются сначала элементарные фации, которым чаще всего будут отвечать отдельные слои или их пачки, они объединяются в генетические группы фаций, а эти последние — в крупные фациальные комплексы.

Обзору различных фаций и фациальному анализу посвящено капитальное обобщение Д. В. Наливкина (1956 г.), обзор Ю. А. Жемчужникова [164] и сводная методическая работа В. И. Попова с соавторами [346]. Литература по многим частным вопросам приведена в названных сводках; там же имеется много конкретных примеров литолого-фациального анализа, приемов картирования фаций и палеогеографических реконструкций. Некоторые практические рекомендации по

составлению литолого-фациальных карт применительно к задачам крупномасштабной съемки имеются в гл. IV «Методических указаний» [271, вып. 1].

Осадочные геохимические фации — понятие, тесно связанное с представлением о фациях и дополняющее его характеристикой геохимического режима среды осадконакопления. Геохимические фации ископаемых осадков устанавливают по набору типичных для данных отложений аутигенных минералов. Последние могут быть обособлены в виде конкреций или прослоев либо рассеяны в терригенном материале, как, например, глауконит или сульфиды в тонкообломочных морских осадках. Геохимические фации характеризуются степенью кислотности среды (показатель концентрации водородных ионов — pH) и ее окислительно-восстановительным режимом (редокс-потенциал — Eh). По сочетанию этих двух показателей геохимические фации делят на четыре основные группы: 1) кислая окислительная; 2) щелочная окислительная; 3) кислая восстановительная; 4) щелочная восстановительная.

Каждой геохимической фации или группе генетически близких фаций присущ узкий диапазон показателей pH и Eh, при которых выпадают определенные аутигенные осадочные минералы. Поэтому некоторым геохимическим фациям в практике присваивают наименования преимущественно связанных с ними осадочных минералов, например «сидеритовая фация», «шамозитовая фация», «пиритовая фация» и т. д.

Выделение фаций осадков и в тесной связи с ними геохимических фаций с отражением тех и других на фациально-геохимических или геохимических картах (Ю. Н. Капков и др., 1956 г.) — существенный элемент для построения при геологической съемке обоснованных прогнозов на осадочные полезные ископаемые. Геохимическим фациям — приемам их распознавания, выделения и использования в прогнозных целях — посвящена работа Г. И. Теодоровича [413]. Группы генетически близких литофаций могут быть объединены в обособленный фациальный комплекс или осадочную формацию — литологическую формацию, по терминологии некоторых авторов (А. Б. Ронов, В. Е. Хаин, 1955 г.).

В итоге дискуссий по проблеме геологических формаций на ряде совещаний (Новосибирск, 1953 г.; Ташкент, 1959 г.; Ленинград, 1968 г.) намечается более или менее общепринятое понимание осадочной формации как регионально распространенного геологического тела, сложенного закономерным генетическим комплексом пород, органических остатков и полезных ископаемых и отвечающего обособленному крупному историко-геологическому (тектоно-седиментационному и климатическому) этапу развития региона, в котором локализована формация. Таким образом, каждая конкретная осадочная формация по своему содержанию может быть раскрыта в двух взаимосвязанных аспектах: литолого-палеогеографическом — как определенная ассоциация пород (и фаций) и историко-геологическом — как показатель тектонической стадии развития региона. С формациями разных типов связаны присущие им комплексы полезных ископаемых, это имеет значение для их прогнозирования и должно приниматься во внимание при составлении соответственных карт.

С элементами формационного анализа — выделением и картированием осадочных формаций при крупномасштабной геологической съемке — придется иметь дело в случае составления серии карт для территории большого геологического региона. Обзорные публикации по геологическим формациям, по преимуществу осадочным, принадлежат М. К. Коровину [207], Л. Л. Халфину (1955 г.), Г. Ф. Крашенинникову [215]. Некоторые рекомендации к методике отражения осадочных формаций на специальных картах можно найти в гл. IV «Методических указаний» [271, вып. 1]. Там же приведена типизация осадоч-

ных формаций, принятая при составлении ВСЕГЕИ обзорной карты геологических формаций. Эта типизация в полном виде приведена в «Рабочей легенде и методических указаниях по составлению карты осадочных и вулканогенных формаций СССР» (масштаб 1 : 2 500 000, Л., ВСЕГЕИ, 1968). Она может быть полностью или частично использована при составлении формационных карт по листам региональных серий крупномасштабной геологической съемки. В ее основу положен парагенетический принцип Н. С. Шатского (1960 г.), по которому эмпирически выделяются парагенетические вертикальные ряды формаций, отражающие эволюцию крупных геоструктур земной коры. Названия формаций отражают особенности их вещественного состава.

В учении о полезных ископаемых, а отчасти и в литологии в известной мере традиционно сложилось также понятие «осадочной рудной формации». Под ней подразумевают регионально развитую осадочную толщу, с которой генетически связаны промышленные накопления осадочных руд или иных полезных ископаемых определенного генетического типа и состава. Так, широко вошли в употребление понятия «осадочной железорудной формации» (Д. Г. Сапожников, 1959 г.), «бокситоносной формации» (Г. И. Бушинский, 1959 г.), «меденосной формации» (В. М. Попов, 1959 г.), «угленосной формации» (Ю. А. Жемчужников, 1955 г.; Г. Ф. Крашенинников, 1957 г.), «соленосной формации» [173], (А. А. Иванов, 1966 г.), «карнотитовой урановосной формации» [247]. Из названных рудных формаций наиболее распространены и лучше изучены угленосные и соленосные формации, которые одновременно входят и в обзорные классификационные системы литологии как осадочные литологические формации.

Выделение при геологической съемке осадочных рудных формаций определенных типов (если они четко обособляются) важно и в том смысле, что это понятие позволяет наиболее кратко и точно отразить сложившиеся у геолога суждения о продуктивности толщ, однозначно увязать их с общепринятыми представлениями учения о полезных ископаемых.

Поскольку тектонический режим и климат времени накопления формации обусловливают палеогеографическую обстановку, Н. А. Страхов предлагает для формаций разных типов реконструировать так называемый «формациеобразующий ландшафт». Учитывая успехи учения о геохимии ландшафтов, можно считать палеоландшафтное направление в палеогеографии плодотворным как в теоретическом, так и в прикладном отношениях.

Однако прежде чем синтетически восстанавливать палеоландшафтные обстановки в целом, необходимо знать такие главные их элементы, как рельеф, климат и растительность, а для некоторых ландшафтов и гидрографию (распределение и характер бассейнов, речная сеть). Частные (специализированные) палеогеографические карты (и литолого-фациальные), отражающие некоторые элементы ландшафта, особо важные для прогноза на какой-либо вид полезного ископаемого (например, на древние россыпи, бокситы, марганцевые руды, ископаемые угли), могут быть составлены в итоге крупномасштабных геологосъемочных работ. Принципы и приемы составления различных палеогеографических карт кратко описаны в гл. IV, вып. 1 «Методических указаний...» [271], в монографии Л. Б. Рухина (1962 г.), в статьях [302, 303], а для морских толщ — в монографии Б. П. Жижченко (1959 г.).

Накладывая на литолого-фациальные карты данные о приуроченности групп ископаемых огранизмов — индикаторов среды, получаем биофациальные или биофизические карты. Конкретное содержание таких карт может быть самым разнообразным в зависимости от типа осадочной формации и практических задач, поставленных перед исследователем.

Другая форма отражения связи между литофациями (типами пород) и ископаемыми организмами — составление так называемых биофациальных диаграмм. Простейший их вид — треугольная диаграмма (треугольник Фере) (рис. 38); на нее наносят контуры пород, состав которых выражен тремя компонентами (например, карбонаты — глинистые фракции — песчаные фракции). На поле породы условными значками накладывают приуроченные к данной литофации комплексы органических остатков. На биофациальных диаграммах и картах отражают результаты биофациального анализа (Б. П. Марковский, 1966 г.),

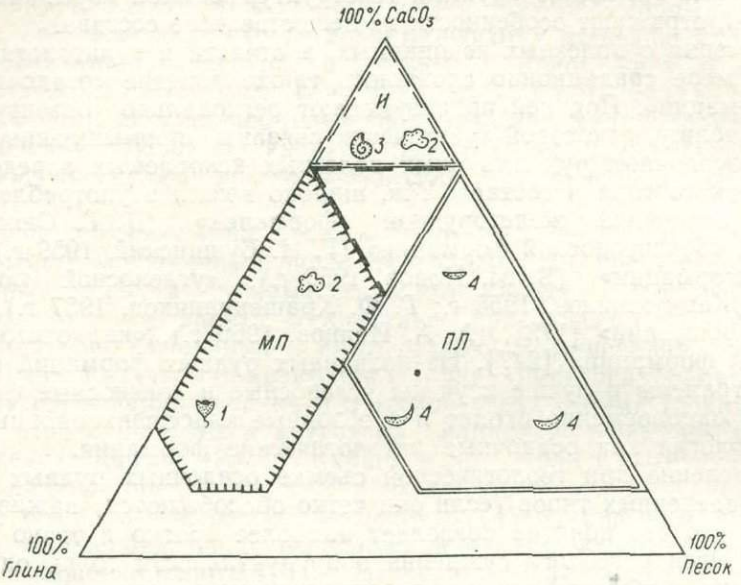


Рис. 38. Схема биофациальной диаграммы для морской терригенно-карбонатной платформенной формации.

МП — мергели пелагической фации; *И* — известняки; *ПЛ* — песчаники сублиторальной фации. *1—4* — группы фауны: *1* — криноидеи; *2* — мелкие фораминиферы; *3* — нуммулиты; *4* — брахиоподы.

проводимого в итоге съемок с конечной целью выявить характерные детали палеогеографической обстановки, определявшие закономерности распределения полезных ископаемых.

Палеотектонический режим устанавливают путем анализа мощностей (либо объемов) полнокомпенсированной осадочной толщи или при сопоставлении ряда толщ. Сравнение мощностей (либо объемов) последовательно отлагавшихся полнокомпенсированных осадочных толщ дает динамику региональных тектонических процессов — картину сравнительного изменения интенсивности колебательных движений в ходе геологического времени. Карты изомощностей (изопахит) какой-либо осадочной толщи в сочетании с распределением литофаций дают представление о ходе колебательных движений по площади на протяжении определенного отрезка геологического времени — знаке движений, их амплитуде и интенсивности.

Палеотектонические реконструкции, проводимые путем сравнительного анализа мощностей (либо объемов) осадочных толщ, позволяют проследить процесс формирования конседиментационных структур, с которыми может быть связано накопление осадочных полезных ископаемых (уголь, марганец и т. д.) либо залежей нефти и газа. Методические основы палеотектонического анализа, в разных его аспектах, изложены в работах С. С. Шульца и Е. П. Брунс (1955 г.), В. В. Белоусова (1940 г.), А. Б. Ронова (1949 г.), а для платформенных регионов — в работах В. Б. Нейман [304].

3 ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЪЕМКА В ОБЛАСТЯХ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

ГЛАВА VI
КЛАССИФИКАЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД

Предложены многочисленные классификации изверженных пород на основе разных признаков (минералогических, химических, геологических). В процессе геологической съемки для целей диагностики и расчленения пород особенно важно применение классификаций пород на основе их модального (действительного) минерального состава и других признаков (особенностей структуры, окраски), которые сравнительно просто определяются при полевых и нетрудоемких лабораторных исследованиях.

При диагностике плутонических пород обычно используются тройные количественно-минералогические классификации, предложенные как для гранитоидов (Б. М. Куплетский, 1953 г.; В. Е. Гендлер, 1956 г.; Н. Д. Соболев, 1955 г.; А. Л. Штрекайзен, 1957 г.; В. М. Немцович, 1971 г.; Б. К. Львов, 1973 г.), [271, вып. 3], так и для щелочных, основных и ультраосновных пород. Вопросы упорядочения и унификации петрографической терминологии в настоящее время решаются Комиссией по петрологии Международного союза по геологии с Подкомиссией по систематике изверженных пород под руководством А. Л. Штрекайзена, а также Межведомственным петрографическим комитетом СССР. Международной Подкомиссией по систематике изверженных пород разработаны предложения по классификации и номенклатуре плутонических пород, включающие тройные диаграммы для важнейших семейств этих пород*. Несмотря на некоторую недоработанность, эти предложения рекомендованы для советских геологов и признаны обязательными при представлении материалов на международные совещания, конгрессы и пр.

Ниже приведены предлагаемые международной Подкомиссией по систематике изверженных пород тройные классификации для наиболее широко распространенных групп гранитоидов, щелочных и близких к ним пород (рис. 39). Следует отметить, что для щелочных пород эта классификация основана на непривычной пока номенклатуре, внедрение которой в практику займет, вероятно, достаточно длительный

* Классификация и номенклатура плутонических (интрузивных) горных пород. М., «Недра», 1975. 25 с.

Таблица 18

Петрографические признаки базальтов и долеритов *

Химический состав (SiO_2 < 52%)				Распространенность**	Характерные изменения
Минеральный состав	Вкрапленники	Pl	Лабрадор и выше, иногда зональный	+	Альбитизируется, развиваются минералы группы эпидота, соссюритизируется, карбонатизируется, хлоритизируется
		Ol	Оливин	0	Разлагается с образованием иддингсита, боулингита, серпентина, магнетита и др.
		RPx	Гиперстен	—	Хлорит, эпидот, карбонат и др.
		mPx	Авгит, пижонит	+	
	Основная масса	Amph	Базальтическая роговая обманка	—	
		Pl	№ 50 и выше, микролиты	+	Изменения подобны изменениям во вкрапленниках
		mPx	Авгит, пижонит	+	
		Ol	Оливин	—	
		Mgt и др.	Магнетит	—	
Структуры	лав	Афировая, порфировая; в долеритах — полнокристаллическая, офитовая			
	основной массы	Интерсертальная, толеитовая, гиалиновая, гиалопилитовая, вариолитовая			Реликтовые. По стеклу: хлорит, эпидот, лейкоксен, карбонат, альбит (мало), пренит и др.
Текстуры		Массивные, пористые, пузыристые			Образование миндалекаменных текстур

* Андезито-базальты содержат 52—57% SiO_2.

** Здесь и далее (в табл. 19—21): плюс — много, нуль — средне, минус — мало.

Таблица 19

Петрографические признаки андезитов *

Химический состав (57—62% SiO_2)				Распространенность	Характерные изменения
Минеральный состав	Вкрапленники	Pl	Андезин, обычно зональный	+	Альбитизируется, развиваются минералы группы эпидота, соссюритизация, карбонатизация, немного — *серицитизация*
		RPx	Гиперстен	0	Хлорит, эпидот, карбонат и др.
		mPx	Авгит, диопсид, пижонит	0	
		Amph	Базальтическая роговая обманка	0	
		Bi	Биотит	—	
		Ol	Оливин	—	Иддингсит, боулингит, серпентин
	Основная масса	Pl	Ниже № 50	+	Изменения подобны изменениям во вкрапленниках
		mPx	Пижонит, авгит	0	
Структуры	лав		Порфировая, очень редко афировая		
	основной массы		Микролитовая, гиалопилитовая, витрофировая		Реликтовые. По стеклу: хлорит, альбит, лейкоксен, серицит (мало), эпидот (меньше, чем в базальтах), карбонат, пренит (мало)
Текстуры			Массивные, пузыристые, реже флюидальные		

* Андезито-дациты содержат 62—65% SiO_2.

Таблица 20

Петрографические признаки дацитов*

Химический состав (65—68,5% SiO_2)				Распространенность	Характерные изменения
Минеральный состав	Вкрапленники	Pl	Ниже № 30—50, иногда зональный	+	Альбитизируется, развиваются серицит, минералы группы эпидота, в небольшом количестве соссюритизация
		mPx	Авгит	—	Хлорит, эпидот, карбонат и др.
		Amph	Базальтическая роговая обманка	—	
		Bi	Биотит	0	
		Q	Кварц	0	
	Основная масса	Pl	№ 20—30	+	Изменения подобны изменениям во вкрапленниках
		Q	Кварц	0	
Структуры	лав		Порфировая, реже афировая		
	основной массы		Гиалопилитовая, витрофировая (часто в сочетании со сферолитами), сферолитовая		Стекло распадается на кварц-полевошпатовый агрегат, в отличие от липаритов в породах большее количество серицита, хлорита. Появляются мелкие землистые скопления эпидота, лейкоксена
Текстуры			Массивные, флюидальные, редко перлитовые		

* Липарито-дациты содержат 68,5—70,5% SiO_2.

Таблица 21

Петрографические признаки липаритов *

Химический состав (SiO_2 > 73%)			Распространенность	Характерные изменения
Минеральный состав	K F Sp	Калишпат	+	Альбитизируется, пелитизируется
	Q	Кварц	+	
	Pl	№ 10—15, иногда до 40	0	Альбитизируется, серицитизируется
	Bi	Биотит	0	Хлорит, эпидот и др.
	Остальные цветные минералы очень редки			
Структуры	лав	Порфировая, афировая		
	основной массы	Витрофировая, часто кроме стекла редкие микролиты или сферолиты. Сферолитовая, фельзитовая, микропойкилитовая		Стекло распадается на кварц-полевошпатовый агрегат. Редкие чешуйки серицита и хлорита
Текстуры		Массивные, флюидальные, редко пузыристые, часто перлитовые		

* Дацито-липариты содержат 70,5—73% SiO_2.

Таблица 22

Классификация древних вулканогенных и вулканогенно-осадочных обломочных пород

Вулканогенные обломочные породы											Вулканогенно-осадочные породы							
Лавокластические			Пирокластические								Осадочно-пирокластические			Пирокласто-осадочные			Вулканомиктовые	
Размер обломков, мм	Обломки и цемент одного состава	Обломки и цемент, различные по составу и структуре	Размер обломков, мм	Пирокластический материал однородного состава		Пирокластический материал неоднородного состава					Размер обломков, мм	Осадочного материала <50%		Размер обломков, мм	Осадочного материала >50%		Осадочные породы из переотложенного вулканического материала	
				Сваренные и спекшиеся	Сцементированные гидрохимически переработанным мелкообломочным материалом	Спекшиеся	Сцементированные гидрохимически переработанным мелкообломочным материалом											
>200	Глыбовая брекчиевая лава	Глыбовая агломератовая лава	>200	Глыбовый аглютинат	Глыбовые вулканические брекчии	Глыбовый агломератовый аглютинат	Лахаровые брекчии		Глыбовые агломератовые брекчии		>5	Туффиты	Крупнообломочные (псефитовые)	>200	Туфогенные валунные конгломераты и глыбовые брекчии		Вулканомиктовые валунные конгломераты и глыбовые брекчии	
10—200	Брекчиевая лава	Агломератовая лава	30—200	Аглютинат	Вулканические брекчии	Агломератовый аглютинат			Агломератовые брекчии					100—200	Туфогенные конгломераты и брекчии	Крупногалечные	Вулканомиктовые конгломераты и брекчии	Крупногалечные
																Крупнообломочные		Крупнообломочные
														50—100		Среднегалечные		Среднегалечные
																Среднеобломочные		Среднеобломочные
																Мелкогалечные		Мелкогалечные
			10—30	Игнимбриты, спекшиеся и сваренные туфы	Туфы	Лапиллиевые	Спекшиеся агломератовые туфы	Агломератовые туфы	Крупнообломочные					10—50		Мелкообломочные		Мелкообломочные
			5—10			Крупнообломочные												
<10	Туфолава		1—5			Среднеобломочные			Среднеобломочные		1—5		Среднеобломочные (псаммитовые)	1—10	*Туфогенные гравелиты*		*Вулканомиктовые гравелиты*	
<10	Туфолава		0,1—1,0	Игнимбриты, спекшиеся и сваренные туфы	Туфы	Мелкообломочные	Спекшиеся агломератовые туфы	Агломератовые туфы	Мелкообломочные		0,1—1,0	Туффиты	Мелкообломочные (алевритовые)	0,5—1	Туфогенные песчаники	Крупнозернистые	Вулканомиктовые песчаники	Крупнозернистые
														0,25—0,5		Среднезернистые		Среднезернистые
			<0,1			Тонкообломочные								0,1—0,25		Мелкозернистые		Мелкозернистые
											<0,1		Тонкообломочные (пелитовые)	0,01—0,1	Туфогенные алевролиты		Вулканомиктовые алевролиты	
														<0,01	Туфогенные аргиллиты, туфогенные кремнистые и карбонатные породы		Вулканомиктовые аргиллиты	

Примечание. Определение «агломератовый» в данной классификации применяется для лавокластических и пирокластических пород, сложенных разнородным по составу, размеру и структуре обломочным материалом, в отличие от аналогичного термина ряда исследователей, в котором отражена только определенная размерность обломочного материала.

Таблица 23

Систематика щелочных вулканических пород

Щелочно-кислые ($SiO_2 > 52\%$)		Щелочно-основные (щелоч					
Фельдшпатоидные	Со щелочными цветными минералами	Ort > Pl	Pl > Ort	Pl		Ort	
				Ne	Lc	Ne	Lc
Ort	Ort + Pl						
Фонолит Лейцитофир	Щелочной трахит Комендит (пантеллерит) Делленит Латит	Банакит	Марлезит Муджиерит Гавайит	Тефрит		Нефелинит	Лейцитит
		Лимбургиты и					

ные базальты) ($SiO_2 < 52\%$)				Щелочно-ультраосновные ($SiO_2 < 45\%$)		
Бесполевошпатовые				Бесполевошпатовые		
Ne	Lc	Me	Me + Ne	mPx > Ol	Ol > mPx	Ol
Нефелиновый базальт						
Анальцимовый базальт *Содалитовый* базальт Нозеановый базальт Гаюиновый базальт	Лейцитовый базальт	Мелилитовый базальт	*Мелилитонефелиновый* базальт	Пикрит	Меймечит	Кимберлит
авгититы						

период. Определенные трудности представляет и сопоставление новой терминологии со старыми названиями щелочных пород, описанных в многочисленных материалах региональных исследований. В связи с этим наряду с новой классификацией щелочных пород возможно использование более ранней их количественно-минералогической классификации, основанной на старой номенклатуре [306].

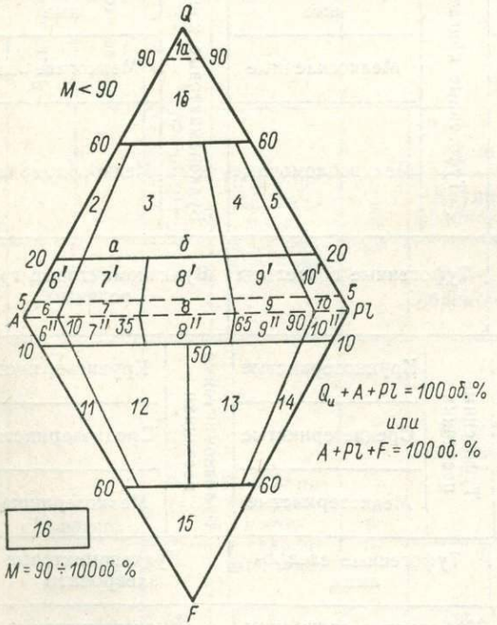


Рис. 39. Общая классификация и номенклатура плутонических пород (согласно модальному составу минералов, об. %).

Минералы и минеральные группы: *Q* — кварц; *A* — щелочные полевые шпаты (ортоклаз, микроклин, пертит, анортоклаз, альбит, An=0 ÷ ÷ 5%); *Pl* — плагиоклаз (An=5 ÷ ÷ 100%), скаполит; *F* — фельдшпатоиды, или фойды (лейцит и псевдолейцит, нефелин, содалит, нозеан, гаюин, канкринит, анальцим и др.); *M* — мафические и родственные им минералы (слюды, амфиболы, пироксены, оливины, рудные минералы), акцессории (циркон, апатит, сфен и др.), эпидот, ортит, гранаты, мелилит, монтичеллит, первичные карбонаты и др.

Горные породы: *1а* — кварцолит (селексит), *1б* — обогащенные кварцем гранитоиды, *2* — щелочно-полевошпатовый гранит, *3а*, *3б* — разновидности гранита, *4* — гранодиорит, *5* — тоналит (плагиогранит, троондьемит), *6'* — щелочнополевошпатовый кварцевый сиенит, *7'* — кварцевый сиенит, *8'* — кварцевый монцонит, *9'* — кварцевый монцодиорит (кварцевое монцогаббро), *10'* — кварцевый диорит (кварцевое габбро), кварцевый анортозит, *6* — щелочнополевошпатовый сиенит, *7* — сиенит, *8* — монцонит, *9* — монцодиорит (монцогаббро), *10* — диорит (габбро), анортозит, *6''* — фельдшпатоидсодержащий щелочнополевошпатовый сиенит, *7''* — фельдшпатоидсодержащий сиенит, *8''* — фельдшпатоидсодержащий монцонит, *9''* — фельдшпатоидсодержащий монцодиорит (монцогаббро), *10''* — фельдшпатоидсодержащий диорит (габбро), *11* — фойдовый сиенит, *12* — фойдовый монцосиенит (син. фойдовый плагиосиенит), *13* — фойдовый монцодиорит, фойдовое монцогаббро (син. эссексит), *14* — фойдовый диорит (фойдовое габбро, син. тералит), *15* — фойдолиты, *16* — ультрамафитовые породы (ультрамафиты).

Для вулканитов, часто неполнокристаллических, диагностика пород и возможности их классификации по минералогическому признаку, естественно, сопряжены со значительными трудностями. В связи с этим классификация вулканогенных пород (табл. 18—23) проведена на основе использования комплекса минералогических, структурных, петрохимических и геохимических признаков, применение которых позволяет определить принадлежность эффузивов к той или иной классификационной группе [271, вып. 2].

Недостатки тройных количественно-минералогических диаграмм анализировались в работах Э. П. Изоха (1974 г.) и др. В применяемых количественно-минералогических классификациях изверженных пород часто недостаточно отражены важные делительные признаки. Вследствие применения разных минералогических классификаций у разных исследователей под одним названием нередко фигурируют породы, значительно различающиеся по составу, и, наоборот, породам сходного химического состава присваиваются иногда разные названия.

Наряду с минералогическими классификациями развиваются также химические классификации изверженных пород, целью которых является диагностика пород путем поиска аналогов в номенклатурных перечнях или в заданной системе признаков. Применяются классификации как на основе пересчета данных химических анализов на коэффициенты или параметры, так и на основе непосредственных результатов химических анализов. Последний путь, учитывая его простоту, обладает определенными преимуществами, особенно в массовой работе геологов. Для гранитоидов такая классификация по шкале кремнекислотности предложена Э. П. Изохом (1974 г.).

Для петрохимических классификаций изверженных и, особенно, вулканогенных пород удобно использование диаграмм SiO_2 — $(Na_2O + K_2O)$ в весовых процентах, поскольку содержания положенных в основу их построения параметров коррелируются со многими другими петрохимическими характеристиками и вместе с тем связаны простой зависимостью с минеральным составом пород (В. В. Донских и др., 1971 г.; Н. А. Румянцева, 1977 г.), [256, 271]. Разработка и использование в практической работе как количественно-минералогических, так и петрохимических классификаций изверженных горных пород должны взаимодополнять друг друга и быть взаимоувязанными.

ГЛАВА VII

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЪЕМКА В РАЙОНАХ РАЗВИТИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Вулканогенные образования являются одним из наиболее сложных геологических объектов для крупномасштабной геологической съемки. Применяемая при этой съемке методика должна включать все основные приемы, которые необходимы для картирования как осадочных *пород, с одной стороны, так и интрузивных образований* — с другой. Кроме того, помимо складчатых и разрывных нарушений обычного рода в областях распространения вулканогенных толщ широко проявлены своеобразные тектонические формы, связанные с механической активностью расплава и газов главным образом в участках прорыва магматических масс на земную поверхность. Все эти особенности в сочетании с фациальной изменчивостью эффузивно-пирокластических *толщ, нечеткостью проявлений признаков жерловой и субвулканической* фаций, частыми наложенными гидротермальными и другими изменениями пород создают главные трудности геологической съемки вулканогенных образований.

По условиям образования вулканогенные породы разделяются на следующие основные группы, тесно связанные между собой и имеющие переходные разности: 1) эффузивные породы, образовавшиеся при *излиянии лавы на дневную поверхность*; 2) *вулканогенные обломочные* породы, формировавшиеся в результате эксплозивной деятельности вулканов; 3) жерловые породы, выполняющие подводящие каналы вулканов центрального и трещинного типа; 4) субвулканические породы, сформировавшиеся на небольшой глубине при движении лавы к поверхности Земли.

Нетрудно заметить, что вулканогенные породы имеют ряд общих *черт, сближающих их, с одной стороны, с осадочными, а с другой* — с интрузивными образованиями. В частности, эффузивные и вулканогенные обломочные породы участвуют в строении геологического разреза подобно осадочным, а жерловые и субвулканические образования залегают в земной коре в виде разнообразных по форме рвущих тел, имеющих как согласные, так и несогласные контакты с вмещающими толщами, что сближает их с интрузивными породами. В связи с этим *методы изучения первой группы пород* (1, 2) *содержат элементы* методики картирования осадочных, а второй (3, 4) — интрузивных пород.

При геологической съемке стратифицированных эффузивных и вулканогенных обломочных пород большое значение имеют изучение их положения в стратиграфическом разрезе, установление внутри толщ опорных (маркирующих) горизонтов, перерывов вулканической деятельности и несогласий в залегании толщ, расчленение толщ, выделение свит, подсвит, пачек и т. д., т. е. фактически нужно выполнять те же операции, что и при геологической съемке осадочных пород. При этом должны быть приняты во внимание чрезвычайная неустойчивость и невыдержанность вулканических толщ по простиранию и пестрота их состава.

При съемке жерловых и субвулканических тел геолог-съемщик должен определить их размеры и форму; выяснить последовательность *образования составляющих их пород; если тела полигенны*, определить характер и степень контактовых изменений, т. е. решить перечень вопросов, обычно возникающих при съемке интрузивных образований. Помимо вышеперечисленных вопросов необходимо выяснить взаимоотношение между покровными, жерловыми и субвулканическими телами.

ФАЦИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Установление и правильное определение вулканогенных фаций является основой для успешного проведения геологической съемки в областях развития вулканогенных образований.

По глубинности вулканогенные фации подразделяются на три типа (табл. 24): 1) поверхностные, образование которых происходит на земной поверхности, 2) приповерхностные, формирующиеся в пределах

Таблица 24

Классификация вулканогенных фаций

Типы фаций (по глубине образования)	Классы фаций (по обстановке накопления)	Семейства фаций (по характеру извержения, внедрения)	Фации (по условиям формирования тел и их морфологии)
Поверхностные	Континентальные (наземные)	Эффузивные	Лавового покрова Лавового потока Игниспумитового потока
		Эксплозивные	Тефры Пирокластических потоков а) агломератовых б) песчаных в) пемзовых Отложений направленных взрывов Игнимбритовая (палящих туч)
		Экструзивные	Экструзивных куполов Трещинных выжимок
		Пирокласто-осадочные	Сухих рек Лахаровая Кальдерных озер Кратерных озер Ледниковая
	Морские (подводные)	Эффузивные	Лавового покрова Лавового потока
		Эксплозивные	*Аэрально-морских пеплопадов** Субмаринных эксплозий*
		Пирокласто-осадочные	Тефротурбидитовая* Субмаринная — телепирокластическая*
Приповерхностные		Жерловые	Некковая Дайковая
		Субвулканическ ие	Силловая Дайковая Лакколитовая
Гипабиссальные		Субвулканические	Штоковая Лакколитовая Дайковая

* Фации приведены по Л. Н. Ботвинкиной [42].

Таблица 25

Краткая характеристика континентальных фаций

Семейства	Фации	Форма	Размеры	Мощность	Характер первичного залегания	Тип вулкана, с которым связана фация	Положение в вулканической постройке	Состав	Внутреннее строение фации
Эффузивные	Лавового покрова	Пластообразная	Сотни, тысячи км²	Метры, десятки метров	Субгоризонтальное, слабонаклонное	Трещинный, щитовой	Лавовые плато (окружающие вулканы) и нижние части склонов	Базальт, андезито-базальт	Зональность по вертикали (сверху вниз): 1) стекловатые лавы, 2) массивные, более раскристаллизованные, 3) шлаковидные
	Лавового потока	Языкообразная	Длина: сотни метров до 30 км; ширина: десятки — сотни метров — 1—2 км	Десятки сантиметров, десятки метров	От субгоризонтального до наклонного (2—30°)	Вулканы центрального типа	Прижерловая зона и зона склонов, реже удаленная от жерла зона	Различный	Та же зональность; в потоках кислого состава — структурно-текстурное разнообразие
	Игнимбритового потока	»	Длина: до 20 км; ширина: сотни метров — 1—2 км	Первые метры, десятки метров	Субгоризонтальное; слабонаклонное	Кальдера-вулканы, реже стратовулканы, трещинные вулканы	В основном зона склонов и удаленная от жерла зона	Липарит, липарито-дацит	Элементы вертикальной зональности; псевдофлюидальные игнимбритоподобные текстуры и структуры
Эксплозивные	Тефры	Пластообразная	Десятки — сотни км²	Десятки сантиметров — метры	Субгоризонтальное, слабонаклонное, изредка до 25—30°	Стратовулкан, куполовидный вулкан, шлаковый конус	Все зоны построек	Пирокластический материал различного состава с признаками эоловой дифференциации тонких фракций	Зональность с удалением от жерла: от грубообломочной тефры до алевритовой и пелитовой; спекание отсутствует
	Пирокластических потоков								
	Субфация агломератовых потоков	От языкообразной до веерообразной	Длина: 5—20 км; ширина до 10 км	Метры — десятки метров	Субгоризонтальное, слабонаклонное	Стратовулканы	Зона склонов и удаленная от жерла зона	Ювенильный, среднего состава и резургентный материал	Крупнообломочный материал 3—20%, остальное — алевритовый, псаммитовый и гравийный; сортировка отсутствует; спекание тонкообломочного материала
	Субфация песчаных потоков	Языкообразная	Длина: 10—15 км; ширина: сотни метров до 1 км	Метры	Слабонаклонное, субгоризонтальное	»		Пирокластический материал среднего и кислого состава	Материал алевритовой, псаммитовой и гравийной размерности; спекание отсутствует
	Отложений направленных взрывов	От веерообразной до плащеобразной	Десятки — первые сотни км²	Десятки метров	Субгоризонтальное	»	То же	Резургентный материал различного состава	Крупноглыбовый материал в слабосцементированном псаммито-пелитовом; сортированность и спекание отсутствуют
	Игнимбритовая	Пластообразная	Сотни, иногда тысячи км²	Первые десятки метров, реже до 100—150 м	»	Вулканы с кальдерами провального генезиса	»	Пирокластический материал андезито-дацитового и липаритового состава	Спекшийся гравийно-псаммитовый материал, зональность (снизу вверх): 1) слабосцементированные, 2) лавоподобные, спекшиеся с фьямме; 3) слабоспекшиеся
Экструзивные	Экструзивных куполов	Куполовидная	Высота: от десятков метров до 500 м; поперечник: от сотен метров до 2,5 км	Отношение высоты к поперечнику обычно 1/8—1/4	Изменчивое от пологого до крутого	Стратовулкан, куполовидный, щитовой, трещинный	В системе радиально-кольцевых трещин; над жерловинами	От липарита до андезита, изредка андезито-базальты	Состоит из одной порции выжатой лавы; структурно-текстурное однообразие; реже — из нескольких порций лав, сложные купола с различными текстурно-структурными признаками пород

Продолжение табл. 25

Семейства	Фации	Форма	Размеры	Мощность	Характер первичного залегания	Тип вулкана, с которым связана фация	Положение в вулканической постройке	Состав	Внутреннее строение фации
Экструзивные	Трещинных выжимок	Гребнеобразная	Высота: десятки метров; длина: до 2 км; ширина: до сотен метров		Изменчивое от пологого до крутого	Стратовулкан, трещинный, куполовидный, щитовой	В системе радиально-кольцевых трещин; над жерловинами	От липарита до андезита	Состоит из одной порции выжатой лавы; структурно-текстурное однообразие; реже — из нескольких порций лав, сложные купола с различными текстурно-структурными признаками пород
Вулканогенно-осадочные	Лахаровая	Языкообразная, веерообразная	Длина: до 10 км; ширина: сотни метров, первые километры	Первые метры, десятки метров	Субгоризонтальное, слабонаклонное	Стратовулкан, щитовой	Нижние части склонов, периферия вулканов	Несортированный обломочный вулканогенный материал различного состава	Крупнообломочный материал (10—20%) в гравийно-пелитовом, спекание отсутствует, местами элементы слоистости
	Ледниковая								
	Субфация морены	Холмисто-грядовая, языкообразная	Длина: сотни метров до 1 км; ширина: 50—200 м	Десятки метров	То же	То же	Вершинные части (кальдеры, кратеры, атрио), реже зоны склонов	Разнородный несортированный материал	Грубообломочный материал — 40—50%, супесчаный — 60—50%
	Субфация флювиогляциальная	Пластообразная	Первые км²	Первые метры	Горизонтальное, субгоризонтальное	"	Периферия вулканов	Разнородный сортированный вулканогенно-обломочный материал	Отчетливая слоистость; хорошо окатанные обломки валунно-галечной размерности в глинисто-песчаном заполнителе
	Сухих рек	Веерообразная, языкообразная	Длина: километры; ширина: сотни метров, первые километры	5—40 м	Субгоризонтальное, местами слабонаклонное	"	Нижние части склонов, периферия вулканов	Пестрый по составу, среднеокатанный материал	Материал сортирован по течению рек: от галечно-валунного в верховьях до песчаного в низовьях; характерна линзовая слоистость
	Кальдерных озер	Линзообразная, пластообразная	5—20 км²	Метры — десятки метров	Горизонтальное	"	Кальдеры	Среднеокатанный вулканомиктовый материал, местами породы аргиллизированы, содержат серу, сульфаты	Переслаивающиеся вулканомиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты, туффиты, туфы
	Кратерных озер	Линзообразная	До 1 км², редко более	Метры	"	"	Кратеры, вершинная часть построек	Вулканокластический и хемогенный материал (сера, кремнезем)	Тонкослоистые вулканомиктовые отложения с горизонтами массивных и тонкополосчатых опалитов, сернистых илов
Жерловые[3]	Некковая	Трубообразная	В плане: сотни м² (для моногенных вулканов) до 2—5 км² (для полигенных)		Рвущее, близкое к вертикальному	Вулканы центрального типа	Центральные части вулканических построек (для полигенных), радиально-кольцевые трещины (для моногенных)	Различный	Разнообразие пород по структурно-текстурным особенностям; локальная гидротермальная переработка пород
	Дайковая	Трещинная	Длина: сотни метров до 5 км	Десятки — сотни метров	То же	Трещинный	Осевая часть трещинных вулканов, система трещин центральных вулканов	Основной, кислый	Меньшее разнообразие пород по сравнению с некковой фацией
Субвулканические	Силловая	Пластообразная	1—6 км	3—50 м	Согласное с покровными фациями, секущее под острым углом	Все типы	В основном центральные части построек	Различный	Однородна по составу, текстуре и структуре; зона закалки небольшая (десятки сантиметров)
	Дайковая	Трещинная	Сотни метров—до 20 км	Метры — до 150 м	Рвущее, близкое к вертикальному	То же	Все зоны вулканов	"	

Семейства	Фации	Форма	Размеры	Мощность	Характер первичного залегания
Субвулканические	Лакколитовая	Грибообразная	50—100 км²	300 м — 1,5 км	Рвущее и согласное в краевых частях
Гипабиссальные субвулканические	Штоковая, лакколитовая, лополитовая, дайковая	Разнообразная	Сотни м², десятки, первые сотни км²	Различная	Секущее

вулканической постройки, 3) гипабиссальные, формирующиеся в породах фундамента вулкана. Соотношение поверхностных, приповерхностных и гипабиссальных фаций различно в зависимости от уровня эрозионного среза вулканов. В областях современного и молодого вулканизма (Камчатка, Курильские острова, Армения), где эрозионный срез вулканов сравнительно невелик, резко преобладают поверхностные фации при очень незначительной доле участия приповерхностных фаций. В областях со средним уровнем эрозионного среза вулканов (**окраинно-материковые** и внутриконтинентальные вулканические пояса Дальнего Востока) на дневную поверхность выведены породы жерловых и субвулканических фаций. В областях с большим эрозионным срезом (Центральный Казахстан, Средняя Азия и др.) наряду с приповерхностными значительную роль приобретают гипабиссальные фации, в результате чего на таких же по удаленности от жерла участках наблюдаются несколько иные по отношению к областям современного вулканизма ассоциации фаций.

Поверхностные фации в зависимости от обстановки накопления материала подразделяются на два класса: континентальных (наземных) и морских (подводных) фаций. В зависимости от характера извержения вулканогенного материала классы фаций разделены на семейства. Класс поверхностных фаций делится на семейства: 1) эффузивных (излившихся) фаций, имеющих лавовую природу, 2) эксплозивных фаций, образовавшихся в результате извержений со взрывом и имеющих пирокластическую природу, 3) экструзивных фаций, образованных при медленном выжимании вязкого магматического расплава из выводных каналов или трещин, 4) пирокласто-осадочных фаций, образованных при взаимодействии процессов вулканизма, поставляющего вулканокластический материал, и седиментации.

Приповерхностные фации подразделяются на семейства жерловых и субвулканических фаций. Жерловые фации формируются в подводящем канале вулканов и имеют непосредственную связь с дневной поверхностью. Субвулканические фации образуются в трещинах и полостях отслоения внутри вулканической постройки и имеют косвенную связь с дневной поверхностью через сообщающиеся с ними выводные каналы. В типе гипабиссальных фаций выделено лишь одно семейство — субвулканических фаций, образующихся при выполнении периферических магматических камер, а также более мелких полостей и трещин, расположенных в фундаменте вулканических построек.

Разделение семейств на отдельные фации производится по морфологии и генетическим условиям формирования тел. Фации в некоторых случаях могут подразделяться на субфации. Краткая характеристика

Тип вулкана, с которым связана фация	Положение в вулканической постройке	Состав	Внутреннее строение фации
Стратовулкан	*Центральная часть*	*Кислый*	*Однородна по составу, текстуре и структуре; зона закалки небольшая (десятки сантиметров)*
Все типы	Фундамент вулканов	Различный	Лучшая раскристаллизация, больше мощность зоны закалки

фаций приведена в табл. 25. Ниже отметим лишь некоторые их особенности, не нашедшие отражения в таблице.

Семейство эффузивных фаций включает в себя фации лавовых покровов, лавовых потоков и игниспумитовых потоков. Формирование фаций лавовых покровов происходит за счет излияния очень подвижной лавы. Наряду с типичными представителями фации лавовых покровов базальтового и андезито-базальтового состава к этой фации следует относить покровы своеобразных лав кислого состава, выполняющих в большинстве случаев кальдеры вулканов и имеющих значительное распространение в древних эродированных вулканах (кольцевых структурах Центрального Казахстана, Средней Азии, Дальнего Востока). При сравнительно небольшой площади этих покровов мощность их достигает сотен метров. Для них характерно однообразие состава и структурно-текстурных особенностей слагающих их пород. Они имеют черты автобрекчий и описаны как автомагматические брекчии [203, 204].

Название «игниспумит» введено Г. Панто [532] для вспененных лав в отличие от игнимбритов фации палящих туч. Близкие по времени извержения слившиеся игниспумитовые потоки могут образовывать поля и покровы, по морфологии, внутреннему строению и геологическому положению сходные с описанными выше кислыми лавовыми покровами.

В семейство эксплозивных фаций входят следующие наиболее распространенные фации: тефры, пирокластических (агломератовых, песчаных и пемзовых) потоков, отложений направленных взрывов, игнимбритовая (палящих туч). Фация тефры сложена разнообразным пирокластическим материалом (вулканическими бомбами, лапиллями, вулканическим гравием и пеплом), имеющим признаки воздушной транспортировки. Фация пирокластических потоков образована в специфических условиях, когда пирокластический материал находится в горячем состоянии, очень подвижен и переносится в виде газово-пепловой суспензии. В зависимости от интенсивности вулканического импульса пирокластические потоки могут различаться по объему, размерности вынесенного материала и запасам тепловой энергии, заключенной в них, от которой зависит степень спекания материала. В соответствии с этими особенностями среди фации пирокластических потоков можно выделить наиболее ярко выраженные субфации: агломератовых потоков, песчаных потоков, пемзовых потоков.

Фация отложений направленных взрывов образуется при взрывах, направленных под острым углом к горизонту (тип извержения вулкана

Безымянного, 1956 г.). В результате взрывов такого типа происходит разрушение части вулканической постройки. При этом грубообломочный резургентный материал переносится в направлении взрыва на 8—10 км и более.

Игнимбритовая фация распространена в областях кислого, среднего и основного вулканизма, и если в первых природа их образования из палящих туч вызывает все большие сомнения, то в последних наличие такой фации, имеющей пирокластическую природу, по-видимому, бесспорно. Эта фация пространственно тесно связана с кальдера-вулканами, причем кальдеры их имеют признаки провального генезиса.

Семейство экструзивных фаций включает в себя фации экструзивных куполов и трещинных выжимок. Эти фации, как правило, приурочены к жерлам полигенных вулканов и к системе радиально-кольцевых трещин, располагающихся в вулканической постройке и за ее пределами.

Семейство вулканогенно-осадочных фаций представлено следующими наиболее распространенными фациями: лахаровых потоков, ледниковой, сухих рек, кальдерных озер, кратерных озер.

Лахары образуются при прорыве кратерных или кальдерных озер, при бурном таянии снегов или ледников, покрывающих крупные вулканы, или под действием длительных ливней и обычно сопровождают крупные извержения.

Фация сухих рек связана с крупными вулканическими постройками и приурочена к долинам рек, временных водотоков, прорезающих склоны вулканов, и пологонаклонным равнинам в периферических частях подножий вулканов.

Семейство жерловых фаций включает в себя некковую и дайковую фации. В зависимости от сложности вулкана, с которым они связаны, эти фации разделяются на субфации моногенные и полигенные. Моногенные жерловые фации представляют собой выполнения подводящих каналов небольших самостоятельных или побочных вулканов, характеризуются простотой внутреннего строения.

Жерловые полигенные фации фиксируют верхние части подводящих каналов долгоживущих крупных вулканов и часто характеризуются концентрически-зональным строением.

В семейство субвулканических фаций входит силловая, дайковая, лакколитовая фации. По характеру залегания они сходны с обычными интрузиями, отличаются от них эффузивным обликом слагающих их пород и отсутствием или очень слабыми контактовыми изменениями. Для большинства субвулканических тел характерна однородность состава, что облегчает их диагностику в полях развития эффузивно-экструзивных и жерловых фаций. Породы субвулканических интрузий, как привило, лишены текстур течения, столь обычных для эффузивных, экструзивных и жерловых фаций.

Семейство гипабиссальных субвулканических фаций представлено следующими наиболее распространенными фациями: штоковой, лакколитовой, лополитовой и дайковой. В отличие от приповерхностных субвулканических фаций они характеризуются большей глубиной становления (в пределах фундамента) и соответственно лучшей раскристаллизацией слагающих их пород. Гипабиссальные субвулканические фации устанавливаются в областях с большим эрозионным срезом или в поднятых блоках, где на дневную поверхность выходят породы фундамента.

МЕТОДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

ПРЕДПОЛЕВОЕ ДЕШИФРИРОВАНИЕ АЭРОФОТОМАТЕРИАЛОВ

По характеру изображения на аэрофотоснимках сравнительно легко оконтуриваются эффузивные породы в целом среди интрузивных образований, четвертичных отложений и других пород. Гораздо труднее различать фации вулканогенных пород (покровные, жерловые и субвулканические) и производить внутреннее их расчленение.

Эффузивные породы характеризуются определенной формой выходов, однородным или слоистым строением и характером трещиноватости. Различные эффузивные покровы могут отличаться окраской и микрорельефом, обусловливающим своеобразный рисунок поверхности, зависящий главным образом от их трещиноватости. Основные лавы, имеющие темную окраску, на аэрофотоснимках отображаются темными тонами, светлые кислые лавы характеризуются соответственно светлыми, а средние — промежуточными, обычно серыми тонами.

При большой мощности эффузивов площади их распространения на аэрофотоснимках почти всегда выделяются по фототону выходов и образуемым ими формам. Эффузивы в большинстве своем устойчивы к выветриванию. При горизонтальном и пологом залегании и чередовании покровов они часто создают скалистые уступы или карнизы на склонах гор, а на водоразделах образуют плоские площадки (столовые возвышенности). Очертания их на аэрофотоснимках напоминают горизонтали на топографической карте. При наклонном залегании слоистой эффузивной толщи выходы устойчивых покровов наблюдаются в виде гряд или хребтов; напротив, к выходам менее крепких туфов и контактам покровов приурочиваются относительно пониженные участки, вытянутые по простиранию толщи. Гряды и хребты часто имеют куэстообразный характер, их пологие склоны совпадают с плоскостью падения пластов, а крутые приурочены к торцам последних. Слоистым эффузивным толщам свойствен полосчатый рисунок (рис. 40), обусловленный чередованием покровов лав, туфов и осадочных пород. Эффузивы, расположенные среди осадочных пород, выделяются на аэрофотоснимке обычно по форме рельефа и при сложной складчатости нередко играют роль маркирующих горизонтов.

Жерловые и субвулканические породы в связи с различными условиями залегания вулканогенных пород и различной степенью их кристалличности часто хорошо выделяются в рельефе и, следовательно, отображаются и на аэрофотоснимках.

Жерловые тела опознаются на аэрофотоснимках по характерной округлой или овальной форме выходов, несогласным контактам, развитию кольцевой или радиальной трещиноватости и приуроченностью к ней кольцевых и радиальных систем даек (рис. 41). Тела некков обычно окружены осветленной зоной и отделяются от вмещающих пород кольцевыми понижениями рельефа. Внутреннее строение эродированных вулканических аппаратов иногда распознается по тону изображения отдельных участков в зависимости от слагающих их пород.

Древние некки фиксируются на местности в виде как положительных, так и отрицательных форм рельефа, зависящих главным образом от устойчивости слагающих их пород к агентам эрозии и от действовавших в прошлом тектоно-вулканических процессов, приведших к поднятиям или обрушениям кровли вулканов. С поднятиями связаны

Рис. 40. Палеовулканическая структура, на которой четко выделяются различные горизонты эффузивов и туфов, образующие синклинальную складку.

В ядре синклинали обнажается интрузия гранодиорита $\gamma\delta$. Восточное крыло синклинали осложнено крупным сбросо-сдвигом северо-западного простирания, вблизи шарнира складки наблюдается малоамплитудный сброс. Между сбросами, на месте депрессии, расположен штокверк, дешифрируемый по концентрической трещиноватости. В левом верхнем углу — массив гранофировых гранитов (γ), а в правом — субвулканический шток дацита (π).

Рис. 41. Аэрофотоснимок вулкана Жантау.

В центре виден некк сложного строения, нарушенный в средней части сбросом, по которому западная часть вулканической постройки была приподнята и значительно эродирована. Вследствие этого здесь на большой площади обнажен фундамент вулкана. Отчетливо дешифрируются протяженные радиальные дайки и концентрические трещины. В восточной части аэрофотоснимка примыкающие к жерлу покровы в плане отчетливо повторяют его конфигурацию.

купольные структуры, а с обрушениями — кальдеры проседания. Понижения на месте вулканических кальдер часто окружаются по периферии хорошо видимыми на аэрофотоснимках массивами вторичных кварцитов или кольцевыми интрузиями и дайками. Кальдеры фиксируются, кроме того, коническими слоями, образующимися при проседании склонов вулканической постройки по кольцевым разломам.

Некки, сложенные кислой лавой, чаще образуют положительные формы рельефа, слагая вершины возвышенностей. В понижениях рельефа встречаются более глубокие части вулканических аппаратов — выполнения промежуточных магматических камер.

Выходы экструзивных куполов среди вулканогенных толщ обусловливают образование положительных форм рельефа и при хорошей обнаженности в большинстве случаев выделяются на аэрофотоснимках. Как правило, экструзивные купола располагаются группами, пространственно тяготея к районам вулканических аппаратов, или в виде цепочки на тектонической трещине. Площади выхода экструзивных куполов могут существенно различаться в зависимости от глубины эрозионного среза.

Субвулканические тела. *Силлы* — пластообразные залежи — изображаются на аэрофотоснимках в виде вытянутых полос, плохо отличимых от изображений, создаваемых покровами эффузивов. В отличие от последних они характеризуются менее постоянной мощностью, языкообразной формой и нередко резкими раздувами и апофизами, в которых силл сечет слоистость вмещающих пород.

Лакколиты и другие тела неправильной формы при общей пластообразной форме залегания часто занимают значительные площади и дешифрируются на аэрофотоснимках подобно интрузивным телам, от которых они отличаются более мягким — мелкосетчатым — рисунком поверхности. Они дают фототон, свойственный эффузивам, так как состоят из пород, имеющих в большинстве случаев эффузивный облик, но отличаются от эффузивов интрузивной формой залегания, отсутствием слоистости и наличием апофиз, отходящих в кровлю.

Дайки хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках по линейной форме выхода и тону изображения, обычно отличающемуся от тона изображения вмещающих пород. Чаще всего они характеризуются просветленным фототоном, обусловленным широким проявлением автометасоматических процессов. Дайки почти всегда являются более крепкими и, следовательно, более устойчивыми к выветриванию по сравнению с вмещающими породами, в том числе и эффузивами. Поэтому они, как правило, хорошо прослеживаются на местности и образуют при хорошей обнаженности линейно вытянутые узкие гривки (рис. 41). При плохой обнаженности жильные породы распознаются по ряду небольших скалистых обнажений или высыпок, расположенных на одной линии. Очень редко встречаются дайки, разрушающиеся быстрее вмещающих пород. В этом случае они отмечаются на аэрофотоснимках в виде узких линейно вытянутых борозд.

Для стратифицированных вулканогенных образований, как и для осадочных пород, по аэрофотоснимкам можно установить последовательность их залегания, наличие тектонических контактов, определить тип складок, характер и амплитуду разрывных нарушений и т. д.

Методы изучения перечисленных выше элементов строения стратифицированных вулканогенных образований в принципе не отличаются от методов изучения осадочных пород и описаны выше, в гл. V.

ИНСТРУМЕНТАЛЬНОЕ ДЕШИФРИРОВАНИЕ АЭРОФОТОСНИМКОВ И СОСТАВЛЕНИЕ ПРЕДВАРИТЕЛЬНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЫ

Хорошие результаты дает инструментальное дешифрирование аэрофотоснимков вулканических областей. По сравнению с применяющейся технологией геологического дешифрирования (с помощью простых стереоскопов и дополнительных измерительных устройств) инструментальное дешифрирование аэрофотоснимков дает возможность полнее извлечь из них информацию о строении и составе вулканогенных образований и одновременно вести наблюдение, измерения и перенос отдешифрированных элементов со снимков на оригинал карты в строго заданном масштабе.

На рис. 42 представлен фрагмент схематической карты Калмакэмельской синклинали Центрального Казахстана, составленной по результатам дешифрирования аэрофотоснимков под стереоскопом. По сравнению с геологической картой этого района, составленной без дешифрирования аэрофотоснимков под стереоскопом, она лучше отражает многие элементы разрывной тектоники, стратиграфическую последовательность пород. Отмечен ряд субвулканических тел — силлов и лакколитов, пропущенных ранее при съемке.

На рис. 43 показана составленная по тем же контактным отпечаткам, но на универсальном стереомикрометре «Сантони» предварительная геологическая карта того же района. Дешифрирование аэрофотоснимков производилось с одновременным переносом контуров на оригинал карты. При наблюдениях на стереомикрометре благодаря хорошей наблюдательной системе прибора оказалось возможным выделить границы несогласного залегания свит, детально их расчленить на отдельные пачки и горизонты, «протянуть» их в пределах всей площади района и показать одновозрастность пород на обоих крыльях синклинали. Кроме того, было выделено большое количество некков, силлов, лакколитов, а также мелких штокообразных и дайкообразных тел основного и кислого состава, отличающихся фототоном и формами микрорельефа.

Использование универсального прибора позволило выполнить огромное количество замеров элементов залегания отдельных пластов, контактовых поверхностей субвулканических тел и плоскостей разрывных нарушений. Удалось наметить направление смещения блоков и величину их горизонтального перемещения.

Геологические карты могут быть составлены и с применением стереографа Дробышева.

МЕТОДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ФАЦИЙ

ПРИЗНАКИ РАЗГРАНИЧЕНИЯ ПОДВОДНЫХ И НАЗЕМНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Наиболее характерными признаками отличия подводных и наземных вулканогенных толщ являются следующие.

1. Среди лав и туфов подводного и прибрежного морского вулканизма часто содержатся прослои осадочных и туфогенно-осадочных пород с морской фауной, а среди континентальных вулканогенных

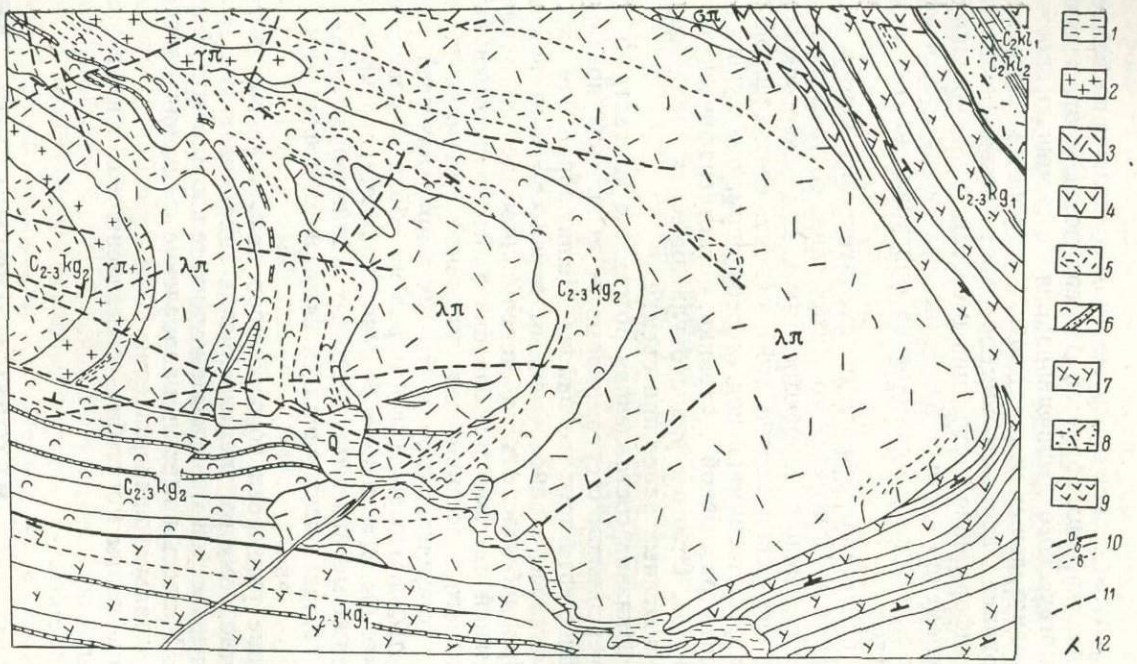


Рис. 42. Схематическая геологическая карта ядерной части Калмакэмельской синклинали, составленная по аэрофотоснимкам с помощью стереоскопа.

Q — четвертичные отложения; $C_{2-3}kg_2$ — верхняя подсвита керегетасской свиты среднего—верхнего карбона; $C_{2-3}kg_1$ — нижняя подсвита керегетасской свиты среднего—верхнего карбона; C_2kl_2 — верхняя подсвита калмакэмельской свиты среднего карбона; C_2kl_1 — нижняя подсвита калмакэмельской свиты среднего карбона; $\gamma\pi$ — субвулканические породы позднего карбона; $\lambda\pi$ — субвулканические породы среднего—позднего карбона; $\sigma\pi$ — субвулканические породы неопределенного возраста.

1 — рыхлые осадки; *2* — гранит-порфиры; *3* — силлы и лакколитообразные интрузии липарито-дацитовых порфиров; *4* — силлы андезитовых порфиритов; *5* — липарито-дацитовые порфиры и их туфы; *6* — слоистая пачка туфов липарито-дацитового состава и песчаников; *7* — песчаники, туфы и туфолавы дацитового состава; *8* — липарито-дацитовые порфиры, их туфолавы, песчаники; *9* — дацит-андезитовые порфириты и их туфы; *10* — геологические границы: *а* — между подсвитами, *б*, *в* — между литологическими разностями пород (*б* — достоверные, *в* — предполагаемые); *11* — разрывные нарушения; *12* — элементы залегания пород.

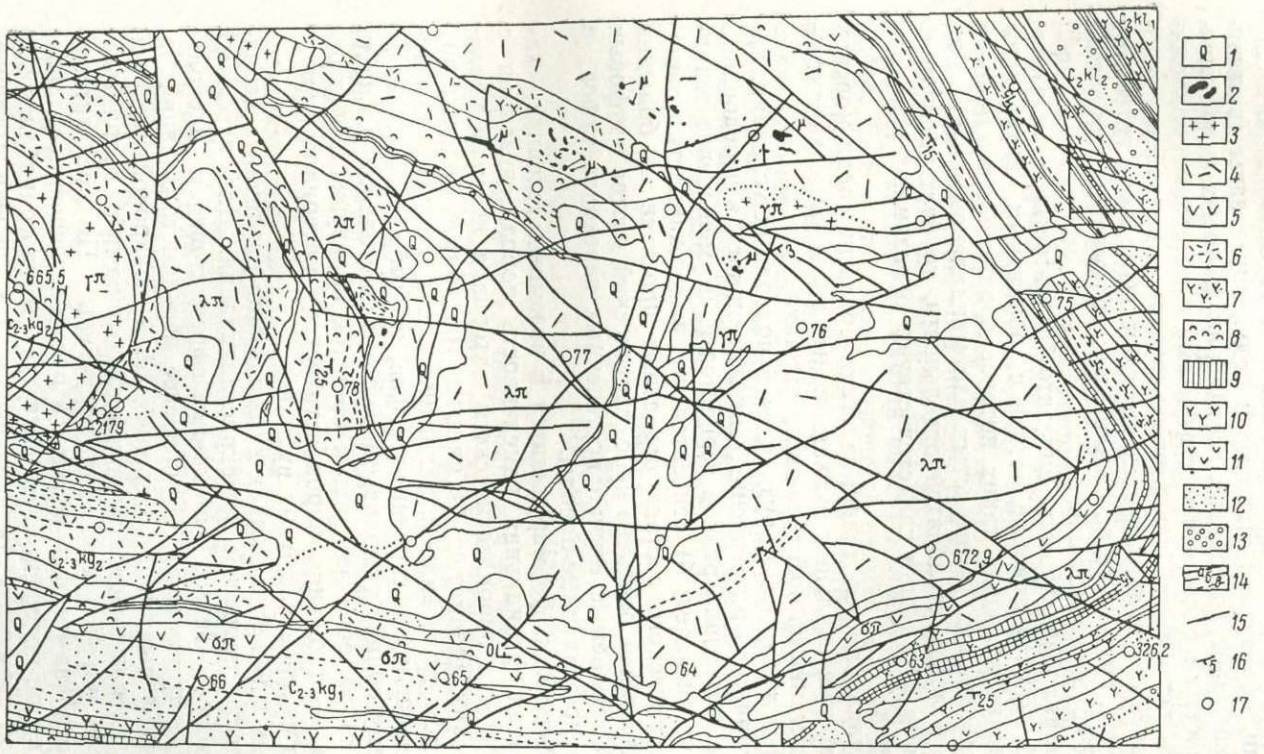


Рис. 43. Предварительная геологическая карта ядерной части Калмакэмельской синклинали, составленная по аэрофотоснимкам с помощью стереомикрометра.

Q — четвертичные отложения; $C_{2-3}kg_2$ — верхняя подсвита керегетасской свиты среднего—верхнего карбона; $C_{2-3}kg_1$ — нижняя подсвита керегетасской свиты среднего—верхнего карбона; C_2kl_2 — верхняя подсвита калмакэмельской свиты среднего карбона; C_2kl_1 — нижняя подсвита калмакэмельской свиты среднего карбона; μ — субвулканические породы условно пермо-триасового возраста; γπ — субвулканические породы позднего карбона; λπ — субвулканические породы среднего—позднего карбона; σπ — субвулканические породы неопределенного возраста.

1 — рыхлые осадки; *2* — базальтоиды; *3* — гранит-порфиры; *4* — силлы и лакколитообразные интрузии липарито-дацитовых порфиров; *5* — силлы андезитовых порфиритов; *6* — липарито-дацитовые порфиры и их туфы; *7* — туфы и туфолавы дацитового состава; *8* — песчаники, туфы и туфолавы дацитового состава; *9* — лавы и туфолавы липарито-дацитовых порфиров; *10* — туфы дацитовых порфиров; *11* — дацит-андезитовые порфириты и их туфы; *12* — песчаники; *13* — конгломераты; *14* — геологические границы: *а* — между подсвитами, *б* — между литологическими разностями пород, *в* — отдельные отдешифрированные слои; *15* — разрывные нарушения; *16* — элементы залегания пород; *17* — точки фототриангуляции.

толщ такие породы содержат наземную фауну и флору. Для морских вулканогенных толщ характерно присутствие рифовых известняков.

2. При наземном вулканизме характерны красновато-бурые, фиолетово-серые и черные окраски пород, а при подводном — зеленовато-желтовато- и голубовато-серые.

3. При подводных излияниях основных лав, особенно диабаз-спилитовой формации, образуются шаровые и подушечные лавы (пиллоу-лавы). На это указывает постоянная ассоциация шаровых и подушечных лав с кремнистыми сланцами и туффитами с остатками радиолярий. При быстром остывании базальтовых потоков в подводных условиях иногда образуются палагонитовые брекчии (гиалокластиты, по А. Ритману, 1964 г.), состоящие из стекловатых обломков гиалобазальтов и стекловатых корок пиллоу-лав.

4. При излияниях базальтовых, андезито-базальтовых и андезитовых лав часто образуются лавовые потоки с зональным внутренним строением. Появление в кровле таких потоков сравнительно мощных красно-бурых шлаковидных (пузыристых или миндалекаменных) зон, а также наличие в лавах столбчатой отдельности, трубчатых пустот, пористых цилиндров и отдушин свидетельствуют о наземных условиях формирования пород.

5. Морские вулканогенные толщи залегают согласно среди морских отложений. Для континентальных вулканогенных толщ чаще характерно несогласное залегание на подстилающих толщах.

6. Для туфовых толщ, формирующихся в подводных условиях, характерны: а) ритмичность их строения, заключающаяся в чередовании пирокластического материала разной зернистости, и уменьшение зернистости в верхней части пачек; б) относительная выдержанность мощностей и гранулометрического состава отдельных прослоев на больших площадях; в) смешанный осадочно-пирокластический состав туфовых толщ; г) часто наблюдаемые случаи постепенных переходов туфов в туффиты и туфогенно-осадочные породы.

7. Для туфовых толщ, формирующихся в наземных условиях, характерны: а) резкая фациальная изменчивость пород, связанная с уменьшением крупности пирокластического материала по мере удаления от вулканических аппаратов; б) наличие горизонтов, содержащих вулканические бомбы грушевидной, эллиптической и закрученной формы; в) наличие спекшихся и сваренных туфов, игнимбритов и сходных с ними по внешнему облику туфолав, имеющих значительные площади распространения; г) наличие лахаровых брекчий, образующихся в результате переноса и отложения пирокластического материала грязевыми потоками со склонов наземных вулканов.

8. В подводных и наземных лавах наблюдаются различия в характере и интенсивности процессов перекристаллизации. Для наземных лав липарит-дацитового состава характерны сферолитовая и аксиолитовая структуры девитрификации. В процессе перекристаллизации их, а также первичных фельзитовой, сферолитовой и микропойкилитовой структур кислых лав развивается неравномернозернистый кварц-полевошпатовый агрегат микропойкилитовой структуры. По фельзитовой структуре подводных лав кислого состава в процессе перекристаллизации развивается кварц-полевошпатовый агрегат микрогранобластовой и микророговиковой структуры. В подводных лавах перекристаллизации подвергаются первичные сферолиты и микропойкилитовые срастания. Сферолиты преобразуются в метасферолиты. В подводных лавах первичные сферолиты обычно мелкие, от 0,01 до 0,1 мм, а в наземных — крупные, от 0,5 см до нескольких сантиметров (Е. Б. Яковлева, 1967 г.).

ПОЛЕВОЕ ОПРЕДЕЛЕНИЕ И ОПИСАНИЕ ПОРОД В ОБНАЖЕНИЯХ

Во время полевых наблюдений геолог может судить о вещественном составе вулканогенных пород лишь по внешним признакам — цвету, минеральному составу вкрапленников, текстурным и структурным признакам. Однако в большинстве случаев по одному только внешнему виду трудно правильно назвать эффузивную породу. В. М. Сергиевский [272] большое значение придает полевой диагностике эффузивных пород с помощью лупы. Подобное изучение дает неплохие результаты для порфировых разностей эффузивов, но для пород, лишенных вкрапленников, очень ненадежно. Ошибки, сделанные в определении пород в поле, будут легко исправлены при изучении петрографических шлифов во время камеральной обработки материалов.

В течение первого полевого сезона нужно научиться по совокупности признаков выделять близкие по составу породы, не стараясь дать им точное название, но в процессе съемки важно их все время называть одинаково, хотя бы условно. Для этого необходимо выработать единую для всех сотрудников партии полевую номенклатуру пород в начале работ. Еще лучше, если в процессе съемки геологи создадут полевую коллекцию эталонных образцов. Для этого в поле нужно отобрать необходимое количество образцов для шлифов из всех разновидностей вулканогенных пород и, так как работы в одних районах обычно ведутся по нескольку лет, желательно сразу после первого камерального периода проверить микроскопически эталонную коллекцию пород и в дальнейшем все время ее пополнять.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ЗАЛЕГАНИЯ ЭФФУЗИВОВ И ТУФОВ, УСТАНОВЛЕНИЕ ПОЧВЫ, КРОВЛИ И ПЕРВИЧНОГО УГЛА НАКЛОНА ПОКРОВОВ

В отличие от осадочных толщ для вулканогенных образований необходимо учитывать первичные углы наклона покровов, которые могут достигать 30—35° в верхней части вулканических построек, и уметь их определять в покровах, подвергшихся последующей складчатости. Ниже излагаются способы определения элементов залегания эффузивов и туфов по особенностям их наслоения, структурным и текстурным признакам.

Поверхности наслоения. Залегание вулканогенной толщи определяется в случае, когда покровы переслаиваются с туфами, туффитами, осадочными породами или отличаются друг от друга по составу, цвету и структуре. Однако признаки переслаивания в эффузивных толщах не всегда видны, и для измерения элементов залегания пород и мощностей отдельных покровов приходится отыскивать их границы. Границы между покровами часто фиксируются по смене окраски пород, по текстурным или структурным особенностям, по составу фенокристаллов, по относительному количеству различных породообразующих минералов и т. д. Значительно труднее выявлять отдельные покровы в монотонных толщах эффузивных пород. В этих случаях приходится более тщательно изучать обнажения и текстурные особенности пород.

Верхние поверхности покровов в эффузивных толщах отличаются пористостью, наличием шлаковых корок, зон закалки, иногда признаков обжига и покраснения, зон ожелезнения и остатков коры выветривания. На верхней поверхности покровов нередко встречаются прослои корковых и лавовых брекчий, тонкополосчатые и миндалекаменные структуры. Поверхности покровов обычно неровные и трещиноватые.

При разрушении застывшей лавы трещины и неровности в верхней части потока заполняются обломками, а иногда на поверхности покрова отмечается сплошной слой обломочного материала, как правило, того же состава, в то время как в нижней части покрова можно увидеть обломки разнообразных пород, захваченные лавой при движении.

Текстурные признаки пород. По ним можно определить элементы залегания пород.

Флюидальная текстура лав. В породах липаритового, дацитового и трахитового составов основная масса часто имеет флюидальную текстуру. Обычно она наблюдается в породах липаритового состава. Ориентировка флюидальности связана с элементами залегания покровов, хотя при этом часто отмечаются отклонения от общего направления. Поэтому элементы залегания пород по их флюидальной текстуре определять можно, но надо помнить, что флюидальность в покровах огибает все неровности рельефа, включения постороннего материала и дает частые завихрения в процессе течения вязкой лавы, образуя своеобразные «танковые» структуры. В краевых частях потоков флюидальность из-за этого не совпадает с элементами их залегания. Следует также помнить, что помимо покровов флюидальная текстура возникает часто в дайках, некках, экструзивных куполах и в контактах субвулканических тел.

Расположение фенокристаллов. О залегании породы можно судить по преобладающему расположению фенокристаллов. Последние вытягиваются своими длинными осями в направлении движения расплава. При недостаточно отчетливом расположении фенокристаллов рекомендуется кажущееся направление ориентировки проверять большим числом замеров на всей площади покрова. Чаще параллельное расположение имеют наиболее крупные фенокристаллы.

При определении кровли и почвы покровов следует учитывать, что концентрация более тяжелых цветных минералов происходит в нижней половине покрова, а более легких, салических минералов — в верхней. Характер изменения плотности пород показывает, что породы верхней половины потока легче нижней.

Расположение пустот и миндалин. При движении потока лавы газовые пузыри и пустоты нередко вытягиваются в направлении течения и иногда одновременно сплющиваются в его плоскости, указывая тем самым на элементы залегания лавы. Иногда наблюдаются трубчатые пустоты, начинающиеся у нижней поверхности покрова и идущие кверху, постепенно расширяясь и несколько изгибаясь в сторону течения лавы; разветвляются они обычно по направлению вниз. Зона пустот и миндалин в верхней части потока обычно более мощная, чем у его кровли, а сами пустоты крупнее. В основных лавах часто наблюдается закономерная смена плоских миндалин, развитых в самых низах потока и повторяющих конфигурацию его нижней границы, все более изометричными, округлыми по мере приближения к верхней части потока.

Различаются три типа миндалин: полные, неполные и сложные. Полные миндалины заполняют полость целиком и не могут быть использованы для определения почвы и кровли. Неполные миндалины имеют полусфероидальные очертания, и плоская часть их ориентирована по направлению к кровле (рис. 44). Сложные миндалины представляют собой сфероиды или эллипсоиды, состоящие из двух частей, разделенных плоскостью. Эта плоскость отмечает положение горизонта в период заполнения нижней части миндалины. Вещество в верхней части сложной миндалины иногда обладает слоистостью и, как правило, отличается по составу от более ранней нижней части.

Отдельность. В лавовых покровах элементы залегания могут быть установлены по форме и расположению отдельности. Как известно, плоскости подушечной и пластовой отдельности расположены параллельно поверхности покрова, а столбы призматической отдельности большей частью к ней перпендикулярны.

Шаровая отдельность в эффузивах может быть первичной и вторичной, возникающей при процессах выветривания. Первичная шаровая (или подушечная) отдельность характерна для лав основного состава, излившихся под водой. В. М. Сергиевский [272] приводит следующие признаки первичной шаровой отдельности: концентрическое сложение шаров с более мелкозернистой и плотной поверхностью, концентрическое расположение газовых пор и пустот, радиально-лу-

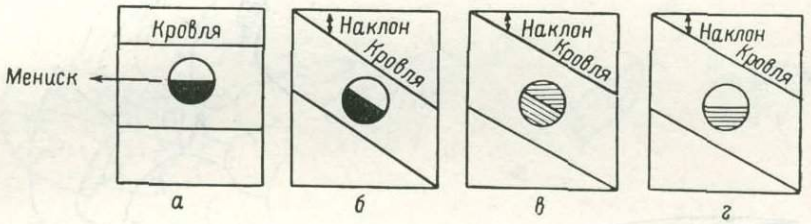


Рис. 44. Неполные миндалины как показатели элементов залегания покрова (по Шроку, 1950 г.).

а — неполная миндалина в горизонтально залегающем потоке; *б* — неполная миндалина в потоке, выведенном из горизонтального положения; *в* — сложная миндалина в наклонном потоке, состоящая из более ранней части, образовавшейся до наклона потока, и более поздней, образовавшейся после его наклона; *г* — неполная миндалина, возникшая в первоначально наклонно залегавшем потоке.

чистое строение шаров, иногда радиально-трубчатое расположение пустот.

Шаровые и подушечные лавы дают нам возможность определить элементы залегания и даже «верх» и «низ» потока, так как слагают чаще всего кровлю его, а наиболее крупные подушки несколько сплющиваются по вертикали; при этом они одновременно приобретают вогнутость на нижней поверхности вследствие облегания ими нижележащих шаров. В основных лавах наиболее распространены подушки шаровой или эллиптической формы. Эти подушки обычно имеют небольшие размеры, не превышающие, как правило, 0,3—0,5 м в поперечнике. Определить по ним залегание потока трудно, так как поверхность шаров имеет более или менее одинаковые очертания, но тем не менее ее можно использовать при определении кровли и подошвы лавового потока, поскольку сами шары, как правило, в нижней части сплюснуты. Внутри шаров нередко отмечаются крупные полости, выполненные кварцем и образовавшиеся первоначально как скопления газовых пузырьков в верхней части шара. Выпуклая поверхность полости, как правило, параллельна верхнему краю шара.

Кроме подушек, приближающихся по форме к шарам, в основных лавах нередко наблюдаются вытянутые подушки с выпукло-вогнутыми очертаниями. Они имеют гораздо большие размеры, чем шаровые (до 1,5 м по длинной оси). Среди этих подушек наблюдаются два типа [392].

Первый тип представлен сильно сплющенными подушками с резким утолщением на одном конце (рис. 45). Выпуклая сторона такой подушки обращена кверху по отношению к залеганию горизонта лав, вогнутая — соответственно книзу. Утолщенные части подушек направлены в одну сторону, совпадающую с направлением падения лавового горизонта.

Подушки II типа имеют форму «караваев», «булок» и сложных «баллонов» (рис. 46). В них выпуклые сферические поверхности также обращены кверху относительно кровли потока, а вогнутые поверхности, облегая и цементируя нижние подушки, обращены книзу. Залегание лавы устанавливается по взаимному расположению этих подушек.

Столбчатая отдельность является первичной и возникает в процессе кристаллизации и остывания лавы. Длинные правильные призмы, чаще шестигранного сечения, толщиной от 0,1 до 1 м располагаются перпендикулярно к поверхности покрова. Нужно иметь в виду, что столбчатая отдельность нередко развивается в породах жерловой и субвулканической фаций. В последних оси призм располагаются пер-

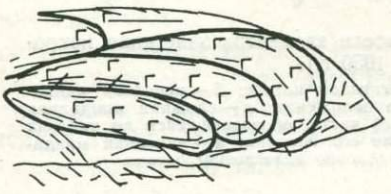


Рис. 45. Подушечная отдельность I типа в основных лавах (по Н. С. Скрипченко, 1961 г.).

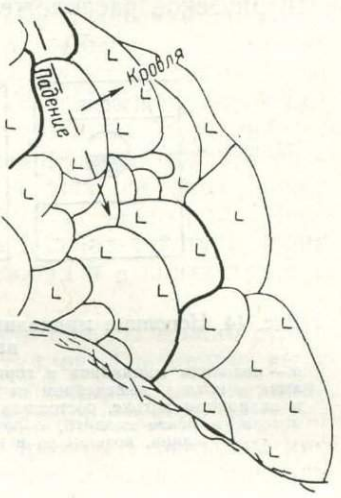


Рис. 46. Подушечная отдельность II типа в основных лавах (по Н. С. Скрипченко, 1961 г.).

пендикулярно к стенкам дайки, поверхности экструзивного купола или некка. В некках столбы располагаются радиально. При этом флюидальные текстуры ориентированы поперек оси призм (рис. 47).

Столбчатая отдельность особенно характерна для неглубоко эродированных куполов и вулканических аппаратов; в интрузивных субвулканических залежах она выражена в контактовых частях. Некки среди покровов легче всего опознаются по характеру развитой в них столбчатой отдельности.

В дислоцированных лавах столбчатая отдельность сохраняется крайне редко. Гораздо чаще в них можно наблюдать несовершенную призматическую отдельность, отчетливую лишь в отдельных участках и сочетающуюся с трещинами тектонического происхождения. В периферических частях тел эффузивных пород вследствие быстрого охлаждения часто развивается мелкостолбчатая отдельность.

Пластовая отдельность. Определение залегания эффузивных пород по пластовой отдельности иногда приводит к грубым ошибкам. Замеры пластовой отдельности можно принимать во внимание лишь тогда, когда она согласуется со слоистостью или с первичными текстурами течения. Наблюдения показывают, что в эффузивах ориентировка пластовой отдельности сильно расходится с элементами залегания и часто обусловлена чисто тектоническими причинами (грубым кливажем или плоскостями скалывания).

В туфах и туффитах элементы их залегания определяются по слоистости. Характер слоистости в них широко варьирует — от грубослоистых до тонкослоистых пород.

Особый интерес представляют тонкослоистые туфы, туффиты, для которых характерна ритмическая слоистость, последнюю можно использовать для установления верхней и нижней поверхности пласта, нормального или опрокинутого залегания его. В каждом ритме его нижний элемент является более грубозернистым. Кверху величина зерна постепенно убывает, верхний, менее мощный, элемент ритма имеет тонкообломочное строение и обычно более темную окраску. Резкая граница ритмов иногда имеет признаки размыва.

Значительно труднее устанавливаются элементы залегания массивных туфов и вулканических брекчий, слагающих мощные горизонты и толщи, имеющие однородное строение. Слоистость в них может быть выявлена по наличию тонких прослоев и вытянутых линз, неясной слоистости, выражающейся в постепенном изменении состава или крупности обломков, и по параллельному расположению последних, что может быть достигнуто при большом количестве замеров. В грубообломочных туфовых толщах иногда удается различать верх и низ пласта по положению обломков: более крупные обломки неправильной формы лежат на своей более широкой стороне.

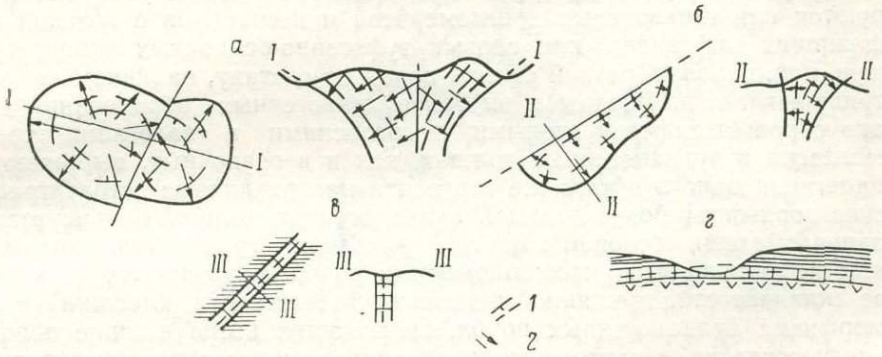


Рис. 47. Соотношение слоев течения и столбчатой отдельности в вулканогенных породах.

а, б — некки; *в* — дайка; *г* — покров.
1 — слои течения; *2* — столбчатая отдельность.

Следует всегда помнить, что туфы и вулканические брекчии не только имеют пластообразный характер залегания, но и заполняют вулканические каналы как центрального (некки), так и трещинного (дайки) типа.

Определение первичного угла наклона покровов. Наклонное залегание покровов вулканогенных пород часто не имеет тектонической природы, а является лишь отражением крутизны склонов вулканических построек или неровностей поверхности древнего рельефа, на которую изливается лава и выбрасываются пирокластические продукты. Эта особенность первичного залегания лав и туфов отчетливо наблюдается в областях развития молодого вулканизма, но в древних вулканогенных толщах она, как правило, затушевана. Тем не менее первичные наклоны покровов иногда удается отличать от слоев, наклоненных при складчатости, по невыдержанности и изменчивости элементов их залегания, обычно сопровождающихся угловыми несогласиями с подстилающими породами. В случаях, когда вулканогенные толщи деформированы согласно с подстилающими их более древними образованиями, можно с уверенностью говорить о наличии тектонических форм, порожденных складчатостью.

Кроме того, при решении вопроса о первичном или тектоническом характере залегания покрова большую помощь могут оказать горизонты осадочных и туфогенно-осадочных пород, находящихся среди лаво-

вых и пирокластических образований; в зависимости от того, как они будут лежать среди лав и пирокластических пород, можно будет судить о причине наклонного залегания вулканитов. Для установления первичных и складчатых форм залегания вулканогенных пород можно использовать наблюдения над неполными миндалинами. Первичные углы наклона лав могут быть иногда определены по расположению шаровой и столбчатой отдельности.

УСТАНОВЛЕНИЕ ПЕРЕРЫВОВ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ И НЕСОГЛАСИЙ В ЗАЛЕГАНИИ ТОЛЩ

Перерывы вулканической деятельности в наземных условиях фиксируются или горизонтами конгломератов и песчаников с галькой нижележащих эффузивов, или слоями туфогенно-осадочных пород, туфитов, или, наконец, резкой сменой пород по составу, наличием кор выветривания и т. д. Перерывы внутри вулканогенных образований нередко сопровождаются угловыми несогласиями в залегании толщ. Несогласия в вулканогенных толщах, как и в осадочных, выражаются в налегании одного и того же горизонта на различные стратиграфические горизонты подстилающей вулканогенной толщи, в присутствии базальных слоев, состоящих из конгломератов, гравелитов, полимиктовых песчаников и других обломочных пород, в различиях в характере складчатости, трещинной тектоники (в частности, кливажа) и метаморфизма вулканогенных пород, залегающих выше и ниже поверхности несогласия, а также в наличии определенных типов интрузивных и жильных пород в толщах, разделенных несогласиями.

При исследовании несогласных контактов между вулканогенными толщами необходимо иметь в виду, что для областей развития вулканогенных пород характерны еще и так называемые «вулканические» несогласия, возникающие при сильной расчлененности древнего рельефа вследствие различной направленности изливавшихся лавовых потоков и выбросов пирокластических продуктов (рис. 48) или из-за *наложения продуктов деятельности разных вулканов. Вулканические несогласия* вызываются также вулкано-тектоническими процессами — прикальдерным сбрасыванием пластов и последующим излиянием на их торцевую поверхность очередных покровов и т. д. В отличие от регионально проявленных стратиграфических и угловых несогласий вулканические несогласия характеризуются отсутствием различий структур и метаморфизма ниже- и вышележащих пород. Они имеют сугубо местное значение, тяготея к участкам вулканических аппаратов или к местам сопряжения покровов, связанных с разными центрами извержения.

РАСЧЛЕНЕНИЕ ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩ

Вулканогенно-осадочные отложения, богатые ископаемыми органическими остатками, расчленяются подобно осадочным породам. При отсутствии органических остатков или невозможности по ним выделить подразделения единой шкалы стратиграфическое расчленение вулканогенных толщ производится на свиты по литолого-петрографическому принципу. В основу разделения вулканогенных толщ на свиты должны быть положены парагенетические ассоциации эффузивных и вулканогенных обломочных пород и цикличность излияний и выбросов пирокластического материала. За границы между вулканогенными свитами рационально принимать поверхности региональных несогласий и горизонты осадочных пород, устойчивых по простиранию и разделяющих толщи вулканогенных пород различного состава. Более дробно свиты

могут делиться по петрографическим особенностям пород, преобладанию и характерному сочетанию последних в различных частях разреза.

Парагенетические ассоциации эффузивных и вулканогенных обломочных пород, возникшие в процессе эволюции магматических очагов, имеют очень важное значение при расчленении вулканогенных толщ. Эти ассоциации в природе весьма разнообразны. Например, одну из таких ассоциаций представляет собой диабаз-спилитовая, другую — диабаз-порфиритовая. Они характеризуют определенные стадии и зо-

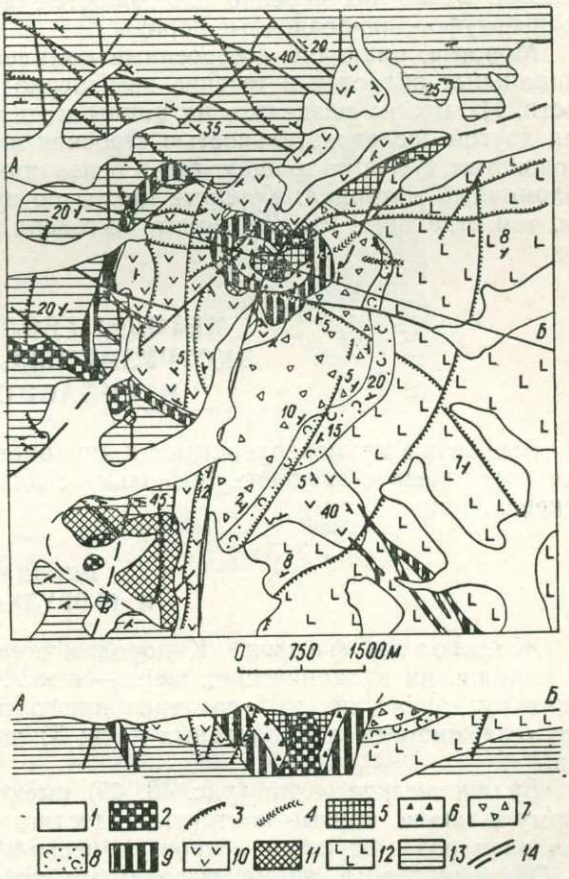


Рис. 48. Схема строения палеовулкана Жантау (Центральный Казахстан).

1 — рыхлые отложения; 5-я фаза деятельности вулкана: *2* — мелкие тела сиенит-порфиров, *3* — радиальные и кольцевые дайки сиенит-порфиров; 4-я фаза: *4* — дайки трахилипаритов, *5* — экструзии трахилипаритов; 3-я фаза: *6* — агломератовые лавобрекчии трахилипаритов жерловой фации, *7* — агломератовые туфолавы трахилипаритов покровной фации, *8* — тонкослоистые туффиты и туфы; 2-я фаза: *9* — трахилипариты центрального некка, кольцевой интрузии и радиальных даек, *10* — лавы и туфолавы трахидацитов и трахилипаритов покровной фации; 1-я фаза: *11* — некки и реликты некков андезитов и андезито-базальтов, *12* — базальты, андезито-базальты и андезиты покровной фации; *13* — породы фундамента вулкана; *14* — разрывные нарушения.

ны в развитии геосинклиналей. Объединение их в одну формацию может внести путаницу в историю геологического развития всего региона в целом. Не менее характерные петрографические ассоциации дают щелочные и субщелочные эффузивы, которые нельзя объединять в одни свиты с эффузивами щелочноземельного ряда, близкими к ним по петрографическим признакам.

Не следует также объединять в одну свиту породы, близкие петрографически, но являющиеся продуктами различных типов вулканической деятельности, характеризующих разные ее циклы или разные структурно-фациальные зоны. Свиты, сложенные покровами основных лав с подчиненными туфами, следует отделять от свит, сложенных преимущественно туфами или породами более кислого и более разнообразного состава.

При расчленении вулканогенных толщ необходимо учитывать цикличность в их строении, обусловленную особенностями развития вулканического цикла. Часто наблюдаются случаи изменения состава вулканогенных пород от более основных в нижней части комплекса к бо-

лее кислым в верху его. При этом нижние горизонты чаще сложены однообразными породами, а в верхних наблюдается серия переслаивающихся пород более пестрого состава. Толщи преимущественно однообразных лав обычно более выдержанны, чем толщи разнообразных по составу лав.

В строении отдельных вулканогенных толщ наиболее характерна последовательность, при которой в основании толщи преобладают туфы или туфы совместно с лавами, а вверху — преимущественно лавы, туфолавы. Выше них нередко наблюдаются слоистые туфы и тонкообломочные туфогенно-осадочные породы.

Мощные, циклично построенные комплексы образуются в геосинклинальных областях в течение всех периодов вулканической деятельности. Их можно разделить на циклы меньшего порядка с такой же или другой последовательностью строения вплоть до отдельных ритмов в слоистых туфовых толщах, где в основании преобладает более грубообломочный материал. Крупные циклы по простиранию более устойчивы, чем отдельные мелкие циклы, не говоря уже о слагающих их породах.

МЕТОДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ ЭКСТРУЗИВНЫХ, ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ И ГИПАБИССАЛЬНЫХ ФАЦИЙ

Выделение приповерхностных и гипабиссальных фаций имеет большое практическое значение, поскольку с ними нередко связана рудная минерализация.

ПРИЗНАКИ ЖЕРЛОВОЙ И СУБВУЛКАНИЧЕСКОЙ ФАЦИЙ

Жерловая фация. К породам жерловой фации относятся: 1) выполнения вулканических жерл — некки, трубки взрыва; 2) выполнения вулканических каналов трещинного типа — дайки, дайкообразные тела, системы параллельных даек; 3) экструзивные купола вязких лав.

Вулканические некки (рис. 48, 49) имеют округлую или овальную форму в плане, крутые контакты и достигают иногда довольно крупных размеров — от сотен метров до нескольких километров в диаметре. Они выполнены лавами, туфолавами, туфами или брекчиями (трубки взрыва). Для некков характерны вертикальные или очень крутые слои течения, параллельные контактам жерловой полости, столбчатая отдельность, развивающаяся перпендикулярно к направлению течения лавы (флюидальности), и часто куполовидные поднятия в связи с давлением поднимающейся к поверхности магмы.

Древние вулканические жерла фиксируются в виде как положительных, так и отрицательных форм рельефа в зависимости от устойчивости слагающих их пород к эрозии. Некки, сложенные кислой лавой или туфолавой, чаще образуют положительные формы рельефа, слагая вершины возвышенностей. В понижениях рельефа обычно встречаются более глубокие части вулканических аппаратов и субвулканические интрузии, выполняющие периферические магматические камеры. С периферическими камерами часто связаны крупные вулканические кальдеры. Кальдеры фиксируются коническими слоями, системами кольцевых и радиальных даек (см. рис. 48, 64).

Породы жерловой фации часто бывают сильно изменены: пропилитизированы или превращены во вторичные кварциты вследствие гидротермальной и фумарольно-сольфатарной деятельности вулканов. Изме-

нения проявляются неравномерно; местами сохраняются реликты довольно свежих пород. Измененные эффузивы жерловой и прижерловой фаций несут признаки привноса рудных элементов.

Вулканические каналы трещинного типа. Подводящими каналами крупных трещинных излияний обычно являются системы параллельных даек, прорезывающих на большом расстоянии выдержанные по мощности лавовые покровы. Решающим фактором для отнесения даек к жерловой фации служит связь их с излившимися породами.

Экструзивные купола. Под экструзивными образованиями понимаются проявления исключительно вязких лав, выжатых из кратера вулкана и застывших над ним в форме купола, обелиска или иглы, т. е.

Рис. 49. Схема строения палеовулкана Серек.

1 — рыхлые отложения; *2—4* — жерловая фация: *2* — трахилипариты, *3* — лавобрекчии липаритов, *4* — андезиты (реликты раннего некка); *5—6* — покровная фация: *5* — лавы и туфолавы трахилипаритов, *6* — туфы липаритов; *7* — породы фундамента вулкана; *8* — направление падения столбчатой отдельности (*а*), простирание и падение слоев течения (*б*); *9* — разрывные нарушения.

как частная разновидность жерловой фации, связанная с извержением лав, обладающих очень слабой подвижностью.

В строении куполов принимают участие лавы и туфолавы липаритового, трахилипаритового, дацитового и андезитового состава с вертикальной флюидальностью в центре, над подводящим каналом — *жерлом, и наклонной по бокам; причем флюидальность очень невыдержанная.*

Субвулканическая фация. Лава при вулканической деятельности не всегда достигает дневной поверхности. Часть ее может остаться в верхней зоне земной коры, где она обычно распространяется по полостям отслоения или внедряется во вмещающие толщи. По форме залегания среди субвулканических интрузий выделяются силлы, лакколиты, штоки и дайки. Характерные признаки субвулканических интрузий следующие.

1. Субвулканические интрузии слагаются породами, обычно лучше раскристаллизованными, чем соответствующие лавы, и нередко дают переходы в полнокристаллические разности.

2. В субвулканических интрузиях отсутствуют туфы. Это важный признак, заставляющий сразу предполагать интрузивный характер залегания тех или иных пород эффузивного облика. Субвулканические интрузии иногда сопровождают брекчии с лавовым цементом, в особенности тела кислых пород. От туфов брекчии отличаются однообразным составом обломков и своим расположением вдоль контактов тел. Крупные массивы пород эффузивного облика, обладающие однородным составом и структурой, лишь постепенно изменяющейся от контактов к центру, обычно представляют собой субвулканические интрузии.

Силлы. Наибольшие трудности представляет выделение силлов (пластовых интрузий) среди покровов, так как формы залегания тех и других весьма сходны. При совместном распространении и сходном составе пород разграничение их не всегда оказывается возможным. Их трудно бывает отличить от покровов даже тогда, когда они заключены среди осадочных или туфогенно-осадочных пород.

Во всех случаях необходимо проводить непосредственные наблюдения над контактовыми поверхностями и особенно над верхней поверхностью тел. Контактовые изменения пород кровли, рвущие контакты в раздувах залежи, апофизы, отходящие в вышележащие породы, и, наконец, включения обломков пород кровли в изверженной породе — вот что доказывает интрузивный характер этой залежи. Эффузивные породы в разрезах занимают определенное стратиграфическое положение, а силлы чаще нет.

Для пород силлов характерны: 1) плотное сложение (лишь в контактах изредка бывают заметны миндалекаменные текстуры и иногда брекчиевидное сложение), 2) однородный состав на всем протяжении тела с примерно одинаковой структурой, 3) слабая выраженность явлений автометаморфизма в интрузивном теле, за исключением участка над подводящим каналом. Для пород силлов характерны исключительная свежесть и ясное порфировое строение, чем они могут отличаться от лавовых покровов, сходных с ними по составу. Наиболее благоприятны для развития силлов слоистые горизонты верхней части земной коры.

Лакколиты и другие тела неправильной формы. Образуются при внедрении крупных масс лавы в приповерхностных условиях. При общей пластообразной форме залегания они часто занимают значительные площади подобно интрузивным плутонам, от которых на аэрофотоснимке их отличает более мягкий, мелкосетчатый рисунок поверхности. Лакколиты состоят из пород, имеющих в большинстве случаев эффузивный облик, но в отличие от эффузивов характеризующихся интрузивной формой залегания, отсутствием слоистости и наличием апофиз, отходящих в кровлю.

Штоки. Породы эффузивного облика нередко образуют тела штокообразной формы. Они слагаются массивными породами, которые у контактов иногда приобретают брекчиевидное строение. Контакты их с вмещающими породами крутые, резко несогласные. Породы штоков сравнительно хорошо раскристаллизованы, но не постоянны по структуре: последняя то носит эффузивный характер, то приближается к порфировидной. От плутонических штоков, застывающих на относительно больших глубинах, хорошо и равномерно раскристаллизованных, субвулканические штоки отличаются сравнительно легко. Труднее отличать последние от жерловых тел штокообразной формы: и те и другие сложены породами эффузивного облика, имеют крутые контакты и зоны закалки; и очень трудно определить, имеем ли мы дело с корневой частью вулканического аппарата или же становление штока происходило на некоторой глубине и не имело сообщения с земной поверхностью. В областях древнего вулканизма, характеризующихся большой глубиной эрозионного среза, этот вопрос не всегда решается однозначно. При разграничении штоков обычно приходится прибегать к структурному анализу пород штоков и окружающих покровов. Наблюдения за направлением течения лавовых покровов, флюидальностью, ориентировкой вкрапленников, удлиненных миндалин, пустот и другими признаками могут дать прямое указание на то, что изучаемое магматическое тело представляло собой центр излияния лавовых покровов и, следовательно, имело непосредственное сообщение с земной поверхностью. Породы субвулканических штоков иногда несут следы автометасоматоза, выражающегося в осветлении и окварцевании.

Жильные субвулканические породы. Развиты они особенно широко. Представлены дайками различной протяженности. Кроме того, дайки слагают выводные каналы силлов, лакколитов, штоков и т. д. В полевых условиях очень трудно бывает установить, какие дайки в каждом конкретном случае представляют непосредственные корни излияний, т. е. являются жерловой фацией. К последней уверенно можно относить лишь те, которые непосредственно переходят в покровы и вдоль которых наблюдаются выдержанные толщи эффузивов. Дайки чаще, по сравнению со штоками, лакколитами и другими телами, подвергаются автометасоматическим изменениям. Вдоль даек часто наблюдаются зоны грейзенизации, окварцевания и осветления, которые нередко сопровождаются вкрапленностью сульфидов.

Необходимо разграничивать дайки, связанные с интрузивной и вулканической деятельностью. В основу разграничения должны быть положены их петрографические особенности, пространственные и парагенетические взаимоотношения даек с определенными фациальными разновидностями интрузивных и эффузивных пород.

ОКОНТУРИВАНИЕ ЖЕРЛОВЫХ И СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ТЕЛ

Изучение жерловых и субвулканических тел в процессе геологической съемки сводится главным образом к их оконтуриванию, выяснению формы залегания и изучению вещественного состава. Уже при рекогносцировочных маршрутах, пройденных с целью проверки данных предварительного дешифрирования материалов аэрофотосъемки, нередко удается установить среди вулканогенных образований породы эффузивного облика, но находящиеся в интрузивном залегании — некки или субвулканические интрузии. Далее геологические маршруты направляются поперек вытянутости жерловых тел и субвулканических интрузий, по контактам их с вмещающими породами и вдоль границ различных разновидностей пород внутри тел. Устанавливается последовательность внедрения и определяется отношение этих тел к вмещающей породе.

Важным является выяснение характера и прослеживание приконтактовых изменений. Если прослеживание контактов дает возможность установить форму залегания изверженного тела и его относительный возраст, то по характеру приконтактовых изменений можно в какой-то мере решать вопрос о разграничении жерловых и субвулканических фаций. В контактовых зонах производится наиболее частый отбор образцов для характеристики изменений пород субвулканического или жерлового тела по мере приближения к контакту с вмещающими породами, степени и характера изменений последних, начиная от неизмененных разностей до наиболее измененных под влиянием контактового метаморфизма, автометаморфизма и гидротермальных процессов.

ИЗУЧЕНИЕ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ЖЕРЛОВЫХ И СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ТЕЛ

Породы, слагающие жерловые и субвулканические тела, характеризуются непостоянством степени раскристаллизации. В связи с приповерхностными условиями кристаллизации магмы они приближаются по степени кристалличности то к интрузивным породам, то к жильным, то с трудом отличаются или вовсе не отличаются от эффузивов; жер-

ловые, кроме того, нередко представлены туфолавами, брекчиями и даже туфами с частыми переходами одних пород в другие.

В зависимости от различий в условиях залегания пород и глубины эрозионного среза указанных тел будет наблюдаться преобладание определенных разновидностей пород того или иного петрографического облика. Поэтому при геологической съемке важно выяснить условия залегания вулканического тела.

Правильное определение жерловой или субвулканической породы в поле имеет решающее значение, и здесь нужно руководствоваться теми же положениями, что и при определении состава эффузивов.

АНАЛИЗ ФАЦИЙ

В основе анализа фаций лежит выделение их, установление закономерностей размещения и взаимоотношений между ними, что служит ключом к реставрации палеовулканической обстановки, существовавшей в момент формирования изучаемых вулканогенных образований. Метод фациального анализа складывается из следующих этапов исследований.

Выявление фаций. На этом этапе распознаются и оконтуриваются геологические тела, отвечающие фациям в соответствии с предложенной выше классификацией. Определяются размеры и мощность тел, характер их границ (резкие или нечеткие, согласные или несогласные, рвущие) с породами окружающих тел. Распознавание фаций производится по форме и размерам тел и ряду характерных литологических, в том числе текстурно-структурных признаков (наличие или отсутствие обломочного и пирокластического материала, размер и форма обломков, состав связующей массы и т. д.), что с достаточной полнотой изложено в работах Е. Ф. Малеева (1969, 1975 гг.), В. Е. Коптева-Дворникова и др. [203], И. В. Лучицкого (1971 г.), Е. К. Устиева [426] и сведено у нас в табл. 25. Наряду с вышеперечисленными признаками в отдельных случаях фации распознаются по комплексу ассоциирующих с данной фацией пород. В частности, это относится к фациям кратерных и кальдерных озер, залегающих среди характерного набора жерловых и прижерловых образований. Выявление фаций в областях современного вулканизма не представляет особых затруднений, поскольку многие фации находят отражение в вулканическом рельефе и, кроме того, само членение на фации базируется на наших знаниях о современной вулканической деятельности. В областях же древнего вулканизма решение этой задачи затрудняется в связи с тем, что от многих поверхностных фаций сохраняются лишь реликты; эрозия и последующие тектонические процессы стирают многие характерные для современных вулканов черты фаций. В этом случае широко применяется принцип актуализма.

Установление характерных особенностей выделенных фаций. Если на первом этапе выявляются особенности, позволяющие выделить данную фацию среди других фаций (например, игниспумитовую среди фаций пирокластических и лавовых потоков), то на втором этапе устанавливаются особенности, характеризующие данную конкретную фацию в данном конкретном месте. К ним относятся текстурные, структурные и микроструктурные особенности пород, слагающих данную фацию, специфические черты их химического и минерального состава, степень и характер вторичных изменений и колебания этих признаков в пределах выделенного геологического тела.

Определение рядов фаций. Суть данного этапа исследований состоит в установлении закономерностей размещения и смены фаций по латерали и вертикали. Выявляются направления максимальной фациальной изменчивости, после чего по выделенным направле-

ниям составляются ряды фаций. Ряд фаций — это группа фаций, расположенных в закономерной последовательности от центра вулкана к его периферии. Здесь же определяется устойчивость данного ряда в разрезе. Фациальный анализ производится только в пределах одного вулканического комплекса (свиты), т. е. в пределах ассоциации геологически одновозрастных пород. Для каждого комплекса устанавливаются свои ряды и закономерности.

Выявление вулканов и установление их типа. На основании выделенных рядов и анализа характерных особенностей фаций внутри рядов (таких, например, как смена эффузивных фаций эксплозивными, изменение гранулометрического состава пирокластических пород, характер поствулканических изменений и др.) определяются фациальные зоны древних вулканов (удаленные, промежуточные или зоны склонов, прижерловые) и устанавливается положение вулканических жерловин (см. ниже).

ПРИНЦИПЫ КОРРЕЛЯЦИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Существуют значительные трудности корреляции вулканогенных толщ из-за возможного присутствия в районе разнообразных по составу одновозрастных пород, это связано со спецификой их образования. На примере Камчатки можно наблюдать, что действовавшие одновременно в одной и той же области вулканы извергали различные по составу лавы [352]. При этом и состав лавы может значительно измениться в процессе извержения. Следовательно, различия в составе вулканогенных пород не всегда являются доказательством их разновозрастности. Это обстоятельство настоятельно требует, чтобы исследователь уделял больше времени поискам вулканов, жерловых пород и субвулканических интрузий и выявлению толщ или групп пород, принадлежащих определенным вулканическим аппаратам или их группам, что позволит наметить зоны деятельности вулканических центров и тем самым более обоснованно разделить вулканогенные толщи и сопоставить их между собой.

В то же время значение различий в эволюции вулканических очагов не следует переоценивать. В вулканических областях большинство толщ формируется длительное время в связи с продолжительными периодами вулканической активности. Такие периоды, как правило, характеризуются массовыми площадными извержениями и определенным преобладающим составом лав, выдерживающимся на очень большой территории. Примером могут служить современные базальтовые излияния на Гавайских островах и в Исландии, андезиты островных дуг, траппы платформ, платобазальты областей завершенной складчатости и многие эффузивные толщи древних вулканических поясов. Поэтому важнейшей задачей геолога-съемщика является прежде всего установление подобных, преобладающих в данном районе или в тектонической зоне типов пород, которые несомненно облегчат корреляцию вулканических толщ во времени и в пространстве.

При корреляции вулканогенных толщ следует руководствоваться теми же принципами, которые применяются при их стратиграфическом расчленении. Кроме того, могут быть использованы следующие критерии: 1) геологическое положение вулканогенных толщ в региональных структурах; 2) характер их разреза; 3) сочетание стратифицированных и субинтрузивных вулканогенных фаций; 4) степень и характер метаморфизма вулканогенных пород; 5) петрографические, минералогические, петрохимические и геохимические их особенности, 6) взаимоотношения вулканогенных толщ с элементами рельефа, 7) данные аб-

солютного возраста и спорово-пыльцевого анализа, 8) магнитные свойства и радиоактивность эффузивных пород.

Геологическое положение вулканогенных толщ. Доводом в пользу принадлежности выходов сходных вулканогенных образований к одной ассоциации может служить их приуроченность к общей тектонической структуре регионального значения. Так, например, во всех регионах известны характерные ассоциации преимущественно основных эффузивов, приуроченные к краевым или осевым частям геосинклинальных систем и возникшие в начальный и ранний этапы их развития (спилит-диабазовая, кварц-кератофировая и диабаз-порфиритовая). Напротив, с орогенными структурами подвижных областей связаны ассоциации от андезито-дацитового до липаритового состава, а с посторогенными — субщелочных эффузивов (трахибазальты, трахиты и др.). Для древних платформ характерны траппы, а для молодых — платобазальты.

Для сопоставления вулканогенных толщ не меньшее значение имеет их соотношение с тектоническими нарушениями регионального масштаба. Не только трещинные излияния, но и вулканические аппараты центрального типа обычно приурочены к региональным линейным нарушениям. Однако при корреляции необходимо помнить, что крупные региональные разломы, контролирующие вулканические извержения, характеризуются длительным этапом развития, который может охватывать несколько геологических периодов. Следовательно, в зонах этих разломов возможно присутствие и более молодых вулканических центров. В Казахстане одним из таких центров в девонском вулканическом поясе является раннекарбоновый вулкан Машан (хр. Чингиз).

Сопоставление вулканогенных толщ методом сравнительного изучения разрезов. Надежные результаты могут быть получены только в том случае, если толщи будут сравниваться не по выходам отдельных сходных по составу и внешнему облику пород, а путем сопоставления близких по своему характеру разрезов и непрерывного их прослеживания по простиранию. Характер разреза в каждом конкретном случае будут определять: стратиграфическая последовательность вулканогенных накоплений, взаимоотношения пород, наличие поверхностей несогласий и перерывов вулканической деятельности, опорные (маркирующие) горизонты, петрографический и химический состав пород и его изменение в процессе вулканизма, структурные и текстурные особенности пород и характерные сочетания последних по разрезу. Для корреляции разрезов наибольшее значение имеют стратиграфические взаимоотношения, опорные горизонты и поверхности несогласного залегания толщ.

Опорными (маркирующими) горизонтами в вулканогенных толщах могут служить пласты осадочных пород в тех случаях, когда они занимают определенное положение в разрезе и имеют распространение в пределах всей картируемой площади (конгломераты, гравелиты, песчаники, кремнистые сланцы, известняки, туффиты и др.). Они отвечают перерывам или периодам затишья вулканической деятельности, охватывающим, как правило, большие территории, и позволяют тем самым увязывать между собой разрезы вулканогенных пород, устанавливать их относительный возраст и производить стратиграфическое расчленение свит.

Кроме осадочных пород в качестве опорных (маркирующих) горизонтов в областях развития вулканогенных пород используются: 1) выдержанные горизонты лав и туфов, резко отличающихся по составу или внешнему облику от всех других вулканогенных пород исследуемого района; 2) лавовые покровы или пласты туфов с характерной отдельностью или специфическими текстурными особенностями

(например, игнимбриты, лавы с определенным размером вкрапленников и др.).

Широкое распространение свойственно продуктам деятельности щитовых вулканов (базальтам, андезитам) и лавам трещинных излияний. Однако для вулканогенных толщ, связанных с деятельностью стратовулканов, более характерны случаи быстрой изменчивости разреза по простиранию. Поэтому пользоваться вулканогенными породами в качестве опорных горизонтов при выделении и расчленении свит надо с большой осторожностью.

Сочетание стратифицированных и жерловых вулканогенных фаций. Разновозрастные вулканогенные толщи, свиты и ассоциации характеризуются своими, только им присущими, особенностями формирования и своими конкретными проявлениями жерловых и субвулканических фаций, находящихся, как правило, в определенных сочетаниях как друг с другом, так и с эффузивно-пирокластическими их аналогами. Изучение подобных сочетаний позволяет не только выделить породы, связанные с определенными группами вулканов, но и уточнить стратиграфию толщ, выделить свиты и произвести их возрастную корреляцию.

Жерловые образования формируются в той же последовательности, что и эффузивно-пирокластические породы. На примере некоторых палеовулканов Центрального Казахстана (В. В. Донских [152]) было установлено, что каждой фазе выполнения жерл соответствуют свои покровные излившиеся аналоги. Поэтому выявление последовательности формирования жерловых образований и установление генетической связи жерловых пород с покровными во многих случаях дают возможность выяснить принадлежность тех или иных вулканогенных толщ или части их к определенной группе вулканов. Наибольший интерес представляют срезы вулканических аппаратов сложного строения, потому что они с наибольшей достоверностью позволяют устанавливать взаимоотношения жерловых пород между собой.

Степень и характер метаморфизма вулканогенных пород. Различают три степени регионального изменения эффузивов: первичную (кайнотипную), слабо измененную (палеотипную, или краснокаменную) и сильно измененную (зеленокаменную).

Явления регионального метаморфизма имеют особенно большое значение для областей, сложенных древними вулканическими породами. Они обладают различной интенсивностью, из-за чего по-разному преобразуют первичный состав и структуру пород, приводя нередко к чередованию зон различно метаморфизованных пород. Ввиду этого в некоторых регионах степень и характер метаморфизма являются главными признаками при расчленении и корреляции разрезов древних вулканогенных толщ.

Взаимоотношения вулканогенных толщ с элементами рельефа. По взаимоотношению вулканогенных толщ с элементами рельефа можно устанавливать: 1) их относительный возраст по останцам древнего рельефа, сохранившимся среди молодых лав, по приуроченности покровов к речным террасам разного возраста, по положению древнего лавового покрова относительно потоков молодых лав, по степени эродированности лавовых покровов и т. д.; 2) характер и возраст тектонических движений по связи вулканических процессов с определенными системами тектонических нарушений, выраженных в рельефе, и по морфологическим особенностям вулканического рельефа.

Корреляция эффузивно-пирокластических пород по данным абсолютного возраста. Некоторую помощь при сопоставлении вулканогенных толщ может оказать определение абсолютного возраста эффузивов и туфов. Оно пока еще не дает точного

летоисчисления, но, несомненно, большой интерес представит при относительной корреляции геологических разрезов. Для достижения наибольшей точности определения абсолютного возраста эффузивов желательно производить разными методами (например, аргоновым с контролем стронциевым или свинцовым методами). Более пригодны для определения абсолютного возраста порфировые выделения микроклина, санидина, роговой обманки, биотит, выделяемый из основной массы породы, и акцессорные минералы (монацит, циркон, ортит, сфен, пирохлор, уранинит, торит, циртолит), а также валовые пробы (табл. 26).

Таблица 26

Минимальное количество минералов (г) для определения возраста пород различными методами (по Н. И. Полевой [343])

Геологический возраст	Аргоновый*			Стронциевый**	Свинцовый***	
	Калиевый полевой шпат	Слюда	Амфибол	Калиевый полевой шпат	Акцессорные минералы	Урановые или ториевые минералы
Неоген — палеоген	20	60—70	—	—	4—6	2
Мел — юра	15	40—50	—	—	4	1,5
Юра — пермь	10	30—40	80	5	4	1
Карбон — девон	10	20—25	50—60	5	3	1
Силур — кембрий	5	15—20	40—50	5	3	1
Протерозой	5	8—10	30—40	3—5	2	1
Протерозой — архей	1—2	5	20	3	2	0,75

* Этого количества достаточно для двукратного определения калия и аргона объемным методом при помощи манометра с тупиковым капилляром. При измерении аргона методом компрессии, с помощью манометра-насоса Маклеода, количество материала должно быть увеличено. Наоборот, при использовании изотопного разбавления (особенно с ^{38}Ag) проба может быть сокращена в 3—5 раз.

** Верхний возрастной предел стронциевого метода лимитируется содержанием и примесью обыкновенного стронция в образце и составляет 100 млн. лет. Для более молодых пород датировка с приемлемой точностью затруднительна.

*** При использовании метода изотопного разбавления количество материала может быть резко сокращено.

ИЗУЧЕНИЕ ПРОТОТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД

Среди прототектонических структур вулканогенных горных пород (т. е. возникших в этих породах от начала кристаллизации расплава до полной его консолидации) выделяются текстуры течения, образующиеся в период движения магматического расплава, и первичные трещины отдельности, возникающие при остывании консолидированных магматических масс вследствие главным образом явлений контракции.

Наибольшее значение имеют текстуры течения, часто наблюдаемые в лавовых потоках и покровах, в жерловых телах и субвулканических интрузиях. С их помощью можно решать ряд геологических и петрологических вопросов, например таких, как направление движения расплава, форма магматических тел, положение центров извержения и др.

ТЕКСТУРЫ ТЕЧЕНИЯ

Первичные текстуры течения разделяются на линейные и плоскостные.

Линейные текстуры течения в вулканических и субвулканических породах могут быть выражены субпараллельным расположением в пространстве следующих элементов: а) вытянутых минералов (интрателлурических вкрапленников или микролитов основной массы), б) шлирообразных агрегативных скоплений минералов или ксено-

литов, в) вытянутых (несплющенных) газовых пустот и миндалин, г) удлиненных ксенолитов вмещающих пород, д) борозд и морщин на кровле потоков.

Ориентировка минералов. Среди минералов, наиболее часто образующих линейные текстуры, особое значение имеют полевые шпаты, роговая обманка и пироксены. Линейная субпараллельная ориентировка свойственна как порфировым выделениям (вкрапленникам), так и микролитам основной массы.

При движении лавы вкрапленники и микролиты ориентируются своими длинными сторонами (или осями) в направлении течения. Вытягиваются они при подъеме магмы вдоль жерл вулканов, подводящих каналов субвулканических тел, вдоль контактовых поверхностей магматических камер и в самих лавовых потоках. Однако в случае ускорения течения суспензированной жидкости ламинарное движение переходит в турбулентное и взвешенные частицы (кристаллы) образуют вихревые текстуры, где вытянутые кристаллы будут ориентированы не параллельно направлению течения потока, а поперек него. Подобная поперечная линейность может возникать и около неровностей стенок, ксенолитов и других препятствий, встречающихся на пути движения потока.

Шлирообразные скопления минералов, имеющих как удлиненный, так и изометрический габитус, но в совокупности образующих веретенообразные гломерокристаллические агрегаты, часто служат линейным текстурным элементом. Минералы, составляющие шлиры в лавах, могут быть и одинаковыми и различными по составу. Важно только, чтобы они были интрателлурическими образованиями, а не более поздними, наложенными. В отличие от первичных магматических минералов, которые представлены чаще всего полевыми шпатами, пироксенами, роговыми обманками, оливином и кварцем, минералы наложенных шлирообразных форм представлены обычно гидротермальными, низкотемпературными разновидностями: карбонатом, эпидотом, хлоритом и др.

Линейно вытянутые газовые пустоты и миндалины также указывают на направление движения охлаждающего расплава. Однако использовать их в качестве линейного текстурного элемента надо с большой осторожностью, учитывая различное происхождение газовых пустот в лавах. В большинстве случаев они образуются в результате отделения газовой фазы из расплава. Утечке летучих веществ значительно препятствует возникшая корочка на поверхности лавового потока, в результате чего они образуют изолированные газовые пустоты, реже ветвистую систему тонких сообщающихся каналов. Форма пустот различна: в лавах основного и среднего состава она обычно округлая, а в кислых чаще имеет неправильные угловатые очертания. Газовые пустоты подобного происхождения концентрируются в верхних частях лавовых потоков и покровов. Поры и пустоты, наблюдающиеся в нижних частях потоков, как правило, имеют другую природу. Они возникают вследствие парообразования при излиянии лав на сильновлажные или водонасыщенные породы и проникновения водяных паров в лавовую массу.

Пустоты в лавовых породах могут образовываться в более позднее время после полного их затвердения в результате процессов выщелачивания главным образом рудных минералов. Пустоты такого рода имеют форму, отвечающую конфигурации выщелоченных минералов, и содержат охры буроватого и красноватого цветов.

Очевидно, что наибольший интерес как текстурный элемент представляют газовые пустоты первого типа, но пользоваться ими надо с осторожностью, так как их длинные оси ориентируются в направлении движения потока только при значительной скорости его течения. При

умеренной скорости и вследствие того, что верхняя часть потока движется быстрее нижней, газовые пустоты могут иметь Г-образную форму, указывающую на направление течения потока. При остывании неподвижной лавы, что имеет место при быстром заполнении ею отрицательных форм рельефа, длинные оси газовых пустот (или миндалин) будут ориентированы перпендикулярно к поверхности потока и не могут в этом случае быть использованы как линейный текстурный элемент.

При наличии в породах первичной полосчатости линейность всегда располагается в ее плоскости (рис. 50). Случаи непараллельного рас-

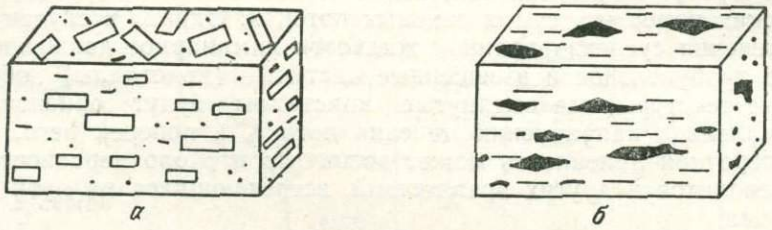


Рис. 50. Текстуры течения.

а — трахитоидность, субпараллельное расположение кристаллов наблюдается в двух плоскостях, в третьей пллоскости оно отсутствует; *б* — линейность, ориентированное расположение кристаллов и ксенолитов сохраняется во всех трех плоскостях.

положения линейности с плоскостью полосчатости возникают, как правило, вне связи с первичными текстурами течения и в более позднее время в результате перекристаллизации и ориентированного роста минералов при последующих автометаморфических или метасоматических процессах. Пространственное расположение линейности определяется ее азимутом и углом падения. Наносят линейность на карту соответствующими значками (рис. 51).

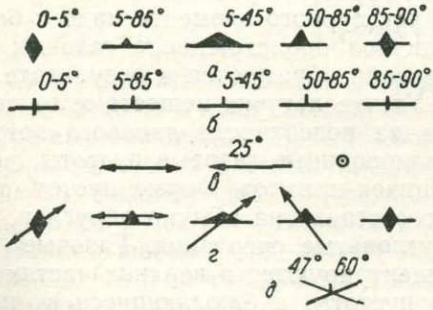


Рис. 51. Условные обозначения на структурных картах и разрезах.

а — первичная полосчатость при различных наклонах к горизонту; *б* — первичные трещины; *в* — линейность; *г* — соотношение между линейностью и полосчатостью; *д* — сланцеватость, зеркала и борозды скольжения.

Наблюдения над линейностью позволяют решать ряд геологических задач, главными из которых являются: а) установление направления течения лавового потока, в результате чего обнаруживают или уточняют местоположение центров извержения, б) выяснение формы магматических тел, особенно для субвулканических и экструзивных образований.

Использование линейности в качестве надежного текстурного элемента возможно только при ее массовых измерениях, чтобы исключить случайные отклонения линейности от ее основного направления. При резких несоответствиях общего вектора линейности в разных потоках на одной территории или в разных обнажениях одного и того же потока необходимо установить, является ли это следствием огибания дви-

жущимся потоком неровностей рельефа или вызвано тектоническими причинами: складчатостью, разрывной тектоникой либо поступлением лавы из разных центров извержения.

Плоскостные текстуры течения в излившихся, жерловых и субвулканических породах могут быть выражены следующими элементами: а) полосчатостью, б) флюидальностью, в) трахитоидностью, г) плоскими ксенолитами дискоидальной или ленточной формы, д) шлирообразными скоплениями кристаллов, е) расплющенными газовыми пустотами и плоскими миндалинами.

Полосчатые текстуры выражаются в послойном чередовании пород различного состава либо одинакового, но отличающихся текстурой, окраской, составом или количеством породообразующих минералов (например, в одних полосах больше лейкократовых, а в других — меланократовых фенокристаллов).

Полосчатость, обусловленная различным составом пород, более характерна для субвулканических тел (силлов и пластовых интрузий), чем для пород лавового характера. Это явление обязано большему периоду остывания пластовых интрузий, во время которого лучше и полнее могут пройти процессы раскристаллизации расплава и его внутрикамерной дифференциации.

Породы основного и среднего состава чаще имеют полосчатые текстуры, чем кислые. Это объясняется меньшей вязкостью базальтового расплава по сравнению с гранитным и большей разностью в плотности главнейших породообразующих минералов: оливина, пироксенов, роговой обманки, с одной стороны, и кварца и полевых шпатов — с другой.

Отличительной особенностью первичной полосчатости являются одинаковые свойства минералов в повторяющихся слоях течения и согласное залегание различных слоев: если наблюдается изгиб одного слоя течения, то вместе с ним изгибается и другой. Пересечение слоев в вулканических телах, имеющих первичную полосчатость, отсутствует, что свидетельствует об одновременном возникновении слоев, а не в результате различных геологических актов.

Количество слоев течения в разрезе одного субвулканического тела может быть различным — от единичных полос до десятков и даже сотен в крупных расслоенных массивах (например, в субвулканических телах трапповой формации). Мощность отдельных полос варьирует от нескольких миллиметров до нескольких метров. Границы между ними могут быть как резкими, так и нечеткими. Прежде чем использовать полосчатость для целей структурного анализа, необходимо вначале разобраться в механизме ее возникновения, поскольку, образуясь различными путями, она может отражать те или иные стороны структурных особенностей магматических тел.

В породах основного и ультраосновного состава главенствующую роль в образовании полосчатости играет гравитационное фракционирование твердой фазы (кристаллов теллурического происхождения). Гравитационная дифференциация особенно характерна для горизонтальных и пологонаклонных субвулканических тел: силлов, крупных пластовых залежей, а также мощных покровов и потоков, где более длительный период консолидации расплава способствует его лучшему расслоению. Первичное расслоение тел характеризуется различной степенью своего совершенства. Часто оно выражается в концентрации различных по плотности минералов в разных участках тела: плагиоклаза в прикровлевых частях и темноцветных в подошве. Подобный механизм кристаллизационной дифференциации может привести к появлению в разрезе вулканогенной толщи горизонтов, резко отличающихся по своему составу от среднего типа пород данной толщи. Примером могут служить горизонты существенно лейкократовых (полевошпатовых) или существенно меланократовых (оливин-пироксеновых) базальтов,

приближающихся к пикритам, среди нормальных толеитовых базальтов. Таким путем возникают и крайние члены пород, принадлежащих к одному естественному ряду.

Гравитация кристаллов при формировании расслоенных тел зависит не только от их плотности, но и от размеров. Например, зерна хромита размером 0,25 мм погружаются медленнее, чем зерна плагиоклаза размером 1 мм. Это обстоятельство может привести к такому распределению минералов, при котором плагиоклаз окажется в нижней части тела, а цветной минерал — в верхней. Следовательно, при структурном анализе основных вулканогенных пород размеры и плотность минералов необходимо учитывать, потому что не всегда зерна минералов с большой плотностью будут погружаться быстрее минералов с меньшей плотностью.

Помимо процессов гравитационного фракционирования кристаллизующихся из расплава минералов полосчатость может возникнуть и вследствие других причин, например в краевых частях магматических тел как результат быстрого остывания и закалки. Особенно часто полосчатость такого рода встречается в субвулканических и жерловых телах. Нередко полосчатая текстура возникает благодаря неоднородному распределению летучих компонентов в магме. При кристаллизации породы это может привести к неоднородному строению полос, а при быстром охлаждении и к различным текстурам, например массивной в одних полосах и пористой в других. Некоторые различия в составе летучих веществ (например, кислорода) могут привести к появлению различно окрашенных полос, отличающихся различной степенью окисленности в них железа. Иногда полосчатая текстура возникает в результате инъекций более позднего расплава в несколько ранее консолидировавшиеся породы, в которых имелась закономерная система пластовых трещин контракции.

Флюидальность чаще всего проявляется в лавах кислого и субщелочного составов, как правило, в слабо раскристаллизованных. Выражается она обычно в чередовании полос, обладающих различной окраской. В палеотипных породах флюидальность вырисовывается четко благодаря наличию полос различно раскристаллизованных лав. Нередко в литературе можно встретить определение флюидальной текстуры как потокообразное расположение кристаллов породы или микролитов основной массы («Геологический словарь», 1955 г.).

Трахитоидность выражается субпараллельным расположением в пространстве таблитчатых минералов и отличается от линейности тем, что в ней параллельное расположение кристаллов наблюдается только в двух, а не в трех плоскостях (рис. 50). Особенно часто трахитоидность встречается в вулканогенных породах, где вкрапленники представлены полевым шпатом. Трахитоидность возникает, как правило, при внедрении в магматическую камеру или при излиянии на поверхность частично раскристаллизованной магмы. Ориентирующее влияние стенок камеры или ложа, куда изливается лавовый поток, заставляет плоские кристаллы располагаться параллельно этим плоскостям и очерчивать в пространстве их конфигурацию.

Шлирообразные скопления кристаллов тоже могут служить надежным плоскостным текстурным элементом. Чаще всего шлирообразные агрегаты минералов возникают при течении частично раскристаллизованной магмы, вследствие уменьшения скорости течения расплава около уже образовавшихся кристаллов. В зависимости от распределения напряжений в движущейся магме эти скопления могут принимать различные очертания: струйчатые, ленточные, дискоидальные, которые в свою очередь будут приобретать плоскую форму у стенок камеры и ложа потока.

Возможно также образование плоских шлирообразных скоплений в результате всплывания или погружения кристаллов и концентрации их у кровли или подошвы тела.

Плоские ксенолиты, захваченные поднимающимся расплавом, тоже повторяют очертания всех неровностей стенок — каналов и камер, вдоль которых следует и которые выполняет расплав. Главная масса ксенолитов концентрируется в краевых частях субвулканических тел и в наиболее ранних потоках лавовых толщ. Состав ксенолитов может быть самым различным и определяется тем, какие породы были встречены на пути внедряющейся магмы. Вообще ксенолиты, имеющие плоскую форму, встречаются в вулканогенных породах довольно часто, и это может быть объяснено тем, что поднимающийся расплав использует тектонически ослабленные зоны разломов, в пределах которых породы развальцованы, милонитизированы, легко дезинтегрируются и увлекаются вверх вместе с магмой.

Задачи, которые решаются с помощью первичных плоскостных текстур, следущие.

1. Обнаружение и нанесение на геологическую карту плоскостных текстурных элементов позволяет установить или уточнить форму тел. Например, в случае полосчатой текстуры, вызванной гравитационной дифференциацией, легкие минералы сконцентрируются в верхней части магматических тел и своим очертанием отобразят конфигурацию их кровли, а тяжелые минералы, наоборот, сосредоточатся в нижних частях тел и подчеркнут конфигурацию их донной поверхности. Если полосчатость вызвана приконтактовой закалкой или обусловлена плоскими ксенолитами, то ориентировка ее, измеренная в различных участках жерлового или субвулканического тела, также выявит его форму. Особенно важны наблюдения над полосчатостью на разных эрозионных уровнях, поскольку они позволяют судить о характере изменения формы тела с глубиной.

2. В случае сложного тектонического строения вулканогенных толщ наблюдения над плоскостными текстурами иногда дают единственную возможность разобраться в складчатой структуре исследуемого участка. Однако при использовании плоскостных текстурных элементов, так же как и линейных, следует помнить об их большой изменчивости, неустойчивости вследствие чуткой реакции при течении расплава на все неровности подстилающего рельефа. Особенную осторожность нужно соблюдать в тех случаях, когда лавовые излияния имеют форму узких маломощных потоков. Флюидальность, трахитоидность и другие плоскостные элементы только на сравнительно небольших центральных участках располагаются параллельно дневной поверхности и могут в дальнейшем быть использованы для тектонических построений. В боковых же частях потоков эти элементы, повторяя очертания V-образного ложа, находятся под углом к дневной поверхности, и механическое использование результатов измерения их расположения в пространстве может привести к серьезным ошибкам.

3. Плоскостные текстуры позволяют устанавливать подводящие каналы вулканов, так как упорядоченная вертикальная или круто ориентированная полосчатость, флюидальность и трахитоидность при удалении от жерла приобретают пологую ориентировку и становятся менее выдержанными. Для денудированных жерл плоскостные текстуры могут восстановить форму свода — воронкообразную или цилиндрическую (рис. 52).

4. По отсутствию связи между плоскостными текстурами стратифицированных и субинтрузивных вулканогенных образований устанавливаются субвулканические фации.

ПЕРВИЧНЫЕ ТРЕЩИНЫ ОТДЕЛЬНОСТИ

В магматических телах во многих случаях выделяются целые системы трещин отдельности, закономерно увязывающиеся с другими первичными структурными элементами (полосчатостью, линейностью и др.) и часто определенным образом ориентированные по отношению к контактным поверхностям этих тел. Обычно система первичных трещин в магматическом теле резко отличается от системы трещин вмещающих это тело пород.

Автономность систем первичных трещин, развитых в магматических телах, и их тесная связь с первичными текстурами течения свидетельствуют о том, что они формируются в магматическом теле в

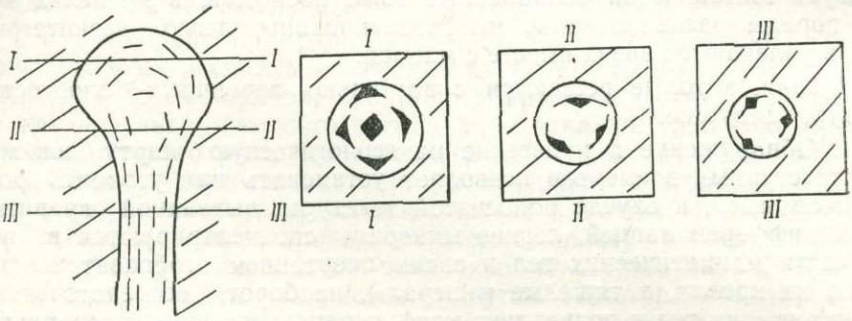


Рис. 52. Различное положение слоев течения на разных уровнях эрозионного среза (I—I, II—II, III—III) вулканического жерла штокообразной формы.

период от момента полной кристаллизации или консолидации расплава до полного охлаждения затвердевшего тела в отличие от вторичных трещин, образующихся при тектонических движениях после отвердевания расплава.

Системы первичных трещин отдельности, развитые в субвулканических телах пластовой, штокообразной и лакколитообразной формы, в некках, экструзивных куполах, в потоках и покровах, отличаются некоторой спецификой и своеобразием. Надо сказать, что классические системы трещин, выделенные Г. Клоосом (поперечные, продольные, пластовые и диагональные) и тесно сопряженные со структурами течения, проявляются главным образом только в крупных интрузивных телах. В массивах меньших размеров они проявлены хуже, а в мелких гипабиссальных и особенно в субвулканических интрузиях — очень плохо.

Среди трещин отдельности, развитых в субвулканических интрузиях, жерловых образованиях, лавовых покровах и потоках, особый интерес для структурных исследований представляют трещины, образующие пластовую и столбчатую отдельность. По расположению в пространстве пластовой и столбчатой отдельности можно судить о форме магматических тел, в которых они проявлены. Пластовые трещины отдельности располагаются параллельно подошве или кровле потока и слоям течения (полосчатости, флюидальности). Столбы призматической отдельности, наоборот, ориентируются перпендикулярно к поверхности охлаждения — подошве и кровле потоков, стенкам жерл, контактам силлов, штоков или даек. Нередко отмечается внутри жерловых тел радиальное расположение столбов призматической отдельности (рис. 47).

Столбчатая отдельность разбивает породу на столбы обычно шестигранной формы, реже отмечаются четырех-, пяти- или семигранные сечения. Чаще всего она наблюдается в горизонтальных или слабо-

наклонных потоках базальтов, андезито-базальтов, обладающих однородным строением. В кислых породах отдельность такого рода отмечается в некках, экструзивных куполах, дайках, лакколитах и штоках. Размер столбов в поперечнике колеблется от первых сантиметров до первых метров. Размеры столбов отдельности зависят от степени кристалличности и зернистости породы.

Нередко в лавовых потоках наблюдаются различные системы трещин отдельности, обусловливающие неоднородное строение магматических тел, которые могут создать ложное представление о наличии двух или нескольких потоков. Чаще всего в подошве и кровле потока

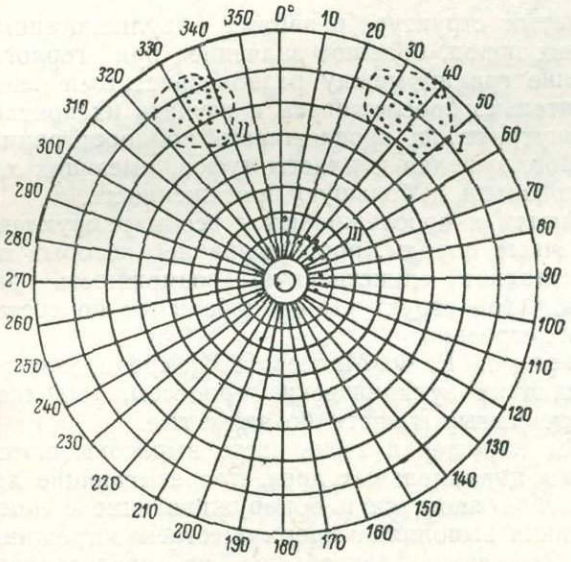


Рис. 53. Полярная сетка Вульфа с нанесенными на ней полюсами трещин отдельности.

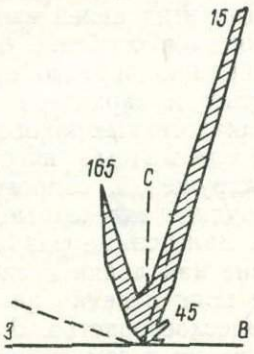


Рис. 54. Роза трещиноватости.

присутствует пластовая отдельность, параллельная верхней и нижней поверхностям охлаждения. Далее, к центру потока, появляется столбчатая отдельность, располагающаяся перпендикулярно к пластовой. Вследствие того, что развитие ее при охлаждении породы происходит одновременно от подошвы и кровли к середине потока, в нем нередко отмечаются два как бы самостоятельных типа столбчатой отдельности — более крупной в нижней его части и более тонкой в верхней.

Линейные и плоскостные текстуры течения в породах, обладающих призматически-столбчатой отдельностью, располагаются, как правило, перпендикулярно к ней.

Результаты наблюдений над текстурными и структурными элементами вулканогенных пород обрабатывают статистически и изображают в виде различных графиков. Чаще всего графически изображают результаты массовых измерений трещин отдельности, причем обычно применяют два способа, позволяющие четко выявлять доминирующие направления трещин. Если трещины имеют близкие направления простирания, но резко отличаются по углу и азимуту падения, то лучше применять диаграммы, на которых наносят не сами трещины отдельности, а полюса к ним, отстоящие от плоскости трещины на 90°. Если спроецировать эти полюса на полусферу, они обозначатся на ней в виде точек. Концентрация точек на диаграмме укажет на широкое развитие трещин отдельности определенного направления (рис. 53). Если трещины отдельности резко различаются по простиранию, то для луч-

шей наглядности при выявлении максимумов их развития нужно строить розы трещиноватости (рис. 54).

Указанные методы применяются главным образом при изучении закономерностей распределения различных систем трещин в пространстве, но они также могут быть использованы и для уточнения преобладающих направлений в пространстве таких текстурных элементов, как флюидальность, трахитоидность, линейность и другие при наличии, естественно, результатов массовых измерений.

ИЗУЧЕНИЕ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР И РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ

Для выявления складчатых структур, развитых в вулканогенных толщах, как и для осадочных пород, большое значение при геологической съемке имеет изучение границ между разновозрастными свитами, для чего нужно обязательно прослеживать и изучать их контакты. Особенно необходимо внутри толщ прослеживать по простиранию отдельные покровы эффузивов, туфолав и пласты туфов, имеющих характерные отличительные признаки и большую протяженность.

Для этих целей выделяются и прослеживаются все маркирующие горизонты и особенно осадочные породы, прослеживание которых по простиранию нередко представляет единственную возможность разобраться в характере складчатой структуры однообразных по составу вулканогенных толщ и в их строении.

Разрывные нарушения. Е. Ф. Малеев [251] среди разрывных нарушений, сопровождающих вулканические процессы, выделяет три группы: залеченные, перекрытые и частично закрытые.

1. Залеченные разрывные нарушения очень часто вырисовываются в плане как дайки и системы параллельных даек, прорезывающие лавовые поля нередко на большой площади и обнаруживающие с ними генетическое родство. Эти дайки выполняют преимущественно трещины растяжения в земной коре. Выявление даек обычно не представляет особых трудностей. Гораздо труднее в полевых условиях бывает установить, какие дайки в каждом конкретном случае представляют собой непосредственные корни трещинных излияний, а какие являются субвулканической фацией. К жерловой фации можно уверенно относить лишь те дайки, которые непосредственно переходят в покровы и вдоль которых наблюдаются выдержанные толщи эффузивов. Не только трещинные излияния, но и вулканические аппараты центрального типа обычно приурочены к линейным нарушениям регионального значения или к их пересечениям с другими разрывами. Поэтому разрывные нарушения могут залечиваться не только дайками, но и другими субвулканическими телами, некками, образованиями трубок взрыва и экструзиями.

2. Перекрытые разрывные нарушения рассмотрим на примере трещины Лакки в Исландии. Трещина в настоящее время перекрыта лавовыми потоками, но местоположение ее можно установить по цепочке вулканических конусов, которых там насчитывается около сотни. Подобные перекрытые трещины, вдоль которых наблюдаются отдельные кратеры вулканов, описаны у Ключевской Сопки (Б. И. Пийп, 1945 г.). Таким образом, перекрытые трещины с успехом можно нанести на геологическую карту, ориентируясь на останцы кратеров. В районах более древнего вулканизма (Карпаты, Малый Кавказ, Приморье и Северо-Восток СССР) центры излияния лав, а следовательно, и подводящие их трещины устанавливаются по реликтам лавовых и шлаковых конусов, восстающей ориентировке флюидальности пород, расположению первичных трещин отдельности, вытянутости некков и субвулканических тел, взаимное расположение которых на-

дежно определяет перекрытую трещину. Вязкие породы андезитового и более кислого состава образуют экструзивные купола, которые часто располагаются группами около вулканических аппаратов или образуют цепочку куполов вдоль тектонической трещины. Следовательно, и в этом случае местоположение трещины узнается по взаимному расположению куполов и вытянутости их вдоль трещин (рис. 55).

При площадных излияниях лавовые потоки отдельных центров извержения, приуроченных к трещинам и их пересечениям, часто сливаются в обширные лавовые поля. Разломы в таких областях далеко

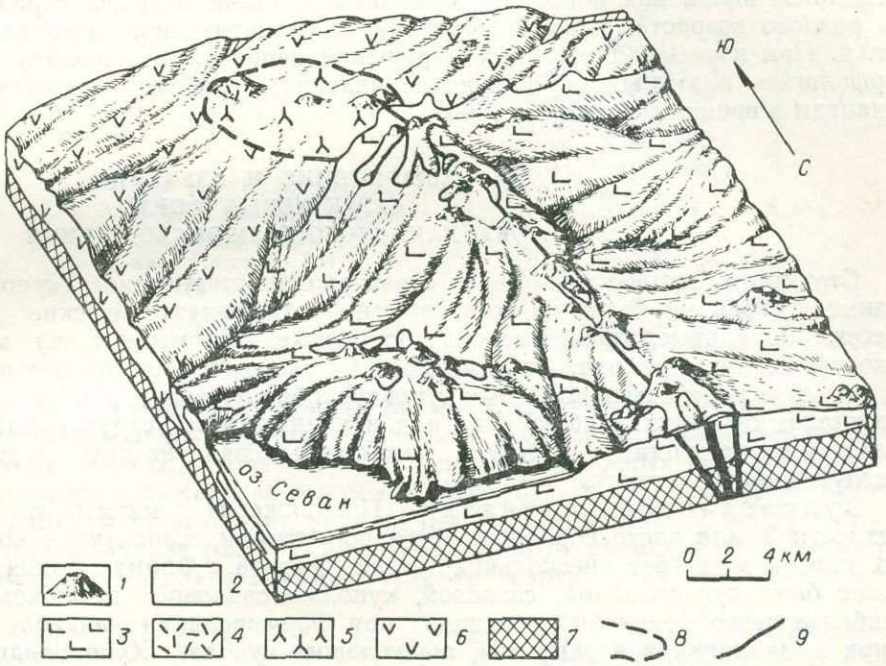


Рис. 55. Схема строения Гегамского хребта (по В. В. Донских и В. Н. Зелепугину).

1 — шлаковые конусы; *2* — базальты, андезито-базальты и андезиты шлаковых конусов; *3* — базальты трещинного вулкана; *4* — экструзивные купола кислого состава; *5* — андезиты вершинной части щитовой постройки; *6* — андезито-базальты, базальты склонов щитовой постройки; *7* — породы фундамента построек; *8* — предполагаемый контур вершинной кальдеры щитового вулкана; *9* — предполагаемое положение магмоподводящих трещин.

не всегда доступны прямому наблюдению, так как замаскированы вулканическими накоплениями, и нужно тщательно собирать все данные, косвенно свидетельствующие о наличии разрывных нарушений, такие как линейное расположение даек, субвулканических интрузий, некков и экструзивных куполов, расположение массивов вторичных кварцитов, полей пропилитов, ориентировка первичных трещин, флюидальности лав и т. д.

3. Частично закрытые разрывные нарушения обычно наблюдаются тогда, когда расколы в складчатом фундаменте сопровождаются подъемом основной магмы с образованием шлаковых конусов и небольших потоков лав. В этих случаях вулканические образования развиты не вдоль всего нарушения, а располагаются в виде изолированных вулканических массивов, часто удаленных один от другого на значительное расстояние. Разрывные нарушения с рядом локальных останцов вулканогенных пород описаны в Закарпатье [251] и наблюдаются также в Юго-Восточной Грузии и Армении.

Разрывные нарушения, с которыми связаны вулканические образования, следует отличать от поствулканических разломов, возникаю-

щих при складчато-глыбовых деформациях вулканогенных пород. Их необходимо показывать особыми знаками, отличающимися от знаков наложенных разломов. При изучении разрывных нарушений необходимо учитывать их связь с определенными фазами вулканизма, поскольку с каждой новой фазой могут быть связаны определенные метасоматические процессы и рудная минерализация.

Методика изучения разрывных нарушений в общем близка к таковой осадочных пород. Каждый разлом, отдешифрированный на аэрофотоснимке, должен быть проверен полевыми наблюдениями и подтвержден характерными для разрывных нарушений признаками: смещением вдоль них пород, примыканием к линии разрыва горизонтов разного возраста, зонами брекчий, милонитизации, осветления и т. д. При изучении разрывных нарушений необходимо освещать их морфологию, размеры, сопутствующие явления, глубину заложения, механизм и время образования [290].

ВЫДЕЛЕНИЕ И ИЗУЧЕНИЕ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Структуры, возникшие в связи с извержениями вулканов (куполовидные и сводовые поднятия, кальдеры и вулкано-тектонические депресси, радиальные, кольцевые и дугообразные разломы и т. д.), широко проявлены в районах современного вулканизма. В последнее время большое количество подобных структур обнаружено и в палеовулканических областях. Наблюдения над вулканическими структурами в областях современного и древнего вулканизма позволяет дать им следующую характеристику.

Вулканические поднятия. Продвижение магмы к поверхности Земли часто сопровождается поднятиями, амплитуда которых иногда достигает нескольких сотен метров. Форма поднятий может быть куполовидной, сводовой, купольно-сводовой и блоковой. Наиболее часто поднятия происходят при формировании лакколитов и при выдавливании вязких лав, образующих купола. Куполовидные поднятия обычно образуются в связи с подъемом к поверхности магмы кислого, среднего и очень редко андезито-базальтового и базальтового состава.

В палеовулканических областях поднятия над древними вулканами до сих пор обычно пропускались, хотя они часто встречаются, и их необходимо выделять при геологической съемке. Исследования в Центральном Казахстане показали, что о существовании куполовидных и сводовых поднятий над некоторыми палеовулканами можно судить по наличию: 1) вытянутых брахиантиклиналей, характерными чертами которых являются несоизмеримость их со смежными складчатыми структурами, отсутствие сопряженных складок того же порядка и присутствие нескольких сближенных тел жерловой и субвулканической фаций в сводах этих брахиантиклиналей; 2) отдельных некков с периклинальным залеганием вокруг них вулканогенных пород, образующих нередко крупные структуры купольного типа (вулканы Жантау, Серек, Шунак, Бугалы, урочища Уштоган и др.); 3) массивов вторичных кварцитов на месте размытых и снесенных вулканов, на склонах которых вулканогенные породы занимают более высокий гипсометрический уровень, чем на окружающей местности; это обстоятельство явно свидетельствует о куполовидных поднятиях в местах развития вторичных кварцитов и лишний раз подчеркивает их генетическую связь с жерлами вулканов.

Рост поднятий в связи с давлением поднимающейся к поверхности магмы и газов сопровождается образованием радиально ориен-

тированных разрывов. Образование подобного рода трещин наблюдалось А. Н. Сириным и Г. С. Горшковым при поднятиях, сопровождавших извержения побочных кратеров вулканов Ключевская Сопка и Плоского на Камчатке. Некоторые из этих поднятий четко выявляются по смещению русел рек в непосредственной близости от конусов (рис. 56). Вдоль радиальных трещин, образовавшихся в процессе

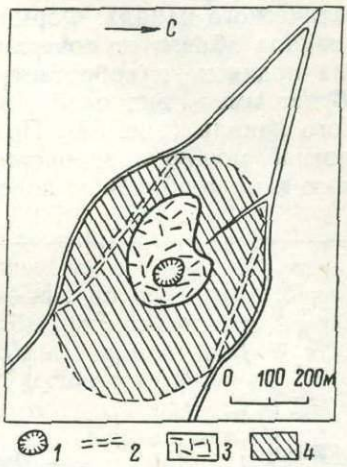


Рис. 56. План куполовидного поднятия в зоне шлакового конуса у вулкана Плоского (по А. Н. Сирину, 1961 г.).

1 — кратер; *2* — старые русла ручьев; *3* — шлаковый конус; *4* — зона поднятия.

роста поднятий над современными вулканическими конусами, возникают довольно глубокие ложбины и промоины, расходящиеся во всех направлениях, в том числе и в противоположных естественному углу наклона окружающей местности (рис. 57). В Центральном Казахстане примером образования радиальных трещин в связи с ростом поднятий, вызванных извержениями, может служить радиальное расположение даек у позднепалеозойского вулкана Жантау (рис. 48).

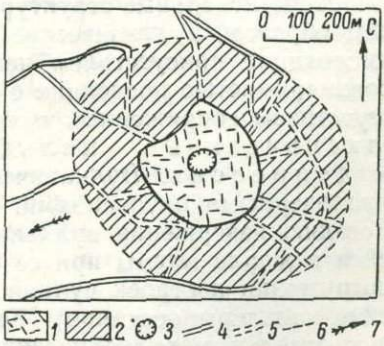


Рис. 57. Схема расположения радиально-концентрических нарушений у шлакового конуса на западном подножии вулкана Плоского (по А. Н. Сирину, 1961 г.).

1 — шлаковый конус; *2* — куполовидное поднятие; *3* — кратер; *4* — долинки; *5* — долинки, расположенные по разломам; *6* — предполагаемые разломы; *7* — направление наклона поверхности.

Все наблюдавшиеся в Центральном Казахстане структуры над известными древними вулканами имеют форму пологих брахиантиклинальных куполов, реже сводов. Это дает право связывать их возникновение с локальным действием вертикально направленных сил, обусловленных давлением поднимающейся к поверхности Земли магмы. Наиболее высокие точки поднятия совпадают с местами выходов на поверхность магматического канала. Как отмечает А. Н. Сирин (1961 г.), ни на Камчатке, ни на Курильских островах куполовидные и сводовые поднятия вне связи с центрами извержений не известны.

Для образования поднятия большое значение имеет характер прорыва. Если прорыв происходит в результате кратковременного сильного взрыва, а магма выбрасывается в виде полужидких кусков и

хлопьев, поднятия над каналом вулкана не происходит. Оно возникает, как правило, при медленном подъеме магмы и постепенном нарастании газового давления в канале вулкана. Амплитуда поднятия достигает максимума перед прорывом газов и излиянием магмы на поверхность, после чего может произойти опускание под влиянием веса самой вулканической постройки.

Куполовидная форма поднятий возникает при цилиндрической форме магматического канала. Форма поднятия в плане будет зависеть от наклона канала вблизи от поверхности. При вертикальном расположении канала поднятие приобретает в плане очертание круга, а при наклонном будет иметь вид овала, вытянутого в сторону погружения магматического канала (рис. 58). По величине отношения длинной оси овала к короткой можно предположительно судить об угле наклона магматического канала вблизи от поверхности.

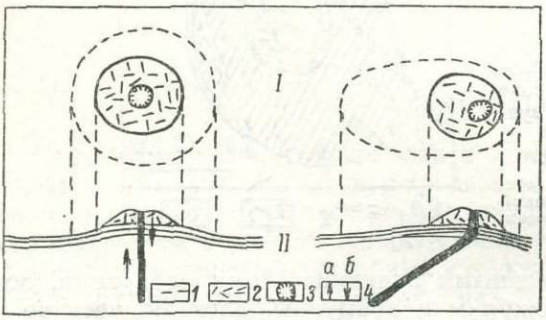


Рис. 58. Зависимость формы поднятия в плане и характера складки от расположения подводящего канала (по А. Н. Сирину, 1961 г.).

1 — контур поднятия; *2* — шлаковый конус; *3* — кратер; *4* — давление (*а* — магмы, *б* — шлаков конуса).

При трещинных извержениях поднятие обычно имеет форму свода, ось которого совпадает с трещиной. В этих случаях образуются вытянутые брахиантиклинальные складки с подводящей трещиной в ядре. Если вдоль трещины действовали и вулканы центрального типа, то возникали сводо-купольные структуры.

Таким образом, вулканические структуры отличаются от складчатых дислокаций присутствием некков вулканов в ядрах антиклиналей, несоизмеримостью последних с общим структурным планом района и отсутствием сопряженных складок такого же порядка.

Вулканические кальдеры, вулкано-тектонические депрессии. Вулканические извержения часто сопровождаются кальдерными опусканиями. Опускания происходят в постэруптивную стадию извержения вулкана в результате сокращения объема оставшейся в жерле магмы при ее остывании (вершинные кальдеры) и при погружении построек вулканов по кольцевым разломам (периферические кальдеры оседания). Кальдеры оседания могут быть приурочены к отдельным вулканическим постройкам и иметь сравнительно небольшие размеры, измеряемые первыми десятками километров, но известны и крупные вулкано-тектонические структуры размером более 60—100 км в поперечнике, обусловленные опусканиями больших вулканических площадей по продольным разломам (вулканические грабены) и кольцевым разрывам (кальдерные депрессии).

Механизм образования вулканических кальдер объясняется изменением давления в магматической камере. При избыточном давлении (по отношению к давлению кровли вмещающих пород) возникают купольные структуры и радиальные разломы, а при недостаточном — образуются кольцевые разломы, сопровождающиеся кальдерным опусканием и смятием слоев постройки вулкана. Кальдеры возникают тогда, когда магматические резервуары, питающие вулканы, располагаются на небольшой глубине (не более 1—1,5 км).

Вулкано-тектонические структуры могут иметь не только крутые дизъюнктивные ограничения, но и пологие, пликативные. Такие частично крутые, частично пологие вулканические структуры (прогибо-сбросы) получили название структур «конка» (В. И. Влодавец, 1954 г.). Контуры вулкано-тектонических структур неправильно овальные, округлые, линейные.

Образование вулкано-тектонических структур широко проявлено не только в современных, но и в палеовулканических областях. Только здесь они редко описываются как кальдеры оседания. В частности, к ним относятся кольцевые структуры магматических комплексов, установленные в Казахстане, Средней Азии, Приморье и в Охотском вулканическом поясе.

В Центральном Казахстане, в местах предполагаемых оседаний древних вулканов, наблюдается кольцевое и дугообразное расположение массивов вторичных кварцитов вокруг более крупных кварцитовых массивов или широких плоских депрессий, которые, по всей вероятности, соответствуют участкам опущенных сводов вулканов. По кольцевым трещинам, возникшим по периферии обрушенного пространства (кальдеры), в постмагматическую стадию деятельности вулкана интенсивно проявилась фумарольно-сольфатарная деятельность, послужившая причиной возникновения массивов вторичных кварцитов как в жерле вулкана, так и вокруг него по трещинам. В качестве примера подобных структур можно указать на Каргалинскую, Актогайскую, Каршигалинскую и др. (Н. И. Наковник, 1947 г.; М. В. Тащинина, 1960 г.).

Связь с кольцевыми структурами имеют многие тела интрузивных и субвулканических пород. Среди них прежде всего выделяются кольцевые дайки липаритов, трахитов, сиенит-порфиров и других пород, связанных с центрами бывших извержений, окружающих реликты древних вулканов и расходящихся от них в радиальном направлении. В Центральном Казахстане в полости древнего вулкана Жантау был обнаружен центральный шток сиенит-порфира (рис. 48).

В связи с этим особый интерес приобретает другая группа кольцевых интрузий, не имеющая ясной связи с вулканическими аппаратами. К ним относятся кольцевые интрузии гранит-порфиров и граносиенит-порфиров, сопровождающие центральные штоки гранитов (рис. 59). На связь кольцевых структур магматических комплексов с кальдерами вулканов указывают следующие признаки.

1. Кольцевые интрузии выполняют концентрические трещины, ограничивающие участки брахисинклинальных структур, сложенных вулканическими породами. За пределами кольцевой структуры вулканогенные породы имеют периклинальное залегание или вообще отсутствуют, будучи уничтоженными эрозией.

2. Кольцевые интрузии, подобно массивам вторичных кварцитов, окружают более крупные гранитные массивы, расположенные в центре этих структур.

3. Периклинальный свод наблюдается над центральным гранитным штоком.

4. В строении вулканогенной толщи брахисинклинальных структур участвуют две пачки: нижняя, преимущественно туфовая (слоистая), и верхняя, туфолавовая (игнимбритовая). При этом верхняя пачка развита повсеместно, а нижняя — только вдоль внутренней периферии кольцевой структуры.

5. Широко развиты в пределах кольцевых структур реликты побочных вулканов (некков), субвулканических тел и больших полей игнимбритов.

Указанные признаки позволяют нам предполагать, что многие кольцевые интрузии гранит-порфиров с центральными гранитными

штоками пространственно связаны с вулканическими структурами и формировались в посткальдерный период на месте периферической магматической камеры и в кольцевых трещинах, возникших при опускании надкамерного свода вулканов. От радиально-концентрических

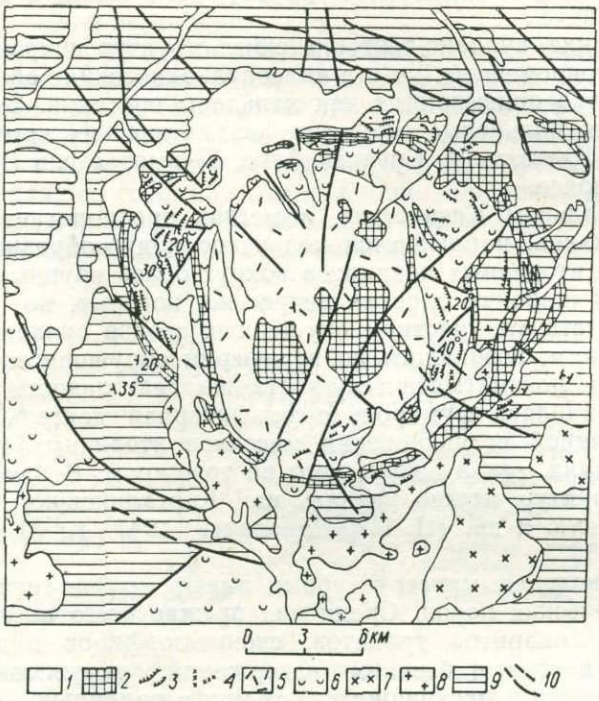


Рис. 59. Схема строения кольцевой палеовулканической структуры Машан. Центральный Казахстан (по Л. Г. Никитиной, 1959 г.).

1 — рыхлые отложения; *2* — граносиенит-порфиры и гранит-порфиры (интрузии центральной части горы Машан и кольцевая дайка); *3* — дайки кварцевых порфиров, фельзит-порфиров, сферолитовых порфиров и др.; *4* — дайки диабазов и долеритовых порфиритов; *5* — липариты, фельзит-порфиры, ортофиры; *6* — андезиты и их туфы; *7* — гранодиориты; *8* — граниты; *9* — вулканогенные и осадочные породы фундамента вулканической постройки; *10* — разрывные нарушения.

структур вулканических аппаратов, выполненных дайками, описываемые кольцевые структуры отличаются в большинстве случаев лишь глубиной эрозионного среза.

ВЫЯВЛЕНИЕ ДРЕВНИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ АППАРАТОВ И ИЗУЧЕНИЕ ИХ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ

Выявление вулканических аппаратов во многом зависит от сохранности вулканов, которая определяется главным образом величиной эрозионного среза. Выделяются вулканические области с малой, средней и большой величиной эрозионного среза.

Для областей с малой величиной эрозионного среза характерны: 1) повсеместная хорошая сохранность вулканов, иногда вплоть до сохранения центрального кратера; 2) преобладание слоистых стратифицированных вулканогенных толщ на склонах построек; 3) большое развитие околожерловых фаций; 4) четкое периклинальное залегание пород; 5) наличие радиальных трещин; 6) низкотемпературные изменения прижерловых пород (алунитизация, аргиллизация, появление серы, вкрапленности пирита и т. д.).

Для областей со средней глубиной эрозионного среза характерны: 1) участие вулканогенных пород в строении многочисленных вулканотектонических структур — кальдер и грабенов — среди довулканического фундамента; 2) наличие реликтов вулканических аппаратов: мез, экструзивных куполов, некков, которые нередко выражены в положительных формах рельефа; 3) присутствие образований жерловой и субвулканической фаций примерно в равных объемах; 4) появление центриклинального залегания слоев; 5) появление среди измененных пород пропилитов и вторичных кварцитов.

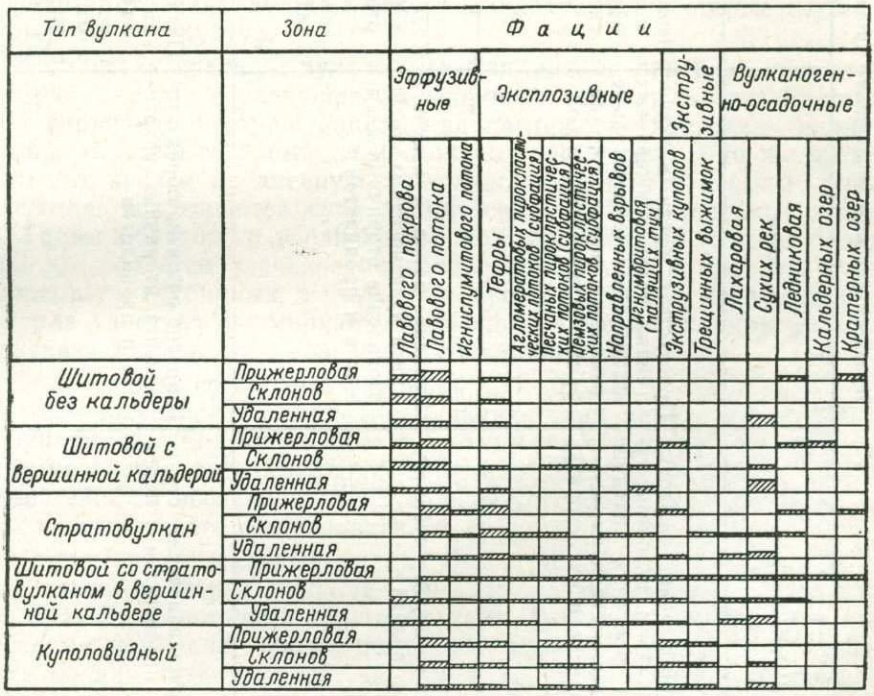


Рис. 60. Схема зависимости распространения фаций от типа вулкана.

Для областей с большой глубиной эрозионного среза характерны: 1) преобладание субвулканических интрузий и корней жерловых образований; 2) присутствие во многих случаях в центральных и периферических частях вулканических аппаратов гипабиссальных интрузий (в основном гранитоидов); 3) наличие кольцевых разломов, ограничивающих участки центриклинального и периклинального залегания пород; 4) широкое развитие пород фундамента; 5) широкое развитие вторичных кварцитов и пропилитов. Указанные признаки (табл. 27) могут служить ориентировочными показателями глубины среза вулканических построек.

В соответствии со степенью эродированности вулканических сооружений применяются определенные приемы их выявления и изучения.

В областях с малым эрозионным срезом (ввиду недостаточного среза вулканов) приповерхностные и гипабиссальные фации развиты очень незначительно, в то время как поверхностные фации образуют полные ряды, характеризующие в каждом отдельном случае тот или иной тип вулкана (рис. 60).

Для районов с малой величиной эрозионного среза кроме обычных методов геологической съемки большую помощь при изучении вулканических аппаратов оказывают геоморфологические и геофизические

Таблица 27

Признаки глубины эрозионного среза вулканических аппаратов

Глубина	Геолого-структурные	Петрографические	Прочие	Геофизические
Малая	Вулканические постройки, выраженные в рельефе. Кальдеры и депрессии с преобладанием вулканических форм рельефа. Экструзивные купола, радиальные трещины, круговые и секторные сбросы, несогласия, столбчатая отдельность жерловых пород	Эффузивный облик жерловых пород (лавы, туфолавы, туфы и брекчии), наличие флюидальности, пузыристых, миндалекаменных структур и т. д.	Присутствие среди вулканогенных толщ прижерловых фаций. Низкотемпературные изменения пород (аргиллизация, алунитизация и др.)	Изометричные магнитные аномалии, обусловленные рельефом вулкана. Пониженные значения поля силы тяжести
Средняя	Реликты вулканических построек: мезы, эродированные купола, некки; кальдеры и грабены с остатками вулканогенных толщ. Радиально-концентрические трещинные структуры. Появление центриклинального залегания пород, субвулканических и интрузивных тел	Появление пород субинтрузивного облика	Появление пород фундамента среди вулканогенных толщ. Появление вторичных кварцитов и пропилитов	Кольцевые магнитные аномалии (с положительными или отрицательными локальными участками в центре). Кольцевые зоны градиентов силы тяжести
Большая	Преимущественно центриклинальные структуры с признаками периклинального залегания вулканогенных пород. Глубоко эродированные кальдеры (вулканогенные толщи сохраняются только в наиболее опущенных блоках). Гипабиссальные интрузии в центральных и периферических частях кольцевых кальдерных структур	Полнокристаллические структуры гипабиссальных пород	Широкое развитие пород фундамента, вторичных кварцитов и пропилитов	Положительные магнитные аномалии и пониженные поля силы тяжести. Положительные или отрицательные магнитные аномалии над жерловыми телами

методы исследования, а также дешифрирование аэрофотоснимков. Они особенно помогают при выделении вулканических аппаратов и выяснении характера их внутренней структуры. Геофизические методы позволяют установить приуроченность вулканических аппаратов к крупным тектоническим нарушениям. Дешифрирование аэрофотоснимков помогает в определении границ фаций, отдельных потоков и покровов. Палеомагнитные методы позволяют провести корреляцию разобщенных выходов вулканогенных толщ и определить их относительный возраст. В некоторых случаях по геофизическим данным удается определить внутреннее строение вулканического аппарата и некоторые элементы подпокровных структур.

В областях древнего вулканизма фациальная картина существенно меняется. В связи с разрушением в процессе эрозии многих нестойких пород первичная пестрая фациальная картина в пределах вулканической постройки со временем несколько упрощается. В то же время в результате эрозии на дневную поверхность выводятся породы жерловой фации, вскрываются субвулканические и гипабиссальные интрузии. Таким образом, с увеличением глубины эрозионного среза постепенно уменьшается значение поверхностных фаций и происходит увеличение роли глубинных, в результате чего на таких же по удаленности от жерла участках формируются несколько иные ассоциации фаций по сравнению с областями современного вулканизма.

Для районов со средней глубиной эрозионного среза основное значение при выявлении и изучении вулканических аппаратов приобретает крупномасштабная геологическая съемка, при которой большое внимание уделяется оконтуриванию границ отдельных фаций и анализу мощностей. Эти исследования позволяют установить вулканический аппарат и характер его деятельности.

Например, фациальный анализ был с успехом применен при поисках главного жерла вулкана Тунгатар в Центральном Казахстане (рис. 61). Вулканогенная толща вулкана Тунгатар, относимая к керегетасскому комплексу средне-позднекарбонового возраста, подразделяется на два подкомплекса: нижний и верхний. Нижний подкомплекс представляет собой фациально пеструю яснослоистую лавово-туфовую пачку с прослоями туффитов, алевролитов и песчаников. Мощность пачки около 400 м. Верхний подкомплекс представлен сравнительно однообразными лавами и лавобрекчиями липарито-дацитового состава с большим количеством (до 30—40%) крупных (до 0,5 см) фенокристаллов полевого шпата и более мелких фенокристаллов кварца и обломков такого же размера этой же самой лавы. Мощность 300—400 м.

Как видно из характеристики подкомплексов, применение фациального анализа с целью установления жерла вулкана возможно лишь в пределах нижнего подкомплекса, отличающегося фациальным разнообразием. При выявлении зон разной удаленности от жерла вулкана в этом случае основное значение имели размер пирокластического материала и характер слоистости вулканогенной толщи. На основании этого были выделены следующие зоны.

1. Удаленная зона (в интервале 3—7 км от жерла) с характерным тонкослоистым разрезом вулканогенной толщи, где мощность отдельных слоев, как правило, не превышает 2 м и встречаются сравнительно мощные (до 5—7 м) пачки тонкослоистых алевролитов, а среди туфов преобладают разности гравийно-псаммитовой размерности.

2. Зона склонов, занимающая интервал от 300—400 м до 2—3 км от жерла, где наблюдается более грубая слоистость вулканогенной толщи, а мощность слоев составляет здесь в среднем 3—4 м; породы представлены чередующимися лапиллиево-гравийными игнимбрито-

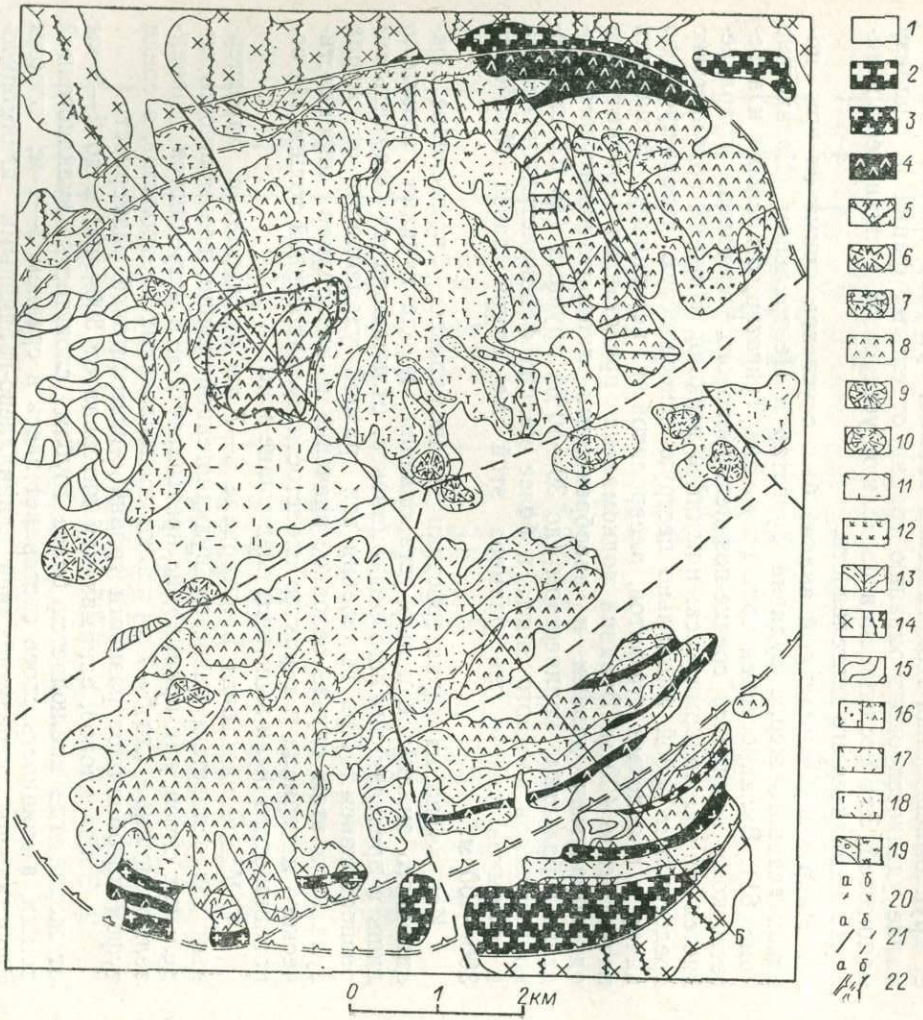
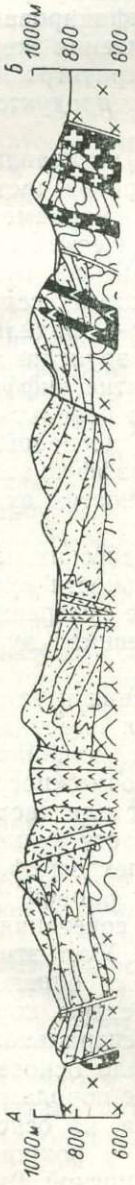


Рис. 61. Схематическая фациально-геологическая карта вулкана Тунгатар (Центральный Казахстан). Составил В. Н. Зелепугин.

1 — четвертичные отложения; *2—3* — кольцевой комплекс гипабиссальных интрузий пермского возраста: *2* — аляскитовые граниты, *3* — гранит-порфиры; *4—13* — керегетасский вулканогенный комплекс среднего—позднего карбона: *4—8* — верхний подкомплекс (*4—6* — приповерхностные фации: *4* — трахилипарито-дациты и граносиенит-порфиры кольцевых даек субвулканической фации, *5* — трахилипарито-дациты, реже граносиенит-порфиры силловой фации, *6* — трахилипарито-дациты некковой фации; *7—8* — поверхностные фации: *7* — трахилипарито-дациты фации экструзивных куполов, *8* — трахилипарито-дациты эффузивных фаций); *9—13* — нижний подкомплекс: *9* — липариты некковой приповерхностной фации; *10—13* — поверхностные фации (*10* — липариты экструзивных куполов, *11* — липариты эффузивных фаций, *12* — андезиты и андезито-дациты эффузивных фаций, *13* — туффито-алевролиты: *а* — фации кратерных озер, *б* — прочих пирокласто-осадочных фаций); *14—15* — породы фундамента вулканической постройки: *14* — гранодиориты (*а*) и дайки гранодиорит-порфиров (*б*) балхашского интрузивного комплекса раннекарбонового возраста, *15* — песчаники и алевролиты силурийского возраста; *16* — агломератовые туфы фации тефра (*а*) и агломератовые лавы (*б*); *17* — лавобрекчии; *18* — гравийно-псаммитовые, реже псефитовые туфы фации тефра; *19* — сферолоидные лавы прижерловой зоны вулкана (*а*) и вторичные кварциты (*б*); *20* — элементы залегания пород (*а*) и флюидальность (*б*); *21* — разрывные нарушения установленные (*а*) и предполагаемые под четвертичными отложениями (*б*); *22* — кальдерные разломы (*а*) и контур главного жерла вулкана (*б*).

подобными туфами, туфолавами, лавобрекчиями, лавами и значительно реже туфоалевролитами и туфопесчаниками.

3. Прижерловая зона (в интервале от 0 до 300—400 м) сложена толщей мощных (до 7—8 м) слоев агломератовых и псефитовых туфов и туфолав, размер обломков в которых постепенно увеличивается в сторону жерла и достигает 30—40 м в поперечнике; слоистость вблизи жерла угадывается с большим трудом и видна только во врезах, перпендикулярных к направлению падения пород, где она со стороны торцевых частей пластов выражена системой мощных уступов-карнизов; породы фаций прижерловой зоны в значительной мере осветлены за счет гидротермальной переработки. В низах агломератовой толщи прижерловой зоны, на стыке ее с жерловой фацией, встречен 7—8-метровый прослой тонкополосчатых туфопесчаников и туфоалевролитов. С одной стороны, он срезается породами жерловой фации, с другой стороны — быстро выклинивается в сторону от жерла. Появление подобных образований в жерлово-прижерловой зоне можно объяснить сравнительно длительным существованием кратерного озера, и этот пласт вулканогенно-осадочных пород можно трактовать как фацию кратерного озера.



4. Жерловина вулкана Тунгатар, сложенная массивными крупнопорфировыми липаритами, аналогичными породам верхней пачки, и афировыми липаритами, аналогичными нижней пачке. Последние в результате гидротермальной переработки приобрели белый цвет.

Таким образом, из описания разноудаленных фациальных зон вулкана Тунгатар можно провести некоторые аналогии с современными и молодыми вулканами. Особенно это касается прижерловой зоны. С одной стороны, мы видим на Тунгатаре в прижерловой зоне грубослоистую агломератовую толщу, как на вулканах Авача, Араилер [169], Менделеева [261], с другой — присутствие туфопесчаников и туфоалевролитов, характерных для внутрикальдерных образований вулкана Головнина [261] и кратерных озерных отложений вулкана Эбеко [4]. Со многими современными стратовулканами вулкан Тунгатар сходен по характеру изменения фациального разреза в разных по удаленности от жерла зонах.

Отличается фациальная картина вулкана Тунгатар появлением субвулканических фаций, связанных со значительным эрозионным срезом постройки. В удаленной зоне Тунгатара и многих аналогичных ему построек (Серек, Улькен-Каракуу в Центральном Казахстане, Кумкольская вулкано-тектоническая структура в Кураминской вулканической зоне Средней Азии) [151] появляются кольцевые дайки гранит-порфиров, обычно образующие пояса по самой внешней части построек, в зоне основного кальдерного разлома, по которому произошло опускание вулканов. Мощность даек колеблется от 5 до 50 м, иногда — выше. В зоне склонов кольцевые дайки, как правило, отсутствуют. Здесь появляются радиальные дайки и особенно распространены силлоподобные пластовые залежи, отвечающие по составу верхней лавовой пачке. В прижерловой зоне субвулканические фации представлены главным образом силлами, иногда довольно мощными (до 20—40 м). Такие силлы охватывают полукольцом северное и южное жерла вулкана Тунгатар, отмечены они и для структуры Улькен-Каракуу. При выявлении таких элементов вулканических аппаратов, как экструзивные купола, некки, субвулканические

тела и др., большую помощь оказывают методы геофизики и дешифрирования аэрофотоснимков (см. гл. VII).

Для районов с большой глубиной эрозионного среза при крупномасштабной геологической съемке производится тщательный структурный и фациальный анализ, благодаря которым вулканические образования разделяются на покровные, жерловые и субвулканические фации, устанавливается положение главных и побочных каналов вулканов и связь тех или иных покровных образований с соответствующими центрами излияния. Расшифровке вулканических структур большую помощь оказывает дешифрирование аэрофотоснимков. Крупные структуры — кальдеры и брахикупола, крупные разрывы, а также гипабиссальные интрузии — выделяются на основе анализа карт магнитного поля и силы тяжести.

Сложное строение вулканических аппаратов (некков) возникает в связи с многофазной деятельностью вулкана. На примере палеовулканов Центрального Казахстана было установлено, что каждой фазе выполнения жерл соответствуют свои излившиеся, стратифицированные аналоги (рис. 48, 49). Поэтому, установив взаимоотношения жерловых пород между собой, мы сможем предположить стратиграфическую последовательность эффузивно-пирокластических продуктов деятельности вулкана.

Последовательность фаз вулканизма в полости жерла устанавливается проще, чем в разрезе, где первичное залегание покровов часто нарушается сбросовой тектоникой и складчатостью. Так, например, благодаря изучению внутреннего строения реликтов вулканических аппаратов удалось уточнить стратиграфическую последовательность вулканогенных пород вулкана Жантау, которая предшествующими исследователями устанавливалась в разрезе как дацит — базальт — трахилипарит. По взаимоотношениям жерловых пород в главном эруптивном центре (рис. 48) хорошо устанавливается нормальное развитие дифференциации магмы при вулканическом процессе, т. е. сначала базальт — андезит, а потом дацит — трахилипарит. Идентичную последовательность в смене пород удалось обнаружить и в строении эффузивно-пирокластической толщи, развитой в юго-восточных окрестностях вулкана.

Таким образом, изучение внутреннего строения вулканических аппаратов позволяет довольно четко определять фазы деятельности вулкана, уточнять возрастные взаимоотношения пород и более уверенно стратифицировать вулканогенные толщи, окружающие древние вулканы.

Выявление вулканических аппаратов, изучение их строения и установление генетической связи жерловых пород с покровными имеет огромное значение для установления сфер деятельности (зон влияния) вулканов, так как в каждом конкретном случае дает возможность выяснить принадлежность тех или иных вулканогенных свит или части их к определенным вулканическим центрам. Разные по возрасту вулканогенные свиты различаются не только по химическому и петрографическому составу пород, но и по конкретным проявлениям жерловой и субвулканической фаций, находящихся в определенных сочетаниях друг с другом и с эффузивно-пирокластическими толщами. Учет этих сочетаний позволит не только выделить породы, связанные с определенными вулканическими центрами, но и произвести возрастную корреляцию выделенных при съемке свит. Так, например, в Центральном Казахстане подобное изучение района урочища Уштоган дало основание сопоставить нижнюю часть разреза архарлинской свиты с породами некков, прорывающих керегетасскую свиту среднего карбона, на основании идентичных возрастных взаимоотношений жерловых и покровных фаций. Остальная (верхняя) часть разреза архарлинской (по

М. В. Тащининой) свиты не имеет связи с указанными центрами и, по-видимому, является более молодой, чем собственно архарлинская свита, так как при тщательном изучении оказалось, что указанные части разреза разделены несогласием и отличаются не только строением, но и степенью изменения слагающих их вулканогенных пород.

При непрерывном процессе извержения жерла закупориваются обычно последними порциями лав. В этом случае труднее вести корреляцию покровов. Тем не менее и здесь нередко можно установить, какие именно лавы были извергнуты через ту или иную полость жерла. Для этого необходимо найти покровные аналоги лав, закупоривших канал вулкана, и установить их взаимоотношения с нижележащими лавами, чтобы можно было показать, как изменялся состав магмы в процессе данного цикла извержения и в каком направлении шла ее дифференциация.

ИЗУЧЕНИЕ ПОСТМАГМАТИЧЕСКИХ ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД

В постмагматическую стадию деятельности вулканов происходят автометаморфические изменения вулканогенных пород под воздействием выделяющихся при остывании магматических очагов летучих веществ и растворов, богатых углекислотой, серой и другими компонентами. Автометаморфизм происходит в пневматолитовый и гидротермальный этапы постмагматической деятельности.

Пневматолитовый этап автометаморфизма в вулканогенных породах проявляется в слабой степени, что, по-видимому, связано с малым временем воздействия летучих веществ на магматические породы, их невысоким давлением и быстрой конденсацией. Выражается он в грейзенизации и начальной альбитизации пород. Грейзенизации могут подвергаться вулканогенные породы кислого состава, но наблюдается она чаще в контактах с гранитоидными интрузиями, и для эффузивных пород это уже не автометаморфический, а контактово-метасоматический процесс.

Наиболее значительные изменения вулканогенных пород происходят в гидротермальный этап автометаморфизма. В этот период при взаимодействии горной породы с постмагматическими растворами одни минералы и горные породы замещаются другими с изменением химического состава. Подобный процесс метасоматического замещения вулканогенных пород широко распространен в жерловых и околожерловых зонах вулканов (пропилитизация и образование вторичных кварцитов).

К автометаморфическим продуктам этого же этапа относят и спилиты — в той или иной мере альбитизированные лавы среднего и основного состава, однако решающая роль в образовании спилитов принадлежит низкотемпературному региональному метаморфизму базальтовых пород в окружении морских отложений, содержащих высокие концентрации натрия в межгранулярных солевых растворах.

Пропилитизация представляет собой процесс зеленокаменного гидротермального метаморфизма главным образом средних и основных вулканогенных пород. Она проявляется до складчатости вулканогенных толщ и внедрения интрузий и протекает в различных по глубинности зонах, в достаточно широком интервале температур. Выделяются высокотемпературные (актинолит-эпидот-альбитовые), среднетемпературные (эпидот-хлорит-альбитовые) и низкотемпературные (хлорит-карбонатные, хлоритовые с адуляром и без него, цеолитсодержащие и др.) парагенезисы пропилитов. Эти парагенезисы соответ-

ствуют фациям (условиям) глубинности постмагматического процесса и отражают соответственно гипабиссальные, субвулканические и приповерхностные вулканические условия минералообразования.

Пропилитизацию с ее полным набором минеральных типов можно наблюдать в вулканогенных формациях, не затронутых процессами регионального метаморфизма пород. Особенно показательны в этом отношении области орогенного вулканизма. Пропилитизация в этих областях пространственно тесно связана с тектоническими нарушениями и обычно проявляется в виде околотрещинных зон и полей вокруг центров извержения и небольших интрузивных тел субвулканической фации. В полях развития субвулканических интрузий наблюдаются пропилиты с более высокотемпературными парагенезисами минералов. Например, в неогеновых складчатых областях в пределах субвулканических тел развиты эпидот-хлорит-альбитовые пропилиты, во вмещающих вулканогенных породах кровли — безэпидотовые и, как правило, безальбитовые хлорит-карбонатные пропилиты. В околожерловых зонах нередко наблюдаются интенсивная адуляризация и цеолитизация пород. В приповерхностной обстановке и на поверхности пропилитизация вовсе не проявляется, как, например, на сольфатарных полях вулканов, и лишь на некоторой глубине выражается в хлоритизации, локальной адуляризации и цеолитизации пород.

В древних вулканогенных формациях зональность в строении полей пропилитизации затушевывается в связи с региональным метаморфизмом пород. Региональный метаморфизм протекает на фоне общего процесса погружения, складчатости и внедрения интрузий и приводит к повсеместному зеленокаменному перерождению и рассланцеванию вулканогенных пород, в том числе и пропилитов вместе с сопряженными с ними метасоматитами и оруденением. В связи с этим диагностировать пропилитизированные породы и сопряженные с ними метасоматиты среди зеленокаменно измененных вулканогенных толщ чрезвычайно трудно и в большинстве случаев не представляется возможным.

Тем не менее нельзя отождествлять явления пропилитизации и зеленокаменного метаморфизма пород вулканогенных формаций. Пропилиты в том виде, когда в них отсутствуют сланцеватость и другие следы динамометаморфизма, свойственны только орогенным формациям и наиболее поздним формациям вулканических кордильер молодых подвижных поясов.

Основным признаком постмагматической гидротермальной пропилитизации вулканогенных пород является сравнительная локальность ее проявления. Регионально она захватывает всю толщу пород только вдоль протяженных зон магматической проницаемости. В полях развития субвулканических интрузий и в наиболее прогретых трещинно-жерловых зонах при внимательном наблюдении можно увидеть локальное проявление более высокотемпературной пропилитизации.

Разница между пропилитизацией и зеленокаменным метаморфизмом состоит исключительно в геологической позиции метасоматического и собственно метаморфического процессов. В определении пропилитизации главную роль играет дорудность ее по отношению к эпиметасоматическому оруденению, генетически связанному с той же вулканогенной формацией. Отсутствие эпиметасоматического оруденения, как, например, в случае наличия только синметасоматических серноколчеданных руд, оставляет открытым вопрос о природе метаморфизма.

Для отнесения измененных пород к метасоматическим или метаморфическим имеет значение и характер преобразования вещества. При интенсивном развитии метасоматических процессов всегда проявляется тенденция к мономинеральности. При региональном метамор-

физме вулканогенных пород происходит гомогенизация первично-неоднородного вещества, а при метасоматозе, наоборот, дифференциация вещества с появлением в конце процесса мономинеральных скоплений.

Некоторую помощь при отличии автометаморфических преобразований от региональных могут оказать наблюдения над осадочными отложениями, перекрывающими вулканогенные породы. В случае регионального метаморфизма осадочные породы будут метаморфизованы вместе с вулканогенными в условиях одной фации метаморфизма. Если же метаморфизму подвергнуты только вулканогенные породы, а осадочные не затронуты изменениями, то это говорит в пользу автометаморфического процесса.

Вторичные кварциты. К вторичным кварцитам относят те метасоматические образования, которые образуются в процессе постмагматического гидротермального изменения вулканогенных пород кислого и среднего состава. В средних и основных породах вторичные кварциты встречаются лишь в верхних частях зон аргиллитового и пропилитового изменения (как, например, в колчеданных зонах Урала и Малого Кавказа). Вторичных кварцитов нет совершенно среди древних эффузивов щитов, где они, вероятно, глубоко метаморфизованы и превращены в кварц-кианитовые, андалузит-силлиманитовые, корундовые, серицитовые и другие высокоглиноземистые сланцы, обогащенные кварцем.

Исходными породами вторичных кварцитов служат лавы, туфолавы, игнимбриты и туфы. Геологическими условиями нахождения их являются жерловые и околожерловые фации вулканов главным образом центрального типа (Н. И. Наковник, 1964 г.).

Вторичные кварциты в вулканогенных толщах образуются по всей глубине действия кислых газов и гидротерм, выделяющихся вверх и в стороны из приповерхностных магматических камер. Благодаря этому они наблюдаются в контактовых зонах субвулканических интрузий, являющихся выполнениями периферических камер древних вулканов, в зоне вулканического аппарата и вокруг него по трещинам, а также в самой поверхностной зоне, где окварцеванию подвергаются горизонты пористых преимущественно пирокластических пород.

Приуроченность многих массивов вторичных кварцитов к кольцевым замкнутым и полузамкнутым структурам, по-видимому, является следствием интенсивного проявления сернокислотного выщелачивания и кремневого метасоматоза, протекавших в связи с поствулканическими гидротермальными процессами в трещинных зонах обрушенного пространства кальдеры.

Среди кольцевых структур, с которыми наблюдается связь тел вторичных кварцитов, в Центральном Казахстане выделяют три типа.

1. Кольцевые структуры, в которых вторичные кварциты развиваются по вулканогенным породам докальдерной стадии развития вулкана в виде трещинных линзообразных и жерловых штокообразных крутопадающих тел, а также по породам совершенно иного состава, чем те, в которых вторичные кварциты залегают, и имеют с ними резкие контакты. По-видимому, эти крутопадающие линзообразные и дайкообразные тела сформировались при дополнительном внедрении магмы в кольцевые разломы, в связи с кальдерой-провалом и отжимом из камеры остаточной лавы.

2. Кольцевые структуры, в которых массивы вторичных кварцитов соединены в замкнутые и полузамкнутые кольца, внутренние части которых представляют собой опущенные блоки. По реликтовой восстающей флюидальности, замыкающейся вокруг центра каждого массива, можно предположить о наличии здесь группы эродированных вулканических аппаратов, расположенных вдоль кольцевого разлома, образовавшегося еще до излияния магмы.

3. Полукольцевые и дугообразные структуры, в которых вторичные кварциты представляют собой окварцованные горизонты пористых вулканогенных пород, слагающих брахисинклинальные складки.

Вторичные кварциты состоят из реликтовой группы первичных минералов — кварца, циркона и группы гидротермально-метасоматических минералов, из которых выделяются главные — кварц, серицит, алунит, каолинит (диккит), андалузит, диаспор, пирофиллит, второстепенные минералы — корунд, дюмортьерит, цуниит, топаз, турмалин и примеси — пирит, гематит, сера, рутил и др. По преобладанию того или иного главного минерала выделяются следующие минеральные фации, указанные в порядке их распространения: серицитовая, монокварцевая, алунитовая, каолинитовая (диккитовая), корунд-андалузитовая, диаспоровая, пирофиллитовая и серная.

В строении массивов вторичных кварцитов очень редко участвуют все указанные фации, обычно выделяются две, три, реже четыре минеральные группы. Более полно минеральные фации развиваются в кислых вулканогенных породах, менее полно — в средних, причем в последних преимущественно развиваются каолинитовая (диккитовая), диаспоровая и пирофиллитовая фации. Самой внешней фацией, граничащей со свежими исходными породами, является зона пропилитового изменения с альбитом, адуляром, хлоритом, эпидотом и карбонатами, которая полнее и заметнее проявляется в средних породах.

При поисках вторичных кварцитов наиболее существенными признаками являются их внешние черты: положительный и резкий рельеф, заостренность вершин массивов и общий светлый облик пород, сопровождающийся нередко пятнами ожелезнения и каолинизации. Поскольку образование вторичных кварцитов связано с зонами интенсивной циркуляции газов и гидротерм, то основными поисковыми критериями обнаружения новых массивов следует считать жерловые и околожерловые фации вулканогенных пород, субвулканические интрузии и зоны разрывных нарушений.

По совокупности минеральных фаций вторичные кварциты резко отличимы от всех других метасоматических пород. В них выделяются такие характерные фации, присущие только вторичным кварцитам, как серная, диаспоровая, диккитовая, алунитовая, пирофиллитовая, цуниитовая, корундовая. Только серицитовая и монокварцевая встречаются, кроме того, в грейзенах и пропилитах, а андалузитовая — в контактовых роговиках. Наличие одной из таких минеральных фаций, например серицитовой, а тем более монокварцевой, еще не указывает на ее принадлежность к определенной группе метасоматитов до тех пор, пока не будут обнаружены другие ассоциирующие с нею минералы.

При изучении метасоматических пород очень часто предполагается причинная связь метасоматитов и оруденения. Первые обычно отождествляются с продуктами воздействия на вмещающие породы тех же растворов, которые произвели рудоотложение. Но вторичные кварциты, как и пропилиты, представляющие главную массу гидротермально переработанных пород в палеовулканических областях, в большинстве случаев являются дорудными образованиями. Рассмотрение многочисленных примеров самых различных по составу рудных месторождений (меди, молибдена, свинца, цинка, золота, ртути и др.), связанных с различными этапами тектоно-магматического развития подвижных областей, показывает, что эндогенная концентрация металлов происходит в основном после того, как породы подверглись пропилитизации и кварцитизации. Рудные тела размещаются в уже пропилитизированных породах или вторичных кварцитах, накладываются на синхронные этим процессам синметасоматические руды (серноколчеданные, алунитовые, пирофиллитовые, корунд-андалузитовые и др.),

сопровождаются околорудным изменением дорудных метасоматитов и не зависят от состава и степени изменения непосредственно окружающих пород. Источник металлов и растворов таких месторождений приходится предполагать на значительной глубине.

Дорудные метасоматиты в ряде случаев успевают претерпеть до эпиметасоматического оруденения динамометаморфизм — катаклаз и рассланцевание. При этом очень часто устанавливается, что структурный план эпиметасоматического оруденения не совпадает с размещением дорудных метасоматитов, но подчиняется более поздним разрывным нарушениям. Частные случаи обнаружения эпиметасоматических руд в наиболее мощных зонах околотрещинного метасоматоза указывают лишь на совпадение преимущественных условий локализации дорудного метасоматоза и рудоотложения. Среди гидротермальных изменений вмещающих пород собственно рудной стадии известны серицитизация, окварцевание, баритизация, хлоритизация, адуляризация и др. Такие явления наблюдаются на ртутных месторождениях (алунитизация диккитовых вторичных кварцитов), золоторудных (окремнение, мусковитизация), полиметаллических (серицитизация, баритизация), медноколчеданных (хлоритизация) и др. Последовательность парагенетически связанных явлений может быть представлена рядом: вулканическая деятельность — послемагматический гидротермальный процесс — оруденение.

МЕТОДИКА ОПРОБОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ ИХ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ И ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ

Одна из главных причин, осложняющих изучение минералогических и геохимических особенностей вулканогенных пород, заключается в слабой их раскристаллизованности и ярко выраженной рассеянности в них химических элементов. В вулканогенных породах выход минералов тяжелых фракций значительно ниже, чем в интрузивных, и для получения достаточного количества минералов нужно отбирать пробы большого объема. Кроме того, в силу плохой раскристаллизованности эффузивных пород отдельные минералы в них часто наблюдаются только в виде скелетных форм. В связи с этим изучать минералы приходится в более мелких классах, чем это делается для интрузивных пород, и, чтобы вскрыть максимальное количество минеральных зерен, приходится более тонко дробить пробу.

Для решения стратиграфических вопросов опробование должно производиться по разрезам с отбором образцов из всех наблюдаемых покровов. Пробы обычно отбираются по нескольким профилям вкрест простирания изучаемой толщи. Опробование целесообразнее всего проводить штуфным способом, так как при нем сохраняется геологическая, минералогическая и геохимическая индивидуальность каждой точки отбора. Таким образом, из каждого слоя-покрова, характеризующегося однообразием состава и структуры, берут штуф до 0,5 кг. Опробованию подвергаются только неизмененные разности эффузивов, без прожилков и с минимальным количеством миндалин и включений, а измененные породы составляют предмет самостоятельного изучения при поисках полезных ископаемых.

Из однообразных по составу вулканогенных толщ и отдельных покровов значительной мощности пробы отбирают по профилю вкрест простирания их с интервалами между точками отбора не более 10 м.

Жерловые и субвулканические образования (некки, экструзивные купола, силлы, лакколиты, штоки и дайки) опробуют так же, как интрузивные породы. Для субинтрузивной группы вулканогенных пород можно считать достаточной площадку опробования размером 10×10 м. Общее количество проб во многом определяется разнообразием пород в изучаемых телах, степенью обнаженности и глубиной их эрозионного среза.

При изучении вулканогенных образований с целью решения вопросов петрологии и металлогении необходимо сравнивать между собой не отдельные части свит, а свиты или серии в целом, поэтому нет надобности в частом опробовании разрезов отдельных свит. С другой стороны, при установлении комагматичности эффузивных, субвулканических и интрузивных образований часто важное значение имеют элементы-примеси в минералах, для спектрального и тем более химического исследования которых требуется достаточно большое количество вещества того или иного минерала, что обусловливает достаточно большой объем проб. В целом каждая разновидность пород, имеющая определенное геологическое положение, должна быть охарактеризована 25—30 пробами, что необходимо для достоверности выводов, получаемых с помощью соответствующей математической обработки. Для получения сопоставимых результатов совершенно необходимы одинаковые условия отбора и обработки проб и желательна одинаковая их масса.

ГЛАВА VIII

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЪЕМКА В ОБЛАСТЯХ РАЗВИТИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

СОДЕРЖАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ ИНТРУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

В областях развития интрузивных образований изучают условия залегания и форму плутонов, их внутреннее строение, контактовые ореолы; устанавливают характер контактов и взаимоотношений с вмещающими породами, что необходимо для отнесения пород плутона к определенному интрузивному комплексу. В комплекс включают все породы, слагающие интрузивные тела одного возраста, обладающие общими особенностями минерального и химического состава, образованные в близких тектонических условиях. В каждой структурно-формационной зоне могут быть выделены свои интрузивные комплексы, отличающиеся от аналогичных комплексов соседних зон временем внедрения и некоторыми особенностями вещественного состава.

В процессе геологической съемки интрузивных образований с некоторой долей условности можно выделить следующие этапы.

1. Составление опорных разрезов, охватывающих отдельные массивы различных интрузивных комплексов. Разрезы, задаваемые в наиболее хорошо обнаженных участках вскрест простирания элементов внутреннего строения массивов, позволяют ознакомиться с особенностями их состава и структуры, выделить маркирующие горизонты, фазы и фации интрузивных пород и наметить рациональную методику картирования интрузивов различного типа. Такие разрезы должны захватывать ореол контактово измененных пород и частично выходить в неизмененные вмещающие породы. Изучение разрезов широко практикуется при геологической съемке расслоенных интрузивов основного, ультраосновного и щелочного состава, однако их составление часто дает хорошие результаты и для внешне однородных массивов, помогая наметить и выделить в пределах последних отдельные разновидности по некоторым признакам, например по содержанию определенных минералов в породах, магнитной восприимчивости пород и т. д.

2. Проведение систематического геологического картирования площади работ по сети маршрутов, ориентированных как вкрест, так и по простиранию геологических структур, а также производство на участках плохой обнаженности необходимого объема горных и буровых работ. Обязательному прослеживанию по простиранию подлежат контакты интрузивных тел, границы фаз и фаций пород, разрывные нарушения, зоны минерализации и оруденения. Прослеживание геологических границ по простиранию должно не только обеспечить по возможности наиболее точное нанесение их на геологическую карту, но и дать материал о характере контактов, взаимоотношении пород, изменении их вещественного состава по простиранию. В условиях невыдержанности отдельных фаций и разновидностей пород в пределах интрузивных тел прослеживание по простиранию границ вызывает значительные трудности, особенно при недостаточной обнаженности. В этих случаях непосредственное прослеживание границ неэффективно и приходится устанавливать их с помощью маршрутов вкрест простирания или искусственных выработок.

3. Углубленное изучение и картирование элементов геологического строения, оказывающих влияние на локализацию развитого в районе

оруденения (например, внутренней структуры массивов, вмещающих собственно магматические руды, зон контактовых ореолов и трещинной прототектоники плутонов, с которыми связано высокотемпературное постмагматическое оруденение, разрывных нарушений и т. д.), а также изучение отдельных наиболее важных вопросов геологического строения, не выясненных ранее.

Важную роль при геологической съемке интрузивных образований играет использование аэрофотоснимков и проведение аэровизуальных наблюдений. Дешифрирование аэрофотоснимков значительно облегчает задачу прослеживания по простиранию контактов интрузивных тел с окружающими породами, а иногда и отдельными фазами, фациями и разновидностями интрузивных пород. При дешифрировании аэрофотоснимков в большинстве случаев удается выявить и с высокой точностью проследить тектонические нарушения, элементы трещинной тектоники, дайки, оконтурить ореолы контактово измененных пород, позволяя сократить объем трудоемких полевых исследований. Об. использовании геофизических методов будет сказано ниже (см. гл. IV, т. 2).

ИЗУЧЕНИЕ КОНТАКТОВ И ФОРМЫ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ

В условиях хорошей обнаженности определение границ интрузивов не вызывает особых затруднений. Они отчетливо видны в естественных обнажениях и на контактной печати. На задернованных участках, если дешифровочные признаки наметить не удается, приходится наблюдать над сменой состава обломков пород в рыхлых отложениях, а также проводить для вскрытия контактов горные и буровые работы, с подробным описанием типа и характера контактовой поверхности.

Контактовые соотношения могут быть резкими и постепенными. При резком контакте породы хорошо различаются по крупности зерна. В случае нерезких контактов породы мало отличаются по крупности зерна, однако их минеральный состав и структура могут быть различными. Положение контактовой поверхности в этом случае является неопределенным и устанавливается предположительно по тем или иным зонам обогащения породы каким-либо минералом.

По своему характеру контактовые поверхности могут быть ровными, волнистыми, глыбовыми, зазубренными, апофизными и послойно-инъекционными (рис. 62). Перечисленные выше разновидности характера контактовых поверхностей в совокупности могут образовывать более сложную поверхность (инъекционно-волнистую, апофизно-глыбовую и т. д.).

Если поверхность контакта ровная или слабоволнистая, замеры ее элементов залегания производят непосредственно на обнажении компасом. При ином характере контактовой поверхности определение ее пространственной ориентировки делается путем расчета, на основании наблюдения ее в трех обнажениях, не лежащих на одной прямой (приложение 1), либо по двум видимым падениям. Наиболее быстро и точно определения элементов залегания могут быть выполнены при работе на аэрофотоснимках и фотопланах с нанесенным на них рельефом в горизонталях. При их отсутствии прослеженный контур интрузива можно привязать к крупномасштабной топографической карте и определить координаты и высотные отметки точек «пластового» треугольника (рис. 63). Превышение одной точки над другой ($h_3 - h_1$ и $h_2 - h_1$) можно получить также путем измерения продольных параллаксов, используя параллактические линейки [336]. На «пластовом» треугольнике уточняют положение линии простирания контакта, для чего на линии AC определяют местонахождение точки B' с высотной отметкой, равной отметке точки B, по формуле

$$AB' = AC\frac{h_3 - h_2}{h_3 - h_1}.$$

Для вычисления угла падения контакта α используют формулу

$$\operatorname{tg}\alpha = \frac{h_3 - h_2}{AD},$$

где AD — перпендикуляр, опущенный из точки A на линию простирания.

При достаточно расчлененном рельефе установлению направления падения контакта помогает анализ поведения границ в плане. Прямые или слабоизогнутые линии границ отражают крутой наклон контактов,

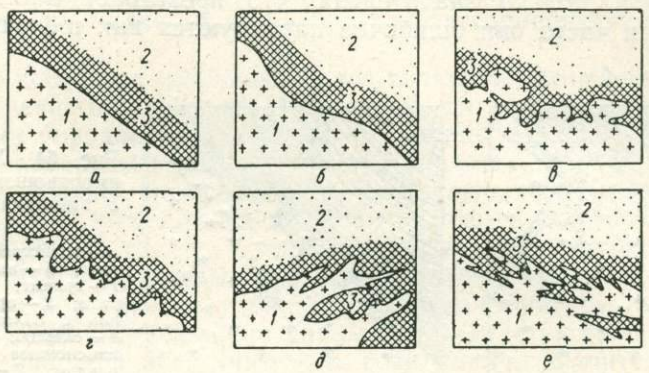


Рис. 62. Характер контактовых поверхностей (по В. А. Апродову).

а — ровный; *б* — волнистый; *в* — глыбовый; *г* — зазубренный; *д* — апофизный; *е* — послойно-инъекционный.
1 — гранит; *2* — вмещающие породы; *3* — контактово измененные породы.

извилистые линии характерны для полого залегающих контактов. О крутизне контактовой поверхности можно косвенно судить по ширине эндо- и экзоконтактовых зон. Последние при прочих равных условиях имеют наибольшую ширину в случае пологого падения контактовой поверхности под вмещающие породы, наименьшая мощность наблюдается, когда контакт наклонен под интрузив.

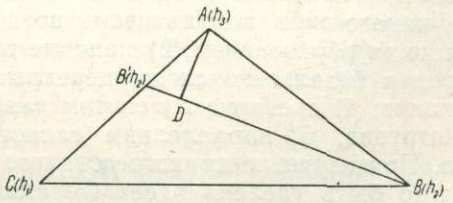


Рис. 63. «Пластовый» треугольник для расчета элементов залегания контактов.

Наблюдения над контактами в обнажениях и на аэрофотоснимках позволяют говорить о взаимоотношениях интрузивов с вмещающими породами. По характеру взаимоотношений интрузивных тел с окружающими их образованиями различают активные, трансгрессивные (стратиграфические) и тектонические контакты (рис. 64).

Типичные признаки активных контактов следующие: 1) отчетливое прорывание боковых пород, нередко с апофизами и жильными инъекциями; 2) наличие во вмещающих породах контактово-метаморфических изменений, интенсивность которых уменьшается по мере удаления от интрузивного тела; 3) присутствие внутри массива ксенолитов вмещающих пород. Известные трудности представляет установление интрузивного контакта с магматическими породами древних интрузивных комп-

лексов, в которых следы термального воздействия проявлены слабо. В этих случаях главное внимание следует уделить выявлению зоны закалки в более молодых породах, а при ее отсутствии — изменению степени зернистости пород по мере приближения их к контакту.

Нередко в результате большой химической активности магмы между интрузивными и вмещающими породами возникают постепенные переходы. В таких случаях установление границ плутонов производится в известной мере условно и наряду с интрузивными и вмещающими породами целесообразно выделить зоны интенсивно измененных (гибридных, гранитизированных, диоритизированных, фенитизированных) пород. Например, ширина зон развития фенитов и фенитизированных пород иногда настолько значительна, что превышает площадь самих интрузивов, и часто они ошибочно картируются как щелочные магма-

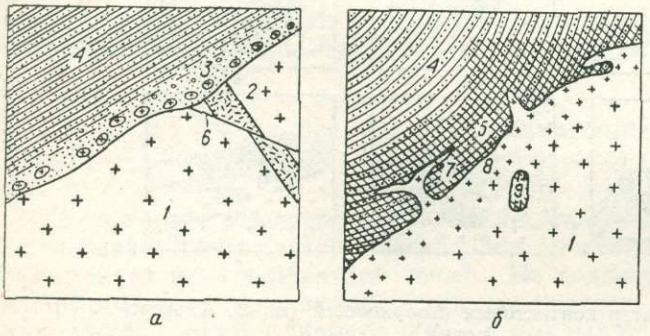


Рис. 64. Характер взаимоотношений плутона с вмещающими породами.

а — трансгрессивный контакт; *б* — активный контакт. *1* — гранит; *2* — дайка диорита; *3* — аркозовый песчаник с обломками гранита; *4* — сланцы; *5* — контактово измененные породы; *6* — разлом; *7* — апофизы; *8* — зона закалки; *9* — ксенолит вмещающих пород.

тические породы. Активное контактовое воздействие магматического расплава на окружающие породы дает возможность определить нижний возрастной предел интрузий. Поэтому очень важно иметь сведения о возрасте отложений, соответствующих нижней и верхней возрастным границам интрузии. Верхняя возрастная граница устанавливается при трансгрессивном налегании на размытую поверхность интрузивных тел более молодых осадочных или осадочно-вулканогенных пород или в случае прорывания их более поздними интрузиями, возраст которых надежно определен.

Основными признаками трансгрессивных контактов являются: 1) отсутствие какого-либо контактового воздействия интрузивов на перекрывающие их образования; 2) наличие гальки или обломков интрузивных пород в базальных слоях перекрывающих толщ; 3) отсутствие зоны закалки; 4) срезание контактом разрывных нарушений и даек, секущих интрузив; 5) параллелизм слоистости в осадочных породах и контакта. При изучении трансгрессивного контакта специальное внимание должно быть уделено идентификации гальки из базальных слоев с перекрываемыми интрузивными породами. Кроме того, указанием на верхнюю возрастную границу может служить наличие в терригенных толщах минералов, специфичных для интрузий определенного состава. Например, появление хромшпинелидов позволяет судить о времени размыва ультрамафитовых пород, тогда как галька этих пород в связи с их слабой устойчивостью к выветриванию сохраняется крайне редко.

Тектонические контакты характеризуются тем, что интрузивные тела соприкасаются с вмещающими породами по разрывным нарушениям, которые нередко сопровождаются зонами дробления, милонитизации и рассланцевания. Механическим деформациям часто сопутствуют процессы перекристаллизации, гидротермальных изменений и рудной минерализации. Смещения по таким разломам могут иметь различную амплитуду, иногда значительную, и не позволяют делать выводов о воз-

растных соотношениях интрузивов с вмещающими образованиями, так как интрузивные тела приходят в соприкосновение с неизмененными породами. Тектонические контакты особенно характерны для серпентинизированных ультрамафитовых интрузивов, которые могут перемещаться в твердом состоянии (А. Л. Книппер, 1965 г.). Ультрамафитовые протрузии часто слагают ядра антиклиналей, в крыльях которых отдельные горизонты осадочных толщ оказываются выжатыми. Контакты таких смещенных тел зачастую производят ложное впечатление интрузивных из-за отсутствия отчетливых признаков дробления, в то время как следы контактового воздействия для этих интрузивов малохарактерны. Это служит распространенной причиной завышения нижней возрастной границы ультрамафитовых интрузий, вследствие чего необходимо вести тщательные поиски зеркал скольжения, зон рассланцевания и будинирования.

Данные о контактах интрузивных тел являются важнейшим материалом для суждения об их форме. По признаку структурных соотношений с вмещающими породами выделяются две группы плутонов: 1) согласные, или конкордантные, не нарушающие значительно структуру вмещающих толщ (*силлы, межформационные залежи, лакколиты, лополиты*, факолиты), и 2) несогласные, или дискордантные, секущие структуры вмещающих пород (батолиты, штоки, этмолиты, дайки, трубки взрыва). Встречаются также переходные формы интрузивов, частично согласные с вмещающими породами, частично секущие их структуру (аккордантные плутоны). При интерполяции данных об элементах залегания контактовых поверхностей надо учитывать возможность значительного изменения формы плутонов с глубиной. Примером могут служить многие грибообразные основные и щелочно-ультраосновные интрузии, у которых горизонтальные, межформационные залежи («шляпка»), перекрываемые слабо дислоцированными плохо проницаемыми для магмы вмещающими толщами, в толщах пород фундамента переходят в крутопадающие приразломные тела (Мончегорский, Гулинский и другие плутоны).

Определенные формы интрузивных тел свойственны отдельным формациям и их группам. Так, среди доорогенных интрузивов ультрамафитов и габброидов преобладают конкордантные силловые и межформационные залежи, им подчинены секущие дайки, образующие в совокупности с пластовыми телами ступенчатые интрузии. Формации синин версионных гранитоидных интрузивов представлены батолитообразными и штокообразными телами. Для послеинверсионных массивов формации расслоенных габброидных интрузивов типичны достаточно крупные дискордантные крутопадающие тела, локализующиеся непосредственно вдоль разломов и в узлах их сопряжения.

ВЫДЕЛЕНИЕ ИНТРУЗИВНЫХ ФАЗ

Одна интрузивная фаза охватывает породы, возникшие в результате внедрения самостоятельной порции силикатного расплава, отделенной от другой аналогичной порции небольшим временны́м интервалом. Источниками отдельных фаз внедрения обычно считают магматические очаги, расположенные в верхней части мантии или в земной коре. Источником поздних фаз, вероятно, могут быть остаточные магматические расплавы самих интрузивных тел или связанных с ними более глубоких промежуточных камер.

Для выявления интрузивных фаз требуется установить четкие секущие контакты между ними с апофизами одной породы в другую и зонами закалки в более поздней фазе. Если породы последующей фазы внедрялись в еще не полностью консолидированные породы предшествующей фазы, переходы между ними вследствие взаимного обмена

материалом могут оказаться постепенными. Однако поля преимущественного распространения каждой из них обычно отчетливо картируются, и граница контакта на карте проводится штриховой линией. При тщательном изучении зоны контакта в отдельных участках могут быть зарегистрированы резкие границы. Количество фаз в одном интрузивном комплексе может достигать 4—5 и более, но все они генетически связаны между собой и имеют один геологический возраст. Фазы внедрения принято называть по порядку внедрения: первая, вторая

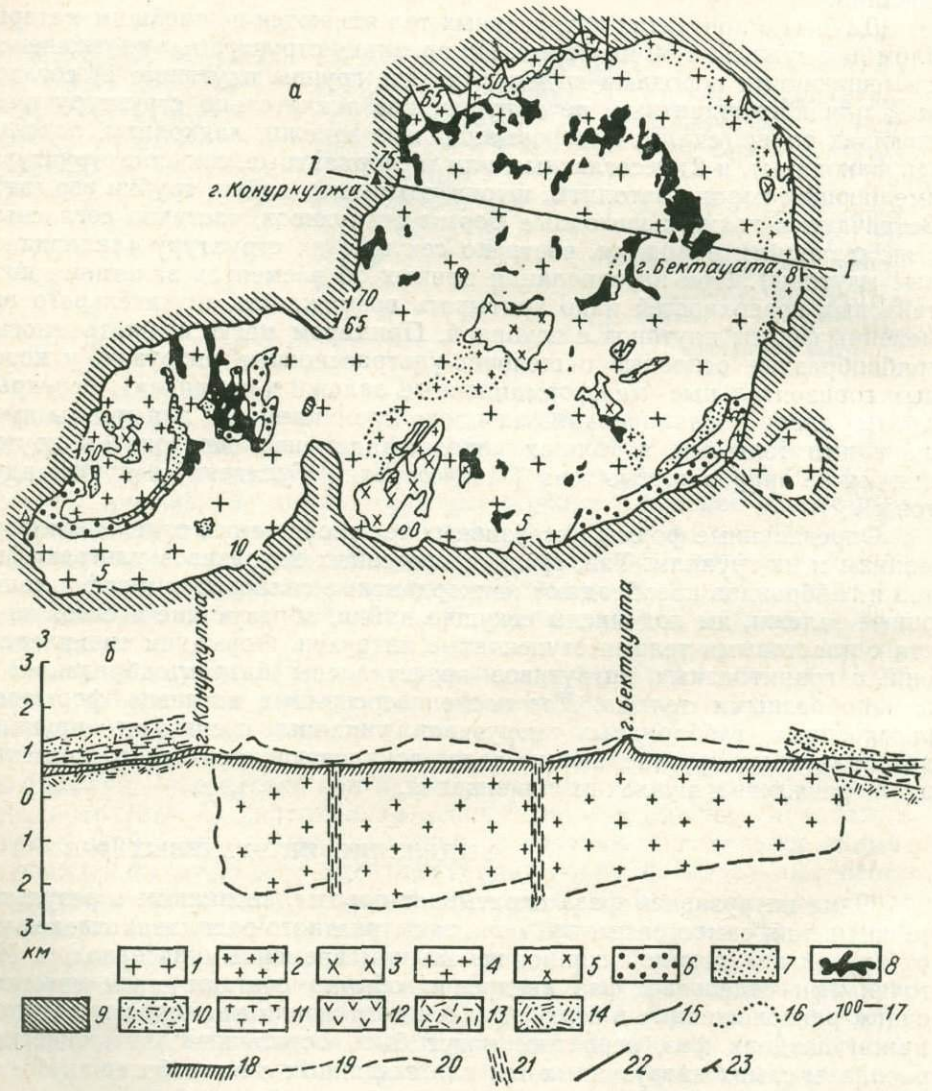
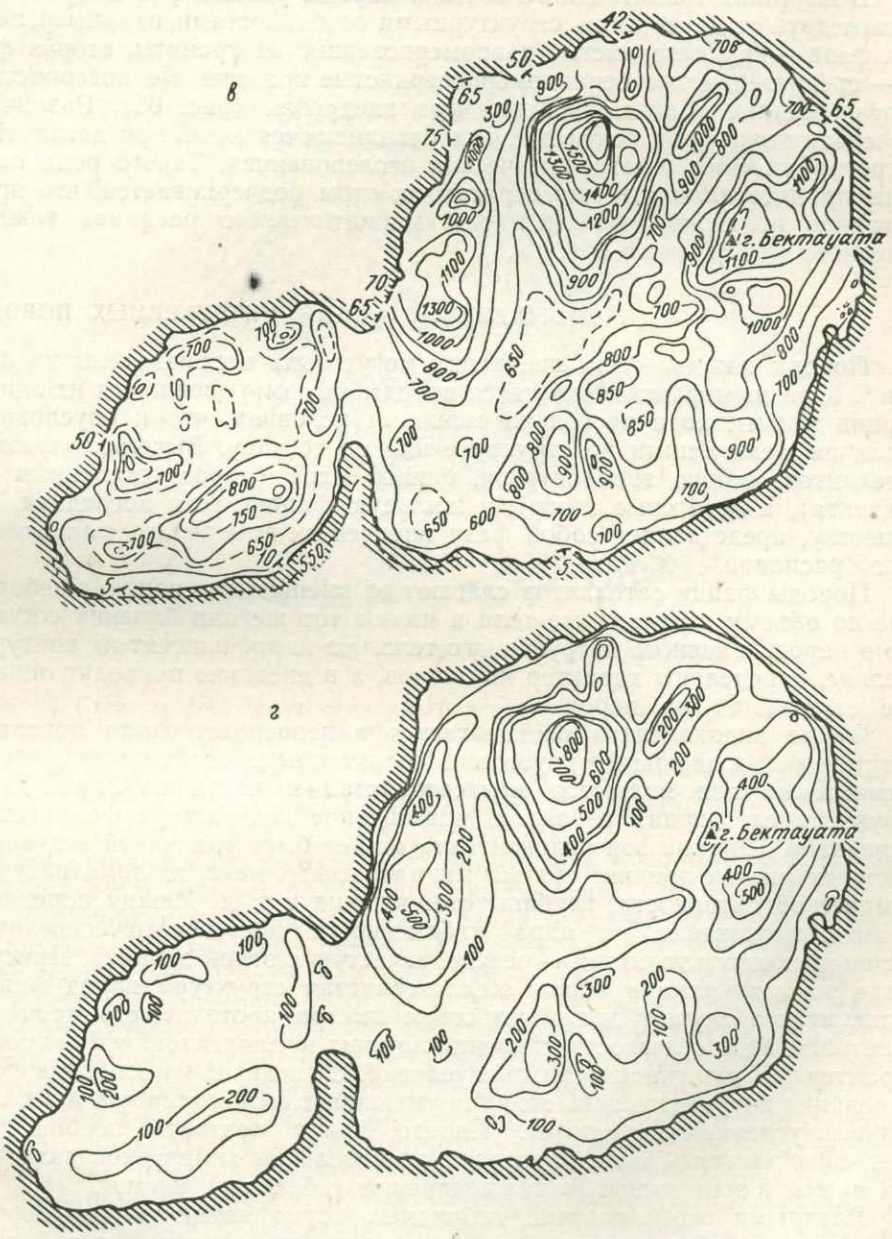


Рис. 65. Геологическая карта (*а*), разрез *I—I* (*б*), схема изогипс поверхности кровли Бектауата в Центральном Казахстане (по Г. Д. Аэро

1—7 — граниты: *1* — крупнозернистые, фации ядра (I интрузивная фаза), *2* — неравномернозерни среднезернистые аляскитовые (III фаза), *5* — мелко- и среднезернистые порфировидные (IV фа розовые (VI фаза); *8* — аплитовидные граниты и аплиты (жильные породы); *9* — вмещающие по липарито-дациты (C_2); *14* — туфы дацитового состава (C_1v_2 — n); *15* — интрузивные контакты; *16* — ного среза; *18* — линия современного рельефа; *19* — линия реконструированной поверхности кровли трещиноватости; *22* — тектонические нарушения; *23* — эле

и т. д. Породы, играющие определенную роль в строении интрузива, выделяют в главную интрузивную фазу. Нередко по отношению к первой порции внедрившейся магмы, продукты кристаллизации которой слагают относительно небольшие участки, употребляют термин «фаза начальных внедрений». Небольшие интрузивные тела, располагающиеся в поле развития пород главной интрузивной фазы или в их контакте с вмещающими породами и образовавшиеся до образования жильных пород, часто именуют дополнительными интрузивами [202].



(*в*) и схема изолиний глубины эрозионного среза (*г*) пермского гранитного массива
ву, Ю. К. Кудрявцеву, Р. Н. Мараевой, В. С. Попову).

стые, фации эндоконтакта (I фаза), *3* — среднезернистые порфировидные серые (II фаза), *4* —
за), *6* — среднезернистые порфировидные, розовые (V фаза), *7* — мелкозернистые порфировидные
роды; *10* — туфы липаритового состава (C_2); *11* — трахилипариты (C_2); *12* — андезиты (C_2); *13* —
границы между породами разных фаций; *17* — изолинии поверхности кровли и глубины эрозион-
массива; *20* — предполагаемая граница гранитного массива на глубине; *21* — зоны повышенной
менты залегания контактовой поверхности массива.

Состав пород разных фаз может быть резко различным, например, первая фаза — габбро-диориты, вторая фаза — гранодиориты и третья фаза — граниты. Интрузивы, состоящие из нескольких фаз разного состава, называют многофазными. Породы первых фаз обычно обладают большей основностью, последующих — большей кислотностью и щелочностью. Возможные нарушения такого порядка изменения состава внедряющейся магмы всегда связаны с особыми причинами, которые в каждом случае следует специально изучить.

В плутонах гранитоидного состава породы разных фаз могут отличаться друг от друга лишь структурными особенностями, например, первая фаза — крупнозернистые равномернозернистые граниты, вторая фаза — среднезернистые неравномернозернистые граниты, мелкозернистые порфировидные граниты поздних фаз внедрения (рис. 65). Различий в составе этих пород почти нет, они улавливаются лишь при детальных петрографических и петрохимических исследованиях. Такого рода плутоны принято называть многократными; этим подчеркивается, что происходило неоднократное внедрение магматического расплава тождественного или близкого состава.

ВЫДЕЛЕНИЕ ФАЦИЙ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Породы каждой фазы внедрения могут быть подразделены на фации *. К разным фациям относятся породы, сформировавшиеся из одной порции магмы, но в несколько отличных условиях, что и обусловило различия между ними по структуре или по составу. Выделяют фацию сателлитов, фацию эндоконтакта, фацию ядра (пород, удаленных от контакта), а некоторые авторы и жильную фацию, хотя последняя, по существу, представляет собой фазу внедрения остаточного магматического расплава.

Породы фации сателлитов слагают во вмещающих породах небольшие по объему интрузивные тела и имеют тот же или близкий состав, что и породы главного интрузивного тела. На карту наносят их контуры в плане, определяют характер контактов, а в дневнике приводят описание слагающих их пород.

Фация эндоконтакта располагается в непосредственном контакте интрузива с вмещающими породами. Характерными особенностями эндоконтактовых зон являются мелкозернистая и часто порфировидная структура слагающих ее пород, повышенное содержание фемических минералов. Ширина зон эндоконтакта может быть различной в зависимости от многих причин: объема магматических масс, их температуры, химической активности, глубины становления и т. д. Между породами фации эндоконтакта и ядра наблюдаются постепенные переходы, а с вмещающими толщами — резкие, зачастую с зоной закалки. Присутствие зоны закалки и общая мелкозернистая структура пород фации эндоконтакта служат доказательством быстро протекавшего процесса кристаллизации и легкости удаления летучих компонентов, что является характерным для гипабиссальных условий. С увеличением глубины формирования интрузивов зона закалки уменьшает свою мощность и в абиссальных условиях отсутствует. Иногда линия контакта вообще теряет свою четкость, если благодаря значительной химической активности магмы в зоне эндоконтакта возникают гибридные породы.

Главными особенностями гибридных пород являются неоднородность состава, обилие ксенолитов, полностью или частично переработанных, широкое развитие такситовых текстур. Гибридные породы в отли-

---

* Термин «фация» употребляется также для пород, сформировавшихся в определенных условиях глубинности (гипабиссальная, абиссальная, интрузивная, субвулканическая, эффузивная фации).

чие от нормальных магматических содержат неравновесные, а нередко и «запрещенные» минеральные ассоциации, типичные для осадочных и метаморфических пород. При изучении гибридизма следует различать краевую и глубинную ассимиляцию. Первая происходит на месте становления интрузива и связана с взаимодействием магмы с вмещающими породами, а следовательно, приурочена к краевой части плутона. В случае глубинной ассимиляции в камеру поступает неоднородная магма, возникшая при процессах гибридизма, протекавших на значительной глубине, поэтому распределение гибридных пород в пределах интрузив-

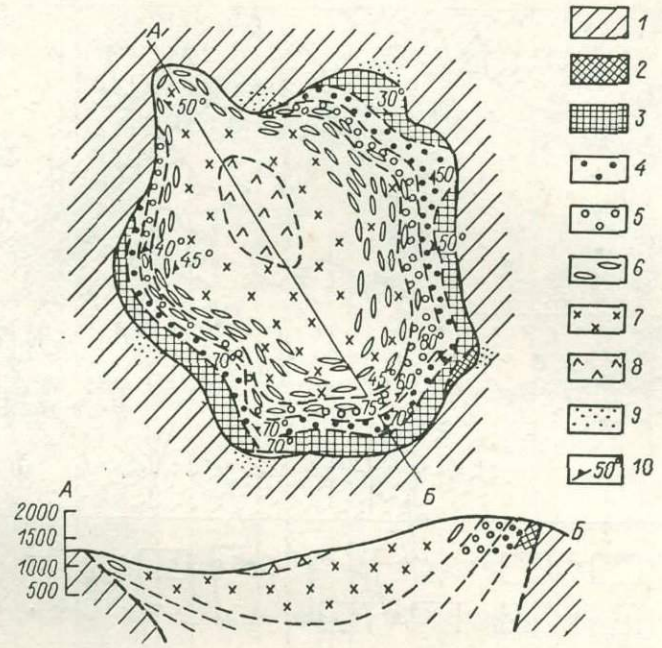


Рис. 66. Схема геологического строения Лысогорского массива (по И. М. Волохову и В. М. Иванову, 1963 г.).

1 — кристаллические сланцы, мраморизованные известняки; *2* — дуниты; *3* — перидотиты, преимущественно верлиты; *4* — пироксениты; *5* — нориты и габбро-нориты; *6* — горнблендиты и анортозиты; *7* — роговообманковые габбро; *8* — габбро-диориты, диориты; *9* — породы экзоконтактового ореола; *10* — элементы залегания полосчатости и трахитоидности.

ного тела не связано с его контактами, а среди ксенолитов преобладают породы, отличающиеся по составу от вмещающих.

Во многих неоднородных по составу и строению плутонах можно наблюдать определенную петрографическую зональность. Например, может выявляться краевая зона контаминированых пород, часто повышенной основности, а нередко и две-три внутренние зоны пород разного состава и структуры. Чаще проявлена гомодромная или прямая зональность с уменьшением основности пород от контактов тел к центру (рис. 66). Многие исследователи связывают возникновение такой зональности в массивах габбро-диорит-плагиогранитовой и других формаций с контаминацией гранитоидным расплавом более основных вмещающих толщ, с проявлением железо-магнезиальной ассимиляции. Реже наблюдается обратная (антидромная) зональность, проявляющаяся, в частности, на определенных уровнях эрозионного среза вертикальных плутонов дунит-клинопироксенит-анортозит-габбровой формации, сложная дифференциация которых обусловлена преимущественно процессами магматической дифференциации.

При наличии интрузивных фаз сложного состава, в которых имеют место плавные переходы от одной разновидности к другой, особое вни-

мание следует уделить количественно-минералогическому подсчету пород. Например, на карте интрузива Сарытау (Центральный Казахстан) путем количественно-минералогических подсчетов большого числа шлифов удалось выделить участки, сложенные гранитоидами с различным количественно-минералогическим составом (рис. 67), и показать концентрически-зональное строение интрузивного тела [273].

При изучении строения внешне однородных по составу, трудно расчленимых фаз внедрения эффективным оказывается выделение и окон-

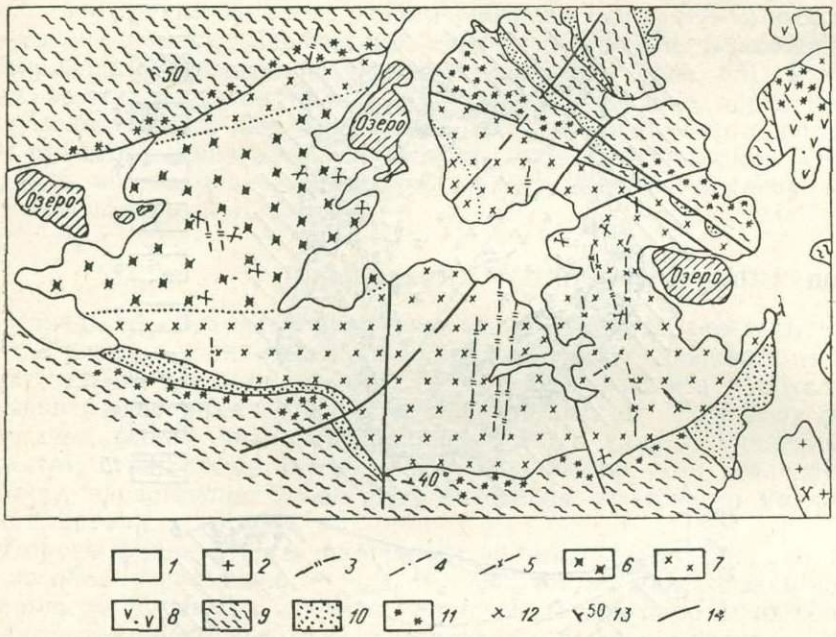


Рис. 67. Пример проявления процессов краевого гибридизма (интрузив Сарытау в Центральном Казахстане), приводящих к образованию пород гранодиоритового состава с постепенным переходом к граносиенитам центральных частей интрузивного тела.
1 — четвертичные отложения; *2* — аляскитовые граниты; *3* — дайки основного состава; *4* — кварцевые жилы; *5* — дайки гранит-порфиров; *6* — среднезернистые граносиениты; *7* — гранодиориты, образующиеся в результате гибридизма; *8* — порфириты; *9* — песчаники, алевролиты, сланцы; *10* — зоны окварцевания; *11* — зоны ороговикования; *12* — трещины отдельности; *13* — слоистость; *14* — дизъюнктивные нарушения.

туривание пород с различным содержанием какого-нибудь минерала (кварца, биотита, оливина, циркона, сфена и т. д.) или пород, различающихся по содержанию какого-нибудь компонента в породообразующих минералах переменного состава (основность плагиоклаза, железистость биотита, пироксена, оливина).

Помимо грубой петрографической зональности в ряде случаев удается выявить разные типы расслоенности (скрытую, ритмическую) и полосчатость. Скрытая расслоенность проявляется в постепенном изменении по разрезу состава отдельных породообразующих минералов, обычно она выявляется лабораторными исследованиями (рис. 68). Ритмическая расслоенность заключается в периодическом нарушении общей тенденции изменения состава минералов и пород по разрезу массивов (рис. 68). Например, могут выделяться макроритмы, имеющие мощность в десятки и сотни метров и состав дунит—перидотит—габбро или уртит — фойяит — луяврит. Начало каждого следующего макроритма представлено породами, в которых преобладают минералы наиболее ранних этапов кристаллизации.

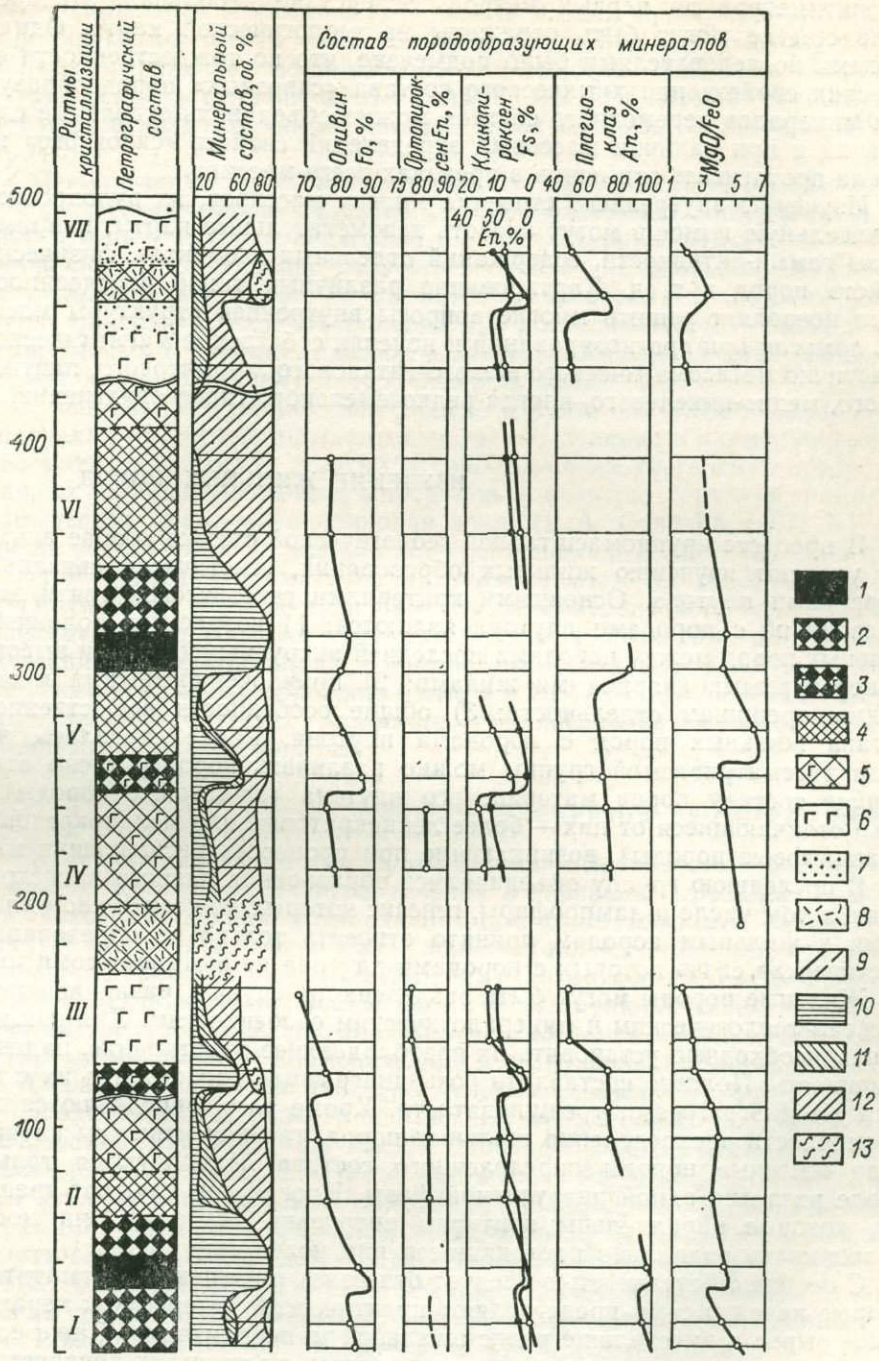


Рис. 68. Вертикальный разрез стратифицированной серии Шаманского массива и графики изменения состава пород и породообразующих минералов (по В. М. Иванову и И. М. Волохову, 1968 г.).

1 — дуниты; *2* — перидотиты; *3* — плагиоклазсодержащие перидотиты; *4* — оливиновые пироксениты; *5* — габбро-пироксениты; *6* — габбро-нориты; *7* — катаклазиты; *8* — амфиболиты; *9* — контакты между магматическими слоями (четкие и имеющие характер постепенных переходов); *10* — *13* — минеральный состав пород: *10* — оливин, *11* — ортопироксен, *12* — клинопироксен, *13* — плагиоклаз.

Полосчатость — *чередование слоев разного состава мощностью* от сантиметров до первых метров. Вследствие небольшой мощности слоев они не могут быть отражены на геологической карте. Однако многими исследователями было подмечено, что по тождественности оптических свойств или химического состава «сквозных» породообразующих минералов переменного состава можно объединить отдельные слои в пачки и при наличии массовых определений свойств «сквозного» минерала протягивать эти пачки в пределах всего массива.

Изучению внутреннего строения многих массивов, их рудоносности значительную помощь могут оказать вспомогательные карты, например карты гамма-активности, содержаний отдельных элементов, физических свойств пород и т. д. Картирование различных типов расслоенности часто позволяет решить многие вопросы внутренней структуры массивов, помогая при прогнозировании и поисках собственно магматического и частично метасоматического железо-титанового, хромитового, платиноидного, медно-никелевого, иногда редкоземельного типов оруденения.

ИЗУЧЕНИЕ ЖИЛЬНЫХ ПОРОД

В процессе крупномасштабной геологической съемки особое внимание уделяют изучению жильных образований, генетически связанных с *породами плутона. Основными критериями генетической связи этих* образований с породами плутона являются: 1) возрастное положение жильных пород между породами последней интрузивной фазы и высокотемпературными кварцевыми жилами; 2) приуроченность жил к первичным трещинам отдельности; 3) общие особенности вещественного *состава жильных пород с породами плутона. Ранее считалось, что* среди рассматриваемой группы можно различать породы, точно отвечающие составу пород материнского плутона (ашистовые породы) и резко отличающиеся от них — более лейкократовые или меланократовые (диашистовые породы), возникающие при процессах расщепления магмы. В *последнюю группу объединялись образования разного происхождения*, в том числе и лампрофиры, генезис которых не ясен. В настоящее время к жильным породам принято относить только те образования, генетическая связь которых с породами плутона не вызывает сомнений.

Жильные породы могут быть разделены на группы, различающиеся по своим геологическим и минералогическим особенностям. Для каждой группы необходимо установить их преобладающее простирание, падение и мощность. Полезно составлять розы-диаграммы, сопоставляя их с такими же диаграммами трещиноватости. Кроме того, определяются закономерности распределения жильных пород, так как известны случаи, когда жильные породы определенного состава локализуются только в поле развития одной интрузивной фазы. Иногда они следуют трещинам, которые параллельны контурам интрузива. Наконец, они могут образовывать радиально расходящиеся или кольцевые зоны.

С особой тщательностью следует отнестись к изучению пегматитов, которые нередко сами представляют практический интерес как керамическое сырье и вместилище редкометальной минерализации. Даже если *пегматитовые тела имеют небольшие размеры, площадь их распространения* должна отмечаться на карте. В гипабиссальных интрузивах поиски пегматитовых тел следует сосредоточить в их эндоконтактовой зоне и в пределах куполовидных выступов кровли. Во вмещающих породах пегматиты встречаются сравнительно редко и главным образом там, где с ними контактируют породы главной интрузивной фазы. С увеличением глубины формирования массивов все большая масса пегматитовых тел, особенно жильных и линзообразных, располагается за пределами интрузива.

Согласно К. А. Власову и другим (1959 г.), рекомендуется выделять фациальные и фазовые пегматиты и тела промежуточного типа. Фациальные пегматиты имеют неправильную форму и связаны с материнскими породами постепенными переходами. Фазовые пегматиты слагают жилы и штокоподобные тела. Пегматиты промежуточного типа образуют отдельные линзы, которые дают апофизы во вмещающие их породы.

Пегматитовые поля могут обладать закономерной зональностью, связанной с изменением состава породообразующих минералов, в том числе рудных (рудная зональность), и текстурно-структурных особенностей пород. Отклонения от закономерного расположения пегматитов могут вызываться сложным характером эрозионного среза коренных пород, явлениями телескопирования при последовательной смене пегматитов разных генераций, влиянием анизотропии вмещающей среды, более поздними процессами преобразования пегматитов.

Специальное внимание необходимо уделять проявлению зональности в пределах отдельных пегматитовых тел. Выделение и наименование зон в пегматитовых жилах должно основываться на учете двух признаков: главных породообразующих минералов и ведущих структур, например графическая кварц-микроклиновая зона. Н. А. Солодов (1971 г.) различает зональность по мощности, по падению и по простиранию тела.

При изучении пегматитов устанавливаются их генетический тип (магматические пегматиты, пегматиты пневматолитового генезиса, псевдопегматиты, образовавшиеся в результате гранитизации или метаморфической дифференциации), взаимоотношения друг с другом, а также с другими жильными образованиями, в частности с аплитами и кварцевыми жилами. Следует учитывать, что последние нередко являются апофизами пегматитовых тел.

ИЗУЧЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ПРОТОТЕКТОНИКИ

К первичным элементам прототектоники интрузивных образований относятся первичные текстуры течения и первичные трещины отдельности. Текстуры течения, возникающие при кристаллизации магмы в момент ее движения, могут быть первично-полосатыми, трахитоидными (плоскопараллельными) и линейными. Генезис этих структур и способы их изучения подробно описаны в гл. VII для вулканических и субвулканических образований, поэтому здесь мы коснемся этих вопросов вкратце и главным образом применительно к интрузивным образованиям.

Первично-полосатые текстуры течения характеризуются послойным чередованием пород разного состава. Плутоны с четко выраженной полосчатостью, наблюдаемой непосредственно в обнажениях, принято называть расслоенными. Отчетливо расслоены сравнительно крупные массивы дунит-клинопироксенит-габбровой, перидотит-пироксенит-норитовой формаций. Определенные черты расслоенности (полосчатости, скрытой и ритмической расслоенности) несут многие массивы дунит-гарцбургитовой, габбровой офиолитовой формаций, габбро-диабазовой, а также иногда гранитоидные формации — гранитовая и рапакиви. Такие интрузии можно именовать слаборасслоенными.

При изучении различных элементов расслоенности эффективно составление детальных геолого-петрографических разрезов вкрест массивов с последующим тщательным исследованием пород петрографическими, минералогическими, геохимическими и петрофизическими методами. Для отдельного слоя устанавливают его мощность, положение в пространстве и распределение отдельных минералов вкрест простирания слоя для сравнения вещественного состава его нижней, средней и верхней частей. Измерение азимутов простирания и падения первично-полосатых текстур производится так же, как и в любой слоистой породе.

При описании группы слоев указывают их число, характер контактов, форму контактовой поверхности, вариации состава и мощности слоев по простиранию. Особенности соотношений слоев между собой желательно отображать на крупномасштабных зарисовках. Наиболее приметные или рудоносные слои следует наносить на карте в качестве опорных горизонтов. Детальная карта первично-расслоенного плутона, составленная таким образом, должна в какой-то мере напоминать карту района развития осадочных образований.

В гранитоидных плутонах полосчатость обычно отмечается только в зоне эндоконтакта, в частности, нередко возникает зона закалки. Поэтому изучение слоев течения лучше начинать с самых лучших и обширных обнажений, расположенных вблизи контакта интрузива. Кристаллизационную полосчатость нельзя путать с инъекционной полосчатостью, возникающей при внедрении магмы по системам сближенных трещин. Последняя отличается тем, что между породами наблюдаются резкие, рвущие контакты. Для пород, обязанных своим происхождением кристаллизационному фракционированию, более типичны постепенные переходы, а также преобладание кислых дифференциатов в висячем боку, а более основных — в лежачем боку интрузивного тела. Трахитоидные (плоскопараллельные) текстуры возникают при ориентированном расположении таблитчатых минералов, чаще всего таблиц полевого шпата и нефелина. При резко выраженной трахитоидности порода приобретает гнейсовидный облик.

Линии течения могут быть представлены удлиненными, игольчатыми и призматическими кристаллами, веретеновидными и ленточными шлирами и, наконец, скоплениями отдельных минералов в виде удлиненных участков. Они замеряются на поверхности, параллельной слоям течения. Определение простирания проекций удлиненных кристаллов и угла их наклона производят так же, как измеряются штрихи скольжения на плоскостях трещин отдельности или сбросов. Крутопадающие линейные текстуры течения наиболее характерны для трубообразных и штокообразных тел, имеющих крутые контакты с боковыми породами. Пологие линии течения часто образуют пологие своды или купола, поэтому важно определить, где находятся их вершины, а где начинаются склоны. Кроме того, указывают, является ли данная текстура неясной или легкоразличима, развита она равномерно или только местами, какие именно минералы имеют параллелизм в одном участке и какие в другом, распространяется ли параллелизм на большое количество зерен того или иного минерала или он охватывает небольшое их число. Необходимо также отмечать случаи, когда ксенолиты параллельны слоям течения или некоторые из них располагаются в ряд, более или менее параллельный текстуре породы. Если закономерно расположенные ксенолиты содержатся в массивной породе, то их ориентировка сравнивается с ориентировкой текстур течения в соседних обнажениях.

Как правило, директивные текстуры лучше всего выражены в породах ультраосновного, основного и щелочного состава. В гранитоидах они проявлены значительно слабее; здесь их можно наблюдать по ориентировке ксенолитов, шлиров и скоплений биотита, а также по плоскопараллельному расположению кристаллов калиевого полевого шпата. Структуры последнего типа из-за несовершенной ориентировки кристаллов полевого шпата требуют производства большого числа замеров компасом ($\sim$100 определений) в пределах одного обнажения для получения статистического материала. Только при этом условии представляется возможность сделать объективные выводы о движении магмы в период кристаллизации.

Первичная полосчатость указывает, что движение магмы происходило параллельно поверхности слоев, но не указывает направления течения. Последнее может быть определено по положению линий тече-

ния. В крупных интрузивных телах они наиболее часто ориентируются либо параллельно направлению движения магмы, либо перпендикулярно к нему, что удается установить при последующем микроструктурном анализе ориентированных образцов (см. гл. IX). Однако даже при несомненном установлении происхождения линейной ориентировки в связи с течением магмы следует иметь в виду и другие способы расположения линейности. Например, в Челябинском массиве на Среднем Урале в одной из гранитных даек отмечена арочная линейная ориентировка. Поэтому места, где одновременно видны слои и линии течения, располагающиеся параллельно относительно поверхности первичной полосчатости, необходимо старательно отыскивать и изучать. Несогласие элементов течения служит указанием на разновременность их возникновения, причем линии течения, как правило, возникают позднее первичной

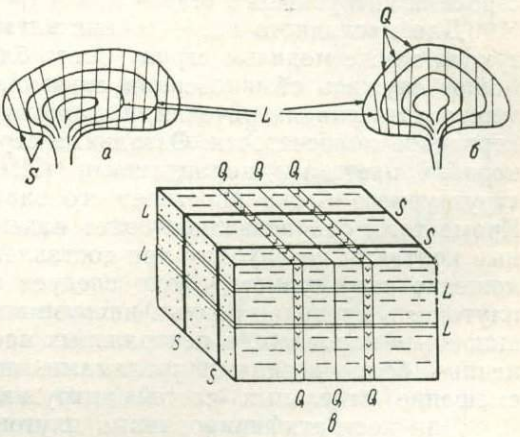


Рис. 69. Взаимоотношения элементов линейной структуры гранита с трещинами (по В. А. Апродову).

а — продольный разрез плутона; *б* — поперечный разрез плутона, *в* — структурный блок из верхней части плутона. Штрихами показаны линейные элементы структуры плутона. *L* — пластовые трещины; *S* — продольные трещины; *Q* — поперечные трещины с минеральными выполнителями.

полосчатости (Н. А. Елисеев, 1953 г.) и представляют собой линейную ориентировку второго рода, генезис которой пока не ясен. Линейная ориентировка второго рода совпадает с простиранием главнейших складчатых структур во вмещающих породах и образует своды большого радиуса.

С директивными текстурами тесно связаны первичные трещины отдельности. Критериями для отнесения трещин к группе первичных являются отсутствие смещения пород по ним, отсутствие зеркал скольжения, зон катаклаза и дробления. Как известно, основные системы трещин, по Г. Клоосу, могут быть установлены по отношению к слоям течения (рис. 69): *Q* — поперечные крутопадающие трещины, перпендикулярные к линиям течения; *S* — продольные крутопадающие трещины, совпадающие с простиранием линий течения; *L* — пологозалегающие пластовые трещины, параллельные поверхности первичной полосатости или близкие к ней.

Взаимозависимость текстур течения и первичных трещин отдельности обязывает производить их изучение в одних и тех же обнажениях. При отсутствии директивных текстур различать системы трещин становится затруднительнее, особенно если учесть, что положение структурного блока в пространстве может меняться. Тем не менее главные системы трещин, и в частности трещины пластовой отдельности, дающие наиболее ценные сведения о поведении контактовой поверхности (рис. 65, *в*), должны быть в любом случае изучены и нанесены на карту. В дневнике отмечается характер трещин, их протяженность, частота встречаемости и степень совпадения с текстурами течения. Обязательно отмечаются случаи, когда веер трещин по сравнению с линейностью очерчивает более пологий свод или когда трещины первичной отдельности уходят во вмещающие породы. Несовпадение линейной ориентировки и трещин

отдельности, по-видимому, указывает на существенные различия в величине нагрузки пород кровли в жидкую и твердую фазы становления плутона.

При хорошо выраженных первичных текстурах и обилии замеров линейности, трахитоидности, полосчатости, трещин отдельности полезно составлять структурные карты плутона, которые могут быть представлены в виде накладки из кальки на геологическую карту или вычерчены в более крупном масштабе. На них следует наносить контуры плутона, границы разных фаз и фаций, дайки, рудные жилы и структурные элементы плутона и вмещающих пород, каждый из которых отмечается определенным знаком (рис. 51). Такая карта позволяет анализировать ежедневные наблюдения над структурой и текстурой интрузивных пород, а по окончании ее составления — ясно представить основные черты строения интрузивного тела.

Для наглядного изображения элементов структуры массивов пользуются также моделью структурного блока (рис. 69, *в*). Такой моделью может служить обыкновенная спичечная коробка. Спички будут соответствовать линиям течения, а широкая сторона коробки — поверхности первичной полосчатости. Остальные структурные элементы рисуются на коробке цветными карандашами (Н. А. Елисеев, 1967 г.). Модель структурного блока облегчает его зарисовку в виде блок-диаграммы. Кроме того, она позволяет более надежно экстраполировать интрузивные контакты на глубину при составлении геологических разрезов. Положение структурного блока следует определить в различных частях плутона: в пределах разных интрузивных фаз, вблизи контактов с вмещающими породами, в центральных частях массива, в участках, разделенных более поздними разломами, по которым можно предполагать смещение отдельных частей интрузива.

Для нестратифицированных плутонов иногда ограничиваются составлением роз-диаграмм первичных трещин или диаграмм, полученных с помощью равноплощадной или стереографической сетки (рис. 53, 54). На сетку наносят полюса плоскостей отдельности в виде точек, которые окажутся тем ближе к краю сетки, чем круче будут углы падения плоскостей трещин отдельности.

Знание ориентировки структурных элементов плутонов позволяет реконструировать их внутреннюю тектонику и ее отношение к контакту (конформное, дисконформное) и структуре вмещающей рамы (гармоничное, дисгармоничное). Внутренняя тектоника плутона может оказаться автономной (с купольным, воронкообразным или цилиндрическим строением) или несамостоятельной, с элементами параллелизма границам контактов. В условиях плохой обнаженности при недостатке непосредственных наблюдений над контактами директивные текстуры используются для решения вопроса о форме контактовой поверхности интрузивного тела. При этом следует учитывать, что падение полосчатости и трахитоидности по мере удаления в глубь массива постепенно выполаживается. Например, в Ловозерском щелочном массиве, характеризующемся крутыми углами падения контактовой поверхности, падение полосчатости и трахитоидности у контакта тоже крутое, но уже в 350—500 м от контакта текстуры течения располагаются почти горизонтально.

ИЗУЧЕНИЕ КОНТАКТОВО И ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД

Выводы о геологической позиции интрузий, их возрасте и условиях формирования во многом зависят от результатов изучения характера метаморфизма вмещающих их толщ и самих интрузивных образований. При оконтуривании ореолов контактово измененных пород следует учи-

тывать зависимость их ширины от состава и температуры магмы, содержания в ней летучих компонентов, формы и размеров интрузивных тел, состава и структурных особенностей вмещающих пород. Наиболее чувствительны к контактовому воздействию интрузий осадочные породы с низкотемпературными минеральными парагенезисами (глинистые сланцы, менее чувствительны песчаники и известняки); при воздействии интрузий на вулканогенные, интрузивные и метаморфические породы с высокотемпературными минеральными ассоциациями контактовые преобразования выражены значительно слабее. При прочих равных условиях более широких контактовых ореолов следует ожидать в направлении слоистости вмещающих пород, куда легче проникают тепло и растворы. На первом этапе изучения контактовых ореолов целесообразно проведение детальных геологических наблюдений по разрезам, ориентированным перпендикулярно к контактам интрузивов от их границ до неизмененных вмещающих пород. Такими разрезами пересекаются породы различного состава и возраста. Это позволит выявить ширину контактовых ореолов, основные петрографические группы слагающих их пород, наметить важнейшие особенности метаморфической зональности и методику ее последующего картирования. В условиях хорошей обнаженности возможно проведение маршрутов непосредственно по простиранию пластов одного исходного состава, что позволяет с достаточной надежностью установить степень метаморфических преобразований на разных расстояниях от контакта.

В результате проявления контактового метаморфизма некоторые породы полностью меняют свой внешний облик. При установлении исходного состава таких пород используются следующие методы:

1) наблюдение непосредственных переходов слабоизмененных вмещающих пород, первичная природа которых ясна, в сильноизмененные разности путем прослеживания по простиранию отдельных горизонтов и пачек;

2) выявление реликтовых минералов, нередко сохраняющихся в новых термодинамических условиях;

3) выявление реликтовых структур и текстур исходных пород;

4) изучение некоторых минералов, позволяющих делать определенные выводы об исходном составе пород; так, наличие кордиерита и андалузита указывает на первичную осадочную природу, присутствие периклаза, брусита, форстерита, тремолита и диопсида — на то, что исходными породами были карбонатные или основные изверженные породы.

В зависимости от особенностей химизма процессов метаморфогенного минералообразования следует различать существенно изохимический (термоконтактовый) метаморфизм, при котором миграция устанавливается лишь для воды и углекислоты, и аллохимический (метасоматический) метаморфизм, происходящий при значительном привносе или выносе вещества. В пределах большинства контактовых ореолов, как правило, проявлены оба типа контактового метаморфизма, причем метасоматические процессы обычно являются более поздними, захватывающими и материнские интрузивные породы; необходимо раздельное картирование их продуктов. В процессе перекристаллизации и изохимических минеральных преобразований вмещающие породы превращаются в роговики; в результате аллохимического метаморфизма возникают различные метасоматиты: скарны, грейзены, корундовые плагиоклазиты, щелочные сланцы, альбититы, фениты.

Важным приемом изучения продуктов термально-контактового метаморфизма является установление в пределах площадей их развития метаморфической зональности, для чего применяют разные методы. При картировании продуктов контактового метаморфизма пелитовых пород широко используется метод выделения трех зон метаморфизма

(К. Г. Ф. Розенбуш, 1877 г.), последовательно сменяющих друг друга по мере приближения к контакту с интрузивом: пятнистых сланцев, узловатых сланцев и контактовых роговиков. Более точным способом выявления контактово-термальной зональности является метод выделения фаций метаморфизма, каждая из которых характеризуется определенными «критическими» ассоциациями минералов, выдерживающимися для отдельных групп пород. В настоящее время широко используется классификация [416], которая выделяет следующие фации контактового метаморфизма (от наиболее низкотемпературных к более высокотемпературным): альбит-эпидот-роговиковую, роговообманково-роговиковую, пироксен-роговиковую и санидинитовую.

Парагенетические ассоциации, характерные для отдельных фаций контактового метаморфизма, приведены в многочисленных руководствах [158, 416], (В. В. Ревердатто, 1970 г.).

Для выделения метасоматитов могут быть использованы следующие признаки: 1) в отличие от продуктов термального метаморфизма они не образуют сплошных ореолов вокруг интрузивов, а вытягиваются вдоль тектонически ослабленных зон (разломов, зон дробления и смятия, контактов между литологически различными породами) и иногда слагают неправильные по форме участки; 2) для них характерны непостоянство текстурных и структурных особенностей и неравновесность минерального состава, выражающаяся в сохранении наряду с новообразованиями реликтовых минералов.

При изучении метасоматитов в первую очередь ориентируются на выявление наиболее устойчивых признаков, позволяющих установить их тип. К числу таких признаков можно отнести: 1) связь с определенным магматическим комплексом, 2) главные особенности минерального и химического состава, 3) условия локализации и закономерности внутреннего строения метасоматических тел и 4) металлогеническую и геохимическую специализацию. На фоне общих особенностей метасоматитов рассматриваются их фациальные черты, зависящие от локальных факторов, в частности от состава вмещающих пород, специфики структурно-геологической обстановки участка их локализации.

В гидротермальном процессе рекомендуется выделять предрудную, рудную и пострудную стадии. Основные по масштабам метасоматические преобразования происходят в предрудную стадию; они и определяют главнейшие особенности метасоматитов. Метасоматоз рудной стадии, хотя и осложняет строение метасоматических тел, не приводит к принципиальному изменению их состава. В то же время рудная стадия предопределяет металлогеническую специализацию метасоматитов. Изучение метасоматических пород крайне важно, так как они указывают на возможность нахождения рудных тел. Известно, что интенсивному и широкому изменению вмещающих пород очень часто сопутствуют крупные месторождения с богатыми рудами. Отсутствие таких изменений дает надежное основание отрицать возможность обнаружения месторождений. Правда, определить интенсивность процесса не всегда просто, так как в одних породах он протекает легко, в других — значительно труднее. Приходится отмечать факты избирательного характера процесса, указывая степень изменения различных исходных пород и вариации мощности зоны при переходе ее в другие породы. Для этого необходимо наносить все площади развития метасоматических пород на карту, и зачастую картировать их в более крупном масштабе. Это позволит оценить отношение занимаемой ими площади к площади уже известных рудных залежей. Если это отношение выражается десятками и сотнями единиц, то метасоматические породы смогут служить весьма удобным поисковым признаком. Крепкие метасоматически измененные породы, которые могут образовывать заметные формы рельефа, легко отыскиваются даже при небольших размерах, чем способствуют обнаружению

выщелоченных и окисленных руд, а также слепых месторождений. Для прогнозной оценки перспективных участков необходимо различать два типа площадей развития метасоматически измененных пород: 1) околожильный и 2) тип сплошных пород.

Площади, сложенные породами второго типа, могут быть приурочены: 1) к породам, благоприятным к метасоматическому замещению, 2) к зонам сближенных параллельных трещин-жил, 3) к штокверковой сети маломощных трещин-жил. По пористым породам или породам, разбитым микроскопическими трещинами, может образоваться штокверк-гнездовой подтип.

Некоторые типы руд чаще сопутствуют метасоматитам определенного состава, поэтому их изучение в некоторых случаях позволяет говорить не только о возможности нахождения рудных месторождений, но и о составе и даже качестве руд. Известно, что скарны сопровождаются магнетитовыми, шеелитовыми, медными и полиметаллическими месторождениями, грейзены в одних случаях — рудами олова, в других — вольфрама, молибдена и бериллия, березиты — рудами золота.

Определенный порядок расположения фаций метасоматитов и последовательность их образования сравнительно легко выявить на участках, сложенных однородными массами исходных пород. Если гидротермы воздействуют на толщи контрастного состава, обильно прорезанные дайками пород разного состава, закономерность расположения фаций и последовательность их образования установить значительно труднее, так как приходится учитывать множество путей движения растворов (по трещинам, напластованию, интрузивным контактам). Следует также иметь в виду, что полные ряды метасоматических фаций наблюдаются не всегда, могут иметь место пропуски отдельных фаций, а некоторые из них оказываются наложенными одновременно на внутренние и внешние зоны. Наибольшие трудности возникают именно при разграничении разновременных минеральных ассоциаций, пространственно совмещенных друг с другом. В то же время такие участки обычно являются наиболее благоприятными в отношении обнаружения полезного ископаемого. Так, скарны простого состава являются безрудными, но появление наряду с главными скарновыми минералами магнетита, эпидота, актинолита и других более поздних минералов значительно увеличивает их перспективность.

Если зональность метасоматически измененных зон выражена неясно или совсем не наблюдается в виде минеральных фаций, то в пределах измененной породы одного минерального состава нужно отмечать разную степень интенсивности метасоматических преобразований. При высокой интенсивности процесса все или почти все первичные минералы замещены и по образцу породы трудно восстановить состав исходной породы. При малой интенсивности метасоматических преобразований замещается только часть первичных минералов и сомнений о составе исходной породы не возникает.

Помимо состава приходится тщательно изучать структуру участков развития измененных пород, особенно их интерминерализационную тектонику, так как она может помочь наметить места проникновения магматогенных выделений и восстановить картину движения растворов в разные моменты формирования метасоматитов и рудных залежей. Для этого выясняют соотношение разнообразных измененных пород с первичными трещинами, дайками и рудными жилами, отмечают их связь с зонами дробления, рассланцевания и повышенной трещиноватости или приуроченность к отдельным типам складчатых и разрывных структур или их частей. Например, тела скарнов чаще обнаруживаются в сводовых частях антиклинальных складок или у периклинальных окончаний складок, так как эти участки испытывали большие напряжения и особенно сильно разбиты трещинами. Грейзены и связанные с ними рудные

жилы часто ассоциируют с куполами и апофизами интрузий (рис. 70), где они формируются вдоль трещин как в интрузивах, так и в породах кровли. Наибольшее значение имеют трещины, ориентированные вкрест простирания удлиненных гребней интрузий и вкрест простирания пород кровли.

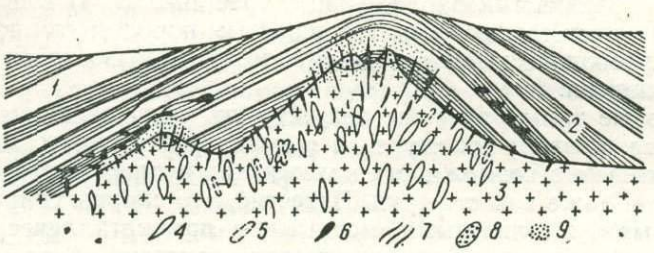


Рис. 70. Разрез через месторождение олова, ниобия и тантала в районе Калима, Заир (по Н. Варламову).

1 — кварциты; *2* — сланцы; *3* — граниты; *4* — безрудные пегматиты; *5* — пегматиты, богатые Nb и Ta; *6* — линзы кварца; *7* — жилы кварца; *8* — грейзены, богатые SnO_2; *9* — турмалинизация.

ИЗУЧЕНИЕ ДАЕК

Вопросы систематики дайковых образований противоречивы. Большинство исследователей допускает существование двух генетических групп таких даек: 1) дайки-корни эффузивных излияний (см. гл. VII) и 2) дайки, входящие в группу так называемых малых интрузий. В отличие от даек-дериватов крупных интрузивов корневые дайки всегда залегают в виде крутопадающих тел, хорошо выдержанных на расстояние до нескольких километров, иногда десятков километров при мощности от нескольких метров до 200 м и более. В верхних частях такие дайки иногда переходят в покровы эффузивов. По составу они, как правило, резко отличаются от пород, слагающих крупные интрузии.

Под малыми интрузиями ряд исследователей понимает самостоятельные интрузивные образования, независимые от крупных интрузивов и вулканических проявлений, т. е. генетически связанные с источниками основной магмы и возникающие только в конце тектоно-магматических циклов в связи с глубинными разломами. Другие геологи к малым интрузиям относят все небольшие по размерам интрузивные тела независимо от их происхождения. Целесообразность выделения малых интрузий вызывает сомнения, если в их группу включают мелкие интрузивные тела, относящиеся к фации сателлитов. В других случаях они являются субвулканическими дайками, располагающимися в нижних структурных этажах и потерявшими видимую связь с родственными и размытыми эрозией эффузивными покровами. Характерно, что самостоятельные малые интрузии выделяются чаще всего именно в достаточно глубоко эродированных структурных зонах.

Некоторые исследователи (В. С. Коптев-Дворников, 1966 г.; О. С. Полквой, 1950 г.) выделяют группу даек второго этапа гранитных плутонов, имеющих, по мнению этих авторов, глубинные магматические источники. Недостатки термина «дайки второго этапа» отмечались многими авторами. Дайки подобного типа часто занимают независимое положение по отношению к крупным интрузивам, а иногда оказываются древнее последних. По-видимому, к дайкам второго этапа, как и к малым интрузиям, в большинстве случаев относят магматические образования, слагающие подводящие каналы для плутонов и центров вулканических извержений.

Дайки располагаются как в плутонах, так и далеко за их пределами при преимущественной приуроченности к выходам интрузивных образований, что, по-видимому, связано с унаследованностью тектонических путей подъема магмы в разные этапы магматической деятельности. В процессе крупномасштабной геологической съемки дайки должны быть разделены на петрографические группы. На геологической карте рекомендуется выделение групп даек кислого, среднего и основного состава, а также лампрофиров; в некоторых случаях выносят на карту отдельные петрографические разности даек. Для каждой петрографической группы на примере единичных дайковых тел следует изучить особенности внутреннего их строения: наличие или отсутствие расслоения, характер распределения отдельных разновидностей пород в разрезе даек, взаимоотношения между отдельными разностями пород (постепенные переходы, прорывание одних пород другими). В зависимости от особенностей внутреннего строения выделяют недифференцированные и дифференцированные, простые и сложные (многократные) дайки. При изучении внутреннего строения даек рекомендуется даже для весьма маломощных тел составлять детальные петрографические разрезы с отбором образцов через небольшие интервалы для последующего изучения характера экзо- и эндоконтактовых изменений.

Одновременно с выделением петрографических групп даек изучают закономерности их пространственного размещения: подчинены ли они крупным разломам и слагают группы параллельных даек в пределах определенных поясов или приурочены к местам пересечения дизъюнктивов разных направлений и образуют скопления и рои даек. Отдельные дайки хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках. При установлении характерных направлений даек строят розы-диаграммы по аналогии с методикой изучения трещин.

Возрастное расчленение целесообразно начинать с выделения сближенных во времени групп даек, различающихся по отношению к отдельным интрузивным комплексам, метаморфизму, складчатости: 1) доинверсионные (добатолитовые) дайки геосинклинальной стадии развития подвижного пояса, 2) послеинверсионные (послебатолитовые) дайки орогенной стадии развития подвижного пояса и 3) дайки платформенного этапа развития геоструктурных зон. Более дробное возрастное расчленение перечисленных выше групп даек основывается на наблюдении взаимоотношений друг с другом, а также на сопоставлении их состава с составом покровных фаций. Особые трудности определения возраста даек возникают при изучении глубоко эродированных районов, где обычно наблюдается множество различных по времени образования и составу корневых даек, теряющих связь с родственными им покровами. Для таких районов составляются дробные схемы, основанные на изучении взаимных пересечений даек.

Следует учитывать возможность присутствия так называемых псевдодаек (нептунических или кластических даек) и реликтовых даек, которые нередко встречаются в пределах интрузивных массивов и вмещающих их пород. Материал кластических даек может быть самым разнообразным (аргиллиты, алевролиты, известняки, каменный уголь), но большей частью это песчаники. Ширина таких даек обычно колеблется от нескольких миллиметров до 3—5 м, длина — от нескольких метров до 5—6 км, распространение на глубину — от первых десятков метров до 1,5 км. Реликтовые дайки, как правило, имеют основной состав, тогда как более кислые и менее тугоплавкие вмещающие породы подвергаются переплавлению и усваиваются магмой. Форма реликтовых даек плитообразная, они часто ороговикованы и будинированы, хотя включены в тектонически ненарушенные интрузивные породы.

ИЗУЧЕНИЕ ПОСЛЕИНТРУЗИВНЫХ НАРУШЕНИЙ

Послеинтрузивные нарушения вызываются наложенными тектоническими процессами, которые имели место после консолидации плутона; среди них выделяются разрывные и пликативные дислокации.

Складчатые дислокации могут приводить к резкому изменению первичного залегания интрузивов. Особенно интенсивно они проявлены среди доорогенных интрузивов ультрамафитов и габбро, а также в некоторых пластовых телах синорогенных интрузий, формирующихся в условиях продолжающихся складчатых движений. В контактах пластовых интрузивов, менее пластичных, чем вмещающие их породы, в процессе складчатости часто образуются тектонические срывы, что приводит к появлению так называемых «мертвых», по А. А. Полканову, бескорневых плутонов. Иногда пластовые интрузивы разобщаются трещинами отрыва или вязкого скалывания на отдельные блоки. При картировании складчатых послеинтрузивных нарушений ведущая роль принадлежит наблюдениям над поведением контактов интрузивных тел, над вторичными ориентированными структурами (метаморфической полосчатости, сланцеватости, гнейсовидности), а также над первичными текстурно-структурными особенностями интрузивных пород, нарушаемыми в ходе пластических деформаций. Складчатые послеинтрузивные дислокации необходимо отличать от элементов прототектоники (полосчатости, линейности и т. д.).

Особенно широко среди интрузивных образований развиты послеинтрузивные разрывные нарушения, которые нередко разбивают массивы на отдельные блоки, приводя к существенному искажению морфологии плутонов и их внутреннего строения. Часто появляясь на контактах плутона, эти деформации затушевывают характер взаимоотношений интрузий с вмещающими породами.

В отдельных случаях наблюдается пространственное совмещение прототектонических и наложенных на них послеинтрузивных разрывов. При выявлении послеинтрузивных разрывов в отличие от прототектонических трещин могут быть использованы следующие их признаки:

1) элементы разрывной тектоники секут как породы массива, так и породы вмещающей рамы, причем их ориентировка не зависит от элементов направления контактов и элементов внутреннего строения плутонов; они группируются в ограниченное число систем трещин (чаще 2—3 системы);

2) разрывные структуры нередко обладают значительной амплитудой смещения (до 1000 м и более);

3) разрывные структуры нередко сопровождаются зонами повышенной трещиноватости, дробления и рассланцевания пород, дайками, несходными по составу с вмещающими их интрузиями, а также проявлениями вторичного минералообразования.

От послеинтрузивных нарушений желательно отличать краевые трещины, пологопадающие сбросы и краевые надвиги, которые иногда наблюдаются в периферических частях крупных плутонов с крутыми боковыми контактами. Большинством исследователей они рассматриваются как второстепенные трещины отдельности, так как местами залечены аплитами, пегматитами и кварцевыми жилами, нередко несущими оруденение. Второстепенные трещины отдельности отмечают участки, где стремление магмы вверх было особенно велико.

При выявлении закономерностей пространственной ориентировки разрывных структур используются методы графической обработки статистического материала, собранного путем замера большого числа трещин в каких-либо участках массива (Н. А. Елисеев, 1957 г.). Наиболее удобным следует признать метод составления роз-диаграмм, которые

позволяют наглядно отобразить основные направления разрывов и показать число измерений. Такие розы-диаграммы нередко включают непосредственно в структурную карту. При хорошей обнаженности изучаемых массивов все важнейшие разрывы и трещины выявляются на аэрофотоснимках, дешифрированием которых можно избежать громоздких исследований с замером большого числа трещин.

Установление амплитуды наложенных разрывных нарушений затрудняется отсутствием маркирующих горизонтов в сравнительно изотропных интрузивных породах; особенно детально изучаются места пересечения разрывными нарушениями контактовых поверхностей плутонов, отдельных даек, наблюдаемых в одном и другом блоках разрыва; используются результаты определения амплитуды разрывов во вмещающих породах. В расслоенных псевдостратифицированных интрузиях в качестве маркирующих горизонтов могут быть использованы характерные слои и пачки пород, даже если они ограниченно распространены в разрезе интрузивов.

Установление вертикальной зональности в распределении урана в пределах гранитных массивов с увеличением содержания этого элемента от подошвы интрузивных тел к кровле (Н. Н. Амшинский, 1960 г.; Н. Н. Амшинский и др., 1970 г.) позволяет выявлять сброшенное крыло и устанавливать амплитуду сбросов, используя результаты детальных радиометрических наблюдений по профилю (или скважине, штольне), пересекающему сбрасыватель. Блок с большей радиоактивностью будет сброшенным. Амплитуда сброса устанавливается по формуле

$$H = \frac{\gamma_1 - \gamma_2}{g} \cdot 1000,$$

где γ_1 — бóльшая радиоактивность; γ_2 — меньшая радиоактивность, g — градиент радиоактивности.

Послеинтрузивные разрывные дислокации обычно образуются в течение длительного времени, отражая определенную обстановку на разных этапах истории геологического развития района. Возрастное расчленение разрывных нарушений затрудняется тем, что многие из них проявляются многократно. С другой стороны, разрывы могут рассекать один массив и являться доинтрузивными по отношению к более молодым интрузивам. В связи с этим в районах развития разновозрастных интрузий рекомендуется выделять возрастные группы разрывов относительно определенных интрузивных, дайковых и рудных комплексов. Многие разломы имеют рудоконтролирующее или рудолокализующее значение, поэтому в приразломных зонах приходится сгущать сеть опробования.

ОПРОБОВАНИЕ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Породы всех выделенных при геологических наблюдениях интрузивных фаз и фаций, а также продукты контактового метаморфизма подлежат опробованию, целью которого является отбор материала для определения различных качественных и количественных характеристик пород и минералов.

Универсальной системы отбора проб не существует, поэтому можно дать лишь самые общие рекомендации. Выбор того или иного метода опробования зависит от задач, которые ставит перед собой исследователь. При этом необходимо иметь четкое представление о качестве материала, из которого берутся пробы, т. е. знать, в какой степени он пригоден для решения поставленной задачи. Породы, из которых отбираются пробы для определения первичного состава, должны быть наиболее свежими, без корок или каких-либо других следов поверхностного разрушения и выветривания. Они не должны содержать жильного

материала, ксенолитов вмещающих пород и нести признаков гибридизма, кроме случаев, когда этот процесс является целью исследования. При сильной фациальной изменчивости пород приходится самостоятельно опробовать центральные, приконтактовые и придонные части интрузивных тел. Это требование становится обязательным при изучении небольших гипабиссальных интрузий, характеризующихся широким развитием процессов гибридизма. Опробуемые породы не должны быть затронуты наложенными процессами. Пробы, предназначенные для характеристики наложенных процессов, берутся из пород, измененных в разной степени. Опробованию подлежат не только главные петрографические разности пород, но и все связанные с ними жильные производные, в том числе и кварцевые жилы.

Чем больше объем пробы, тем ближе она отвечает среднему значению для интрузивной фазы, поэтому большинство исследователей предпочитает пробы большой массы, составленные из мелких штуфов, отобранных точечным способом с площади определенных размеров. Чем меньше число проб или чем больше требуемая точность, тем обширнее должна быть площадка опробования. Например, при взятии лишь одной пробы на силикатный анализ, характеризующий химический состав той или иной интрузивной фазы, площадкой опробования может служить вся территория развития данной интрузивной фазы. Минералогические пробы, число которых на фазу обычно не превышает 5—10, чаще всего берут с площадки размером 10×10 или 20×20 м. В первом случае при массе пробы 10 кг достигается получение средних проб для ведущих акцессорных минералов, во втором — средних проб практически для всех имеющихся в породе минералов, в том числе и для минералов поздней стадии образования, распределенных крайне неравномерно.

Если желательно избежать разнобоя в методике отбора проб, то приходится использовать штуфный способ, который применим в любых условиях, включая опробование горных выработок и керна. При этом необходимая точность исследования должна достигаться за счет увеличения числа проб. Оптимальная масса штуфных минералогических проб составляет 2 кг, геохимических — 0,3 кг. Но обычно отбираются пробы массой на 1—1,5 кг больше с тем, чтобы эту часть пробы использовать для очистки дробилки от материала предыдущей пробы.

Особенно тщательно приходится отбирать пробы из пегматитов и кварцевых жил, в которых рудные минералы и химические элементы распространены чрезвычайно неравномерно, образуя отдельные участки с очень высоким содержанием тех или иных компонентов. В этих случаях пробы следует отбирать бороздовым способом вкрест простирания жил. В случае зональных тел каждую зону опробуют отдельно.

Для некоторых видов анализов (определения абсолютного возраста, отбора мономинеральных фракций и т. п.) могут понадобиться пробы 10, 20 и даже 200—500 кг. Необходимый вес таких проб определяется геологом исходя из предварительной, обычно визуальной, оценки содержаний интересующего его минерала в породе и потерь при дроблении, которые могут составлять до 1/3 от исходной пробы. Для радиологических проб учитывается еще и предполагаемый возраст пород и минералов.

Естественно, что по одной пробе нельзя судить о колебаниях состава пород, поэтому из каждого выделенного геологического подразделения рекомендуется отбирать несколько проб. Считается, что для точной количественной характеристики объекта необходимо иметь 30—50 проб. При меньшем объеме опробования мера доверия к полученным результатам снижается. Пределом, при котором еще можно оценить точность данных, является 5 определений. Такое число проб принимается как минимальное при отборе материала на дорогостоящие виды анализа (силикатный, минералогический, радиологический). Разности пород, иг-

рающие в строении интрузивной фазы подчиненную роль, в этом случае опускаются или характеризуются 2—3 пробами, позволяющими произвести сравнение их вещественного состава с составом типичных разностей.

Пункты отбора проб должны быть расположены по возможности равномерно, иначе придется учитывать объем отдельных частей интрузивного тела, для которых данные пробы являются представительными. Это обычно приводит к увеличению необходимого количества проб, так как каждая часть объекта опробуется самостоятельно. Вместе с тем последний метод наиболее точен, так как позволяет учитывать отдельные прослои с различным составом, например горизонты, обогащенные магнетитом или хромитом в стратифицированных интрузиях. Таким образом, систему опробования, как правило, можно улучшить и уменьшить связанные с ней ошибки путем увеличения числа проб. С другой стороны, это приводит к дополнительным затратам, которые могут быть оправданы лишь в том случае, когда при более простой системе опробования не достигается требуемая точность получаемых данных.

Все виды опробования сопровождаются взятием образцов, шлифов, иногда аншлифов. Поскольку эти же образцы служат материалом для петрофизических исследований, они должны обладать примерно кубической формой с приближенно плоскими гранями, без каверн и выступов на поверхности. При необходимости составления детальной петрофизической классификации интрузивных пород и петрофизических карт района целесообразно отбирать дополнительное количество образцов по отдельным опорным профилям, пересекающим интрузивные массивы вкрест их удлинения. Точки отбора образцов по профилям следует выбирать по возможности с равными интервалами, сгущая их вблизи контактов пород, зон дробления и тектонических нарушений. При выборе расположения опорных профилей необходимо учитывать данные карт физических полей, составленных на основании геофизических работ. Профилями следует пересекать основные магнитные, радиоактивные и гравитационные аномалии, установленные в районе работ.

В пунктах отбора проб и образцов выполняются дополнительные геологические наблюдения. В полевом дневнике приводятся детальное описание опробуемой породы, ее геологическое положение и характер обнаженности. В журнале опробования отмечается факт взятия пробы, указывается, типична ли она для изучаемой фазы или представляет собой редкую разновидность. Если пробы берутся для характеристики процессов гибридизма, метасоматоза или выветривания, необходимо уточнить степень изменения породы. Места пробоотбора отмечаются на карте фактического материала с указанием вида пробы.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МАТЕРИАЛОВ АЭРОФОТОСЪЕМКИ ПРИ КАРТИРОВАНИИ ПЛОЩАДЕЙ, СЛОЖЕННЫХ ИНТРУЗИВНЫМИ ОБРАЗОВАНИЯМИ

Как отмечено выше, аэрофотоснимки дают возможность опознать местоположение интрузива на площади и более точно привязать его к топографической основе. При геологическом дешифрировании аэрофотоснимков для прослеживания границ используется ряд дешифровочных признаков, свойственных интрузивным образованиям [8, 13, 14, 49, 193, 282, 336].

Интрузивные тела разнообразного состава, прорывающие осадочные или стратифицированные вулканические толщи, выделяются по следующим признакам: 1) по отсутствию слоистости, исключая сильно

дифференцированные интрузии основного и ультраосновного состава (рис. 71); 2) по однородному фототону (цвету) коренных выходов на значительной площади; 3) по секущему положению контактов по отношению к структуре вмещающих пород; 4) по изометрическим и кольцевым очертаниям интрузивных тел, подчеркнутых концентрическим или

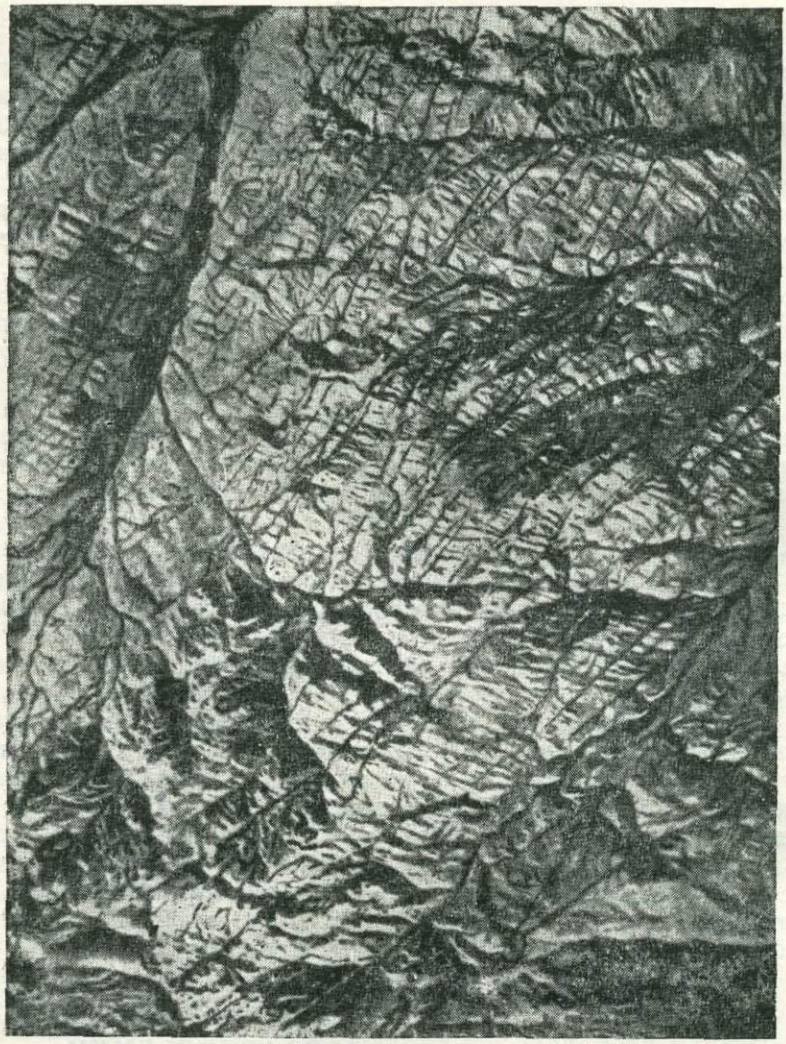


Рис. 71. Массив гранитов, характеризующихся однородностью состава, отсутствием слоистости и типичным рисунком, образуемым сетью трещин отдельности (по М. Н. Петрусевичу, 1962 г.).

радиальным расположением трещин отдельности; 5) по характерным формам рельефа, положительным (для гранитов, лейкократовых щелочных пород) или отрицательным (для диоритов, габбро и ультрамафитов); 6) по специфической сетке, обусловленной наличием хорошо развитых крутопадающих трещин отдельности; 7) по дендритообразному рисунку гидросети с угловатыми и прямолинейными бороздами стока; 8) по концентрически-зональному строению интрузивов центрального типа или массивов с четко выраженными признаками местного гибридизма; 9) по незакономерному (пятнистому) распределению участков

различной тональности, трещиноватости, микрорельефа для многофазных массивов и массивов с широко проявленным глубинным гибридизмом; 10) по кольцевому ореолу контактово измененных пород, обычно выражающихся в рельефе в виде положительных форм; 11) по узким кольцевым долинам, приуроченным к контакту интрузивных и вмещающих пород.

Некоторые из характерных дешифровочных признаков интрузивных пород (сетчатый рисунок трещиноватости и гидросети, формы рельефа и т. д.) отмечаются даже на закрытых участках, где интрузивные образования как бы «просвечивают» из-под делювия и почвенного слоя. Кроме того, могут быть выявлены местные, достаточно устойчивые, геоморфологические, геоботанические и другие признаки, позволяющие производить геологическое дешифрирование аэрофотоснимков в условиях слабой обнаженности. Например, на траппах, обладающих более разнообразным химическим составом по сравнению с вмещающими породами, растительность богаче; на аэрофотоснимках она выделяется по темному фототону. Этот признак может быть использован для выделения траппов на значительной части Сибирской платформы, где повсеместно развит таежный покров.

Использование геологического дешифрирования дает возможность существенно глубже понять внутреннее строение интрузивов и избежать некоторых ошибок при геологической съемке. В качестве примера можно привести северо-восточную оконечность Батпакского интрузивного массива, расположенного в Восточном Казахстане. При изучении этого массива Г. Ф. Ляпичевым было высказано предположение о наличии здесь кольцевой интрузии, сходящейся на глубине. Проведенное позднее геологическое дешифрирование этого района Е. М. Савочкиной и В. Г. Чуйковой (рис. 72) показало, что здесь отсутствует какая-либо кольцевая интрузия, а расположено пологопадающее тело дополнительного интрузива, в общем плане имеющее строение пологого купола. Центральная часть этого размытого купола и была ранее принята за кольцевую интрузию. Изучение аэрофотоснимков позволило подробно проследить контакты дополнительного интрузива и выявить их положение в пространстве. При изучении этих контактов было установлено, что они имеют пологое падение с весьма малыми углами наклона (от нескольких десятых градусов до первых градусов) в сторону от центра предполагаемого кольцевого интрузива.

В связи с вышеизложенным необходимо отметить широкие возможности аэрофотометодов для определения элементов залегания контактов интрузивных тел, зачастую характеризующихся очень сложной морфологией. Значительный объем измерительного дешифрирования может быть осуществлен уже в предполевой период [347]. При предварительном дешифрировании аэрофотоснимков визуально устанавливают отрезки контактов, имеющих крутое (>50°), среднее (20—50°), пологое (20—10°) и очень пологое (0—10°) падение. Для каждой выделенной группы намечают пластовые треугольники для более точного определения их элементов залегания с помощью специальных приспособлений (параллактических линеек, параллаксометров, стереовысотомеров) или стереофотограмметрических приборов (ГС-2, ГС-4, СТД-2, СМ-3).

В ряде случаев, зная характер фотоизображения отдельных интрузий, можно сделать некоторые предварительные выводы даже о генезисе тех или иных образований. Так, например, отсутствие в массиве пород, сложенных гранитами, трещинной тектоники, характерной для интрузивных образований,— достаточное основание для того, чтобы проверить при полевых исследованиях, не является ли этот массив гранитов ультраметаморфическим образованием. В качестве примера могут быть приведены щелочные граниты Кольского полуострова, развитые в районе Кейв. Геологическое дешифрирование Верхнепонойского мас-

сива позволило А. В. Сидоренко и В. А. Ожогину (рис. 73) установить наличие в пределах щелочных гранитов структур, существенно отличающих их от структур гранитоидов, известных в сопредельных районах. Полевая их проверка показала, что гранитоиды перемежаются с гнейсами и сланцами и связаны с этими разностями постепенными переходами. Отдельные участки складчатых структур, сложенные этими породами, как и общее положение складок в плане, выявляются при дешифрировании аэрофотоснимков весьма отчетливо и могут быть

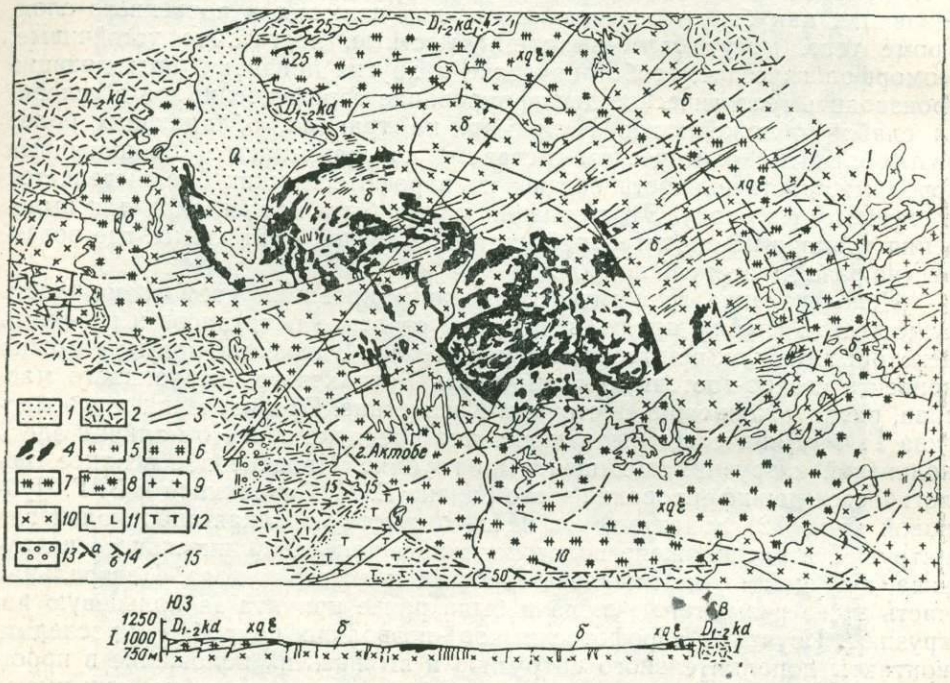


Рис. 72. Геологическая схема части Батпакского гранитного интрузива, по Е. М. Савочкиной и В. Г. Чуйковой.

1 — четвертичные отложения; *2* — вулканогенные породы кайдаульской свиты; *3* — жильные породы второго этапа; *4* — жильные граниты; *5—8* — щелочные кварцевые сиениты, щелочные граниты, реже кварцевые сиениты и граниты (дополнительная интрузия): *5* — мелкозернистые, *6* — среднезернистые, *7* — крупнозернистые, *8* — неравномернозернистые и порфировидные; *9* — граниты (дополнительная интрузия второй генерации); *10* — диориты (главная интрузивная фаза); *11* — габбро (фаза начальных внедрений); *12* — полевошпат-мусковит-кварцевые, полевошпат-андалузитовые породы; *13* — зона окварцевания; *14* — элементы залегания (*а* — поверхности контакта, *б* — поверхности пологой отдельности); *15* — тектонические нарушения.

восстановлены с полной однозначностью. Наличие этих данных позволило правильно провести полевые работы и с достаточной достоверностью прийти к выводу об ультраметаморфическом генезисе щелочных гранитов.

В исследовании аэрофотоматериалов выделяют три этапа. Первый из них — предварительное дешифрирование, проводимое перед выездом на полевые работы.

При предварительном дешифрировании должны быть выделены четкие контакты интрузива с вмещающими породами, контакты фаз и фаций, входящих в состав интрузивного массива, дайковые поля и отдельные дайки, поля с отчетливо различающимся рисунком фотоизображения и фототоном, которые можно интерпретировать как различные разности горных пород, и многое другое, что может заинтересовать исследователя. Необходимо также выделить участки, геологическое строение которых осталось неясным. По существу, эти участки представляют собой места, которые необходимо тщательно изучить при предстоящих полевых работах.

На аэрофотоснимке (рис. 74) участка гранитного интрузива из района с хорошей дешифрируемостью прекрасно видны контакт массива *1*, трещинная тектоника внутри него *2*, расположение зоны закалки в эндоконтакте *3*, а также зоны экзоконтактных роговиков. В пределах экзоконтактовой зоны слоистые осадочные породы рамы становятся более однородными по плотности. Вследствие их гомогенизации на фотоснимке пропадает типичная для этих пород слоистость и отчетливо вы-

Рис. 73. Антиклинальная складка.

Рис. 74. Аэрофотоснимок участка гранитного массива.

ступает дугообразная полоса развития роговиков, окаймляющих массив гранитоидов. В ряде случаев геологи, встречая не столь отчетливые контакты, приходят к ложному выводу о невозможности использования метода дешифрирования при изучении контактов геологических образований.

В закрытых районах иногда не удается точно определить положение границ и сделать окончательное заключение о принадлежности того или иного образования к интрузивным породам или вмещающим геологическим телам. Однако это вовсе не значит, что предварительное дешифрирование не дает никаких данных. В таких случаях все же можно выделить поля развития однородных геологических образований и указать положение контактовой зоны, где следует проводить сгущение полевых маршрутов для выявления более точного, отвечающего масштабу геологической карты, положения контактов. При предварительном дешифрировании иногда невозможно определить состав пород, развитых на том или ином участке. Однако в значительном большинстве

верхности сланцеватости изогнуты в складки и линейность на них ориентирована неодинаково в разных крыльях складок, отклоняясь в разные стороны от перпендикуляра к шарниру (см. рис. 118, *г*), то эта линейность, вероятно, связана с какими-то другими складками.

ВЫЯВЛЕНИЕ КРУПНЫХ СТРУКТУРНЫХ ФОРМ В ПРОЦЕССЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ

Составление геологической карты является основным методом изучения структуры, в особенности в метаморфических толщах, где сложность строения сочетается часто с невозможностью проконтролировать структурные построения независимыми от них стратиграфическими данными.

1. При съемке необходимо и на полевой карте и на окончательной отделять фактические данные от их интерпретации, поскольку разные геологи могут объяснять одни и те же факты по-разному. Чем сложнее структура, тем важнее соблюдать эти требования, поскольку со сложностью возрастает количество возможных вариантов интерпретации. На карте всякое изображение наблюдаемого есть уже интерпретация, но надо стараться сводить неизбежную субъективность к минимуму. Для этого на карту при полевой работе нужно наносить в первую очередь не предполагаемое положение геологических границ, а наблюдаемые в поле коренные выходы и их контуры, что облегчит как проведение границ, так и оценку степени их достоверности. Геологические границы лучше проводить, основываясь на данных о реально наблюдавшихся коренных выходах, разного типа линиями, различая границы, непосредственно наблюдавшиеся в обнажениях, проведенные между близко расположенными обнажениями, проведенные между удаленными обнажениями и по высыпкам и экстраполируемые на участки, лишенные коренных выходов.

2. Легко отделять мощные однородные толщи, если они сменяются резко, а конфигурация границы простая. Труднее проследить границу, если в месте соприкосновения толщ наблюдается чередование выходов пород, свойственных обеим толщам. В этих случаях заранее часто неизвестно, связано ли чередование выходов с первичным переслаиванием пород разного состава или оно является результатом складчатости, создавшей сложный рисунок границы между толщами. Изучение таких мест является трудоемким, но в то же время и очень важным.

При проведении съемки следует внимательно осматривать места резкого поворота геологических границ. Выяснение причины поворота имеет принципиальное значение для правильного понимания структуры. Изучение таких мест позволяет решить, происходит ли поворот границы от того, что здесь замок складки, или вследствие тектонического срезания пачки слоев, или из-за выклинивания пачки в результате будинажа, или из-за локального вторичного изменения пород пачки.

Поскольку масштаб полевой топографической основы значительно крупнее, чем окончательной карты, многие геологические границы приходится упрощать. При этом надо сохранить рисунок геологических границ, отражающий характер структуры.

3. Если при составлении карты важно четко отделять факты от предположений, то не менее важно постоянно вести интерпретацию наблюдаемых фактов, оценивать, что они дают для понимания крупной структуры и проведения геологических границ. Так как геологические границы часто проходят не по обнажениям, а между ними, важно правильно понять характер структуры, чтобы определить наиболее вероятное положение границы там, где ее не удается непосредственно наблюдать. Основной материал для этого дает изучение обнажений и карти-

рование детально изучаемых участков. Использование выявленных при этом закономерностей связи структур различного типа, размера и возраста является необходимым условием составления карты.

При наблюдении над мелкими «складками волочения» необходимо учитывать соподчиненность структур разного порядка, последнее же достигается только при условии равноценной и значительной густоты точек наблюдений, что зависит как от обнаженности, так и от других обстоятельств. Следует предостеречь от использования отрывочных данных (все сказанное относится и к случаям определения опрокинутого залегания).

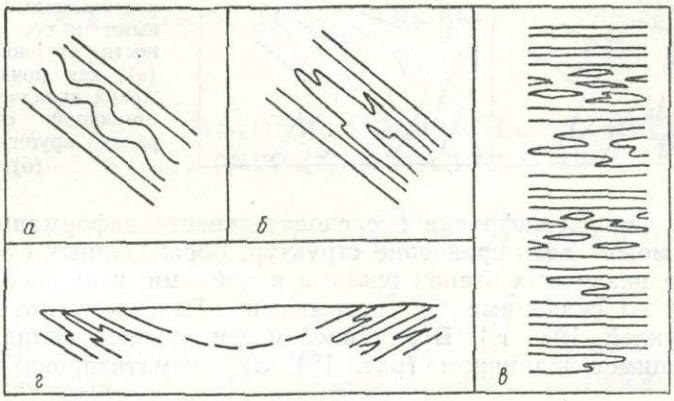


Рис. 119. Значение мелких складок для выяснения стратиграфической последовательности.

а — складки, не нарушающие последовательности слоев в разрезе; *б* — складки, нарушающие последовательность слоев в разрезе; *в* — разрез, в котором слои не залегают в нормальной стратиграфической последовательности; *г* — пологая синформная складка, наложенная на изоклинальную складчатость.

4. Каждый этап тектонических деформаций накладывает свой отпечаток на структуру района, вызывая изменения ранее существовавшей формы геологических тел и в конечном счете влияя на изображение этой структуры на геологической карте. Наблюдения в отдельных обнажениях уже дают некоторое представление о том, одному или нескольким этапам тектонических деформаций подвергался изучаемый район и к формированию какого типа структур привел каждый этап. Здесь, как и при анализе обнажения, необходимо учитывать пространственные взаимоотношения между складками с разным положением осевых поверхностей и шарниров, отношение к ним разного типа плоскостных и линейных текстур, а также постараться увидеть отражение последовательности деформаций на характере геологических контуров.

Дополнительный материал об истории тектонических деформаций может дать геометрический микро- и макроструктурный анализ, особенно для выявления тех этапов деформации, которые не обнаруживаются в обнажениях и не читаются прямо на геологической карте, но знание которых может оказаться необходимым для правильного понимания смысла получившихся геологических контуров [185]. Некоторые этапы деформации, хорошо фиксирующиеся в обнажении, могут не оказать существенного влияния на характер геологических контуров. Такими могут быть, например, пологие складки, накладывающиеся на крутое залегание: слабая извилистость контуров может оказаться совершенно незаметной на фоне интенсивных более ранних деформаций (рис. 119).

Большое значение имеет изучение замковых частей поздних складок. Обнаружение в них хотя бы самых мелких складок, осевые поверхности которых простираются поперек осевой поверхности более поздней складки (рис. 120, *а*), позволяет утверждать, что эти мелкие складки связаны с более ранним этапом деформации. Следовательно, надо искать повороты геологических границ, соответствующие замыкания более крупных складок, одновременных с наблюдаемыми мелкими поперечными складками (рис. 120, *б*).

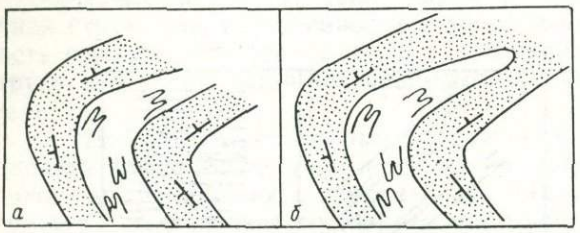


Рис. 120. Наличие в замке крупной складки мелких складок с осевыми поверхностями, поперечными к осевой поверхности крупной складки (а), как признак наложения складчатости, помогающий обнаружить ранние крупные складки (б).

Часто для расшифровки последовательности деформаций большой материал может дать сравнение структур, образованных сформировавшимися на различных этапах жилами и дайками, и анализ их взаимоотношений со складками и разрывами. Разберем такой пример (Л. Н. Куклей, 1963 г.). В замковой части крупной складки с круто погружающимся шарниром (рис. 121, *а*) мигматизированные гнейсы

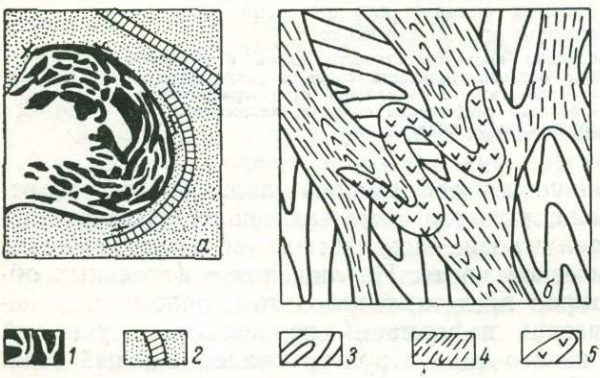


Рис. 121. Упрощенная схема строения Риколатвинской складки (*а*) и схема деталей строения небольшого участка агматитоподобного тела в ядре складки (*б*). Кольский полуостров (М. Н. Куклей, 1968 г.).
1 — агматитоподобные образования; *2* — пласты амфиболита в биотитовом гнейсе; *3* — гранат-биотитовые гнейсы; *4* — двуслюдяные гнейсы; *5* — дайка габбро-амфиболита.

разбиты на разнообразной формы тела в виде глыб и блоков, внутри которых видна складчатая структура, образованная сланцеватостью и мигматитовой полосчатостью и срезаемая контурами этих тел (рис. 121, *б*). Промежутки между ними заполнены гнейсами второго типа, также мигматизированными. И те и другие гнейсы секутся дайкообразными телами основного состава, смятыми в изоклинальные складки, осевые поверхности которых примерно параллельны сланцеватости и мигматитовой полосчатости в гнейсах, заполняющих промежутки между блоками. Эти осевые поверхности имеют разную ориентировку в разных частях крупной складки, будучи параллельными вблизи расположенным участкам границы пластообразного тела амфиболитов, обрисовывающего складку. Следовательно, складки в дайках образовались не в связи с этой крупной складкой, а еще до нее.

Поддающаяся расшифровке история тектонических деформаций на рассматриваемом участке представляется в следующем виде: 1) складкообразование, создавшее в гнейсах, сохранившихся сейчас внутри блоков, сланцеватость, по которой образовалась мигматитовая полос-

чатость; 2) смятие в складки этой сланцеватости и мигматитовой полосчатости; 3) раздробление новой складчатой структуры с заполнением промежутков между образовавшимися телами материалом, который сейчас представлен гнейсами второго типа; 4) внедрение даек основных пород; 5) деформация, вызвавшая образование изоклинальных складок в дайках и, очевидно, соответствующее смятие вмещающих пород, ясно видимое в рассланцевании междублокового материала; 6) изгибание осевых поверхностей последних изоклинальных складок и всех параллельных им геологических границ в крупную складку с круто погружающимся шарниром.

Таким образом, выяснение характера структуры и закономерностей ее формирования необходимо для установления стратиграфической последовательности метаморфических толщ и взаимоотношений между ними.

МЕТОДИКА ВЫЯВЛЕНИЯ ПЕРВИЧНОЙ ПРИРОДЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

КРИТЕРИИ РАЗДЕЛЕНИЯ ОРТО- И ПАРАПОРОД

При реконструкции первичной природы метаморфических пород важнейшими критериями являются: 1) геологические условия залегания и парагенетические ассоциации, 2) первичные текстуры и структуры, 3) химический состав, 4) акцессорные минералы. Каждый из этих признаков позволяет восстанавливать те или иные особенности исходных образований, подвергшихся метаморфизму. В большинстве случаев только сумма всех геологических данных может дать достоверные доказательства генезиса метаморфических пород.

Условия залегания пород. Во многих случаях они уже в процессе полевых исследований позволяют различать первично-терригенную, вулканогенную или интрузивную природу метаморфических образований. Отчетливая стратификация и наличие складчатых структур — неотъемлемые принадлежности первично-осадочных пород. Детальное картирование участков резкой смены состава пород по простиранию позволяет выявить, обусловлено это фациальной изменчивостью исходных осадков или наличием интрузивных или эффузивных образований.

Выявление эндоконтактовых фаций и контактовых изменений может служить надежным признаком, позволяющим различать метаморфизованные пластовые интрузии и покровные эффузивы. В отдельных случаях возможно обнаружение подводящих каналов, контуры которых сохраняются при любой степени метаморфизма. Характер контактовых изменений наряду с другими особенностями залегания (апофизы жильного материала во вмещающие породы, постепенный или резкий характер контактов, наличие теневых структур вмещающих пород и т. д.) в значительной мере определяет возможность выделения различных генетических типов гранитоидов.

Ассоциации метаморфических пород. Ассоциации пород, отражающие первичные парагенезисы, должны использоваться в процессе полевых иследований при выяснении первичной природы метаморфизованных образований. Докембрийские толщи, представляющие собой суперкрустальные образования [436], (И. М. Фрумкин, 1967 г.), обладают определенными закономерностями внутреннего строения, в частности, в них наблюдаются последовательная смена отдельных групп пород в вертикальном разрезе, элементы циклов, характерные парагенетические ассоциации некоторых типов пород.

Прежде всего следует выделить типичные парагенетические ассоциации парапород, такие, например, как ассоциации мраморов с силлиманитовыми гнейсами, нередко также в переслаивании с гранатовыми амфиболитами и пироксен-амфиболовыми кристаллическими сланцами (параамфиболитами). В отдельных прослоях глиноземистых сланцев возможно появление графита (китойская свита Восточного Саяна [447]). Характерным парагенезисом докембрия является также ассоциация мраморов (с диопсидом, флогопитом и т. д.), с графитовыми пиритсодержащими слюдяными сланцами (Средняя Азия, Казахстан и др. [368, 369]). Особое значение имеет парагенезис кварцитов с высокоглиноземистыми сланцами.

Не менее характерна для древних толщ ассоциация амфиболитов с высокоглиноземистыми сланцами и кварцитами, причем амфиболиты в этой ассоциации могут быть как орто-, так и парапородами. В первом случае они встречаются независимо в разных частях стратиграфического разреза, часто тяготея к границам крупных ритмов; в этом парагенезисе обычно отсутствуют мраморы (хотя могут появляться доломиты). Во втором случае они образуют определенные седиментационные ритмы, например кварциты — гранат-биотитовые гнейсы — гранат-дистен-биотитовые сланцы — амфиболиты (параамфиболиты свиты Полмос-Порос, предположительно соответствующие первичным карбонатно-глинистым осадкам [390]); иногда седиментационный ритм может включать мраморы. Для параамфиболитов, образованных за счет мергелистых пород, характерно сонахождение их с мраморами, кальцифирами. Кроме парагенезиса пород можно использовать парагенезис минералов, особенно реликтовых, встречающихся в основных породах; например, ассоциация авгита и основного плагиоклаза типична для ортоамфиболитов.

Первичные структуры и текстуры. Сохранившиеся при метаморфизме, они являются надежным критерием для установления первичной природы метаморфических пород. Среди образований орторяда текстуры и структуры наиболее устойчивы в основных интрузивных породах, где они могут сохраняться вплоть до амфиболитовой фации (габбровая, офитовая структура); значительно реже они встречаются в эффузивных породах (порфировая структура и др.), в которых они легко перекристаллизовываются уже в условиях зеленосланцевой фации. Однако нередко устанавливается сохранность миндалекаменных текстур (рис. 122) и до амфиболитовой фации метаморфизма. Первично-осадочные текстуры и структуры все чаще выявляются среди глубоко метаморфизованных парапород; к ним относятся ритмичная слоистость, косая слоистость, оползневые структуры, знаки ряби, трещины усыхания.

В условиях гранулитовой фации метаморфизма, когда процессы анатексиса и палингенеза обычно развиваются на значительных площадях, первичные текстуры претерпевают существенные изменения; это находит свое выражение в широком развитии (особенно в зонах милонитизации) ложных текстур и структур, которые могут быть приняты за первичные осадочные [456]. Использование реликтовых структурных признаков (обломочных пород) при установлении осадочной природы метаморфизованных образований значительно более ограниченно.

Химизм. В настоящее время появляется все больше данных, свидетельствующих о достаточно полной сохранности химических особенностей пород в процессе регионального метаморфизма, за исключением проявлений ультраметаморфизма и некоторых типов метасоматических преобразований в условиях как глубокого, так и низкотемпературного метаморфизма [293, 371, 448, 449, 508, 525, 539].

Существующие в настоящее время петрохимические методы используют для разделения пара- и ортопород соотношения между петрогенными или малыми элементами, содержание того или иного эле-

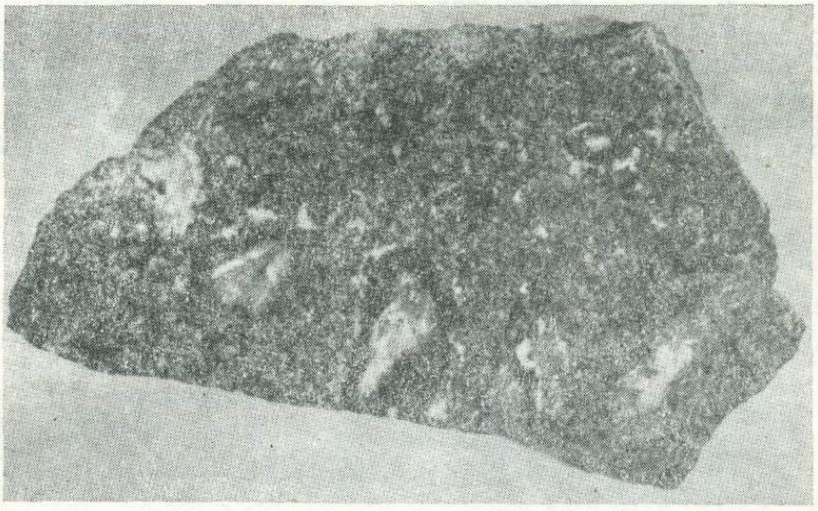


Рис. 122. Реликтовая миндалекаменная текстура в амфиболовых гнейсах. Восточное Забайкалье, кангинская свита (обр. Р. И. Милькевич).

мента, окисла или группы окислов. Разделение метаморфических образований (на основе изучения Балтийского щита) на главные генетические группы предложено А. Симоненом [542] по соотношению (al+

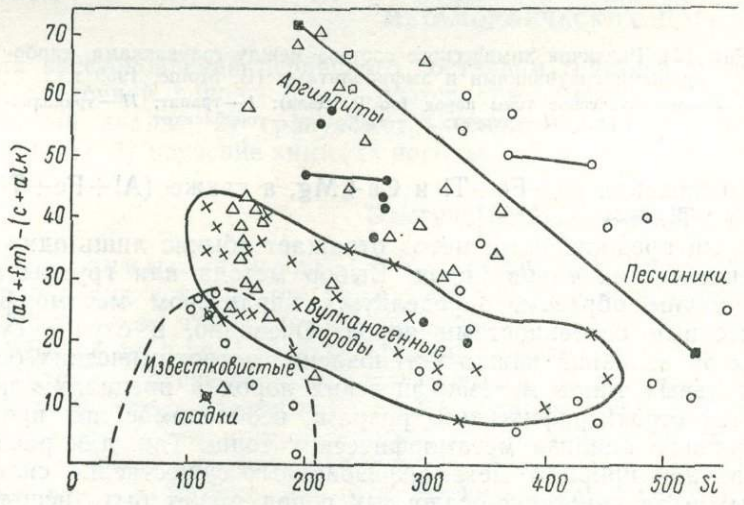


Рис. 123. Диаграмма (al+fm)—(c+alk) и Si распределения полей химических составов различных генетических типов пород (A. Simonen, 1953 г.).

+fm)—(c+alk) и Si и широко используется при изучении докембрийских толщ (рис. 123).

Диаграммный способ разделения регионально метаморфизованных пород, в том числе и метасоматически измененных, предложен Н. А. Доморацким [150] на основе соотношения инертных компонентов. Однако широкие поля неопределенности, не позволяющие уверенно устанавли-

вать природу таких пород, как гнейсо-граниты, амфиболиты, а также в ряде случаев трудность в определении инертных компонентов придают известные ограничения этому методу.

Ряд методов предложен для разделения пород основного состава, так как выяснение первичной природы этой группы пород имеет особо важное значение для определения типа формации [507, 508, 509, 521], (Л. В. Миловский, 1964 г.), В. В. Дагелайский, 1965 г.; D. M. Schaw, A. M. Kudo, 1965 г.]. В последнее время используется способ отделения ортоамфиболитов от амфиболитов (рис. 124), образованных за счет граувакк, известковистых граувакк (и известковистых глин) на осно-

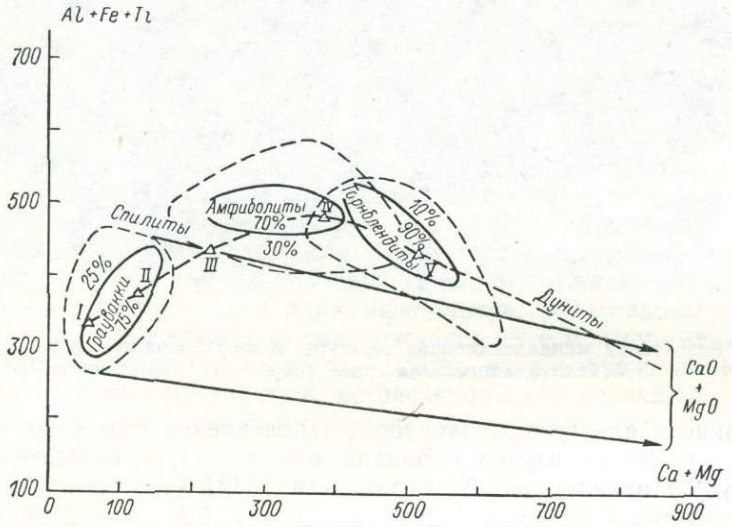


Рис. 124. Различия химического состава между граувакками, карбонатными граувакками и амфиболитами (B. Moine, 1969 г.).
I—V — магматические типы пород (по Р. Дэли): *I* — гранит; *II* — гранодиорит; *III* — диорит; *IV* — габбро; *V* — горнблендит.

вании соотношения Al+Fe+Ti и Ca+Mg, а также (Al+Fe+Ti)/3 — K и (Al+Fe+Ti)/3 — Na [526].

Каждый предложенный метод отражает обычно лишь одну особенность генетических типов пород. Выбор метода или группы методов должен, таким образом, определяться характером метаморфизма и геологическими особенностями пород. Очевидно, в случае суперкрустальных образований важно установление петрохимических особенностей отдельных типов метаморфических пород в пределах определенных частей стратиграфического разреза, необходимое при проведении формационного анализа метаморфических толщ. Так, для распознавания первичной природы метаморфизованных существенно силикатных осадочных и вулканогенно-осадочных пород может быть использована диаграмма, предложенная А. А. Предовским, которая применима и для целей стратиграфической корреляции докембрийских толщ [271, вып. 4].

Для реконструкции первичного состава метаморфических пород и восстановления условий их образования Ю. К. Бурковым предлагается также методика обработки геохимических данных [271, вып. 4].

Акцессорные минералы. Некоторые первично-обломочные акцессорные минералы сохраняются в глубоко метаморфизованных породах и могут послужить указанием на их происхождение. Наиболее устойчивые из них циркон, монацит, ксенотим и рутил. Эти минералы

от аналогичных, новообразованных при метаморфизме, можно отличить по ряду признаков.

1. Внешний облик, указывающий на первично-обломочное происхождение. Наиболее заметной чертой является окатанность, т. е. сочетание округлой формы зерен с шероховатой, «ямчатой» поверхностью, несущей штрихи, царапины, иногда сколы. Гладкая блестящая поверхность может быть результатом растворения, кристаллизации в стесненных условиях и т. п.

2. Размеры зерен детритовых акцессориев в первично-осадочной породе определяются ее литологическим типом и зависят от сортированности осадка. В ортопородах такая закономерность отсутствует.

При установлении генезиса глубоко метаморфизованных пород, таких, как гранито-гнейсы, гранулиты и чарнокиты, важное значение приобретает нахождение окатанных «ядер» в акцессорном цирконе, что говорит в пользу осадочного происхождения содержащих их пород [516], (Н. П. Старков, Г. С. Флаас, 1966 г.; А. А. Краснобаев, 1967 г.).

Акцессорные минералы могут быть использованы при определении генезиса основных пород. Установлено, что амфиболиты, образовавшиеся при метаморфизме эффузивных (и ряда интрузивных) пород основного состава, содержат ничтожно малое количество идиоморфных кристаллов циркона. Амфиболиты осадочного происхождения всегда содержат в том или ином количестве циркон и (или) другие детритовые акцессории, обычно со следами окатывания и очень мелких размеров*. Неметаморфизованные их аналоги — мергелистые и алевроглинистые осадки — тоже содержат значительное количество очень мелких акцессориев, в эффузивах же они практически отсутствуют. Разделение по этим признакам кислых пород менее надежно.

ВЫЯВЛЕНИЕ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕРВИЧНО-ОСАДОЧНЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Для восстановления первичного состава и генезиса метаморфизованной осадочной породы используются три метода: 1) текстурно-структурный анализ, 2) гранулометрический анализ (по детритовым акцессориям), 3) изучение химизма породы.

Текстурно-структурный анализ

Обломочные породы. Относительно однородные толщи обломочных пород встречаются реже, чем толщи с четкой слоистостью. Это связано с тем, что осадочные текстуры не только не исчезают при метаморфизме, но в ряде случаев становятся более рельефными. Например, небольшое количество глинистой примеси, распределенной послойно в серых углистых известняках, обычно обнаружить макроскопически не удается, после метаморфизма такой толщи образуется графитистый мрамор с четкими слоями амфиболовых, биотитовых, пироксенитовых кальцифиров. Аналогично при метаморфизме «проявляются» тонкие, незаметные в осадочных породах изменения в химическом составе глин (рис. 125), цемента песчаников и т. д.

Наиболее обычны три типа разрезов: 1) переслаивание терригенных пород разного состава и разной зернистости, 2) переслаивание терригенных пород с хемогенными (или органогенными) и 3) переслаива-

---

* Чтобы при обработке проб они не были утеряны, рекомендуется брать небольшие (1,5 кг) пробы, отмучивать их по методу Вильямса с сохранением фракции 0,1—0,01 мм и, не отмывая, сразу делить в тяжелых жидкостях. Желательно также параллельное изучение шлифов при большом увеличении.

ние обломочных (и хемогенных) пород с вулканогенными (в частности, с туфогенными). Практически в породах любого формационного типа удается выделить закономерно повторяющиеся сочетания слоев* различного состава.

В терригенных и терригенно-хемогенных толщах в нижней части таких естественных парагенезисов (мелких ритмов) всегда будут располагаться породы, содержащие более крупнозернистый (первично-обломочный) материал. Более поздние (по времени образования) слои имеют иной состав и будут обогащаться кальцием, магнием, железом,

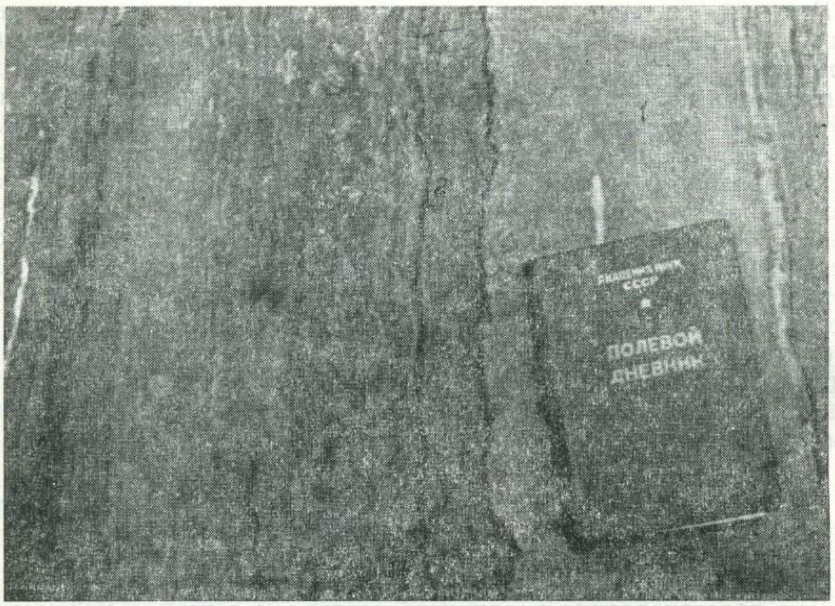


Рис. 125. Ритмичность ладожской серии Южной Карелии в зоне амфиболитовой фации. Различие в составе глин верхней части ритма выразилось в появлении двух слоев: биотит-ставролитового сланца (*1*) и биотитового сланца (*2*).

алюминием в различных сочетаниях, связанных с конкретной физико-географической обстановкой. Эта особенность сохраняется и в метаморфических породах, т. е. при метаморфизме слоистых терригенных пород основание пачки всегда будет более лейкократовым по сравнению с кровлей.

Так называемые макроритмы, имеющие мощность метры, десятки или даже сотни метров, своим возникновением отражают специфику сопряженного тектонического развития бассейна седиментации и области размыва. Они могут быть в связи с этим как трансгрессивными, так и регрессивными и поэтому непригодны для определения последовательности формирования разреза. Например, для терригенных толщ, измененных в условиях амфиболитовой фации, обычен такой парагенетический ряд пород: кварциты, слюдистые кварциты, биотитовые гнейсы, биотитовые, гранат-биотитовые сланцы, ставролитовые, дистеновые и другие глиноземистые сланцы. Несколько отличается парагенетический ряд в том случае, если в толще появляются карбонатные породы, входящие в состав ритма: кварциты, слюдистые кварциты, биотитовые гнейсы (часто с гранатом), амфиболовые гнейсы, кальцифиры,

* Необходимо также всегда иметь в виду внешнее сходство некоторых типов ритмов с тонкой полосчатостью, возникающей в зонах мигматизации.

мраморы (обычно с амфиболом, слюдами, кварцем), амфибол-биотит-карбонатные, дистеновые, ставролитовые, слюдисто-гранатовые и другие сланцы. В последнем случае пачка нередко заканчивается чисто карбонатной (мрамором) или глинисто-карбонатной породой (биотитовым, амфиболовым, пироксеновым и другим кальцифиром).

Природные ряды почти никогда не бывают полными, но последовательность перехода всегда сохраняется. Переходы между слоями могут быть резкими или постепенными. В большинстве случаев пачка может иметь резкие границы в кровле и подошве, но при этом состав ее в каждом слое закономерно изменяется, что в глубоко метаморфизованных породах может выявиться по изменению количества и состава новообразованных минералов.

В том случае, если терригенные породы переслаиваются с хемогенными, возможны два типа переслаивания, возникающие при различном характере развития структурно-формационных зон. При одном — идет соосаждение терригенных и хемогенных осадков, при другом — последовательная смена терригенного и хемогенного материала. Возникающая при этом слоистость различна, и различия эти сохраняются в метаморфических породах. При совместном осаждении хемогенного и терригенного материала породы, будучи метаморфизованными, сохраняют слоистость и даже рельеф поверхности выветривания.

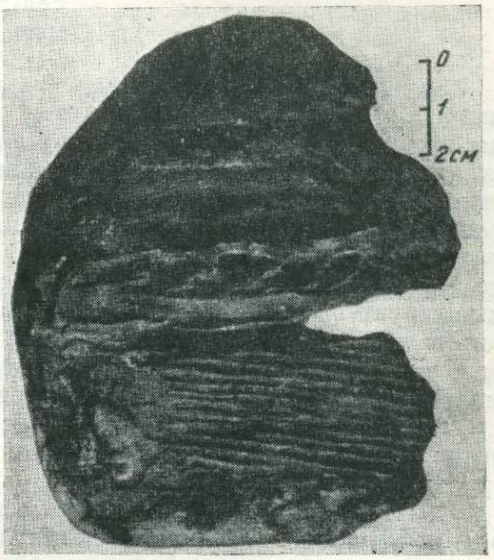


Рис. 126. Косая слоистость в метаморфизованных обломочных известняках. Средний протерозой, эпидот-амфиболитовая фация. *Восточный Саян, р. Кинзелюк.*

Скорость накопления терригенных и хемогенных пород резко различна: хемогенные отлагаются в десятки и сотни раз медленнее терригенных. Неравномерность скорости отложения осадка прослеживается в породах этого типа вплоть до гранулитовой фации метаморфизма по распределению графита и сульфидов, количество которых обратно пропорционально скорости накопления осадка.

Слои биогенных кремнистых или карбонатных пород обычно не связаны с какой-то определенной частью ритма или макроритма.

В метаморфизованных обломочных известняках часто сохраняются знаки ряби и косая слоистость — текстуры, очень характерные для мелководных песчаников (рис. 126), а также плохо выраженная ритмичность, причем в основании ритма обычно располагается чистый кристаллический известняк, сменяющийся в кровле метаморфическим аналогом глинистого пелитоморфного известняка — мрамором со слюдой, амфиболом, небольшим количеством кварца.

Аналогичную позицию занимают слои эффузивов, их туфов и туффиты. Если в разрезе метаморфических парапород, в которых удалось обнаружить осадочные текстуры, в разных частях разреза появляются слои амфиболитов, амфиболовых или биотитовых сланцев и гнейсов, которые не входят в осадочные парагенетические сочетания и не имеют своего места в многослойных пачках,— это определенно породы, имею-

щие вулканогенное происхождение (эффузивы, туфы, туффиты). Большинство туффитов и туфов, даже тех, которые в неизмененном состоянии имели очень четкую слоистость, при метаморфизме часто теряют ее, становятся внешне массивными, что связано со слабой химической дифференциацией вещества в отдельных прослоях. При анализе разреза следует учитывать, что появление эффузивов и их производных часто приурочено к периоду резкого изменения тектонического режима, отмечаемому сменой фаций в разрезе.

Гранулометрический анализ пород, утративших первичные структуры (по детритовым акцессориям)

Эмпирически установлено, что соотношение размеров обломочного кварца и обломочного циркона в хорошо отсортированных кварцевых песках равно 1,7 [453]. Поскольку плотности наиболее распространенных устойчивых акцессориев близки между собой* так же, как плотности наиболее распространенных породообразующих минералов, можно полагать, что это отношение имеет значение для всех песчаных и алевритовых пород. Отсюда следует, что первичная зернистость большинства метаморфизованных алеврито-песчаных пород, утративших первичные структуры, может быть восстановлена при изучении размеров детритовых акцессориев. При этом наилучшие результаты получаются при реконструкции первичной зернистости метаморфизованных тонко- и мелкозернистых песчаников, алевритов и некоторых типов глин.

Среди метаморфических первично-глинистых пород на основе изучения детритовых акцессориев можно выделить три генетические группы.

1. Глины, образовавшиеся путем химического выпадения из растворов, почти полностью лишены детритовых акцессориев. Лишь в шлихах из больших протолочек (не менее 10—20 кг) удается обнаружить единичные окатанные зерна циркона, рутила и др.

2. Глины, образовавшиеся при размыве делювиальных толщ, при механическом переносе и отложении частиц глинистой размерности, обычно содержат большое количество очень мелких детритовых акцессориев (размером менее 0,01 мм). Такие мелкие акцессории трудно обнаружить в искусственных шлихах. Изучать их лучше всего в обычных шлифах, изготовленных параллельно первичной слоистости.

3. Элювиальные глины, сохранившиеся на месте или незначительно перемещенные, содержат акцессории материнских пород.

Все эти особенности первично-глинистых пород разных типов наблюдаются во всех зонах метаморфизма.

Разделение терригенных и хемогенных кремнистых пород по детритовым акцессориям может быть произведено в любой зоне метаморфизма. Первично-хемогенные породы не содержат перечисленных выше детритовых акцессориев в отличие от метаморфизованных кварцевых песков и кварцевых алевритов.

Сохранность структур осадочных обломочных пород при метаморфизме

Структуры осадочных обломочных пород в отличие от текстур подвергаются значительным изменениям при метаморфизме, причем некоторые структуры полностью исчезают на самых ранних стадиях метаморфизма. В общем случае чем мельче зернистость исходного осадка,

* Наиболее устойчивые акцессории имеют плотность (г/см³): циркон — 4,59; рутил — 4,2—4,9; ксенотим — 4,4—4,6; монацит — 5,0—5,5; породообразующий кварц — 2,7; полевой шпат — 2—2,7; кальцит — 2,7; мусковит — 2,7—3,1.

тем раньше в условиях регионального метаморфизма происходит его полная перекристаллизация.

Структуры глин исчезают почти полностью при метаморфизме в условиях хлорит-серицитовой субфации зеленосланцевой фации. Большей устойчивостью обладают алевритовые структуры, хотя и они существенно перекристаллизовываются уже в эпидот-амфиболитовой фации, реликты же псаммитовых структур можно встретить иногда и в породах, измененных в условиях амфиболитовой фации (особенно при метаморфизме низких давлений). При этом сохраняется определенная последовательность перекристаллизации обломочных частиц: слюды, пироксены, амфиболы, калиевые полевые шпаты, карбонаты, основные плагиоклазы изменяются уже в условиях фации зеленых сланцев. Кислые плагиоклазы, обломки аплитов, микропегматитов, средних и основных эффузивов иногда могут быть прослежены до эпидото-амфиболитовой фации. Обломки кварца* и микрокварцитов могут сохранять свои контуры даже при полной перекристаллизации, если они имели на поверхности «рубашку», сложенную соединениями железа, глинистым или углистым веществом. Наиболее стабильны обломки углистых пород.

Псефитовые структуры — структуры конгломератов и большинства гравелитов (кроме гравелитов с известняковой галькой, которая часто подвергается тонкому разлинзованию) — могут сохраняться во всех *зонах метаморфизма.*

Учитывая неоднородность процессов метаморфизма на площади и несовпадение метаморфической зональности с тектоническими структурами, следует признать, что стратиграфическая корреляция и стратиграфическое расчленение разрезов по реликтовому обломочному составу пород невозможны даже для пород зеленосланцевой фации, но последний должен учитываться при восстановлении исходного типа метаморфической породы.

Ложные (вторичные) текстуры и структуры

В процессе метаморфизма и дислокаций различного типа в осадочных породах могут возникать различные текстуры и структуры, похожие на текстуры и структуры осадочных пород, но имеющих тектоническое или метаморфическое происхождение. Среди большого количества таких образований следует выделить те, которые наиболее часто являются объектом ошибки.

Псевдоконгломераты возникают в процессе тектонических деформаций и отличаются от истинных по следующим признакам [186].

В истинных конгломератах: 1) гальки и цемент происходят из пород, образовавшихся до отложения конгломерата; 2) переслаивание пород, встречающихся в гальках, с цементирующим материалом не наблюдается, за исключением некоторых сравнительно редких случаев — во внутриформационных конгломератах; 3) присутствие материала из перекрывающих образований исключено; 4) явления милонитизации и катаклаза не обязательны; 5) расположение галек одного состава цепочками не характерно или не встречается; 6) гальки одного размера не могут составлять более 74% от объема породы.

В псевдоконгломератах: 1) псевдогальки и псевдоцемент происходят из самой тектонически преобразованной породы; 2) породы, встречающиеся в псевдогальках и псевдоцементе, обычно находятся в переслаивании на близлежащих участках данной серии; 3) псевдогальки и

---

* Для отличия обломочного от новообразованного кварца в отдельных случаях может быть использован микроструктурный анализ [187].

псевдоцемент по своему составу очень часто идентичны перекрывающим породам; 4) часто наблюдаются линзовидные прослои и пропластки (псевдогальки), которые располагаются цепочками в пределах одного слоя псевдоцемента; псевдогальки приблизительно одного размера могут составлять более 74% от объема породы; 5) одни и те же породы в данной линзе или горизонте могут находиться в псевдогальках и входить в состав псевдоцемента.

Следует подчеркнуть, что при разделении истинных и псевдоконгломератов можно ошибиться, приняв внутриформационные конгломераты за псевдоконгломераты и наоборот, ибо эти образования, особенно когда они метаморфизованы, по ряду признаков различаются с трудом. Псевдоконгломераты, имеющие тектоническое происхождение, весьма широко распространены [242], поэтому уметь отличать их от истинных совершенно необходимо. За первичные конгломераты могут быть приняты также метаморфизованные первично-конкреционные горизонты. Отличаются они однородным составом таких «галек» и их зональным строением (рис. 127, 128).

Рис. 127. Конкреции в биотитовых сланцах ладожской серии (PR_2) Северного Приладожья.

Конкреции деформированы, вытянуты по сланцеватости, которая здесь не совпадает со слоистостью (в центральной части снимка видна граница раздела слоев).

Псевдопсаммитовые структуры особенно трудноотличимы от истинных в перекристаллизованных катаклазитах и милонитах. В таких случаях реликты обломков кристаллов в перекристаллизованной первично-тонкоперетертой массе могут быть приняты за реликты обломочных частиц.

Вторичные текстуры могут быть приняты за седиментационные, они делятся на три основные группы: 1) ложная горизонтальная слоистость, 2) ложная косая слоистость, 3) ложные знаки ряби. Распространены ложные текстуры в метаморфических породах весьма широко, поэтому изучение их совершенно необходимо при любых литологических, палеогеографических или стратиграфических исследованиях метаморфизованных осадочных толщ.

Горизонтальная псевдослоистость (слоистость, плоскости которой параллельны плоскости осадочных слоев) образуется тремя способами.

1. При процессах метаморфической дифференциации. В этом случае слоистость отличается от истинной отсутствием резких контактов, симметричным строением слоев и отсутствием ритмической текстуры.

2. При процессах биметасоматоза, при межслоевых реакциях на границе двух геохимически различных пластов. Следы межслоевых реакций становятся макроскопически заметными начиная с эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. Мощность новообразованных слойков достигает обычно всего нескольких миллиметров или первых сантиметров.

3. При минерализации кливажа осевой плоскости в районах развития изоклинальной складчатости. Такие слойки параллельны поверхностям первичного напластования на крыльях изоклинальных складок и пересекают первичную слоистость в ядерной части последних (рис. 129). Если в обнажении отсутствует ядро складки, то такую слоистость легко принять за первичную. Она отличается от первично-оса-

дочной следующим: псевдослойки иногда сливаются, образуя петельчатую или линзовидную текстуру; в контакте обычно можно установить примыкание отдельных псевдослойков к слою под очень острыми углами. Псевдослойки никогда не имеют ритмического строения.

Ложная косая слоистость — текстура, чрезвычайно широко распространенная в метаморфических породах, она может образовываться несколькими способами.

1. При кливажировании отдельных слоев в слоистой пачке, особенно если трещины кливажа минерализованы или вдоль трещин кливажа произошло некоторое перераспределение минеральных компонентов внутри слоя. «Косая слоистость» такого типа очень похожа на диаго-

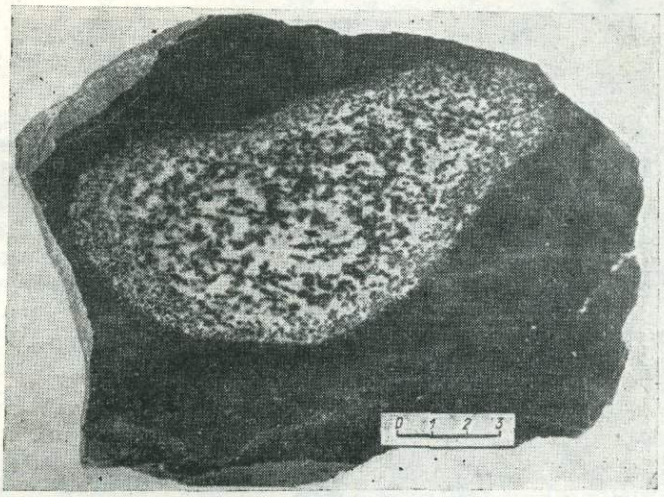


Рис. 128. Зональное строение конкреции. Фотография пришлифованного образца. Северное Приладожье, ладожская серия (PR_2).

нальную косую или волнисто-косую слоистость. От истинной она отличается тем, что в слоистой пачке, например при чередовании метапесчаника, карбонатной породы и метапелита кливаж будет наиболее резко проявлен лишь в первичной наиболее мелкозернистой породе — в метаморфизованном глинистом сланце. Литологический контроль затруднен в том случае, если метапесчаники (гнейсы) переслаиваются с пластами компетентных пород (например, карбонатных), в которых кливаж обычно не выражается. Отличить здесь в метапесчаниках истинную косую слоистость от ложной часто очень трудно.

Для установления истинности косой слоистости такого типа следует изучать контакты косой серии и слоя с горизонтальной слоистостью, где всегда отчетливо видно смещение границы слоев по кливажным трещинам или примыкание без нарушения первичных косых слойков. В зоне амфиболитовой фации такого смещения на границе псевдокосослоистого слоя часто не видно. В этом случае первичность косослоистых текстур доказывается однозначно, если в одном обнажении можно видеть различно ориентированные, различные по типу или пересекающиеся косые серии, следы размыва в основании или кровле косослоистой серии и более грубую зернистость в основании ее, т. е. те признаки, которые имеют значение в пределах зон амфиболитовой и даже гранулитовой фаций метаморфизма. Следует только помнить, что разнонаправленные косые серии могут быть и вторичными, если кливаж виден в обоих крыльях сжатой изоклинальной складки (рис. 130).

2. Ложная косая слоистость образуется в замках (реже на крыльях) сжатых изоклинальных складок, если в формировании их участвуют тонкослоистые породы. Аналогичная картина наблюдается при выдавливании более пластичного материала по трещинам кливажа (рис. 131).

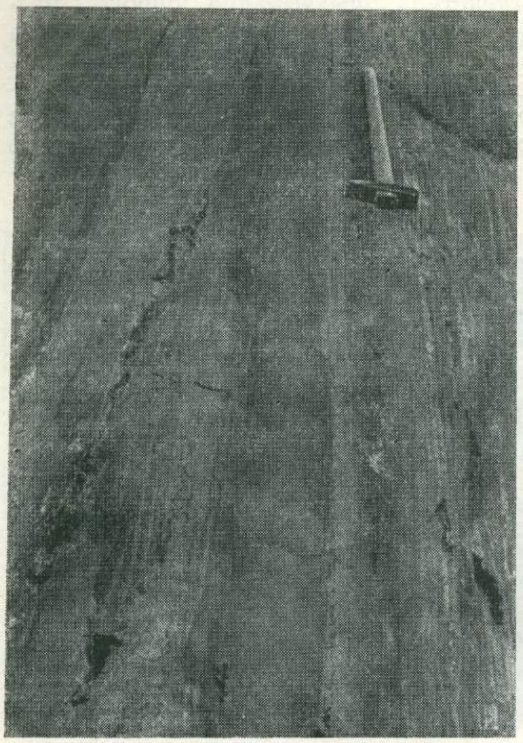


Рис. 129. Минерализованный кливаж осевой плоскости, похожий на тонкую первичную слоистость. Северо-Байкальское нагорье, р. Мама.

3. Ложная косая слоистость образуется при межслоевом скольжении, когда тонкие слойки сдвигаются и изгибаются у плоскости скольжения. Этот тип ложной слоистости очень похож на веерообразную косую слоистость и отличается от нее легко, если косые слойки расширяются в нижней части слоя (что обычно не характерно для осадочной косой слоистости). В большинстве «косых серий» такого рода наблюдалось подгибание расходящихся вершин «косой серии» в направлении перемещения соседнего слоя, что не встречается в осадочных породах, а иногда и тектоническое выклинивание слоя с «косой слоистостью».

4. Текстуры, напоминающие косую слоистость, возникают при продольном смещении слоев без разрыва. Отличительными признаками этой текстуры от истинной косой слоистости являются: а) непрерывность каждого слойка от горизонтального вверху через изгиб к горизонтальному внизу; б) тектоническое увеличение мощности каждого слоя в месте изгиба; в) выполаживание слоев по простиранию «косослоистой» пачки и постепенный переход к горизонтальному залеганию.

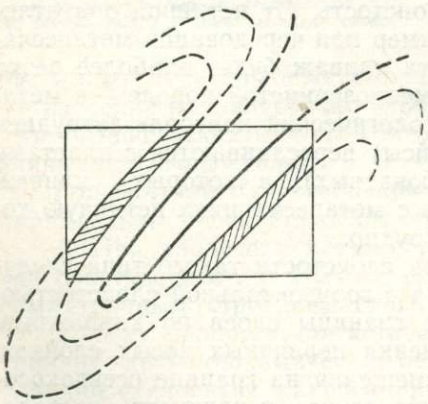


Рис. 130. Различно ориентированные псевдокосослоистые серии, возникшие за счет кливажа в крыльях изоклинальной складки.

5. Ложная косая слоистость, напоминающая веерообразную, возникает в тонкослоистой пачке при срыве пород по осевой плоскости Z-образной складки (рис. 132), причем следов смещения (разлома, милонитов и т. д.) в большинстве случаев не видно. Если «косые» слойки не подогнуты у плоскости разрыва, то такая текстура отличается от истинной косой слоистости увеличением мощности изогнутых слойков к «кровле» и невыдержанностью по простиранию. Часто в обнажении можно видеть вторую половину сорванной складки.

6. Текстуры, весьма похожие на первичную косую слоистость, возникают и в очень слабо измененных и дислоцированных породах. Примером этого могут явиться псевдокосослоистые текстуры, широко распространенные в шокшинских кварцито-песчаниках (рис. 133).

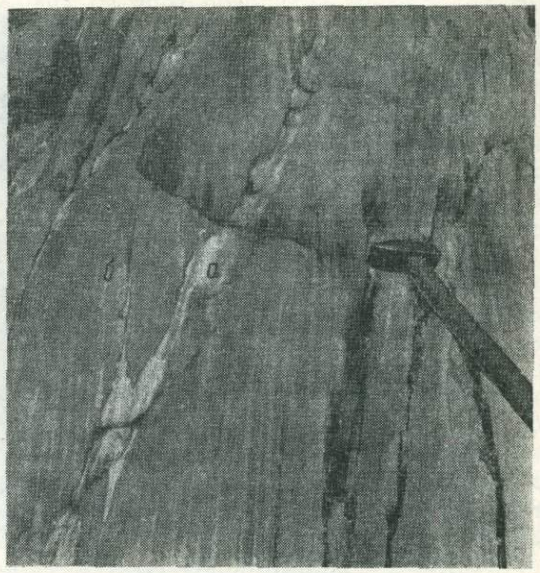


Рис. 131. Ложная косая слоистость, возникшая за счет выдавливания более пластичного материала по трещинам кливажа с одновременным изменением минерального состава породы вдоль трещин. Северо-Байкальское нагорье, р. Мама, бодайбинская серия (PR_3).

а — карбонатно-кварц-мусковитовый сланец, *б* — мусковит-кварцевые сланцы с небольшим количеством кальцита. *От левого нижнего угла снимка вверх идет деформированный слой сланца.*

Ложные знаки ряби встречаются достаточно часто в метаморфизованных осадочных породах. В этом случае за знаки ряби принимаются плойчатость и мелкие складки. Ложная рябь в ряде случаев отличается от истинной с большим трудом, так как морфология мелких складчатых форм часто чрезвычайно близка морфологии валиков водной и ветровой ряби. *Истинная рябь от ложной в метаморфических породах* отличается по трем признакам.

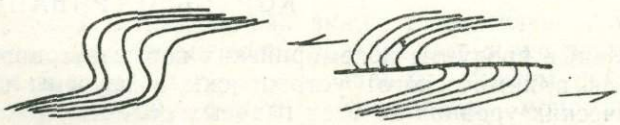


Рис. 132. Возникновение текстур, похожих на косую слоистость, в различные стадии развития Z-образной складки.

1. Истинные знаки ряби чаще всего встречаются и лучше всего выражены в слоях первично-псаммитового состава (кварциты, гнейсы). Напротив, ложные знаки ряби развиваются на поверхности различных метаморфических сланцев (образовавшихся за счет пелитовых и алевролитовых осадков).

2. Истинные знаки ряби вполне надежно отличаются от ложных, если в соседних слоях сходного или аналогичного состава встречаются знаки ряби различного простирания и различной морфологии: с различными величинами h и l, с острыми и округлыми вершинами, ветвящиеся и параллельные и т. д.

Одним из отличий истинной ряби от ложной может являться несовпадение простирания валиков ряби и минеральной линейности в этом

слое породы. Остальные признаки различия значительно менее надежны.

Приведенные примеры, по-видимому, не исчерпывают всех возможных способов образования ложных (вторичных) текстур и структур,

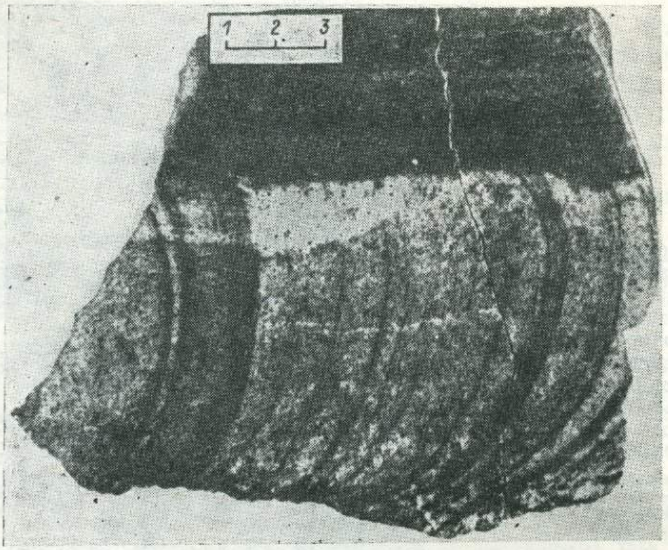


Рис. 133. Ложная косая слоистость в шокшинских кварцито-песчаниках (PR_2). Карелия, карьер в пос. Шокша.

поэтому при изучении литологии метаморфических пород каждый случай нахождения первичных текстур и структур должен обязательно сопровождаться доказательством их седиментационного происхождения.

ИЗУЧЕНИЕ ДОКЕМБРИЙСКИХ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Элювиальные продукты докембрийских кор выветривания (как физического, так и химического) установлены и изучены на различных стратиграфических уровнях во всех главных областях распространения докембрийских образований на территории СССР. Эти коры, как правило, метаморфизованы, их первичные структурно-текстурные особенности и исходный минеральный состав в значительной мере или полностью изменены; поэтому выявление и изучение таких кор намного сложнее, чем изучение неизмененных кор более молодого, фанерозойского, возраста. В особенности это относится к корам химического выветривания, в которых, в отличие от кор физического выветривания, нет контрастных грубообломочных элювиально-делювиальных образований, а степень химического изменения материнских пород ослабевает вниз по разрезу весьма постепенно. К тому же, и эти изменения проявлены лишь умеренно или незначительно, так как от последующего размыва в докембрийских корах большей частью сохранились лишь нижние их горизонты, соответствующие зонам дезинтеграции, гидрослюдистой и, возможно, монтмориллонитовой, хотя, судя по переотложенным продуктам выветривания, перекрывающим коры в отдельных регионах, процессы химического выветривания в докембрии достигали каолинитовой и даже латеритной стадии. И, наконец, следует иметь

в виду, что докембрийские коры не залегают в виде горизонтального плаща, а чаще всего сложно дислоцированы вместе с подстилающими и перекрывающими их породами.

Докембрийские коры химического выветривания известны на породах различного состава, но лучше изучены они на гранитоидах. Ярким примером является кора, развитая на протерозойских гранитах Патомского нагорья. В профиле коры здесь выделяются три зоны: 1) затронутые древним выветриванием граниты, в которых еще сохраняются их структурные и текстурные особенности; 2) рассланцованные породы (в которых гранитная структура исчезает), состоящие в основном из серицита и изолированных зерен кварца; 3) гравелитоподобные породы, в которых намечаются некоторая сортировка зерен кварца, удаление глинистого материала и увеличение в связи с этим относительного количества кварца (до 60—70% от общей массы породы). Общая мощность коры выветривания 25—30 м.

Описанная кора повсеместно перекрывается в различной мере метаморфизованными отложениями пурпольской свиты тепторгинской серии (PR_2), представленными кварцевыми обломочными породами (песчаниками, гравелитами, мелкогалечными конгломератами) и высокоглиноземистыми сланцами (пирофиллитовыми, диаспор-пирофиллитовыми, хлоритоидными, дистен-хлоритоидными, дистен-ставролит-гранатовыми и т. п.). В отложениях свиты выявлены древние циркон-ильменитовые россыпи, конкреционные бокситы и прослои железистых пород. Все это говорит о том, что свита сложена продуктами переотложения кор глубокого химического выветривания, достигавшего не только каолинитовой, но, по-видимому, и латеритной стадии.

В докембрийских корах химического выветривания других регионов в целом отмечается сходный характер изменения вещественного состава и структурно-текстурных особенностей пород вверх по профилю, хотя в корах, развитых на основных породах, минералогические изменения более сложны.

Для выявления и изучения докембрийских кор химического выветривания необходимо проводить следующие работы.

1. Обращать самое пристальное внимание на характер контакта между разновозрастными образованиями, особенно если осадочно-метаморфические толщи несогласно перекрывают более древние породы.

2. При полевых исследованиях нужно внимательно изучать вещественный состав терригенных толщ, залегающих выше поверхности несогласия. Если эти толщи сложены главным образом устойчивыми в зоне гипергенеза соединениями и представлены мономинеральными кварцевыми обломочными породами в сочетании с высокоглиноземистыми и железистыми сланцами, под ними на материнских породах вполне вероятно могут присутствовать коры химического выветривания. Нужно при этом иметь в виду, что в зависимости от степени метаморфизма кварцевые обломочные породы будут преобразовываться в кварциты, а глинистые, существенно пирофиллитовые сланцы будут сменяться пирофиллит-хлоритоидными, дистен-хлоритоидными, дистен-ставролит-гранатовыми, силлиманитовыми и тому подобными разновидностями*. Вещественный состав пород, перекрывающих древние коры, важен также и для оценки истинной глубины химического выветривания.

---

* При изучении метаморфизованных докембрийских кор химического выветривания следует иметь в виду, что богатые глиноземом и кремнеземом породы могут возникать и при метасоматических процессах, в частности при кислотном выщелачивании (Д. С. Коржинский, 1955, 1964 гг.), однако между ними имеются существенные различия по содержанию других окислов.

3. Выявленные древние коры химического выветривания, а также перекрывающие их толщи, сложенные продуктами выветривания, должны быть прослежены по простиранию и изображены особыми условными знаками на геологической карте. Коры выветривания следует показывать даже вне масштаба, если они маломощны и истинная ширина их выхода в данном масштабе не отражается.

4. По профилям вкрест простирания поверхности несогласия детально должны быть изучены петрографический состав, структурные и текстурные особенности материнских пород и их изменение по мере приближения к поверхности несогласия. В связи с тем что докембрийские коры выветривания подверглись последующему уплотнению, тектоническим дислокациям и метаморфизму, первичные структуры и текстуры материнских пород видны в них лишь в самых нижних зонах, где выветривание проявилось очень слабо и породы не потеряли свою прочность. В более высоких горизонтах кор, содержавших большее количество глинистого материала и бывших, следовательно, более пластичными, все сильнее проявляются процессы вторичного рассланцевания, поэтому верхние горизонты представляют собой отчетливо сланцеватые образования, резко отличающиеся от менее измененных материнских пород и на первый взгляд не имеющих с ними ничего общего. По этой причине верхние горизонты докембрийских кор могут быть даже ошибочно приняты за наложенные метасоматические образования или зоны диафтореза, приуроченные к дизъюнктивным тектоническим нарушениям.

Выяснение закономерностей изменения петрографического состава пород вверх по предполагаемому профилю коры химического выветривания позволяет уже в поле установить наличие таких кор и определить характер химического преобразования материнских пород. В целом в докембрийских корах химического выветривания смена минеральных ассоциаций вверх по профилю однотипна независимо от исходного состава материнских пород: в указанном направлении происходит постепенное исчезновение кальций- и натрий-, а затем магнийсодержащих минералов с одновременным увеличением количества кварца и минералов, содержащих калий. Характерно, что все указанные минеральные ассоциации в пределах профиля отвечают одной и той же фации метаморфизма. Выяснение степени метаморфизма как самих кор, так и подстилающих и перекрывающих их пород имеет чрезвычайно важное значение для ограничения древних площадных кор химического выветривания (всегда метаморфизованных в той же фации, что и перекрывающие их осадочные образования) от более молодых, особенно линейных кор, приуроченных обычно к контактам двух разнородных толщ. В этих корах могут присутствовать более низкотемпературные или даже обычные экзогенные минералы, такие как каолинит, аллофан, гиббсит и т. д.

5. По изучаемым профилям необходимо отобрать пробы из предполагаемой коры выветривания для последующего лабораторного изучения пород: петрографического, химического, спектрального и т. д.

Геохимические исследования, позволяющие наиболее объективно оценивать характер, направленность и глубину процессов химического преобразования материнских пород, должны быть обязательными элементами изучения докембрийских кор. Для этого по определенным профилям, расположенным вкрест простирания зон древнего выветривания, отбирается серия проб от неизмененных материнских пород до глубоко преобразованных продуктов выветривания. Количество проб и интервал между ними зависят от строения и мощности коры, но для уверенного прослеживания изменений химического состава вверх по профилю количество проб должно быть не менее трех-четырех. Необходимо опробовать и залегающие выше кор первично-глинистые отложения, поскольку

они являются продуктами переотложения верхних горизонтов кор и несут в себе наиболее ценную информацию об истинной глубине химического выветривания.

Изучение изменений химического состава вверх по профилю древних кор может вестись как простым сравнением результатов химических анализов, так и путем расчета отношений между отдельными породообразующими окислами или их группами. Отношения между окислами значительно информативнее. Среди них в первую очередь следует отметить отношения глинозема к кремнезему (кремневый модуль), двуокиси титана к глинозему (титановый модуль), закисного железа к окисному, кальция к магнию, натрия к калию и суммы щелочей и щелочных земель к глинозему. По титановому модулю можно судить об элювиальном или переотложенном характере продуктов выветривания, а по отношению закисного железа к окисному — об окислительно-восстановительных условиях выветривания. Остальные из перечисленных отношений позволяют оценить общую направленность и глубину химических процессов в корах и в известной мере относительную подвижность отдельных элементов.

Химический состав пород в докембрийских корах изменяется закономерно и однотипно независимо от исходного состава материнских пород. Вверх по профилю наблюдаются отчетливая концентрация малоподвижных в условиях гипергенеза элементов, таких как алюминий, титан и окисное железо, и резкий вынос натрия и кальция (в меньшей мере магния). Несколько уменьшается вверх по профилю и содержание кремнезема. Относительное количество калия и воды, наоборот, возрастает. В связи со сказанным вверх по профилю значения кремневого модуля неуклонно возрастают, а значения отношений суммы щелочей и щелочных земель к глинозему уменьшаются, свидетельствуя о все большей выветрелости исходного материала. Иногда закономерности в изменении значений кремневого модуля могут нарушаться из-за неоднородности строения и состава материнских пород или вторичного окварцевания отдельных участков или горизонтов кор.

Для докембрийских кор очень характерно, что в пределах профиля значения титанового модуля остаются удивительно постоянными и равными таковым в материнских породах. Это свидетельствует о том, что продукты выветривания не смещались, так как в случае и химического и механического переноса последних соотношение между титаном и алюминием неизбежно нарушилось бы.

Очень ярко в докембрийских корах выражен интенсивный и преимущественный (по сравнению с магнием и калием) вынос кальция и натрия, что хорошо видно по соответствующим отношениям. Такая закономерность обусловлена тем, что натрий и кальций не образуют в зоне гипергенеза устойчивых соединений, а калий и магний могут связываться в глинистых минералах (гидрослюдах, монтмориллонитах и т. д.), которые при относительно слабом и умеренном выветривании являются устойчивыми соединениями (они характерны для нижних зон и более зрелых профилей).

Следующей особенностью докембрийских кор химического выветривания является увеличение вверх по профилю роли окисного железа, что хорошо видно по уменьшению значений отношения закисного железа к окисному. В самой верхней части некоторых кор количество закисного железа снова может увеличиваться из-за наложенных диа- и эпигенетических процессов, если последние протекали в восстановительной среде.

Для количественной оценки выноса породообразующих элементов из кор химического выветривания и определения степени подвижности используются чаще всего метод абсолютных масс (Н. А. Лисицына, 1966 г.) и расчеты по наименее подвижному компоненту, так называе-

мому элементу-свидетелю (А. И. Перельман и С. Г. Батулин, 1962 г.). При изучении докембрийских кор первый метод непригоден, а расчет по элементу-свидетелю лучше всего производить по глинозему (В. К. Головенок, 1975 г.).

В целом имеющиеся данные показывают, что процессы химического выветривания в докембрии протекали аналогично более молодым и приводили к сходным результатам (В. К. Головенок, 1975 г.). Еще раз только следует подчеркнуть, что среди докембрийских образований мы видим лишь остатки кор, сохраняющиеся от размыва, поэтому их можно сравнивать лишь с самыми нижними зонами кор выветривания более молодого возраста.

Изучение древних кор химического выветривания и их картирование имеют важное значение при геологической съемке осадочно-метаморфических толщ, поскольку они являются надежными реперами для расчленения и корреляции этих толщ, установления между ними несогласий и перерывов в осадконакоплении. С корами данного типа и особенно с перекрывающими их терригенными осадочными толщами, состоящими из переотложенных продуктов выветривания, может быть связан ряд ценных полезных ископаемых (глиноземистое сырье, пирофиллит, железо, древние россыпи и др.).

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ПРОЦЕССОВ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Изучение метаморфических образований требует при проведении крупномасштабной геологической съемки целого комплекса петрографических исследований: изучения процессов полиметаморфизма, выделения зон ультраметаморфизма, мигматизации, диафтореза, проведения изоград метаморфизма и картирования метаморфических фаций. Все эти вопросы связаны с решением ряда практических задач.

ВЫДЕЛЕНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ФАЦИЙ

Вопросы выделения и классификации метаморфических фаций детально рассмотрены в ряде руководств [415, 511, 410, 416, 428, 158, 429, 558, 139]. Необходимо отметить, однако, некоторые трудности выделения метаморфических фаций, с которыми иногда приходится сталкиваться в практической работе.

В настоящее время все более возникает необходимость выделения минеральных фаций в слабо метаморфизованных породах. Последние обычно определяются самым общим названием: измененные эффузивы, метаморфизованные алевролиты, зеленокаменные породы и т. д. Однако при полевом исследовании не всегда возможно визуальное определение минералов, которые характеризуют различные ступени низкотемпературного изменения пород. Более того, в слабо метаморфизованных породах иногда недостаточно оптического и химического анализов типоморфных минералов (последний часто невозможен из-за трудности отбора мономинеральной фракции), а наиболее рационально разделение отдельных типов слоистых силикатов (слюд, гидрослюд, хлоритов) на основе структурных различий, т. е. определение их политипных разновидностей. Выделение конкретных фаций должно производиться на основе устойчивых парагенезисов аутигенных минералов. При этом основную трудность представляет определение аутигенных минералов данной стадии изменения и отделение их от ранее существовавших в породе первичных минералов, обломочных и образовавшихся на предшествующих стадиях седиментации и диагенеза.

На основе изучения эпи- и метагенетических преобразований главным образом основных вулканогенных пород [223, 293] выделяются

следующие низкотемпературные минеральные фации: анальцим-гейландитовая, ломонтитовая (цеолитовая) и пренит-пумпеллиитовая.

Цеолитовая фация [223, 428] выделяется по появлению только одного определенного цеолита—ломонтита. В условиях данной фации в вулканогенных граувакках характерно исчезновение парагенезиса анальцима с кварцем и гейландитом при замещении гейландита ломонтитом. (В полимиктовых песчаниках образование ломонтита возможно за счет плагиоклаза). Одновременно характерно развитие альбита вместо ассоциации анальцима с кварцем или сопряженное с дезанортизацией плагиоклаза, а при наличии кальцита — появление пренита.

В целом цеолиты могут быть использованы как индикаторы минеральных фаций, особенно если учитывать их региональное распространение в слабо метаморфизованных вулканогенных породах основного состава, вулканогенных граувакках, а также полимиктовых песчаниках и даже карбонатных породах, что позволяет в ряде случаев сравнивать степень изменения разных по составу толщ. В то же время цеолиты сравнительно редки в первично-терригенных толщах, в которых для сравнения степени метаморфизма можно использовать данные об отдельных преобразованиях глинистых минералов. При метаморфизме, достигающем собственно цеолитовой (ломонтитовой) фации, постепенно исчезают глинистые минералы — каолинит, иллит, монтмориллонит — и получают широкое развитие гидрослюды (1М→2М), а также развивается более высокотемпературная модификация хлорита (ортохлорит 2Б).

Пренит-пумпеллиитовая фация выделена на основе изучения вулканогенных пород, в которых она определяется по замещению ломонтита пумпеллиитом и широкому развитию пренита как переходная между цеолитовой и фацией зеленых сланцев [223, 293]. Следует при этом отметить, что правомочность выделения вышеуказанных (цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой) фаций в качестве регионально метаморфических оспаривается в связи с неполным равновесием и разной степенью перекристаллизации толщи, спецификой их исходного состава и состояния (наличие стекла) и широким развитием гидротермальных процессов [139, 511]. Тем не менее наблюдаемые в ряде районов низкотемпературные изменения вулканогенных пород оказываются достаточно сопоставимы с эпигенетическими преобразованиями осадков [210, 240], что делает их применимыми при расчленении и корреляции слабо метаморфизованных толщ (табл. 31). Пренит-пумпеллиитовая фация может быть выделена по грауваккам, а также мергелям и вулканогенным породам; Г. Винклер считает более целесообразным называть ее пумпеллиит-пренит-кварцевой [558]. Для пород пелитового состава в условиях данной фации характерны гидрослюда 2М, хлорит 2Б, серицит (белая слюда с повышенным содержанием натрия, слюды, группы фенгита) [242].

Переход к фации зеленых сланцев фиксируется исчезновением пренита, затем пумпеллиита и развитием актинолита и эпидота. С другой стороны, выделяется стильпномелан-пумпеллиитовая субфация [139, 223]; стильпномелан, по мнению Г. Винклера [558], может служить показателем более высокого давления.

Глаукофан-сланцевая фация выделена как фация наибольших давлений, появляющаяся вместо парагенезисов цеолитовой (ломонтитовой) и пренит-пумпеллиитовой фаций. Характерные ассоциации лавсонит—альбит, лавсонит—глаукофан являются критическими для лавсонит-альбитовой и лавсонит-глаукофановой фаций. Обоснование выделения этих фаций и их характеристика даны Г. Винклером [558]. Н. Л. Добрецов [138] на основе критических ассоциаций в метабазитах и метапелитах приводит более дробное расчленение глаукофан-сланцевой фа-

Таблица 31

Соотношение стадий изменения и минеральных фаций низкотемпературного метаморфизма. По Н. В. Логвиненко [240]

Стадии изменения	Исходные горные породы				
	Вулканогенные граувакки	Мономинеральные кварцевые песчаники и сопровождающие их каолиновые глины	Аркозовые олигомиктовые песчаники (и сопровождающие их пелиты)	Полимиктовые граувакковые песчаники (и сопровождающие их пелиты)	Карбонатные породы	Ископаемые угли
Ранний катагенез (эпигенез)	**Анальцим-гейландитовая** Цеолиты (гейландит, шабазит, стильбит, томсонит, мордент), анальцим, кварц	**Кварцево-каолинитовая** Опал, халцедон, вторичный кварц, каолинит, галлуазит, гидрослюда 1М	Гидратированный и каолинизированный обломочный биотит, каолинит, галлуазит, монтмориллонит, гидрослюда 1М (1Md), хлорит 1Б, опал, халцедон, вторичный кварц	*Полевые шпаты, гидратированный и каолинизированный обломочный биотит, монтмориллонит, каолинит, гидрослюды, хлорит 1Б, цеолиты (гейландит, мордент, стильбит), анальцим, вторичный кварц*	*Неперекристаллизованные известняки и доломиты с измененным глинистым веществом*	*Бурые длиннопламенные и газовые угли*
		Слабая цементация Структуры		песчаников осадочных пород		
Поздний катагенез (эпигенез)	**Цеолитовая (ломонтитовая** Ломонтит*, (стильбит), пренит, хлорит, кварц, альбит, адуляр, кальцит	**Кварц-гидрослюдистая** Халцедон, вторичный кварц, гидрослюда 1М, гидрослюда 2М (каолинит)	Гидратированный и хлоритизированный обломочный биотит (1Md иллит), слюда 2М, гидрослюды 1М, каолинит, монтмориллонит, халцедон, карбонаты, вторичный кварц	**Гидрослюдисто-хлоритовая** Гидратированный и хлоритизированный обломочный биотит, гидрослюда 1М, гидрослюда 2М, хлорит 2Б, цеолиты (ломонтит, склецит), халцедон, вторичный альбит, олигоклаз	Частично перекристаллизованные известняки и доломиты с измененным глинистым веществом	Спекающиеся угли
		Структуры растворения, конформные, микростилолитовые	Структуры мозаичные и др.	Структуры регенерационные		
Ранний метагенез	**Пренит-пумпеллиитовая** Кварц, эпидот, альбит, адуляр, пренит, пумпеллиит, кальцит, хлорит	**Кварц-гидрослюдисто-серицитовая** Халцедон, вторичный кварц, гидрослюда 2М, серицит (диккит)	**Гидрослюдисто-серицит-хлоритовая** Реликты измененного обломочного биотита, гидрослюда 2М, хлорит 2Б, вторичный кварц, олигоклаз, эпидот	**Гидрослюдисто-серицит-хлоритовая** Реликты измененного обломочного биотита, гидрослюда 2М, серицит, хлорит 2Б, вторичный кварц, альбит, олигоклаз, пренит, эпидот	Кристаллические известняки и доломиты с гидрослюдой, серицитом, хлоритом, кальцит, пренит	Тощие угли и антрациты
		Структуры растворения, микролепидобластовые	Структуры микростилолитовые (микролепидобластовые)	Структуры мозаичные, конформно-регенерационные		

* См. работу Г. Винклера [568].

ции (табл. 32). Лавсонит-глаукофановая (табл. 32) или жадеит-лавсонит-глаукофановая фация, для которой характерны высокие давления (~8—10 кбар) при относительно низких температурах, должна быть подразделена на ряд субфаций с выделением толщ, переходных к зеленым сланцам (с лавсонитом без глаукофана), она отграничивается линией устойчивости лавсонита (с кварцем), арагонита и жадеита от зеленосланцевой фации.

Таблица 32

Схема расчленения глаукофан-сланцевой фации

Фации, по Г. Винклеру [69] и др.	Субфации, по Н. Л. Добрецову [138]
Лавсонит-альбитовая	Альбит-лавсонитовая
	Кроссит-актинолитовая
Глаукофан-зеленосланцевая	Глаукофан-эпидот-хлоритоидная
	Лавсонит-пумпеллиит-глаукофановая
Лавсонит-глаукофановая	Эпидот-лавсонит-глаукофановая
	Кварц-жадеит-глаукофановая
	Альмандин-лавсонит-глаукофановая

Для начала фации глаукофановых зеленых сланцев характерны полное исчезновение лавсонита+пумпеллиита и развитие цоизита или эпидота и актинолита [558].

Фация зеленых сланцев в настоящее время большинством исследователей [69, 428, 538] разделяется на три субфации: 1) кварц-альбит-мусковит-хлоритовую или мусковит-хлоритовую [416], 2) кварц-альбит-эпидот-биотитовую, 3) кварц-альбит-эпидот-альмандиновую. Эти три субфации наиболее удобно различать по типичным минералам, образующимся при метаморфизме глинистых пород. В фации зеленых сланцев окончательно исчезают типично осадочные минералы—каолинит, монтмориллонит (глауконит) и гидрослюды с образованием пирофиллита, парагонита (фенгита) в присутствии хлорита и кварца. Для более высокотемпературной кварц-альбит-эпидот-биотитовой субфации характерно широкое развитие биотита в парагенезисе с мусковитом 2М, кварцем, иногда эпидотом (и дистеном) при сохранении хлорита (хлоритоида).

Критическими ассоциациями фации зеленых сланцев в целом являются [428]: кварц—альбит—клиноцоизит (эпидот); кварц—кальцит—тремолит (актинолит). В породах основного ряда широко распространены эпидот, актинолит (зеленый биотит — низкотемпературная субфация).

Кварц-альбит-эпидот-альмандиновая субфация в значительной мере соответствует эпидот-амфиболовой фации П. Эскола [511] и выделяется по развитию альмандина вместо хлорита с кварцем (устойчив лишь магнезиальный хлорит) в пелитовых породах в ассоциации с мусковитом, биотитом (хлоритоидом), дистеном — в высокоглиноземистых прослоях (табл. 34). В породах основного ряда характерно появление роговой обманки (вместо актинолита) в парагенезисе с альбитом, альмандином, эпидотом (биотитом, кварцем). Ассоциация кальцит — эпидот—тремолит—кварц типична для известковистых пород, в метаморфизованных доломитовых известняках появляются форстерит, доломит [428]. С ассоциациями отдельных субфаций фации зеленых сланцев сопоставимы специфичные парагенезисы железистых пород, получающих широкое распространение в пределах древних платформ [139, с. 208].

Альмандин-амфиболитовая фация также разделяется на три субфации [416]: 1) ставролит-альмандиновую, 2) дистен-альмандин-мусковитовую, 3) силлиманит-альмандин-ортоклазовую. Однако в связи с установившимся в настоящее время разделением серий метаморфических фаций на основе различий температуры и давлений, а также распределения геотермического градиента [139, 293] приводимое выше расчленение амфиболитовой (и зеленосланцевой) фаций на три субфации отражает стандартную дистен-силлиманитовую серию метаморфических фаций (типа Барроу) относительно высокого давления.

Другой стандартной серией метаморфических фаций является андалузит-силлиманитовая (типа Абукума), формирующаяся в условиях малых давлений. Для нее устанавливается иное разделение амфиболитовой фации на субфации, а именно [69]: 1) андалузит-кордиерит-мусковитовая, 2) силлиманит-кордиерит-мусковит-альмандиновая, 3) силлиманит-кордиерит-ортоклаз-альмандиновая. Для данной фациальной серии типично отсутствие дистена, альмандин встречается только в первично-пелитовых породах возможен ставролит. Существует также большое число промежуточных серий фаций, характеризующихся различными условиями температуры и давления [293].

Гранулитовая фация является наиболее высокотемпературной среди метаморфических фаций, причем, по мнению. Г. Винклера [69, 558], образование гранулитов требует особых условий, а именно: небольшой величины p_{H_2O}, значительно меньшей всестороннего давления на твердую фазу. Это очень важное отличие гранулитовой фации от всех рассмотренных выше обусловливает специфичность характерных для нее минеральных парагенезисов. Вопрос расчленения гранулитовой фации достаточно сложен. Наиболее общепринятым является разделение гранулитовой фации на две субфации: роговообманковых гранулитов и пироксеновых гранулитов [69, 158, 416, 428]. Эти две субфации практически отличаются присутствием или отсутствием роговой обманки в парагенезисе с ромбическим и моноклинным пироксенами (или моноклинным пироксеном и гранатом) в метабазитах [558]. В целом поля возможных составов роговых обманок сокращаются при повышении температур метаморфизма, в частности, интервал колебания величин железистости их уменьшается по сравнению с амфиболитовой фацией. Одновременно бурые роговые обманки гранулитов характеризуются пониженными содержаниями воды и кремния и повышенными титана, алюминия, натрия. Отмечаемая некоторая неопределенность разделения вышеуказанных субфаций (по метабазитам) [139] связана, очевидно, с устойчивостью роговой обманки (в некоторых типах пород) в широком интервале p—t-условий метаморфизма.

Критическим минеральным парагенезисом гранулитовой фации можно считать четырехминеральную ассоциацию ромбический пироксен—моноклинный пироксен—плагиоклаз—калиевый полевой шпат, являющуюся определяющей для ее высокотемпературной области — субфации пироксеновых (или двупироксеновых) гранулитов или фации двупироксеновых гнейсов (в объеме, предложенном Н. Л. Добрецовым, В. С. Соболевым, В. В. Хлестовым [139, 396]). В последнем понимании в качестве границы фаций может быть использована ассоциация гранат—кордиерит—гиперстен [139].

В связи с широким распространением гранат-кордиеритовых парагенезисов в областях развития высокометаморфизованных образований гранулитовой (и амфиболитовой) фации представляет интерес схема субфаций глубинности так называемой гранат-кордиеритовой фации (табл. 33), выделенной А. А. Маракушевым [255].

Использование парагенезиса гранат—кордиерит, таким образом, позволяет сопоставлять условия образования высокотемпературных метапелитов и дает возможнось расчленения фации по давлению. При

Таблица 33

Железистость граната в парагенезисе с кордиеритом, силлиманитом, кварцем в различных субфациях глубинности, по А. А. Маракушеву [255, 256]

Субфации	Железистость f	Светопреломление n
Сутамская (кимчекская)	50—65	1,770—1,785
Алданская (наннимская)	65—75	1,785—1,799
Ханкайская	75—80	1,799—1,802
Намчедонская	80—90	1,802—1,816
Приморская	>90	>1,816

этом определение показателя преломления граната в первом приближении дает возможность судить о p—t-условиях метаморфизма [139, с. 28; 256, с. 184]. А. А. Маракушев в предлагаемой им схеме минеральных фаций (на основе температурного критерия) и субфаций (по параметру давления) выделяет две наиболее высокотемпературные фации [256, VI *D*, VII *D*, рис. 81, с. 211]. При этом субфация гранат-кордиеритовых гнейсов и пироксеновых амфиболитов (VI *D*, по А. А. Маракушеву), очевидно, сопоставима с субфацией роговообманковых гранулитов [69, 428, 558, табл. 34]; субфация VII *D* гранат-кордиерит-гиперстеновых гнейсов и двупироксеновых основных сланцев (гранулитов) соответствует более высокотемпературной области гранулитовой фации, т. е. субфации пироксеновых гранулитов [69, 428, 558].

При крупномасштабном геологическом картировании толщ глубоко метаморфизованных пород часто возникает затруднение в связи с кажущейся пестротой фациального состава. В частности, довольно обычно нахождение в пределах полей гранулитовой фации пород, которые на основании критических минеральных парагенезисов могут быть отнесены к амфиболитовой (или даже к эпидот-амфиболитовой) фации. В ряде случаев путем обычной методики парагенетического анализа может быть установлен регрессивный, наложенный характер типоморфных ассоциаций более низкотемпературных фаций по отношению к гранулитовым образованиям. Однако достаточно часто отсутствуют признаки неустойчивости критических минеральных парагенезисов, развитых в пределах отдельных пластов, перемежающихся между собой и отвечающих условиям различных метаморфических фаций. При этом в стратифицированной толще возможно чередование пород, принадлежащих гранулитовой и амфиболитовой фациям, на расстоянии десятков и сотен метров, а в отдельных случаях переход пород одной фации в другую даже по простиранию пласта. Это обусловлено прежде всего влиянием химического состава первичных пород. В частности, исключительное значение для пределов устойчивости ряда минеральных парагенезисов, особенно с участием железо-магнезиальных минералов, имеет величина кислородного потенциала.

В процессе собственно регионального метаморфизма не устанавливается миграция кислорода [498, 527], т. е. состояние окисленности наследуется от первичных пород, в которых оно может варьировать на небольших расстояниях. Так, например, появление парагенезиса магнезиальный хлорит — ставролит в амфиболитовой фации или ставролита в фации зеленых сланцев может не быть обусловлено повышением температуры, а являться функцией первичной окисленности пород. Широкое развитие альмандиновых гнейсов в архейских комплексах ряда регионов (джелтулинская «гранатовая» серия Алданского щита, маньшаньская свита севера Сино-Корейского щита) связывается [254] с пониженным окислительным потенциалом, объясняемым высокой вос-

становленностью первичных осадков; последняя находит свое отражение в повышенной графитоносности альмандиновых гнейсов и кварцитов. При этом альмандиновые гнейсы и кварциты рассматриваются как восстановленные эквиваленты магнетитсодержащих силлиманит-кордиеритовых гнейсов и кварцитов, так как различие этих двух парагенетических ассоциаций пород, по существу, только в степени окисления железа.

Повышение химического потенциала закиси железа, возрастание железистости определяют устойчивость целого ряда парагенезисов магнезиально-железистых минералов, в частности парагенезисов альмандина с гиперстеном, роговой обманки и др. Так, благодаря разной железистости в одинаковых температурных условиях могут образовываться такие гнейсы, как диопсид-гиперстен-плагиоклазовые и роговообманковые, гиперстен-плагиоклазовые и роговообманково-альмандиновые, альмандин-гиперстеновые и биотит-силлиманитовые, альмандин-кордиерит-силлиманитовые и кордиерит-биотитовые, гиперстеновые и антофиллитовые и т. д. [254], которые на основании характерных парагенезисов относятся к различным фациям (гранулитовой или амфиболитовой) или разным субфациям в пределах указанных фаций и наблюдаются в тесном переслаивании в разрезе докембрийских толщ.

Таким образом, при установлении равновесных минеральных парагенезисов наряду с влиянием температуры и давления (и зависимым *изменением содержания воды*) *необходимо учитывать и такой фактор*, как химические потенциалы тех компонентов, которые обусловливают переменность состава ассоциирующих минералов, FeO, MnO и др.

Второе обстоятельство, которое следует иметь в виду, особенно при картировании кристаллических сланцев и гнейсов, метаморфизованных в условиях высокотемпературных фаций, это появление среди них в виде пластов или линзовидных тел эклогитовых образований. Возникновение и устойчивость последних обусловлены главным образом наличием в метаморфических толщах основных пород, резко отличающихся по составу и очень низкому содержанию в них воды.

Для эклогитов, т. е. пород, состоящих главным образом из моноклинного пироксена (омфацита) и пироп-альмандинового граната, устанавливается приуроченность к комплексам метаморфических пород, относящихся к различным фациям. Это обстоятельство, а также локальность распространения эклогитовых тел и невозможность выделения самостоятельной эклогитовой зоны при картировании послужили основанием к отказу от понятия «эклогитовая фация» [69, 558]. В настоящее время в связи с обособлением фаций высокого давления [140] ставится вопрос о выделении собственно эклогитовой фации, причем под эклогитами понимают породы, содержащие гранат с $f<45\%$, либо клинопироксен с содержанием жадеитового компонента не менее 25% (при наличии кварца) и около 30—40% без кварца (I. Rushiro, 1965 г.; P. M. Bell, I. Kalb, 1969 г.). Соответственно предлагается отделение собственно эклогитов от эклогитоподобных пород гранулитовых комплексов. При этом намечается ряд типов эклогитов, прежде всего эклогиты дистен-гнейсовых и дистен-сланцевых комплексов, а также эклогиты комплексов глаукофановых сланцев [140].

Таким образом, при установлении тесной перемежаемости пород, относящихся к разным высокотемпературным фациям (гранулитовой и амфиболитовой), или при залегании среди них отдельных тел эклогитов необходимо тщательное изучение процессов метаморфизма. Отличить фациальную перемежаемость пород, вызванную явлениями ретроградного метаморфизма, от случая образования их в равных термодинамических условиях, но при различном содержании в исходных породах воды, колебании окислительно-восстановительного потенциала и других особенностях химизма, можно только путем анализа минеральных параге-

Таблица 34

Выделение зон метаморфизма на основе индекс-минералов в породах различного состава

Метаморфические (минеральные) фации	Субфации	Исходные породы: Глиноземистые сланцы* — Серия высокого давления	Глиноземистые сланцы* — Серия низкого давления	Высокоглиноземистые сланцы (обогащенные Fe, Mg)	Породы основного состава	Ультраосновные породы	Карбонатные породы	Железистые породы
Анальцим-гейландитовая				Диаспор	Анальцим — гейландит			
Цеолитовая		Хлорит	Хлорит Серицит		Ломонтит Пренит	Магнезит	Кальцит Доломит	Гриналит Сидерит
Пренит-пумпеллиитовая		Серицит	Биотит	Пирофиллит	Пумпеллиит Исчезновение (пренита) пумпеллиита	Хлорит Тальк	Пренит	Хлорит Миннесотаит Стильпномелан
Зеленых сланцев	Альбит-мусковит-хлоритовая	Стильпномелан Спессартин Биотит	Пиральспит (гранат—Mn≈18%)	(Корунд) Хлоритоид Спессартин	Актинолит (эпидот-альбит)	Актинолит	(Кальцит)—доломит—тремолит	Грюнерит Куммингтонит
	Альбит-эпидот-биотитовая		(Ставролит)	Дистен			Стильпномелан	Актинолит (исчезает сидерит)
	Альбит-эпидот-альмандиновая	Альмандин	Андалузит		Роговая обманка (голубовато-зеленая) Альмандин-альбит	Роговая обманка Альмандин-альбит (Mg-хлорит) Куммингтонит	Тремолит	Сине-зеленая роговая обманка Гранат
Амфиболитовая	Ставролит-кварцевая	Ставролит	Кордиерит	Ставролит	Роговая обманка (зеленая) Плагиоклаз (Olig—And)	Антофиллит Роговая обманка Плагиоклаз	Диопсид	Роговая обманка
	Кианит-мусковит-кварцевая	Дистен	Силлиманит					
	Силлиманит-альмандиновая	Силлиманит	Ортоклаз	Силлиманит	*Роговая обманка* (зеленовато-коричневая) Диопсид, плагиоклаз (And)	Тремолит Оливин Шпинель		*Диопсид*
Гранулитовая	Роговообманково-гранулитовая	Ортоклаз	Гранат (f=75÷80%)** Кордиерит (f=40÷60%) (Силлиманит—К. п. шпат)		Феррогиперстен Плагиоклаз (And_{50}) Моноклинный пироксен		Форстерит (Флогопит) Шпинель	Эулит (гиперстен) Фаялит
	Двупироксеновых гранулитов	Альмандин (пироп до 55%) Гиперстен (Силлиманит)	Гранат (f=75÷60%) Кордиерит (f=40÷15%) Силлиманит Кордиерит Гиперстен	Кордиерит (Силлиманит) Шпинель Сапфирин	Гиперстен *Клинопироксен* Плагиоклаз (And_{35}) Гранат	Сапфирин *Ромбический* пироксен (Шпинель) (Флогопит)		(Гиперстен) *Клинопироксен*
Ф. Тернер, У. Файф, Дж. Ферхуген [428], Г. Винклер [69, 558]		Г. Барроу (1912 г.), Г. Винклер [69, 558], Г. Френсис (1956 г.), И. Секи (1961 г.), А. А. Маракушев [255, 256], А. Миясиро [293], А. Хиетанен (1967 г.).		А. Харкер (1939 г.) Ф. Тернер, Дж. Ферхуген [416], Г. Винклер (69]	Х. Джеймс (1955 г), Н. Л. Добрецов, В. С. Соболев, В. В. Хлестов]139], Ф. Тернер и др. [416, 428], А. Миясиро, И. Секи (1961 г.)	Ф. Тернер и др. [428], Н. Л. Добрецов, В. С. Соболев, В. В. Хлестов [139]	Х. Джеймс, (1965 г.), В. И. Кицул (1960 г.), Ф. Тернер и др. [428]	Х. Джеймс (1955 г.), А. А. Глаголев (1966 г.)

* Выделяются также промежуточные фациальные серии в глиноземистых сланцах [69, 558, 429, 293, А. Хиетанен, 1967 г.]. Аналогично устанавливаются различия положения индекс-минералов, минеральных ассоциаций в породах иного состава в зависимости от $p - t$-условий [69, 558, 293]. В таблице приводится их приближенная (усредненная) последовательность.

** f — железистость; $f' = [Fe+Mg] \cdot 100\%$.

незисов [206]. Появление небольших участков или пластов пород, в которых могут существовать минеральные парагенезисы, относящиеся к смежным фациям (или субфациям), обычно не меняет существенно характера выделяемых зон. Как правило, в областях распространения метаморфических образований могут быть выделены конкретные зоны развития пород, отвечающие в целом условиям той или иной определенной фации. Об этом свидетельствует весь опыт картирования метаморфической зональности в пределах различных регионов, а также результаты средне- и крупномасштабной геологической съемки в областях развития докембрия [257, 558].

КАРТИРОВАНИЕ ЗОН МЕТАМОРФИЗМА

Выделение зон метаморфизма по типичным для них индекс-минералам до настоящего времени остается одним из основных полевых методов картирования метаморфизованных образований, особенно при крупномасштабных геологосъемочных работах. При этом полевое определение степени метаморфизма, производящееся обычно по появлению характерных индекс-минералов, должно явиться основой для фациального анализа, поскольку эти минералы в известной мере отражают фациальную принадлежность метаморфической породы (см. табл. 34).

В полевых условиях обычно удается легко наблюдать главнейшие минералы, типичные для определенных фаций. Наиболее удобными оказываются пелитовые породы, хотя наряду с ними могут быть использованы и породы иного исходного состава, например карбонатные, основные. При этом картирование метаморфических зон на основе проведения изоград метаморфизма производится по первому появлению индекс-минералов. В отдельных случаях изограда может проводиться по исчезновению характерного индекс-минерала, например изограда исчезновения мусковита и хлорита в породах пелитового состава, изограда исчезновения пумпеллиита в породах основного состава, а также по отдельным минеральным парагенезисам.

Ряд факторов может приводить к усложнению обычной последовательности появления индекс-минералов. В случае прогрессивного метаморфизма пелитовых пород особенности химизма последних (в частности, обогащение их марганцем и магнием) могут обусловливать развитие уже в хлоритовой зоне спессартинового граната (см. табл. 34), но не альмандина; в зависимости от соотношения K, Al, Fe, Mn, Mg появление граната раньше биотита и т. д. Кроме того, необходимо учитывать возможность нахождения в метаморфизованных пелитовых породах стильпномелана, появляющегося значительно раньше биотита, с которым его часто путают. Образование стильпномелана (с хлоритом) обычно при метаморфизме слабоглиноземистых осадков, для которых характерно существенное преобладание Fe^{2+} по отношению к Mg [69].

Возможно и более раннее появление дистена внутри фации зеленых сланцев в случае присутствия прослоев высокоглиноземистых пород (см. табл. 34), а также образование хлоритоида (и пирофиллита) вместо хлорита (или вместе с хлоритом) в существенно железистых высокоглиноземистых породах и т. д. Наряду с этим, как уже указывалось, химический потенциал H_2O (или O_2) в исходных образованиях может определять появление или отсутствие той или иной парагенетической ассоциации в породах идентичного химического состава. Обычно отклонения невелики, но в ряде случаев они становятся существенными. Вторым обстоятельством, которое должно учитываться при картировании зон метаморфизма, является влияние наложенных процессов. Постметаморфические процессы метасоматоза могут сопровождаться разрушением или замещением целого ряда минералов, в том числе и типо-

морфных индекс-минералов (ставролита, дистена, андалузита, силлиманита, граната, биотита и др.), что должно учитываться при прослеживании изоград в зонах мусковитизации, биотитизации, фельдшпатизации и др.

Влияние давления на метаморфизм пород в процессе выявления метаморфической зональности методом изоград контролируется использованием второй серии индекс-минералов, установленной для глиноземистых сланцев (серии I, II, табл. 34) и основных пород [293, 525].

Все эти факторы могут приводить к «аномальному» появлению типоморфных минералов в отдельных прослоях метаморфизованной толщи пелитовых пород на фоне нормальной последовательности появления индекс-минералов по мере увеличения степени метаморфизма. В случае пестрого исходного литологического состава толщи возникает необходимость сопоставления относительной последовательности появления отдельных индекс-минералов в породах различного состава (табл. 34). Однако более точная фациальная принадлежность регионально метаморфизованных пород и характер метаморфической зональности (прогрессивный или регрессивный и роль в ее формировании метасоматических процессов) могут быть выявлены только при тщательном петрографическом исследовании пород, для чего потребуется отбор значительного количества шлифов.

ИЗУЧЕНИЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЙ СКЛАДЧАТОСТИ И МЕТАМОРФИЗМА

Возрастные и пространственные отношения складчатости и метаморфизма могут быть правильно установлены и поняты лишь при совместном их изучении в геологических явлениях разного порядка. Это предусматривает, с одной стороны, изучение положения зон, соответствующих определенным фациям метаморфизма, относительно складчатых структур, с другой — изучение взаимоотношений разновозрастных структурных элементов (второго, третьего и других порядков), сравнение их с теми или иными минералами или минеральными агрегатами (текстурами), что не только дает информацию о количестве и последовательности фаз деформации, об отношении деформации к другим процессам, в частности к метаморфизму, но и позволяет выявить стадии метаморфогенного минералообразования и перекристаллизации. При этом могут быть использованы агрегаты минералов и метаморфические текстуры. Последовательность их формирования и взаимоотношение с тектоническими структурами изучаются в процессе собственно геологической съемки, однако данные полевого исследования затем детализируются при просмотре шлифов.

Наиболее обычной текстурой в суперкрустальных толщах является метаморфическая полосчатость*. Основные примеры взаимоотношений метаморфической полосчатости в схематическом виде приведены на рис. 134. Здесь метаморфическая полосчатость вместе со слоистостью участвует в мелкой складчатости и обладает кристаллизационной сланцеватостью (сланцеватость осевой плоскости). Таким образом, она участвовала в этой деформации наряду со слоистостью. С другой стороны, полосчатость пересекает слоистость, но сама пересечена осевыми плоскостями мелких складок, откуда следует, что начало формирования *полосчатости нужно отнести ко времени, более раннему, чем время* образования наблюдаемых мелких складок. Изображенные на рис. 134, *а* мелкие складки развиты на одном из крыльев более крупной складки. При изучении взаимоотношений полосчатости в более крупном

* Для целей рассматриваемого анализа способ возникновения полосчатости не имеет значения.

плане может оказаться, что она, будучи непараллельной и деформированной в мелкие складки, в то же время согласована с осевыми поверхностями главных складок (рис. 134, *б*).

Таким образом, формирование метаморфической полосчатости оказывается одновременным с первым этапом деформации, во время которого шло образование только крупных складок. На следующем этапе деформации крупные складки могли испытать дальнейший рост вследствие уплощения, «бокового сдавливания», и были осложнены мелкими складками. Вместе с ними была смята и полосчатость.

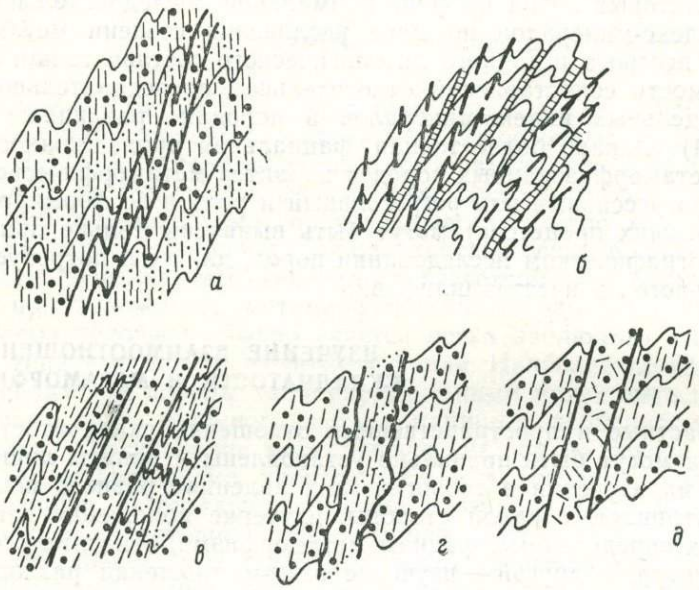


Рис. 134. Типы взаимоотношений метаморфической полосчатости с тектоническими структурными элементами.

а—в — синкинематическая полосчатость: *а* — сформировавшаяся до образования мелких складок, *б* — одновременная с главными и предшествующая мелким складкам, *в* — одновременная с мелкими складками; *г—д* — позднекинематическая полосчатость, сформировавшаяся: *г* — после образования мелких складок, но раньше образования наблюдаемой сланцеватости; *д* — после окончания деформации.

Сходные взаимоотношения изображены на рис. 134, *в*. Отличие от рис. 134, *а* заключается в том, что не только внутреннее строение полосок, но и их границы согласованы с осевыми поверхностями мелких складок и сланцеватостью. Ввиду параллельности границ полосчатости поверхностям скольжения они не смяты, однако вдоль границ интенсивность смятия слоистости возрастает, и сами границы выступают как поверхности скольжения. Очевидно, что в этом случае полосчатость могла сформироваться до начала образования мелких складок, равно как и ее формирование могло быть одновременным с ними.

Иногда устанавливаются взаимоотношения, аналогичные изображенным на рис. 134, *г*. В зоне перекристаллизации сохраняются реликты мелких складок, и контакты зоны таковы, что свидетельствуют о замещении сплоенных пород. Вместе с тем как в зоне перекристаллизации, так и в окружающей породе развита одна и та же сланцеватость, параллельная осевым плоскостям мелких складок. Очевидно, что перекристаллизация шла уже после того, как были в основном сформированы мелкие складки, но до того, как была сформирована наблюдаемая сланцеватость. Такие взаимоотношения, кроме того, могут свидетельствовать о наличии «тектонического перерыва» между образованием мелких складок и сланцеватости, особенно если при микроскопиче-

ском изучении устанавливается смена ассоциаций статических условий кристаллизации ассоциациями, кристаллизовавшимися в динамической обстановке. В целом же формирование полосчатости здесь происходило позднее, чем в двух предыдущих случаях. Наиболее позднее посттектоническое образование полосчатости иллюстрируется на рис. 134, *д*.

В качестве одного из видов метаморфической полосчатости может рассматриваться *наложенный кливаж скольжения*, формирование которого в отличие от рассмотренных выше примеров связано с более поздней наложенной деформацией, не наследующей ориентировку структур первой деформации и не связанной с ней.

Макроскопическое изучение имеет большое значение и при установлении возраста минеральных агрегатов и таких минералов, как слюды, амфиболы, кианит, силлиманит, ставролит и т. п. (рис. 135). Такие

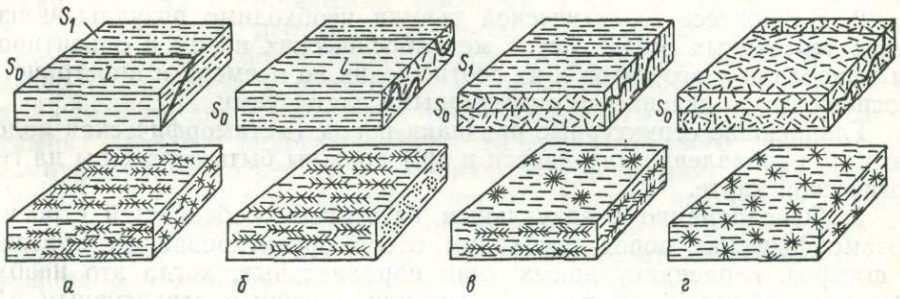


Рис. 135. Кинематически различимые типы макроскопических строений метаморфических пород.

Верхний ряд — макростроения, образуемые множеством изолированных неравноразмерных зерен, нижний ряд — строения, образуемые индивидуализированными агрегатами роста: *а* — синкинематические осеплоскостные; *б* — синкинематические осевые (линейные); *в* — позднекинематические плоскостные; *г* — посткинематические изотропные.

минералы, как амфибол или кианит, имеют четкую плоскостную и линейную ориентировку в условиях синкинематической кристаллизации (рис. 135, *а*). Иногда она развивается локально в перегибах мелких складок или при особенно интенсивной деформации, так называемом осевом течении (рис. 135, *б*).

Существенно плоскостные строения (рис. 135, *в*), напротив, свойственны периоду спада деформации, иными словами, периоду исчезновения неоднородности движений: кристаллизующиеся минералы сохраняют плоскостную, но теряют линейную ориентировку. Наконец, при кристаллизации в статических условиях (пост- или докинематических) для минералов и агрегатов характерно изотропное распределение в породе (рис. 135, *г*).

Для различия до-, син- и посткинематических идиобластических зерен в качестве основного метода используется отношение внутреннего строения зерен (внутризерновых элементов строения) к элементам строения породы [514, 543, 559]. В преобладающем большинстве метаморфических пород присутствует по крайней мере один плоскостной структурный элемент, который часто может сохраняться в идиобластах в виде траекторий включений* кварца, слюды, амфиболов, графита, магнетита и т. д.

Наиболее ярким признаком синкинематической кристаллизации порфиробластов являются спиральные следы включений в них или так называемая структура «снежного кома».

* Исследования указывают, что насыщенность включениями и скелетность зерен в целом свойственны посткинематическим условиям.

Наложенная деформация и повторный метаморфизм могут привести к полной перекристаллизации пород и уничтожить какие-либо макроскопические следы предшествующего развития. В этих случаях только изучение реликтовых структур порфиробластов позволяет установить существование длительной и сложной тектонической и метаморфической истории пород. При этом нужно иметь в виду, что одно и то же зерно граната в разных сечениях может дать разную картину внутреннего строения.

В целом взаимоотношения кристаллизации и складчатости изучают в определенной последовательности.

1. Исследование кристаллических пород должно начинаться с достаточно детального полевого исследования структур, предусматривающего установление последовательности их формирования и выяснение возрастных взаимоотношений отдельных структурных элементов (различного порядка).

2. В процессе геологической съемки необходимо визуальное изучение текстурных особенностей метаморфических пород и ориентировки минералов и агрегатов и их соотношения во времени и пространстве с основными выделенными структурными элементами.

Главнейшие структурные признаки пород (метаморфическая полосчатость, направление линейности и пр.) должны быть отражены на геологической карте.

3. Одновременно с визуальным изучением особенностей строения метаморфических пород необходим отбор ориентированных образцов и шлифов, перпендикулярных (или параллельных, когда это необходимо) к наблюдаемым плоскостным или линейным структурным элементам.

4. Последующее камеральное (микроскопическое) изучение предполагает выделение характерных для определенных стадий метаморфизма генераций минералов.

5. Выясняя особенности внутреннего строения каждого порфиробластического минерала (под микроскопом), можно по частоте структурных признаков, показывающих до-, син- или посттектонический характер кристаллизации, установить относительный возраст последней для каждого минерала и скоррелировать между собой время возникновения отдельных минералов.

6. Выделение устойчивых парагенетических ассоциаций производится с привлечением обычных минералогических критериев.

7. Параллельное изучение вариаций состава в разных генерациях одного и того же минерала позволяет вскрыть изменение химической обстановки на различных стадиях метаморфизма.

8. Проведение петрографо-микроструктурного анализа (например, по группам ориентировки минералов и пр.) может оказаться необходимым при специальных петрологических исследованиях.

Если в самом широком плане региональный метаморфизм и деформация обычно выступают как два тесно связанных, переплетающихся и вполне одновременных процесса, то в более крупном масштабе оба процесса проявляют заметную независимость. Кульминационная стадия метаморфизма (термальный пик) может предшествовать кульминационной стадии деформации, быть одновременной с нею или следовать за ней. В общем случае могут быть различными и отношения между общей длительностью метаморфизма и длительностью деформации. Наконец, не связаны между собой простыми отношениями величины термальных и деформационных пиков [358, 375, 454, 545, 559], (M. R. Johnson, 1962, 1963 гг.). Тем самым предопределяется различие отношений деформации и метаморфизма в разных масштабах их проявления.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

В современной отечественной литературе [158, 382, 410, 473] под ультраметаморфизмом понимается региональный метаморфизм глубинных частей складчатых зон, где имеет место регенерация гранитной магмы, что приводит к мощному развитию разнообразных мигматитов и гранитоидов.

Изучение геологического строения и формирования областей распространения раннедокембрийских образований, в частности на щитах, показало, что процессы регионального ультраметаморфизма по времени проявления в пределах древнейших подвижных поясов относятся к инверсионной стадии их развития и совпадают с кульминацией складкообразовательных тектонических движений в каждой подвижной зоне. Так же, в принципе, протекали процессы ультраметаморфизма в позднедокембрийских и более молодых геосинклинальных зонах, но здесь явления палингенеза и анатексиса не получили регионального развития, а отмечены лишь в корневых частях складчатых систем и особенно в глыбах древнего кристаллического гранито-гнейсового фундамента (реоморфизм), вовлеченных в тектонические движения. В том случае, когда эти процессы в сильной степени охватывают покровные осадочные и вулканогенные геосинклинальные толщи, последние приобретают вещественное и структурное сходство с древнейшими комплексами гранито-гнейсов и мигматитов и трудно отличаются от них.

Зоны ультраметаморфизма служат источником магматических расплавов, образующих со-, поздне- и послескладчатые гранитоидные интрузии, размещенные в более высоких структурных этажах. В этой связи изучение гранито-гнейсо-мигматитовых комплексов приобретает важное значение для правильного понимания генезиса и металлогенических особенностей таких интрузий.

Среди ультраметаморфических комплексов выделяются три группы пород: 1) гнейсы, б) мигматиты и 3) гранитоиды ультраметаморфогенного происхождения.

В группу гнейсов обычно включают весьма большое количество разнообразных по составу и происхождению пород, ассоциирующих с кристаллическими сланцами, гранулитами и др. Ю. Ир. Половинкина предложила ограничить группу гнейсов только кристаллическими сланцами определенного состава, состоящими из полевого шпата, кварца и цветного минерала. При этом главные минералы должны присутствовать в примерно равных количествах или кварц и полевой шпат могут преобладать. В случае же преобладания в породе цветного минерала более правильно определять ее как сланец (слюдяной, амфиболовый и пр.). Наибольшая неопределенность существует для пород, обладающих гнейсовидной текстурой и составом гранитоидов. Среди них предлагается выделять следующие.

Гранито-гнейсы * — метаморфические породы гнейсовой текстуры, гранобластовой структуры, гранитного состава, первичная природа которых не ясна.

Парагранито-гнейсы — породы аналогичного состава, но сохранившие реликтовые геологические (условия залегания) и петрографические (текстуры, структуры) признаки образования за счет осадочных пород.

---

* Очевидно, более рационально уточнение генетического содержания широко распространенных в геологической литературе терминов «гранито-гнейс» и «гнейсо-гранит», как это предлагается в данном руководстве К. А. Шуркиным, чем вообще отказываться от их употребления ввиду недостаточной определенности этих понятий — *Прим. ред.*

Гнейсо-граниты — породы гранитного состава с реликтовыми геологическими и структурными (бластогранитная структура) признаками происхождения в результате метаморфизма магматических гранитоидов.

Особую подгруппу среди гнейсов представляют разновидности, свойственные зонам высоких ступеней регионального метаморфизма, известные под названием гранулитов. Они обладают тонкосланцеватой текстурой с мелкими линзовидными обособлениями отдельных минералов, чаще всего кварца, и ориентированными кристаллобластическими структурами. Для гранулитов характерны парагенетические ассоциации безводных минералов.

Мигматиты наиболее рационально систематизировать в зависимости от свойств субстрата (текстура, механические свойства, петрохимические особенности и т. п.), тектонической обстановки и степени мигматизации (рис. 136). Указанные 18 главных морфологических типов мигматитов образуют по вертикали прогрессивные ряды, соответствующие усилению степени мигматизации в породах, более или менее близких по составу и текстуре и находящихся в сходной тектонической обстановке (столбцы 2, 3 и 4). По горизонтали они объединяются в ассоциации мигматитов, отвечающие определенным степеням мигматизации (слабой, средней, сильной, высшей) в разных породах.

Перед геологом-съемщиком при детальном геологическом картировании районов, в которых имеет место проявление процессов ультраметаморфизма (мигматизации и гранитизации), встают следующие вопросы: 1) определение границ и внутреннего строения мигматитовых полей, их региональнометаморфической (субстрат) и ультраметаморфической зональности, 2) выяснение особенностей первичного состава и стратиграфического разреза мигматизированных толщ, 3) выявление их общей структуры и кинематики в период и в связи с процессами мигматитообразования, 4) характеристика и последовательность процессов метаморфических преобразований пород, 5) реконструкция истории геологического развития картируемой территории, 6) перспективная оценка района в отношении месторождений горнорудного и нерудного сырья, генетически связанных с ультраметаморфическими процессами. Решение этих вопросов возможно лишь при комплексном изучении тектоники, стратиграфии, метаморфизма и ультраметаморфизма пород.

Основой такого комплексного изучения является известный метод структурно-геологического картирования, который в областях ультраметаморфизма дополняется специфическими наблюдениями над мигматитами. Необходимо заметить, что при определении залегания пород в пределах мигматитовых полей нельзя ограничиваться лишь простой механической фиксацией, наблюдаемой в обнажениях ориентировки «гнейсовидности», надеясь, что впоследствии, при нанесении знаков падения и простирания на карту, она сама покажет рисунок структуры. Важно выяснить путем увязки ориентировки гнейсовидности с контурами пластов этих пород и с замерами в соседних обнажениях, не является ли она отражением метаморфической полосчатости, параллельной кливажу (ориентирована косо к простиранию пластов), или совпадает со слоистостью (напластованием).

Кроме того, важно также определить, отвечает ли наблюдаемая ориентировка «гнейсовидности» истинному залеганию пород в данном участке, либо оно является видимым и отражает положение крыльев второстепенных изоклинальных складок или плоскостей вторичного рассланцевания пород в зонах вязкого разрыва и кливажа, текстуру течения или линейную текстуру в параллельном линейности эрозионном срезе и т. п. Без сознательной критической оценки каждого замера путем макроструктурного анализа обнажений нельзя рассчитывать на

Мигматизация	Интенсивные движения; характер деформаций: складчатость, рассланцевание, трещиноватость, дробление		Слабые движения; характер деформаций: микротрещиноватость, рассланцевание	Характер изменения субстрата
	Тонкослоистая, сланцеватая (кристаллические сланцы, гнейсы) текстуры	Массивная, грубослоистая (амфиболиты, метабазиты) текстуры	Слоистая, сланцеватая, массивная текстуры	
Слабая	Линзовые	Ветвистые	Очковые	Не изменен; в контакте с метатектом перекристаллизация и щелочно-кварцевый метасоматоз
Средняя	Неравномернополосчатые	Сетчатые	Пятнисто-порфиробластовые	Мало изменен; в контакте с метатектом фельдшпатизация
	Лентовидно-полосчатые	Брекчиевидные	Четковидно-порфиробластовые	Заметно изменен; частью гранитизирован и перекристаллизован
Сильная	Тонкослойные	Пластично-брекчиевидные	Жильно-порфиробластовые	Сильно изменен; пропитан метатектом и гранитизирован
	Слоисто-полосчатые	Флюидальные	Псевдобрекчиевидные	В участках развития метатекта полностью переработан, в реликтовых участках гранитизирован
Высшая	Гнейсовидно-теневые	Пятнисто-теневые	Порфирообласто-теневые	Неравномерно ассимилирован; в гранитоидной массе сохраняются лишь теневые текстуры целиком переработанного субстрата

1 2 3

Рис. 136. Морфологические типы мигматитов.

1 — субстрат (гнейсы и амфиболиты различного состава); *2* — новообразованный гранитоидный материал — метатект; *3* — порфиробласты (метабласты) полевых шпатов.

выяснение тектоники и стратиграфии мигматизированных толщ, так же как невозможно это сделать, не учитывая трансформации состава гнейсов в процессе их ультраметаморфизма. Отсюда вытекает необходимость изучения степени проявления мигматизации и гранитизации с отражением на карте изменений ее интенсивности в пределах картируемого района. Такие данные позволяют:

— установить, связано ли наблюдаемое изменение петрографического характера пород с первичными литолого-фациальными особенностями толщи или с развитием явлений ультраметаморфизма;

— выявить структурно-тектонические закономерности размещения областей сильной мигматизации, что помогает расшифровать среднемасштабные складчатые и разрывные структуры (локализация некоторых типов мигматитов в ядрах куполов, в зонах разломов и др.), и тем самым полнее и точнее понять тектонику района;

— выявить зависимость состава метатекта мигматитов и гранитоидов от химико-минералогических особенностей субстрата.

Все описанные выше морфологические типы мигматитов в любом из мигматитовых полей представлены неисчислимым количеством вариаций своих текстур. При описании обнажений обычно бывает достаточно просто назвать морфологический тип мигматита, чтобы в дальнейшем, при составлении полевой геологической карты, определить степень мигматизации в каждой данной точке наблюдений. Однако необходимо принимать во внимание ассоциацию типов мигматитов (рис. 134), наиболее распространенных в данном участке, что и позволяет выделять четыре степени мигматизации различных по составу пород: слабую, среднюю, сильную, высшую.

Устанавливается, что наиболее интенсивная мигматизация приурочена: 1) к зонам вязких разрывов и разломов, синхронных с мигматитообразованием, 2) к ядерным частям антиклинальных складок (зонам растяжения), 3) к участкам интенсивных межпластовых дифференциальных движений, 4) к подошве мощных пластов амфиболитов и мраморов, игравших экранирующую роль на пути мигматитообразующих агентов, 5) к породам, первоначально гранитоидным или близкого состава.

В последнее время широкое распространение получил и так называемый «литолого-стратиграфический метод картирования» глубоко метаморфизованных гнейсовых толщ, в том числе и мигматизированных (Л. В. Завалишин, Н. А. Львова, 1954 г.; Б. М. Роненсон, 1954 г.; Л. В. Калафати, 1967 г.), *основанный на положении, что гнейсы в процессе* метаморфизма и мигматизации испытывают главным образом изохимическую перекристаллизацию и настолько точно отражают характер исходных пород, что сохраняется полная возможность применения к ним методов литолого-фациального анализа. Особое значение, в частности, для этих целей имеют первичные реликтовые текстуры и структуры, которые изредка сохраняются в подвергнутых мигматизации гнейсах, амфиболитах и породах другого состава. Такие наблюдения позволяют, с одной стороны, судить о происхождении некоторых пород субстрата в мигматитовых полях, а с другой — устанавливать нормальное или перевернутое залегание в каждом данном участке по положению ритмообразующих прослоев и ритмично-слоистых гнейсов, по чередованию апомандельштейновых амфиболитов с массивными в пачках амфиболитового состава и т. п.

Опыт изучения ультраметаморфических комплексов позволяет рекомендовать при картировании мигматитовых полей выделение двух типов гранитоидов: 1) метасоматических и 2) анатектических, или ультраметаморфических.

Метасоматические гранитоиды всегда тесно связаны постепенными переходами с вмещающими породами, сохраняют их текстуру и уна-

следуют ее ориентировку, а также содержат участки устойчивых к гранитизации пород. Метасоматические гранитоиды характеризуются корозионными структурами и обычно заметно отклоняются от состава «идеальных» гранитов, обладающих (анхи)эвтектическими соотношениями кварца и полевых шпатов (совпадение этих характеристик является частным случаем для метасоматических гранитов). Собственно реоморфические гранитоиды обычно развиты среди ультраметаморфогенных комплексов в резко подчиненном количестве и могут выделяться с достаточными основаниями только в более высоких, чем зоны ультраметаморфизма, структурных этажах.

В зонах гранулитовой фации получают развитие соответственно метасоматит-чарнокиты и анатектит-чарнокиты. Не останавливаясь на обсуждении терминологии чарнокитов, целесообразно считать характерной для чарнокитов минеральную ассоциацию: средний плагиоклаз+ортоклаз+кварц+гиперстен±диопсид±гранат с суммарным содержанием темноцветных минералов не более 15—20% (А. А. Маракушев, 1966 г., В. М. Шемякин, К. А. Шуркин, 1968 г.), возникающую в процессе ультраметаморфизма в условиях гранулитовой фации, т. е. обязательно с участием расплава и (или) высокотемпературных растворов.

Ультраметаморфические гранитоиды не имеют четко выраженных признаков только метасоматического (или реоморфического) или магматического происхождения, а сочетают их. Они обычно связаны постепенными переходами с окружающими мигматитами и гнейсами, в целом являются автохтонными, но в то же время в отдельных участках обладают секущими контактами, заключают ксенолиты (эруптивные брекчии), внедряются в трещины, приобретают текстуры течения и т. д. В шлифах они никогда не характеризуются структурами магматической кристаллизации и, как правило, обладают гранобластическими структурами, всегда в той или иной степени осложненными элементами структур метасоматического минералообразования. По составу плутонические гранитоиды разнообразны — от диоритов и гранодиоритов до нормальных гранитов и аляскитов, но при этом соотношения лейкократовых минералов (кварца и полевых шпатов в них) остаются близкими к гранитной эвтектике, а цветные минералы перекристаллизовываются без существенного изменения состава.

Основными методами являются обычно наблюдения над их геологическими взаимоотношениями с упором на пространственное соотношение текстур и структур гранитоидов. Последние могут помочь не только установить последовательность гранитообразования, но и определить отсутствие или наличие периодов консолидации пород в ходе их образования.

Для решения вопроса о перспективности района в отношении полезных ископаемых важным является не только выяснение физико-химических условий гранитообразования, но и изучение субстрата (насколько наследуется его состав при гранитообразовании). Взаимоувязанное изучение химизма гранитоидов и метаморфических пород дает возможность судить о перераспределении компонентов, исходя из чего иногда становится реальным найти источники привноса и подойти к решению вопроса о балансе вещества при гранитообразовании.

Изучение химизма ультраметаморфических гранитоидов в Южной Карелии (К. О. Кратц, С. Б. Лобач-Жученко и др., 1968 г.) показало, что значительная часть их образовалась в результате перекристаллизации метаморфизованных вулканитов кислого и среднего состава, обогащенных натрием, без существенных изменений их химического состава или при некотором уменьшении содержания натрия (избыток последнего вполне может привести к натриевому метасоматозу метаморфических пород более основного состава). Перераспределение вещества в

процессе ультраметаморфизма различных по составу пород играет важную роль в образовании гранито-гнейсовых полей.

При картировании и изучении ультраметаморфических образований обязательно использование структурно-геологических, петрохимических, петрологических и геофизических методов исследования в их совокупности.

ИЗУЧЕНИЕ ПРОЦЕССОВ МЕТАСОМАТОЗА

Процессы метасоматоза в метаморфических толщах сопровождаются существенным перераспределением вещества исходных пород. С другой стороны, определенные типы метасоматитов оказываются приуроченными к тем или иным фациям метаморфизма (чарнокиты, анортозиты и т. д.).

Среди высокотемпературных метасоматитов, тесно связанных с региональным метаморфизмом, выделяются прежде всего продукты существеного щелочного метасоматоза: метасоматические чарнокиты, гранито-гнейсы, фельдшпатизированные гнейсы, микроклиниты, олигоклазиты, анортозиты и т. д., мусковитизированные сланцы, биотитизированные гнейсы, эгириниты и пр. Причем состав метасоматитов зависит от химического состава метаморфических толщ. Особо выделяются кордиерит-антофиллитовые породы, магнетитовые кварциты, образующиеся в результате высокотемпературного магнезиально-железистого метасоматоза.

Распространенным типом метасоматитов, связанных с выщелачиванием сильных оснований при воздействии высоко- и среднетемпературных кислых растворов, являются дистен-мусковитовые сланцы, дистеновые (силлиманитовые) кварциты; в основных породах — эпидотозиты и т. д. В целом характерной особенностью этого типа метасоматитов является локальность расположения интенсивно выщелоченных зон (отдельных тел, участков), в то время как относительно слабо выраженные метасоматические процессы такого рода часто имеют региональное распространение (например, фибролитизация в биотитовых гнейсах). Низкотемпературные метасоматиты нередко получают равномерное региональное распространение.

На ранней стадии преобразования геосинклинальных осадков раствор (прежде всего в насыщенных водой пелитовых породах) начинает реагировать с глинистыми минералами, а также, перемещаясь в близлежащие породы, например базальты, с вулканическим стеклом, плагиоклазами и т. д., что устанавливается в эпигенезированных толщах [210, 223]. Аналогично объясняется и широко распространенный процесс спилитизации (и низкотемпературной альбитизации) геосинклинальных толщ за счет заимствования натрия (NaCl) из захороненной морской воды (Т. Барт, 1965 г.) и перераспределения Na и взаимосвязанного с этим выноса Ca (K) в ходе низкотемпературного их изменения [138, 139].

Метасоматические процессы, непосредственно завершающие прогрессивный этап метаморфизма геосинклинальных толщ определенной складчатой области, могут захватывать более древние образования, слагающие жесткие структуры подвижных областей (срединные массивы и т. д.), а также активизированные части платформ. В последних метасоматические процессы отделены значительным промежутком времени от периода регионального метаморфизма, и в этом случае метасоматические (ретроградные) изменения в древних метаморфических толщах определяются термином «диафторез». Внутри средне- и низкотемпературных метасоматитов выделяются продукты ретроград-

ного метаморфизма существенно биотитовых гнейсов и сланцев: гранат-хлоритовые, хлоритовые, хлоритоидные, мусковитовые сланцы и пр. Породы основного состава превращаются в альбит-хлоритовые, альбит-эпидот-хлоритовые, альбит-хлорит-мусковитовые сланцы.

Для ретроградного изменения метаморфических толщ со значительным содержанием мраморов характерно образование тремолит-карбонатных, эпидот-карбонатных сланцев и т. д.

Процесс высокотемпературного метасоматоза сопровождается высвобождением целого ряда редких элементов: Th, U, TR, Be — при микроклинизации плагиоклаза: Li, Sn, Nb, Ta, Sc — при мусковитизации биотита; TR (наряду с Ti, Fe, Mg, Mn) — при фельдшпатизации и т. д. При формировании региональных метасоматитов обычно происходит рассеивание рудных элементов, выносимых из более высокотемпературных зон в достаточно широком ореоле в пределах периферических зон. Однако при известных условиях возможна концентрация рудных компонентов: в зонах разломов, при наличии некоторых типов пород, способствующих отложению ряда элементов (в частности, карбонатных, доломитовых, битуминозных и пр.).

С процессами регионального метасоматоза связывается определенный генетический тип редкоземельной (и редкометальной) минерализации (*М. П. Лобанов, 1965 г.; Н. И. Тугаринов, И. В. Александров*, 1960 г. и др.), золото-арсенопиритовый, меднорудный [488]. Магнезиально-железистым метасоматозом объясняется образование медно-пирротиновых месторождений, ассоциирующих с зонами кордиерит-антофиллитовых пород [259], (П. Эскола, Гейер, 1961 г.). С практической стороны наибольший интерес представляет намечаемая сопряженность метаморфогенных месторождений (в частности, сульфидных) с зонами ультраметаморфизма и гранитизации [259].

Наибольшая миграция рудного вещества характерна для регрессивной стадии регионального метаморфического процесса. В частности, зоны интенсивного регрессивного метаморфизма вмещающих пород, по Ю. М. Соколову (1970 г.), отвечают зонам перекристаллизации и слюдоносности пегматитов в комплексах регионального метаморфизма дистен-силлиманитового типа. С процессом диафтореза связывают образование некоторых железорудных месторождений (сидеритовых и магнетитовых месторождений Восточных Альп [467, 483], рудопроявлений титана, золота и др.).

Таким образом, с процессами метасоматоза тесно связано образование ряда метаморфогенно-гидротермальных месторождений.

Исходя из особенностей регионального метасоматоза могут быть рекомендованы определенные методы исследований.

При геологосъемочных работах (масштаба 1 : 50 000, 1 : 25 000 и более) совершенно необходимо картирование отдельных зон метасоматитов: зон гранитизации, фельдшпатизации, мигматизации, мусковитизации, биотитизации, рибекитизации, кордиерит-антофиллитовых пород и т. д.

При полевых работах необходимо установить соотношение отдельных зон метасоматитов с первичной зональностью периода прогрессивного регионального метаморфизма (в пределах зональных метаморфических комплексов), положение зон метасоматитов относительно тектонических нарушений, интрузивных образований, сопряженность различных зон метасоматитов, их положение относительно друг друга, характер зон перехода и т. д. Все это позволяет отделить локально проявленные метасоматические процессы (автометаморфизм, динамометаморфизм, регрессивные изменения поздних стадий контактового метаморфизма и пр.) и выявить степень распространенности метасоматитов. (При этом особое значение для поисков метаморфогенных рудопроявлений приобретают процессы регрессивного этапа метаморфизма).

При геологической съемке масштаба 1 : 50 000 и 1 : 25 000 необходимы составление детальных разрезов и отбор серий образцов и шлифов в зоне перехода метасоматитов к слабо измененным или неизмененным гнейсам и кристаллическим сланцам. Детальность отбора образцов (и шлифов) определяется шириной зоны перехода. При полевом исследовании необходимы выявление реликтовых текстурных особенностей субстрата (слоистость, полосчатость, параморфозы и пр.), установление зональности в пределах метасоматических тел.

Собственно зоны наиболее интенсивной гранитизации, как правило, являются безрудными в связи с выносом вместе с летучими основных рудных компонентов.

При наличии минерализованных зон, связанных с полями региональных метасоматитов, и тесной зависимости последних от состава метаморфических толщ (а также относительно небольших дистанций миграции элементов при метасоматических процессах) в ходе геологосъемочных работ должны быть обозначены на карте отдельные горизонты пород, которые рассматриваются в качестве потенциальных источников рудообразования. Такими характерными горизонтами, которые могут быть в большинстве случаев использованы и в качестве маркирующих при картировании, являются прежде всего графитовые и графитсодержащие сланцы (часто обогащенные Cu, Zn, Pb, Mo, V, Au и т. п.), высокоглиноземистые сланцы, железистые кварциты, нередко характеризующиеся повышенным количеством редких земель, некоторые доломиты, амфиболиты и т. д.

В связи с существенной ролью химизма самих метаморфических пород в образовании того или иного типа метасоматитов (с рудной минерализацией) при общей прогнозной оценке площади должны быть приняты во внимание особенности состава толщ.

Выяснение характера изменений химического состава и степени перемещения вещества в процессе метасоматоза может быть проведено путем пластового сравнения минералогического и химического состава * потенциально-рудоносных пород, в различной мере затронутых метасоматозом.

Изменение содержания элементов, присутствующих в породах в незначительном количестве, может быть очень невелико, в то же время в силу большого объема пород, затронутых процессами регионального метасоматоза, суммарный эффект перераспределения рассеянных компонентов может быть достаточно велик и приобретать существенное значение при образовании зон минерализации.

РЕКОМЕНДАЦИИ К ОТРАЖЕНИЮ НА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ КАРТЕ ЯВЛЕНИЙ МЕТАМОРФИЗМА

Геологическая карта области развития метаморфических пород обычно несет гораздо большую нагрузку, чем карта, составленная в районах, сложенных неметаморфизованными толщами, так как помимо обозначений, общих для всех геологических карт, возникает необходимость отображения на карте разнообразных явлений метаморфизма.

1. Прежде всего следует остановиться на вопросе об изображении изоград метаморфизма, которые могут быть показаны в виде черных линий (толщиной от 0,5 до 1,5 мм) или точечных цветных линий, отвечающих по цвету определенной фации (см. ниже). Линиям могут быть приданы индексы — символы соответствующих критических мине-

* При этом рационально использование атомно-объемного метода пересчета (В. А. Рудник, 1960 г.), предусматривающего предварительное определение объемной массы пород.

ралов, которые при этом обязательно должны быть введены в легенду к карте, например, изограда граната может выглядеть так, как показано в табл. 35, п. 1.

Таблица 35

Примеры обозначения метаморфических пород на геологических картах

N№п/п	Условные обозначения	Названия пород
1	gr	Изограда граната
2		Кристаллические сланцы Гнейсы Амфиболиты
3		Биотитовые гнейсы Силлиманитовые гнейсы Дистен или ставролит – биотитовые гнейсы Кордиерит – биотитовые гнейсы
4		Биотитовые гнейсы Биотитовые кристаллические сланцы
5		Мусковит – хлоритовые сланцы Двуслюдяные сланцы
6		Пироксеновые гнейсы
7		Гиперстеновые гнейсы Диопсидовые гнейсы
8		Ультраметаморфические гранитоиды
9		Высшая степень мигматизации (красный цвет)
10		Мусковитизация (красный цвет)

В случае, если проведение изоград на карте в силу каких-либо причин (недостаточность фактического материала, несогласованность отдельных данных и пр.) невозможно, следует ограничиться показом на карте точек наблюдения определенных индекс-минералов, отметив их или символами, или специально подобранными значками, введенными в легенду.

2. Весьма важно отражать на карте и петрографический состав метаморфических пород. Что касается таких четко индивидуализированных пород, более или менее различающихся в условиях метаморфизма, как конгломераты, кварциты и мраморы, то за ними, вероятно, и следует оставить традиционные обозначения. Для каждого типа метаморфических пород целесообразнее предусматривать один основной, опорный значок, использование которого предполагается обязательным. Однако, разнообразя и усложняя его, можно получать различные его варианты для обозначения многочисленных петрографических разновидностей пород. В табл. 35 (п. 2) на первом месте помещаются опорные значки, а потом уже их варианты. Так, используя значок гнейсов, можно выделять различные разновидности последних, как это показано в табл. 35 (п. 3).

Очевидно, в случае тесной пространственной ассоциации определенного вида гнейсов и близких к ним по составу кристаллических сланцев (в частности, биотитовых гнейсов и кристаллических сланцев) наиболее удобно вводить дополнительный значок к основному обозначению (табл. 35, п. 4). С другой стороны, когда кристаллические сланцы получают самостоятельное широкое распространение, что особенно характерно для фации зеленых сланцев, более удобно использовать обозначения, предлагаемые в целом для группы кристаллических сланцев (табл. 35, п. 5).

В то же время такие резко отличные по первичному составу породы, как пироксеновые, пироксен-амфиболовые, амфиболовые и другие типы гнейсов, целесообразнее выделять условными обозначениями, четко отделяющими их от группы существенно глиноземистых и других типов сланцев. Для пироксеновых гнейсов удобно использовать двойной штрих (табл. 35, п. 6, 7) или для более четкого их выделения утолщенные штриховые линии.

Маркирующие горизонты показываются в виде геологических тел (пласты, пачки), контуры которых заполняются соответствующим крапом. Для различных ультраметаморфических гранитоидов можно рекомендовать удлиненный крестик (табл. 35, п. 8), который ориентируется согласно гнейсовидности.

Границы ультраметаморфических (и метасоматических) гранитоидов в отличие от магматических лучше показывать не сплошной черной линией, а линией, состоящей из коротких штрихов (чтобы не спутать ее с традиционной штриховой линией условного нормального контакта).

3. При изображении различных зон наложенных процессов целесообразнее, вероятно, использовать цветные крапы. Мигматизация отмечается особым знаком красного цвета (табл. 35, п. 9), зоны мусковитизации — красными штрихами (табл. 35, п. 10).

На геологической карте должны выделяться зоны диафторитов, которые удобно обозначать зеленой продольной или поперечной разреженной штриховкой (или точечным, пунктирным крапом того же цвета). В случае достаточно частого проявления полиметаморфизма в докембрийских областях, очевидно, необходимо выделение полей и зон диафтореза. При этом целесообразно, например, на фоне архейских образований, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации, выделение цветной (или черной) штриховкой полей высокотемпературного диафтореза (амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой фации), а также зон низкотемпературного диафтореза. В этих регионах необходимо и вышеуказанное разделение зон разной степени мигматизации и различного типа гранитоидов.

4. В тех случаях, когда район геологического картирования отличается большой сложностью и разнообразием проявлений процессов метаморфизма, рекомендуется дополнительно прилагать специальную

карту метаморфизма, которая должна нести цветовую нагрузку, характеризующую метаморфические фации. Можно предложить следующие цвета для различных фаций метаморфизма: желтый (с использованием оттенков) — цеолитовая, пренит-пумпеллиитовая; зеленый — фация зеленых сланцев; оливково-зеленый — эпидот-амфиболитовая; коричневый — альмандин-амфиболитовая; розовый — гранулитовая.

Очевидно, на карте метаморфизма должны быть выделены поля или тела эклогитов (фиолетовый цвет), если последние имеются. Иногда возникает также необходимость выделения фации глаукофановых сланцев (или дистеновых сланцев), для которых удобно использовать синие цвета.

ОБ ОСОБЕННОСТЯХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Рудоносность пород, слагающих метаморфические комплексы, имеет различную природу и обусловлена по крайней мере тремя причинами: 1) наличием унаследованных повышенных концентраций и месторождений, 2) появлением метаморфогенных (и ультраметаморфогенных) концентраций и месторождений, 3) формированием поздних магматогенных концентраций и месторождений, наложенных на породы метаморфических комплексов.

УНАСЛЕДОВАННАЯ РУДОНОСНОСТЬ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ (МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ПОВЫШЕННЫЕ КОНЦЕНТРАЦИИ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ)

В метаосадочных и метавулканогенно-осадочных комплексах в составе метаморфизованных седиментогенных концентраций наиболее распространены железо, углерод, сера, калий, кальций, магний, алюминий, медь, кобальт, золото, уран, торий, титан * и сопровождающие их примеси. Появление в осадках повышенных количеств названных элементов обусловлено несколькими процессами, главными из которых являются опережающее развитие кор выветривания и синхронный вулканизм.

Опережающее интенсивное развитие кор выветривания и отчасти одновременное с седиментацией выветривание, обусловленное стабилизацией тектонического режима (В. П. Петров, 1967 г.; А. С. Корякин, 1967 г.), [388], являются в конечном счете причиной накопления в древних метаосадках алюминия, золота, урана, тория, титана и калия. Месторождения последних пространственно тяготеют к устойчивым блокам и массивам соответствующего времени и к их непосредственному обрамлению. В разрезах комплексов они обычно располагаются выше поверхностей крупных перерывов и несогласий, отвечающих длительным этапам тектонической стабилизации. В генетическом отношении эти концентрации связаны с размывом и интенсивной осадочной дифференциацией продуктов коры выветривания **. Для всех рассматриваемых концентраций благоприятными породами области питания являются гранитоиды, мигматиты и гранито-гнейсы.

* Частичное накопление испытывают и другие (например, бор, редкие земли), не образующие, однако в метаморфических комплексах промышленных концентраций чисто седиментогенного происхождения.

** Некоторым исключением являются субглиноземистые осадки, венчающие разрезы ряда комплексов и возникшие в результате сопровождающего седиментацию выветривания при нарастающей стабилизации тектонического режима.

В разрезах метасоматических образований, содержащих рассматриваемые концентрации, обычно присутствуют конгломераты, кварциты, глиноземистые сланцы и гнейсы, а также графитистые, углистые и сульфидсодержащие их разновидности. Наиболее важной группой рассматриваемых концентраций являются древние металлоносные конгломераты, для которых основные полезные компоненты — уран и золото, а второстепенные — торий, редкие земли, титан. При этом следует иметь в виду, что хотя древние металлоносные конгломераты в наиболее богатых рудных районах и представлены высокодифференцированными кварцевыми разновидностями, тем не менее самыми перспективными площадями в областях их распространения являются такие, которые характеризуются переходным типом тектонического режима формирования между крайними — наиболее активизированными и наиболее стабилизированными участками. Это выражено, в частности, и в том, что металлоносными являются не чисто прибрежно-бассейновые фации, а зоны развития дельт и потоков с переменной активностью.

Синхронный с седиментацией вулканизм находит свое выражение в накоплении в составе метавулканогенно-осадочных толщ железа, марганца, серы, бора, фосфора, редких земель и некоторых других элементов (В. С. Шатский, 1954).

В структурном отношении повышенные концентрации и месторождения метаморфизованного вулканогенно-осадочного типа тяготеют к древним подвижным линейным зонам и к крупным долгоживущим разрывным нарушениям. Положение в разрезах метаморфических комплексов у них бывает различным и определяется этапами интенсивного оживления тектонических движений, обеспечивающих развитие вулканизма. Судя по составу вулканитов и продуктов их разложения и выветривания рудоносных областей, интенсивность и режим тектонических движений меняются в широких пределах. В зонах активного проявления глубинных расколов нередко присутствуют породы ультраосновного состава, в то время как на площадях, тяготеющих к обрамлению или внутренним активизированным зонам крупных стабильных блоков, обычно встречаются кислые метавулканиты (лептиты) и даже породы сиенитового ряда (Кируна). Почти во всех типах разрезов устанавливаются метаморфизованные основные вулканогенные породы.

Механизм накопления железа, марганца, фосфора, серы, бора и других элементов в рассматриваемом типе концентраций весьма сложен. Осаждению полезных компонентов, по-видимому, предшествует массовое подводно-гидротермальное разложение и выветривание лав и туфогенов. Эти процессы, вероятно, за короткое время эффективно мобилизуют огромное количество вещества. Последующее накопление полезных компонентов происходит различными путями. Для одних (железо, марганец, фосфор, бор) — это, по-видимому, хемогенное осаждение, для других (сера) имеются основания предполагать влияние биогенеза.

В ассоциациях пород рудоносных метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщ кроме метавулканитов, метатуффитов от основного до кислого состава и продуктов их разложения и выветривания обычны метатерригенные образования (сланцы и гнейсы) и осадки отдаленных вулканогенно-осадочных фаций (карбонатные и силикатно-карбонатные породы), возможны глиноземистые осадки [122]. Следует отметить нередкие фациальные переходы между различными по элементному составу рудными концентрациями вулканогенно-осадочного типа.

Сочетание глубокого выветривания пород области питания с предшествующим образованием большого количества вулканогенного материала, а иногда и с синхронным проявлением вулканизма обусловли-

ло формирование седиментационных повышенных концентраций и месторождений сульфидов меди, кобальта, сопровождающих примесей и нередко сопутствующих им магния и кальция в составе карбонатных пород соответствующих фаций. Иногда месторождения имеют отчетливые признаки присутствия отдаленных вулканогенно-осадочных фаций (*кремнистые доломиты и магнезиты и т. п., Медный пояс в Африке*). В структурном плане рассматриваемые концентрации и месторождения приурочены к переходным по тектоническому режиму зонам в периферических частях стабилизированных областей или их обрамлении. Положение, в разрезах метаморфических комплексов может быть различным.

Основной механизм накопления меди, кобальта и других халькофилов — осаждение в восстановительных условиях лагунно-дельтовых фаций. Важной особенностью является пестроцветный характер металлоносных формаций, указывающий на аридность палеоклиматической обстановки. Рудные концентрации формируются длительное время и, по-видимому, зависят от интенсивности перераспределения вещества на диагенетической стадии преобразования осадков. В ассоциациях *пород обычно участвуют метаморфизованные карбонатные, нередко доломитовые образования*, различные песчаники и сланцы, в том числе пестроцветные и сульфидоносные, иногда с углеродистым веществом (графитом). В отдельных случаях присутствуют хемогенные силициты. Распределение полезных компонентов в фациальных профилях имеет отчетливые закономерности.

МЕТАМОРФОГЕННАЯ РУДОНОСНОСТЬ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ (МЕТАМОРФОГЕННЫЕ И УЛЬТРАМЕТАМОРФОГЕННЫЕ ПОВЫШЕННЫЕ КОНЦЕНТРАЦИИ И МЕСТОРОЖДЕНИЯ)

К числу факторов, определяющих размещение метаморфогенных и ультраметаморфогенных месторождений, по-видимому, относятся: 1) вещественный состав материнских формаций и комплексов пород, 2) особенности развития процессов регионального и ультраметаморфизма (последовательность, зональность), 3) структурно-тектонические условия.

Вещественный состав материнских формаций и комплексов пород играет важную роль, поскольку эти породы являются не только источником рудного вещества, но в значительной мере и воды и летучих компонентов для процессов метаморфогенного рудообразования [378, 410], (П. С. Саакян, 1960 г.).

Среди метаморфических комплексов, унаследованная промышленная и непромышленная металлоносность которых обусловлена главным образом интенсивным предшествовавшим и сопровождающим развитием коры выветривания и отчасти предшествующим вулканизмом, известны метаморфогенные месторождения золота, урана, меди, свинца и цинка. *Во многих случаях устанавливается формирование метаморфогенных месторождений за счет пород с исходным повышенным геохимическим фоном* (месторождения золота в районе оз. Верхнего Северной Америки; месторождения урана в Африке).

В метаморфических комплексах с унаследованной металлоносностью, определяемой синхронным с седиментацией вулканизмом, известны метаморфогенные повышенные концентрации и месторождения железа, фосфора, бора, серы, меди и полиметаллов, редких земель, например колчеданные месторождения Швеции, Южной Финляндии и многие другие.

В метаморфогенных концентрациях, возникающих в метаморфических комплексах за счет преобразования металлоносных магматических пород, накапливается ряд элементов. При этом часть рудного вещества в отдельных случаях мобилизуется и из вмещающих толщ. Примером такого типа месторождений с медно-кобальт-никелевыми ассоциациями элементов может служить и район Печенги, где, по данным А. А. Предовского (1968 г.), устанавливается заимствование серы из вмещающих ультраосновные интрузии туфогенно-осадочных пород.

В качестве примеров с литофильными элементными ассоциациями и сложными источниками рудного вещества могут быть названы урановое месторождение Ричардсон в провинции Онтарио, Канада (Э. У. Хейнрих, 1962 г.); давидитовые жилы Австралии и Мозамбика [503], монацитовое месторождение Стинкэмпкрааль в Южной Африке. Эти месторождения приурочены к различным зонам метаморфизма.

Среди большого разнообразия метаморфогенных концентраций особое место занимают рудоносные мигматиты и редкометальные пегматиты, возникшие первоначально в результате ультраметаморфических процессов. Для рудоносных мигматитов [520], (Э. У. Хейнрих, 1962 г.; К. И. Чепижный, 1964 г.; Е. М. Фалькин, 1967 г.) с достаточной уверенностью предполагается первично-осадочное происхождение содержащегося в них рудного вещества. Оно, вероятно, испытывает лишь некоторое перераспределение при ультраметаморфизме и следующих за ним гидротермальных изменениях. Приведенные примеры показывают, насколько тесно связан состав метаморфогенных повышенных концентраций и месторождений с геохимической (металлогенической) специализацией вмещающих метаморфических комплексов пород.

Влияние последовательности и зональности проявления и развития процессов регионального метаморфизма на формирование и размещение метаморфогенных повышенных концентраций и месторождений можно рассматривать в аспекте генерации растворов, способных к переносу рудного вещества, и явлений мобилизации и переноса самого рудного вещества.

В отношении первого момента следует учитывать возможность образования метаморфогенных растворов (и рудообразования), особенно в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации [410]. Вместе с тем метаморфогенная генерация растворов совсем не обязательно предопределяет их изначальную рудоносность (А. А. Предовский, 1966, 1967 г.). Зоны насыщения метаморфогенными растворами для эффективного развития процессов мобилизации и накопления рудного вещества должны соприкасаться с породами, обладающими достаточными геохимическими ресурсами этого вещества, несмотря на возможность мобилизации рудного вещества в зонах более интенсивного и высокотемпературного метаморфизма с одновременным выносом и накоплением его в низкотемпературных зонах [410], (Я. Н. Белевцев, 1966 г.; Г. Б. Кочкин, 1963 г.; Н. П. Ермолаев, А. П. Жидикова, 1966 г.; Д. А. Великославинский и др., 1968 г.).

Вынос рудных компонентов из глубоко метаморфизованных пород не обязательно обусловливает их последующее накопление. Кроме того, делая вывод о выносе рудного вещества, обычно исходят из представлений о тождестве исходного состава однотипных пород в разных зонах метаморфизма. Однако при этом необходимо учитывать, что метаморфическая зональность накладывается на седиментационную, определяющую неоднородность первичного состава однотипных осадков в пространстве.

Влияние структурно-тектонического фактора на ход и результаты процессов метаморфогенного рудообразования весьма эффективно. Именно разрывные нарушения контролируют зарождение и последовательность развития метаморфогенно-гидротермальных рудопроявлений.

5 ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЪЕМКА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

ГЛАВА XI
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЪЕМКА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Четвертичные отложения отличаются от осадочных пород более древних систем некоторыми специфическими особенностями, которые определяют методы их изучения. Главнейшими из них являются: повсеместность распространения, относительно небольшая мощность, рыхлость, незначительный диагенез, отсутствие метаморфических изменений. Времени образования четвертичных отложений присущи такие специфические черты, как развитие оледенений, оставивших многочисленные следы, которые позволяют применять палеоклиматические принципы стратиграфического расчленения; тесная связь отложений с современным рельефом и соответственно возможность их изучения геоморфологическими методами; возникновение и развитие человеческой культуры, памятники которой позволяют использовать археологический метод для изучения отложений.

Четвертичные отложения материков в отличие от осадочных пород более древних систем представлены в основном континентальными фациями, что предопределяет большое разнообразие генетических типов и разновидностей этих образований и влечет за собой необходимость использования самых различных методов анализа для установления их стратиграфо-генетической принадлежности. Некоторые генетические типы четвертичных отложений являются полезными ископаемыми, годными для эксплуатации без предварительной обработки (стройматериалы, торф, соли, кирпичные глины и суглинки и др.).

Специальная геологическая съемка четвертичных отложений с составлением карты соответствующего масштаба проводится в районах, где эти отложения выделяются в самостоятельный ярус [326, п. 14 и 74]. В остальных районах они подлежат обязательному изучению, а области их преимущественного развития показывают на общей геологической карте данного района или на специальных схемах более мелкого масштаба.

Ниже кратко излагаются основные методические приемы и способы изучения четвертичных отложений при геологической съемке. Более подробно все эти вопросы освещены в вып. 6 «Методических указаний по геологической съемке масштаба 1 : 50 000».

Проектирование и организацию работ по геологической съемке четвертичных отложений проводят в общепринятом порядке. Необходимо отметить следующее: 1) геологическая партия должна быть укомплектована в основном геологами-четвертичниками и геоморфологами, получившими специальное образование; 2) в связи с тем, что изучение отложений, не вскрытых естественными обнажениями, может проводиться только на основании данных бурения, проект должен содержать обоснованный план буровых работ как в отношении наиболее рационального размещения скважин на площади съемки, так и с точки зрения предстоящих исследований скважин; 3) в организационный период помимо обычного снаряжения партия оснащается специальными (плоскими и удлиненными) геологическими молотками, ножами (типа кухонных) для изучения слоистости в стенках обнажений, оборудованием для изучения ориентировки галек и валунов, эклиметрами, теодолитами, рейками для профилирования, анероидами-высотомерами, *инертными термометрами для измерения температуры воды в мерзлых породах*, буравами для бурения отверстий под эти термометры.

ЗАДАЧИ И ПРИНЦИПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ

Основными задачами геологической съемки четвертичных отложений являются: 1) выделение литологических, генетических и возрастных разновидностей; 2) установление их взаимоотношений в пространстве и времени; 3) выделение и оценка продуктивных горизонтов рыхлого чехла; 4) реконструкция путей и условий транспортировки терригенного материала в постплиоценовое время. Для решения этих задач необходимо изучить и отобразить на карте: а) последовательность напластований; б) характер замещения геологических тел по простиранию; в) их связь с древним и погребенным рельефом; г) вещественный состав и д) палеонтологическую характеристику.

Расчленение и картирование четвертичных отложений имеют свои особенности по сравнению со съемкой древних осадочных пород. В связи с небольшой мощностью рыхлого чехла и в основном континентальным его происхождением особое значение приобретает изучение *латеральных изменений состава и структуры четвертичных отложений*. Поэтому в отличие от обычной геологической карты на карте четвертичных отложений главное изобразительное средство (цвет) применяется *для показа не подразделений стратиграфической шкалы, а генетических* типов четвертичных отложений. Согласно Е. В. Шанцеру [459], в генетические типы объединяются осадочные комплексы, играющие качественно различную роль в строении и формировании осадочного покрова и образованные процессами, оставляющими особые, легко распознаваемые следы в эволюции рельефа.

Генетическими типами являются сочетания литологически разнородных, но связанных общностью происхождения осадков, образующихся при переносе и отложении терригенного материала постоянными потоками (аллювий), временными водотоками (пролювий), ледниками (морена), потоками талых вод (флювиогляциальные отложения) и т. д. (табл. 36). Смысл их выделения и картирования заключается в том, что выявление пространственных закономерностей в расположении генетических типов и их сочетаний позволяет не только коррелировать рыхлые отложения на обширных территориях, но и реконструировать динамику и геоморфологическую обстановку переноса и отложения различных терригенных компонентов. Последнее очень важно при *поисках гипергенных месторождений полезных ископаемых*.

Генетические типы четвертичных отложений не являются аналогами фаций или формаций дочетвертичных осадочных пород. Один и тот

же генетический тип может образоваться в совершенно различной фациальной обстановке: ледниковыми отложениями называются как осадки огромных ледниковых покровов, так и мелких горных ледников, аллювий формируется как в условиях арктической пустыни, так и в субтропиках. В связи с тем, что каждый генетический тип может проявляться в виде различных географических вариантов, палеонтологические остатки и диагенетические изменения, в отличие от фациального анализа, не имеют принципиального значения при выделении генетических типов четвертичных отложений. В случае детального картирования генетические типы подразделяются не на фациальные, а на динамические разновидности или подтипы. Такими разновидностями основных генетических типов, соответствующими изменениям динамики осадконакопления, являются, например, краевые, основные и абляционные морены среди ледниковых отложений, русловой, пойменный и старичный аллювий среди речных отложений и т. д.

Таким образом, основными объектами геологической съемки четвертичных отложений являются генетические типы и их динамические разновидности.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ

В отличие от более древних образований четвертичные отложения расчленяют по климатостратиграфическому принципу, в основе которого лежит палеоклиматическая интерпретация литолого-фациальных особенностей отложений и их корреляция. Климатостратиграфический принцип, следовательно, позволяет выделять геологические ритмы климатического содержания и устанавливать их ранг. При этом основную роль играют литологические и палеонтологические методы, позволяющие судить о климатической обстановке, времени формирования отложений по их фациальной принадлежности и заключенным в них органическим остаткам.

В настоящее время принято деление четвертичной системы на четыре крупных подразделения, которые рассматриваются как вполне равноценные и основные стратиграфические единицы, но которым пока не может быть присвоен определенный таксономический ранг (отдел, ярус и т. д.), так как они не соответствуют отделам, ярусам и другим подразделениям более древних систем. В связи с этим подразделения четвертичной системы индексируются на картах не арабскими, а римскими цифрами, в отличие от индексации других систем: нижнечетвертичные отложения (нижний плейстоцен) * Q_I; среднечетвертичные отложения (средний плейстоцен) Q_{II}; верхнечетвертичные отложения (верхний плейстоцен) Q_{III}; современные отложения (голоцен) Q_{IV}.

Объемы этих основных подразделений для СССР в целом еще не определены, однако для европейской части страны, как для наиболее изученного региона, постоянная комиссия при МСК рекомендует подразделения со следующими нижними границами:

1) для нижнечетвертичных отложений Q_I в ледниковой области — основание серии ледниковых отложений, в Черноморской области — основание чаудинских морских отложений, в Каспийской области — основание бакинских отложений;

2) для среднечетвертичных отложений Q_{II} в ледниковой области — основание лихвинских межледниковых отложений, в Черноморской области — основание древнеэвксинских отложений, в Каспийской области — основание хазарских морских отложений;

3) для верхнечетвертичных отложений Q_{III} в ледниковой области — основание микулинских межледниковых отложений, в Черноморской

* Термин «плейстоцен» как общее наименование трех нижних подразделений четвертичной системы МСК рекомендует употреблять лишь в качестве вспомогательного.

Таблица 36

Главнейшие признаки генетических типов четвертичных отложений

Отложения	Обозначение	Разновидности (подтипы)	При знаки			
			Геоморфологическая характеристика	Границы	Изменения по простиранию	Вещественный состав
Элювиальные (основной тип)	e	Обломочный элювий	Водораздельные поверхности и склоны с углами <5°	Нерезкие, неровные	В соответствии с изменениями состава подстилающих пород	Дресва — глыбы, окатанность 0—1 классы, мезокозем
		Химический элювий (кора выветривания)		Постепенные	Четковидные колебания мощности	Глины с редкими обломками
		Погребенные и современные почвы		Неровные, размазанные		От суглинков до песков
Элювиально-делювиальные (смешанный тип)	ed	Смещенный элювий Смещенные почвы	Склоны междуречий с углами 5—8°	Четкие	С увеличением угла наклона измельчение материала и увеличение мощности	Соответствует элювию
Коллювиальные (основной тип)	c	Оползневые массы	Склоны с углами 8—20°	Четкие	Увеличение мощности к подножию склона	Супеси и суглинки с дресвой и щебнем
		Осыпные массы	Склоны с углами 20—35°			
		Обвальные массы	Склоны с углами >35°			
Делювиальные (основной тип)	d	Отложения крутых склонов с углами >15° Отложения пологих склонов с углами <15°		Четкие	Увеличение мощности, улучшение сортированности и окатанности по направлению к нижней части склона	Суглинки, супеси, пески со щебнем, окатанность 1—3 классы
Делювиально-коллювиальные (смешанный тип)	dc	Обладают чередующимися в разрезе признаками делювия и коллювия				
Солифлюкционные (основной тип)	s	Оплывные образования	Склоны с углами >5°	Нечеткие, прерывистые	Увеличение мощности к подножию склонов	Преобладают суглинки
		Отложения нагорных террас	Склоны с углами <5°, серии ступеней на склонах до нескольких десятков метров высотой	Достаточно четкие	Высота и количество террас на разных частях склонов не совпадают	Глыбы, щебень, мелкозем
		Отложения натечных террас	Склоны с углами 3—5°, ступени на склонах до 2 м высотой			Щебень, мелкозем
		Полигональные грунты	Поверхности и склоны с углами <5°, трещины, многоугольники			Ил, песок, лед, растительные остатки
		Курумы	Склоны с углами не более 15°		Измельчение обломков к подножию склонов	Глыбы с примесью щебня и мелкозема

Текстура
Увеличение крупности неориентированных обломков вниз по разрезу
Неясно слоистая
Иногда наблюдается ориентировка длинных осей обломков параллельно склону
Линзовидное чередование глыбовых и глинистых горизонтов
Неясная параллельная слоистость сезонного типа, длинные оси обломков параллельны склону
Слоеватая, мелкие несогласованные складки, следы течения грунта
Слоистость в основном отсутствует; редко — невыдержанное чередование обломков, параллельных склону
Слоеватая, неправильная, непостоянная, дисгармоничные складки
При углах до 15° некоторая сортировка материала. Часто пустоты между глыбами

Продолжение табл. 36

Отложения	Обозначение	Разновидности (подтипы)	Признаки: Геоморфологическая характеристика	Признаки: Границы	Признаки: Изменения по простиранию	Признаки: Вещественный состав	Признаки: Текстура
Делювиально-солифлюкционные (смешанный тип)	ds	Обладают чередующимися в разрезе признаками делювия и солифлюкционных отложений					
Пролювиальные (основной тип)	p	Отложения конусов выноса	Устья оврагов и логов	Четкие	Измельчение материала и улучшение сортированности к подножию склона	Щебень и мелкозем	Плохая сортированность и окатанность, уменьшение размера обломков к периферии конуса
		Отложения селей	Устья ущелий и каньонов	Четкие, неровные		Галечник, гравий, песок, ил с крупными глыбами	Мелкозернистые отложения обладают неправильной линзовидной слоистостью
		Отложения наземных дельт	Устья сухих долин	Четкие, неровные		Щебень, галечник, мелкозем, окатанность 1—3 классы	Заметная сортированность дифференциация частиц от грубых в вершине до мелкозема на периферии
Пролювиально-делювиальные (смешанный тип)	pd	Отложения овражно-ложковых русел	Мелкорасчлененные склоны	Четкие, неровные		Щебень, гравий, песок, суглинок	Крупнообломочные образования подстилают мелкозем
		Отложения шлейфов подножий	Подошвы хребтов	Обладают признаками отложений конусов выноса и слившихся с ними площадей склоновых отложений			
			Долины временных водотоков	Четкие, неровные		Галечник, мелкозем, окатанность средняя	Плохая сортированность, линзообразная слоистость
Аллювиальные (основной тип)	a	Русловые отложения	Речные террасы	Четкие, неровные	Быстрая изменчивость разреза, уменьшение крупности материала от русла к бортам долины	Галечники, гравий, песок, окатанность различная	Хорошая сортированность Неправильная, косая, перекрестная линзовидная слоистость
		Пойменные отложения		Четкие, ясные, относительно ровные		Гравийно-галечные отложения внизу, тонкозернистые — выше. Окатанность хорошая	Горизонтальная, наклонная, реже косая слоистость
		Старичные отложения				Супесчано-суглинистые отложения	Горизонтальная и линзовидная слоистость
		Дельтовые отложения	Устья рек	Четкие, неровные		Разнообразный, от грубых галечников до пластичных глин	Неясная, диагональная, иногда горизонтальная слоистость
Аллювиально-делювиальные (смешанный тип)	ad		Присклоновые части террас		Быстрая изменчивость разреза	Щебень, галечник, гравийники, песок, ил. Окатанность плохая	Чередование слоев окатанного и щебнистого материала. Пологонаклонная, иногда горизонтальная слоистость. Сортированность плохая
Аллювиально-морские (смешанный тип)	am		Морские дельты	Четкие, ясные		Надводные части соответствуют русловым аллювиальным отложениям, подводные части представлены тонкозернистыми песчано-глинистыми отложениями	Ясная линзовидная слоистость

Продолжение табл. 36

Отложения	Обозначение	Разновидности (подтипы)	Признаки: Геоморфологическая характеристика	Границы	Изменения по простиранию	Вещественный состав	Текстура
Аллювиально-озерные (смешанный тип)	al		Озерные дельты	Обладают признаками пойменных и озерных отложений			
Озерные (основной тип)	l	Пляжные отложения	Пляжи и береговые валы озер	Четкие, ровные	Измельчение материала по мере движения к глубоководной части	Валунники, галечники, пески и суглинки. Окатанность средняя и хорошая	Правильная, ясная, горизонтальная, местами косая слоистость. Сортированность тем более совершенная, чем крупнее бассейн
		Прибрежные отложения	Мелководные части озер			Супеси, суглинки, глины	Горизонтальная, местами пологонаклонная слоистость
		Донные отложения	Глубоководные части озер			Глины, диатомиты, сапропели, гипс, мирабилит, мергели	Тонкая горизонтальная слоистость
Ледниковые, моренные (основной тип)	g	Основные (донные) морены	Слабоволнистый и холмисто-котловинный рельеф аккумулятивных равнин и днищ трогов	Резкие, ровные	Смена динамических фаций монолитных и чешуйчатых морен и фаций крупных отторженцев	Плотная песчано-глинистая смесь с „ледниковой мукой" и отдельными валунами. Окатанность разнообразная, часто штрихи на валунах. Отторженцы рыхлых и коренных пород	Массивная, тонкоплитчатая, надвигово-чешуйчатая. Обычны дисгармоничные складки, внутрипластовые блоки и брекчии. Валуны часто имеют выдержанную ориентировку
		Краевые (насыпные и напорные) морены	Крупнохолмистый и параллельно-грядовый рельеф конечных, боковых и срединных морен	Резкие, неровные	Чередование невыдержанных линз и пакетов песков, галечников, валунных суглинков и подстилающих пород	Пески, галечники, валунные суглинки, блоки подстилающих пород	Невыдержанное, груболинзовидное напластование
		Абляционные (вытаявшие) морены	Мелкохолмистая или слабоволнистая поверхность	Нерезкие, неровные	Частое выклинивание	Рыхлые галечники, валунные пески и супеси	Беспорядочная ориентировка слабосортированных обломков
Флювиогляциальные, или водно-ледниковые (основной тип)	f	Отложения озов и ледниковых дельт	Узкие валообразные насыпи, цепочки холмов	Четкие, неровные	Слабые	Хорошо промытые галечники, гравий, песок, иногда валунные суглинки в основании	Хорошо заметная, но невыдержанная горизонтальная и косая слоистость. Сортированность средняя
		Отложения зандровых равнин	Слабо наклоненные от краевых морен равнины	Постепенное замещение	Измельчение материала и уменьшение мощностей от внешнего края ледника до внеледниковой зоны	В основном пески. Редко у края ледника валунники и гравийники	Неясная, плохо заметная слоистость, иногда неправильная слоистость с резкими переходами
		Долинные зандры	Широкие древние долины	Четкие	Слабые	Пески и галечники	Грубая горизонтальная и наклонная слоистость
Озерно-ледниковые (основной тип)	lg	Отложения приледниковых озер	Равнины приледниковых подпрудных озер	Четкие, ясные	Отсутствуют	Глины, супеси, мелкие пески	Горизонтальная, ленточная слоистость
		Отложения внутриледниковых озер	Отдельные камы, группы холмов, образующие камовый ландшафт, камовые плато, „звонцы"			Пески, супеси, суглинки, в верхней части — валунные суглинки или песчаники	Хорошо заметная „облекающая" слоистость. Хорошая сортированность

Продолжение табл. 36

Отложения	Обозначение	Разновидности (подтипы)	При		Признаки		
			Геоморфологическая характеристика	Границы	Изменения по простиранию	Вещественный состав	Текстура
Ледниково-морские (смешанный тип)	gm	Морские донные морены		Нечеткие		Суглинки и супеси с крупнообломочным материалом	Грубая, хорошо заметная слоистость
		Айсберговые морены		Резкие			
Морские (основной тип)	m	Отложения литоральной зоны	Прибрежная, пляжная часть, морские террасы	Ясные	Измельчение материала от берега к морю	Галечники, пески, илы, окатанность 4—5 классы	Хорошо выраженная, часто косая слоистость
		Отложения сублиторальной зоны		То же		Илистые пески, илы, ракушняк	В основном горизонтальная слоистость
		Отложения элиторальной зоны		»		Илы, химические включения, конкреции	То же
Эоловые (основной тип)	v	Барханные пески	Барханы	Резкие, ясные		Пески, местами глинистые прослои	Косая, местами (в глинах горизонтальная слоистость
		Дюнные пески	Дюны	То же		Пески	Клиновидные крупные серии косой слоистости, хорошая сортированность и окатанность, полированная поверхность зерен
		Вулканический пепел		»		*В основном вулканическое* стекло	*Абсолютно неокатанные* частицы. В остальном соответствует текстурным особенностям барханов и дюн
Химические (основной тип)	ch	Отложения самосадочных соляных озер	Современные озера	Ясные		Мирабилит, тенардит, галит	Горизонтальная слоистость озерного типа
		Отложения солончаков	Высохшие озера	»		Соль	
		Отложения минеральных источников				Известковый туф	
		Отложения карстовых полостей	Карстовые колодцы, пещеры	»		Оолиты, конкреции, элювиальная глина	
Биогенные (основной тип)	b		Заболоченные участки	Ясные, резкие		Торф, торфяник	Горизонтальная слоистость

области — основание карангатских отложений, в Каспийской области — основание гирканских отложений;

4) для современных отложений Q_{IV} в основании морских слоев *Pholas* и отложений II Иольдиевого моря Балтики, а в континентальных отложениях — выше слоев позднего дриаса и ниже пребореальных слоев, т. е. на уровне, соответствующем приблизительно 10 тыс. лет до нашего времени, в Черноморской области — основание древнечерноморских слоев, в Каспийской области — основание новокаспийских морских отложений.

Таким образом, основой для построения стратиграфической схемы четвертичных отложений на площади проведения геологической съемки является выделение в пределах полного разреза отложений указанных четырех крупных подразделений.* Последние в свою очередь делятся на климатостратиграфические горизонты, отражающие ритмичное чередование этапов четвертичного периода.

В ледниковой области горизонт — это либо отложения, соответствующие отдельным оледенениям или крупным стадиям оледенений, имеющим широкое региональное и межрегиональное распространение, либо отложения, соответствующие отдельным межледниковьям или крупным интерстадиалам широкого общерегионального или межрегионального значения, для которых отчетливо выявляются хорошо выраженный климатический оптимум и полный цикл изменений растительности во времени от конца предыдущего похолодания через оптимум до начала следующего похолодания.

Во внеледниковой области — это отложения, хорошо стратиграфически выделяющиеся, надежно прослеживающиеся на больших расстояниях по литологическим особенностям, условиям залегания и геоморфологической позиции, имеющие достаточно четкую индивидуальную палеонтологическую характеристику и другие признаки их принадлежности к холодной или теплой эпохе четвертичного периода. Таким образом, и во внеледниковой области горизонты выделяются по палеоклиматическому принципу.

Кроме горизонтов в стратиграфических схемах могут выделяться надгоризонты, которые представляют собой дополнительные стратиграфические подразделения, объединяющие два горизонта или более в том случае, когда на значительной части территории уверенное расчленение отложений на горизонты невозможно. Климатостратиграфические горизонты имеют важнейшее значение для расчленения отложений четвертичной системы, поскольку они обусловлены планетарными климатическими колебаниями и хорошо сопоставляются на больших расстояниях.

Более мелкие стратиграфические единицы (свиты, слои, пачки и др.) выделяются на основании правил «Стратиграфической классификации, терминологии и номенклатуры» (1977 г.). Заметим, однако, что при выделении свит в четвертичных отложениях должны быть выдержаны два главных условия: 1) свита в горизонтальном распространении ограничивается районом с более или менее сходными ландшафтными (палеоландшафтными) условиями образования отложений, и 2) совокупность литологических и палеонтологических признаков свиты характеризует совершенно определенные палеоклиматические условия.

Особенности методики стратиграфического расчленения четвертичных отложений диктуются их преимущественно континентальным происхождением, малой мощностью и высокой фациальной изменчивостью. Это означает, что бóльшую часть территории геологической съемки зачастую занимают мозаично расположенные три-четыре генетических

---

* В «Стратиграфическом кодексе СССР» четыре основных подразделения четвертичной системы названы термином «звено» (ст. III.8 и III.14).

типа, принадлежащие одному-двум климатостратиграфическим горизонтам или надгоризонтам. Для многих разрезов весьма типично выпадение целого ряда горизонтов (чаще всего межледниковых). Часто строение четвертичной толщи в долинах и на междуречьях совершенно различно. Чрезвычайно широко распространены явления переотложения органических остатков, особенно в древнеледниковых районах. Все это приводит к тому, что обычная для дочетвертичных осадочных толщ методика детального изучения опорных разрезов и экстраполяции полученной стратиграфической колонки на междуречье при геологической съемке четвертичных отложений нередко дает плохие результаты. Эта методика практически бесполезна в областях развития покровных оледенений, где часто невозможно на материале единичных разрезов доказать прижизненное захоронение органических остатков.

Это, однако, не означает, что при съемке четвертичных отложений нет необходимости описывать разрезы. Безусловно, на площади работ следует иметь несколько опорных разрезов, охарактеризованных анализами вещественного состава, описаниями текстур, данными спорово-пыльцевого анализа, определениями абсолютного возраста, остатками млекопитающих и моллюсков. Опорные разрезы с полной характеристикой требуются для привязки местной стратиграфической схемы к унифицированной климатостратиграфической шкале и для межрегиональных корреляций. Но даже самые полные разрезы мало помогают опознаванию и оконтуриванию генетических типов по площади из-за сильной фациальной изменчивости четвертичных отложений. Более того, неправильно выбранный разрез может существенно осложнить картирование. Так, образования краевой морены со свойственными этому генетическому типу нарушениями нормального залегания, будучи принятыми за типовые, могут привести к совершенно превратным выводам о последовательности напластований в районе съемки. Поэтому во избежание грубых стратиграфических ошибок детальное изучение опорных разрезов целесообразно проводить только после выделения и оконтуривания основных генетических типов четвертичных отложений по характерным геоморфологическим признакам, что достигается путем предварительного дешифрирования аэрофотоснимков и освоения имеющихся сведений о вещественном составе.

Местная стратиграфическая схема может быть достаточно надежной лишь после определения пространственных взаимоотношений генетических типов четвертичных отложений — их замещений по площади и чередования в разрезе. При этом основными единицами местной шкалы будут не отдельные генетические типы, а их латеральные (парагенетические, по Е. В. Шанцеру) ряды. Такие тесно пространственно связанные и замещающиеся по площади комплексы, как зандровые поля—ленточные глины—конечные морены—камовые платоосновные морены с под- и надморенными водно-ледниковыми осадками, образуют древнеледниковый парагенетический ряд примерно синхронных отложений. Этот ряд в единой шкале обычно соответствует климатостратиграфическому горизонту. Повторение ряда по площади и в разрезе означает появление еще одного ледникового горизонта.

Помимо повторения парагенетического ряда дополнительными критериями самостоятельности ледниковых горизонтов служат различия петрографического состава валунов и терригенно-минералогических ассоциаций песчано-алевритовой фракции, различная сохранность ледниковых форм рельефа, различия в ориентировке длинных осей валунов и краевых комплексов, указывающие на изменение направления движения льда, разная выветрелость морен, следы глубокого размыва на контакте двух ледниковых комплексов и т. д.

Наиболее надежным способом расчленения ледниковых толщ является установление в разрезе межледниковых осадков, т. е. отложений

неледникового парагенетического ряда с палеонтологической характеристикой, указывающей на климатические условия не суровее современных. Однако этот способ применяется в основном для межрегиональных корреляций. При картировании ограниченной территории не следует рассчитывать на частые находки межледниковых осадков, так как линзы озерных глин, торфяников, аллювиальных песков спорадически сохраняются только в тех понижениях, которые уцелели от выпахивающей деятельности ледника. Основным и универсальным методом внутрирегиональных корреляций является анализ пространственных сочетаний генетических типов четвертичных отложений. Во внеледниковых районах он может дополняться прослеживанием палеонтологически охарактеризованных маркирующих горизонтов. При расчленении и корреляции отложений речных долин и морских побережий обычным является геоморфологический метод прослеживания аккумулятивных и цокольных террас.

ВЫДЕЛЕНИЕ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПОВ

Из приведенного выше определения следует, что основным критерием при выделении того или иного генетического типа является геоморфологическая ситуация. Осадки, выполняющие эрозионные долины и слагающие речные террасы, легко квалифицируются как аллювий даже без рассмотрения их вещественного состава. Столь же просто распознавание отложений склонового ряда или ледниковых отложений, слагающих весьма характерные аккумулятивные формы горного оледенения. Однако в случае погребения тех же осадков более молодыми образованиями задача значительно усложняется, так как одни и те же генетические типы в разных географических условиях могут быть представлены различными породами. Наоборот, сходные породы могут относиться к различным генетическим типам: например, слоистые пески встречаются в морских, аллювиальных, флювиогляциальных и даже ледниковых отложениях. В этих случаях уверенная идентификация генетического типа достигается с помощью анализа: а) фациальной структуры пласта, б) текстурных особенностей породы и в) размеров, окатанности и ориентировки обломочного материала.

Фациальная структура исследуется путем прослеживания литологических изменений в разрезе и по простиранию пласта. Как правило, такие изменения вполне своеобразны для каждого генетического типа. Так, постепенная смена грубых галечников гравием и слоистыми песками, а затем супесями характерна для зандровых полей. Чередование слоев галечника и слабо сортированного глинисто-щебнистого материала обычно для смешанных типов водных и склоновых отложений. Морские отложения фациально изменяются в зависимости от рельефа береговой линии и глубин бассейна, а гранулометрический состав морен практически не связан с рельефом субстрата.

Более точно генетическая природа осадков устанавливается с помощью анализа их текстур, т. е. типов слоистости и характера ее нарушений. Массивная и хаотическая текстура обычно характеризует быстрое осадконакопление, а тонкая слоистость свойственна спокойной седиментации в водной среде. Поскольку четвертичный покров лишь в исключительно редких случаях деформирован тектоническими движениями, подавляющее большинство нарушений слоистости свидетельствует о динамике среды осадконакопления или об эпигенетических изменениях породы в связи с климатическими колебаниями. Анализ таких деформаций позволяет точно определить ряд генетических типов, характеризующихся скачкообразными изменениями условий седиментации. Таковы, например, основные морены с текстурами брекчирования и развальцевания, солифлюкционные отложения со следами течения

грунта и др. Текстуры морских отложений достаточно детально описаны в руководствах по литологии осадочных пород, а сведения по текстурам континентальных отложений содержатся в работах Е. В. Шанцера [459], Ю. А. Лаврушина [229], М. Н. Бойцова [34] и др.

Динамика осадконакопления определенно отражается и в характере обломочного материала. Хорошая окатанность и выдержанная ориентировка округлых и эллиптических галек весьма типичны для морских и аллювиальных отложений. Резко неравномерная окатанность (от округленных до остроугольных обломков), штриховка и пришлифованность на гранях, утюгообразная форма характеризуют псефитовый материал ледниковых отложений. Своеобразную форму имеют и грубые обломки, подвергшиеся эоловой обработке («ветрогранники»). Закономерная, но различная ориентировка галек и валунов свойственна ледниковым, аллювиальным, морским, делювиальным отложениям.

Следы воздействия среды осадконакопления несут также песчаные частицы. Их форма, окатанность и взаимное расположение резко различны, в частности, для морских, эоловых и ледниковых отложений. Хотя изучение песчано-алевритовых фракций весьма трудоемко и требует применения микроскопических методов, а также отбора ненарушенных образцов, нередко оно представляет единственную возможность правильно определить генезис, например, при исследовании осадков только по керну буровых скважин.

Указанные способы определения генетических типов дают надежные результаты лишь при их совместном использовании и при учете известных по специальным работам особенностей современного осадконакопления. В первом приближении некоторое представление о различиях генетических типов четвертичных отложений дает табл. 36.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ

Основные особенности изучения четвертичных отложений связаны с необходимостью установления условий накопления осадков для коротких интервалов геологического времени. Различие этих фациальных условий зависит в первую очередь от резких колебаний климата при чередовании ледниковых и межледниковых эпох. Для решения вопроса о генетической принадлежности осадков необходимо изучение следующих признаков отложений: 1) структуры, 2) вещественного состава, 3) текстуры, 4) физических свойств, 5) неорганических включений, 6) органических остатков, их сохранности и условий захоронения.

Методы изучения перечисленных выше признаков осадочных образований, а также классификация описаны в гл. V; здесь освещаются только особенности, относящиеся к исследованию четвертичных отложений. Для последних большое значение имеет изучение гранулометрического состава, который может дать указания на динамическую среду их формирования. При высоких и устойчивых скоростях образуются в основном крупнообломочные галечные отложения, в условиях изменчивых скоростей возникают плохо сортированные осадки. Следовательно, гранулометрический состав в ряде случаев помогает установить генетическую принадлежность отложений. Иногда размерность зерен может явиться косвенным указанием и на возраст осадков. Так, известно, что при выветривании обломочных толщ происходит дезинтеграция крупнообломочного материала в глинистый, поэтому более древние четвертичные отложения представлены, как правило, более глинистым материалом. Например, аллювиальные толщи древнечетвертичных и дочетвертичных террас имеют более высокую глинистость, тогда как в молодых террасовых осадках заметно преобладает валунно-галечный и гравийный материал.

В полевых условиях можно рекомендовать следующий порядок отбора проб на гранулометрический анализ: для определения количества валунов и крупной гальки берут пробу объемом 0,02—0,05 м^3, из которой отбирают материал крупнее 100 мм, сортирующийся далее по классам. Затем объем каждого класса замеряют и вычисляют его содержание в пробе в процентах. Из оставшихся после отбора валунов и крупной гальки глинисто-песчано-гравийно-галечного материала (<100 мм) с помощью квартования отбирают среднюю пробу объемом от 0,005 до 0,01 м^3, которую тщательно замеряют. Затем пробу промывают с целью отделения глинистых частиц от галечно-гравийно-песчаного материала. Отмытый зернистый материал сушат и просеивают, далее измеряют объем каждого класса и в процентах исчисляют содержание. Объем всего оставшегося тонкозернистого материала (<1,0 мм), полученного при промыве и рассеве пробы, затем несколько раз квартуют и отбирают среднюю пробу 50—100 г. Из оставшегося материала отмывают серый шлих.

Следует обратить внимание на тщательность операций по определению гранулометрического состава, в частности на правильность отбора средних проб, которые при ограниченном объеме должны достаточно верно отображать состав отложений.

Изучение формы и окатанности обломочных частиц при съемке четвертичных отложений позволяет решить ряд геологических задач, из которых в качестве основных можно указать следующие: 1) установление способа транспортировки обломочного материала и определение его генетической принадлежности; 2) установление дальности и пути переноса материала; 3) выяснение стратиграфических взаимоотношений между различными подразделениями.

Форма обломков, образующаяся в результате их обработки при переносе различными агентами денудации, весьма разнообразна. В общем случае она зависит от относительных размеров их осей — длинной, промежуточной и короткой (или длины, ширины и толщины) — и от угловатости или округленности углов и краев. Существует несколько способов классификации обломочного материала по степени окатанности. В полевых условиях обычно применяется способ визуальной оценки окатанности по классам (см. гл. V).

При визуальной оценке степени окатанности используются те же обломки, на которых производилось изучение гранулометрического состава. Обычно изучение окатанности проводится на материале классов 25—50 и 50—100 мм. В пробу класса 25—50 мм отбирают 300—500 галек, в пробу класса 50—100 мм — до 200 галек*. В каждой пробе обломки сортируют на пять классов окатанности и подсчитывают число обломков каждого класса. Расколотые и вновь залеченные при окатывании обломки относятся к предыдущему классу окатанности. Число галек каждого класса умножается на номер класса, и сумма этих произведений выражается в процентах как степень окатанности (коэффициент K) по отношению к превосходно окатанным обломкам.

Этот способ очень прост, но без учета петрографического состава обломков он дает лишь приблизительное определение степени окатанности материала. При более детальном изучении четвертичных отложений определение окатанности производится на наиболее крепких и наиболее слабых породах, например на кварце — кварцитах, на известняках — глинистых песчаниках.

К недостаткам визуальной оценки степени окатанности следует отнести достаточно грубую классификационную шкалу и субъективизм в определении класса окатанности. Поэтому в тех случаях, когда установление степени окатанности может помочь решению специальных гео-

* Гальки сланцевых пород не учитываются.

логических задач, необходимо использовать более точные методы количественной оценки окатанности, применяющиеся в лабораторных условиях.

Определение вещественного состава четвертичных отложений, возникших главным образом в результате механических процессов денудации и аккумуляции и представляющих собой поэтому обломочный материал различных фракций, состоит в выяснении петрографо-минералогического (а для глинистых пород и химического) состава породы.

Изучение петрографического состава грубообломочных пород, включающих валуны, гальку и гравийные зерна (псефиты), преследует такие цели: а) выяснение участия в обломочной толще пород, представляющих поисковый интерес, б) выяснение питающей провинции и путей транспортировки материала, в) применение как вспомогательного метода для решения стратиграфических вопросов.

В полевых условиях петрографический состав грубообломочного материала определяется визуально. Материал каждой фракции разбивается на группы по чисто внешним признакам: цвет, зернистость и др. Число обломков однотипных пород выражается в процентах ко всему их количеству. Часто для уверенного определения породы следует наблюдать свежий излом, т. е. расколоть обломок и устанавливать твердость при помощи стального ножа, карбонатность — при помощи соляной кислоты и т. д. В случае, когда визуальное определение материала затруднительно, обломки отбирают для их последующего микроскопического изучения. Особый интерес для установления питающей провинции и путей переноса представляют обломки редких, характерных для небольших участков, пород. Определение петрографического состава гравийных зерен в полевых условиях, как правило, ненадежно. Из этой фракции рекомендуется при помощи квартования отбирать пробы для их изучения лабораторными методами. Объем проб должен составлять не менее 0,05 м^3. Вещественный состав песчаной фракции изучается с помощью шлихового метода (см. ниже).

При изучении петрографического состава во всех случаях необходимо отмечать степень выветрелости обломочного материала для каждой породы. К текстурным признакам четвертичных отложений могут быть отнесены: характер распределения материала на перпендикулярных к наслоению разрезах, знаки на поверхностях наслоения и, как переход от структурных признаков к текстурным, особенности ориентировки обломков в плане и по разрезу.

Ориентировка обломков является важным признаком, позволяющим определить направление их переноса. Тип ориентировки (расположение осей обломков в плане и направление наклона уплощенных галек и т. д.) зависит от динамики среды переноса материала. При изучении ориентировки обломков в поле следует замерить не менее 100—150 галек (основы метода и литературу о нем см. в гл. V). Этот кропотливый полевой способ избавляет от необходимости отправлять в лабораторию для изучения с помощью приборов тяжеловесные пробы обломочного материала.

Наибольшее значение для палеогеографических реконструкций при крупномасштабной съемке четвертичных отложений имеет определение ориентировки галек в аллювиальных и прибрежно-морских отложениях. Ориентировка материала в аллювии может указать как на направление течения, так и на положение данного участка аккумуляции по отношению к осевой зоне русла. В принципе длинные оси галек в средней зоне русла располагаются поперек потока, а в береговых зонах все более косо по отношению к линии берега. Уплощенные гальки стремятся расположиться с наклоном против течения, верхние по течению гальки, как черепица, ложатся на нижние. Угол наклона уплощенных

галек прямо зависит от скорости потока и возрастает от 10—15° при скорости потока 0,8—1,0 мс/ек до 45° при скорости до 3,5 м/сек.

Производить замеры ориентировки галек необходимо только в тех случаях, когда четвертичная аллювиальная толща не связана с известной рекой или когда такая связь сомнительна. Обычно замеры проводятся для древних «водораздельных» галечников, пути переноса которых недостаточно ясны, для отложений древних долин, для долин в местах предполагаемых перехватов, т. е. там, где изучение ориентировки галек может помочь выяснению палеогеографических вопросов района и решению важных практических задач.

Четвертичные отложения обладают в основном двумя типами текстур: беспорядочной и слоистой. Выяснение многих геологических вопросов базируется главным образом на изучении слоистых текстур, где частицы располагаются закономерно слоями, характеризующимися различным составом, размером, цветом, количеством цемента и т. д. Особенно тщательно надо относиться к слоистым текстурам мелкообломочных отложений (например, лёссовидных), в которых наблюдается микрослоистость только при внимательном анализе с помощью лупы. Основы методики изучения слоистости изложены в гл. V, там же дана основная литература.

Специфика климата четвертичного периода обусловила широкое распространение зон многолетней мерзлоты, следы которой являются характерным текстурным признаком отложений ледниковой и перигляциальной областей. Мерзлотные деформации, наблюдающиеся в разрезах четвертичных отложений, согласно генетической классификации М. Н. Бойцова (1959 г.), подразделяются по ведущему процессу их образования.

В результате первичного промерзания осадков возникают дислокации промерзания, смещения слоев подсосом и напором и микродислокации отдельных слоев. Сезонные температурные колебания многолетнемерзлых пород вызывают образование морозобойных трещин, смятие и раздробление вокруг ледяных жил, исчезновение слоистости, образование «котлов кипения». С деградацией мерзлоты связано возникновение псевдоморфоз по вытаявшим жильным льдам. Взаимно накладываясь в разные стадии существования мерзлоты эти процессы приводят к формированию различных сложных мерзлотных нарушений: «ледяных клиньев», морозных трещин, инволюционных горизонтов и разнообразных деформаций слоев, следов крупных мерзлотных внедрений, ископаемого деятельного слоя и др.

Все эти следы мерзлоты, объединенные общим названием «криотурбаций» и чуждые собственно генетическим текстурным признакам, требуют очень тщательного изучения, поскольку на них базируются как важные палеогеографические, так в ряде случаев и стратиграфические выводы. Следами мерзлоты могут служить и такие возникшие уже после деградации текстурные особенности, как повышенная пористость вследствие таяния ледяных включений и связанное с этим возникновение вторичных текстур — чешуйчатости, оскольчатости, псевдокливажа и т. п., являющихся следами существования в отложениях различных криотекстур и льда цемента. Обоснованным доказательством существования в прошлом многолетней мерзлоты являются наблюдения в разрезе всего комплекса или значительной части криотурбаций, не связанных с сезонно оттаивающим слоем.

Значительно реже в четвертичных отложениях встречаются трещины усыхания, образующиеся в глинистых и алевритовых породах, объем которых может уменьшаться при высыхании первоначально влажного материала. Во внеледниковых зонах трещины усыхания, приуроченные к отложениям определенного возраста, могут свидетельствовать о сухом и теплом климате времени формирования осадка.

Изучение физических свойств четвертичных отложений помимо практического значения для последующих инженерно-геологических работ в целом ряде случаев может помочь установлению или уточнению их генетической принадлежности и возраста.

К физическим свойствам четвертичных отложений относятся такие показатели, как объемная масса и плотность, естественная влажность, пластические свойства, просадочность, содержание органических веществ, пористость. Кроме того, иногда необходимо определение коэффициента фильтрации, степени консистенции, углов естественного откоса и внутреннего трения, модуля сжатия и допускаемого давления на породу.

Способы определения всех характеристик физических свойств в полевых условиях описаны в различных методических пособиях и справочниках по инженерной геологии.

Неорганические включения в четвертичных отложениях обычно представлены различными конкрециями и стяжениями, образовавшимися за счет какого-либо минерального компонента, участвовавшего в образовании или последующем изменении пород [354]. По мнению А. В. Македонова [249], почти все конкреции и стяжения являются раннедиагенетическими, лишь в незначительном количестве встречаются эпигенетические. В связи с этим их изучение может способствовать выяснению палеогеографических и стратиграфических (корреляционных) вопросов. Кроме того, некоторые из них прямо связаны с определенными полезными ископаемыми.

Различие конкреций и стяжений определяется разнообразием их состава, формы, размеров и строения. Среди четвертичных отложений наиболее распространены конкреции и стяжения окисножелезистого и известкового состава, имеющие обычно небольшую толщину, до 10 см, самые разнообразные формы и строение.

В целом в зависимости от географической зональности [249] для территории СССР — выделяются следующие основные конкреционные комплексы: зона тундры — конкреции льда; лесная зона умеренного пояса — окисножелезистые конкреции (ортштейны и ортзанды), озерные и болотные железные руды, железисто-известковистые, известковистые; лесостепь — известковистые, в южных частях зоны — кремнисто-известковистые конкреции; степная зона — известковистые (мелкожелвачные, трубчатые и др.), гипсовые; полупустыни — известковистые, местами с преобладанием гипсовых конкреций; периодически увлажняемые пустыни — гипсовые; экстрааридные пустыни — иногда эпигенетические ангидритовые конкреции, чаще отсутствуют.

Такая закономерная связь неорганических включений с определенными географическими зонами и фациальными обстановками внутри этих зон позволяет применять комплексы конкреций и стяжений в качестве индикаторов при палеогеографическом анализе четвертичных отложений, особенно в тех нередких случаях, когда прямые признаки не дают указаний на обстановку осадконакопления. Методы изучения конкреций описаны в гл. V.

Изучение органических остатков, заключенных в четвертичных отложениях, является главным способом установления возраста отложений. Это особенно относится к костным остаткам млекопитающих, часто дающих прямые указания на возраст заключающих фауну образований.

Применительно к задачам крупномасштабной съемки четвертичных отложений представляется полезным привести наиболее характерные обстановки, при которых возможны находки четвертичных млекопитающих: 1) нижние части аллювия речных террас (галечники); 2) аллювиально-делювиальные отложения древних балок, прорезающих склоны плато и высоких террас; 3) современные бечевники рек (остат-

ки переотложены из находящихся выше по течению берегов); 4) лёссы и лёссовидные отложения (остатки, как правило, не образуют больших скоплений); 5) моренные и флювиогляциальные отложения (редко); 6) пещеры.

При обнаружении различной сохранности костей, устанавливаемой по степени минерализации, окраске, наличию известковых налетов и другим признакам, следует попытаться найти в разрезе несколько слоев, содержащих кости млекопитающих. Иногда этому может помочь характер породы, сохранившейся в полостях костей.

Как правило, на первичное залегание указывают следующие общие признаки: целые скелеты животных; отдельные части скелетов из нескольких костей, сохранивших более или менее естественное положение, наличие черепов (особенно с нижним челюстями), наличие целых зубов животных семейства Elpehas или Mammutus, которые при незначительной транспортировке водой разваливаются на отдельные пластины; массовое скопление костей даже при отсутствии целых скелетов.

Окатанность костных остатков далеко не всегда свидетельствует об их вторичном залегании, поскольку они даже в свежем состоянии не выдерживают переноса на значительные расстояния. Однако, если кости раздроблены, различно фоссилизированы, если поверхности раскола обладают отличной от остальной поверхности окраской, это может указывать на их вторичное залегание. В общем случае массовое скопление костей во вторичном залегании встречается близко от их первоначального погребения.

В первую очередь необходимо собирать костный материал, происходящий непосредственно из определенного слоя отложений. Для последующего определения наиболее важными являются: а) черепа, зубы, кости конечностей (фаланги, кости запястья и пр.), б) из обломков длинных трубчатых костей — эпифизы, т. е. верхние и нижние части, сочленяющиеся с другими костями скелетов, шейные позвонки, в) ребра. Не меньшее внимание нужно обращать на остатки мелких животных (в частности, грызунов) и собирать их, стараясь извлекать из обнажения вместе с породой. Методика сбора остатков грызунов описана в работах И. С. Чумакова (1960, 1961 гг.).

Из фауны беспозвоночных наибольшее стратиграфическое значение для четвертичных отложений имеют моллюски, часто встречающиеся в морских, аллювиальных, озерных и других типах отложений. Наблюдения над беспозвоночными органическими остатками в осадочных толщах и методы их отбора описаны в гл. V.

Универсальным способом, обеспечивающим сбор мелких раковин из рыхлых четвертичных отложений, является отмывка. В поле, когда есть возможность промыть достаточно большой объем породы, последнюю помещают в сито с диаметром ячеек до 0,5 мм и, держа его наклонно, слегка ударяют ситом по поверхности воды. Крупные раковины, заметные в обнажении простым глазом, отбирают обычным способом.

В случае, если нет уверенности в том, что образцы раковин выдержат транспортировку, их следует перед упаковкой укреплять различными быстро застывающими растворами (раствор желатина в воде, раствор целлулоида в ацетоне или амил-ацетоне, раствор клея БФ-2 в спирте и т. д.).

Большое значение для решения вопросов стратиграфии четвертичных отложений имеет спорово-пыльцевой анализ, позволяющий, как правило, непрерывно прослеживать изменения экологических условий по разрезу. Общие правила сбора образцов на пыльцевой и другие виды микропалеонтологического анализа изложены в гл. V.

При взятии образцов из торфа надо отмечать его ботанический состав, степень разложения, прослои минеральных и органических вклю-

чений, пограничные горизонты и т. д.; органические водные отложения (торфяники, сапропели, гиттии и др.) всегда сильно спрессованы под давлением вышележащих пород, поэтому образцы из них следует брать не реже чем через 10 см по разрезу.

Большой интерес для определения возраста четвертичных отложений представляет изучение растительных остатков (древесины, плодов, листьев, семян), позволяющее выделить комплекс растений, присущих времени образования стратиграфического подразделения. Как правило, особенно много макроскопических растительных остатков содержится в прослоях торфа и торфяников. Остатки древесины, обнаруженные при послойном разламывании породы, могут быть просто упакованы в бумагу и плотно уложены в ящик для транспортировки, остатки листьев, плодов и семян помещают в толстостенные пробирки со спиртом или глицерином. Кроме отбора макроскопических остатков из данной породы должен быть взят образец не менее 1 кг для последующей промывки и анализа в лаборатории.

Указанием на макроскопические растительные остатки в глинистых, суглинистых и песчаных отложениях могут служить редкие обломки растительного детрита, серый, голубой, зеленоватый и черный цвета отложений, свидетельствующие о закисной обстановке осадкообразования, которая способствует сохранению остатков. Породы, отлагающиеся в окисной обстановке (желтые, рыжие и красные тона окраски), обычно не содержат растительных остатков. В ряде случаев, при небольшом количестве остатков, отложения могут быть обогащены путем промывки на сите с отверстиями, пропускающими минеральные частицы, но задерживающими семена. Имея в виду, что некоторые виды семян при промывке всплывают, ее надо производить в ведре, чтобы иметь возможность собрать все всплывшие семена.

В последнее время все большее значение для стратиграфического расчленения четвертичных отложений приобретают геохронологические методы, особенно радиоуглеродный метод определения абсолютного возраста. Для датирования по ^{14}C с различной степенью надежности могут быть использованы древесный уголь, древесина, торф и другие растительные остатки, горелая и необожженная кость, животные ткани, почвы и другие гумусосодержащие породы, раковины моллюсков и карбонатные отложения.

Отбор образцов в поле производится по определенным правилам. Прежде всего изучаются условия залегания образца с точки зрения возможности его загрязнения посторонним углеродом: глубина залегания от дневной поверхности или от стенки естественного обнажения, состав перекрывающих и подстилающих пород, положение уровня грунтовых вод или глубина деятельного слоя в области развития мерзлоты, присутствие в слое растений, возможность вторичных перемещений слоя и др. Чем ближе к дневной поверхности залегает образец, тем больше вероятность его загрязнения, поэтому обязательно следует зачищать стенки обнажения не менее чем на 1 м, а при пологих задернованных склонах не менее чем на 2—3 м, особенно для образцов торфа и ископаемых почв.

В лёссовых разрезах с одним или несколькими горизонтами ископаемых почв желательно брать пробы на содержание гумуса по всему разрезу, включая и сами лёссы. По возможности надо избегать излишнего прикосновения рук; древние, сильно измельченные образцы отбирают с помощью пинцета. Все видимые остатки корней растений необходимо тщательно удалять из образцов. В образце крупного куска древесины следует сделать поперечный спил в наиболее хорошо сохранившейся части. Обработка образцов химическими реактивами, в частности закрепляющими составами, запрещается. Обработка с целью обо-

гащения также нежелательна, лишь в исключительных случаях, когда органический материал рассеян в породе, можно производить отмывку в поле (например, отмывку на ситах песков и суглинков с растительным детритом). Необходимые сведения о массе образцов для датирования по ^{14}C приведены в «Инструкции по отбору образцов для радиоуглеродного анализа», 1963 г.

Следует иметь в виду, что сравнительно надежные результаты радиоуглеродный метод дает только при датировании осадков не древнее 20—30 тыс. лет. Отдельные конечные даты около 40—50 тыс, лет не имеют значения без подтверждения другими данными (например, подсчета годичных лент в озерных осадках).

Для более древних пород наиболее эффективным считается палеомагнитный метод, использующий измерения направлений остаточной намагниченности в связных осадках. При стратиграфических корреляциях основную роль играет смена эпох нормальной и обратной геомагнитной полярности. Согласно шкале В. Кокса, современная эпоха нормальной полярности (Брюн) началась 690 тыс. лет назад, а предшествующая ей эпоха обратной полярности (Матуяма) — 2430 тыс. лет назад. Фиксация этих рубежей в разрезе дает привязку к абсолютной геохронологической шкале.

Для палеомагнитных исследований в глинистых породах отбирают монолиты с ненарушенной структурой в виде кубиков высотой не менее 5 см. Одна из граней кубиков должна быть параллельна напластованию (она маркируется), а боковые грани — параллельны линиям простирания и падения. Вырезанные штуфы закрепляют клеем или гипсом. Частота отбора образцов по разрезу зависит от скорости осадконакопления.

При определении интервала опробования следует иметь в виду, что в пределах крупных палеомагнитных эпох отмечены кратковременные эпизоды смены полярности. В современной эпохе нормальной полярности известны два таких эпизода: 2—3 и 110—114 тыс. лет назад. Поэтому для уверенной идентификации палеомагнитных эпох образцы следует отбирать не реже, чем через 1 м мощности.

Для производства геологосъемочных работ в ледниковых зонах можно использовать другой геохронологический метод — изучение ленточных глин в озерно-ледниковых осадках, позволяющее определить темпы отступания ледника. Для этого на хорошо зачищенной до подстилающей породы (обычно морены) стенке обнажения толщи ленточных глин укрепляют бумажную полоску и на ней карандашом отмечают каждую ленту, заключающую в себе одну песчаную — летнюю и одну глинистую — зимнюю прослойки. Наиболее тщательно должны замеряться нижние ленты, так как в верхней части толщи обычно слоистость уже сохраняется плохо. В целом по разрезу устанавливаются отдельные горизонты, охватывающие полные серии лент, отличающиеся по составу, окраске, преобладанию летних и зимних слоев и т. д. Подсчет годичных лент позволяет произвести проверку данных радиоуглеродного датирования независимым методом.

Существенное значение наряду с другими стратиграфическими методами изучения четвертичных отложений имеет археологический метод. Особенно важными для определения возраста осадков являются остатки наиболее древней, палеолитической, культуры. Более молодые культуры — неолит, бронзовый век и железный век — связаны с послеледниковым отрезком четвертичного периода, поэтому их геологическое значение не столь велико. Палеолитические стоянки, признаками которых обычно служат находки в осыпях кремневых осколков со следами раскалывания и каменных орудий, встречаются, как правило, в делювии древних балок, заложенных на плато или склонах речных террас,

в аллювии террас и в лёссовых отложениях; особую группу составляют пещерные стоянки.

Собственно археологические раскопки не входят в задачу геологической съемки, поскольку они требуют применения специальной методики; необходимо только зафиксировать находку стоянки и описать ее с геологической точки зрения.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА

Основные принципы составления карт четвертичных отложений любых масштабов заключаются в том, что различные генетические типы четвертичных отложений обозначаются красками, например ледниковые — коричневой, речные — зеленой, элювиальные — фиолетовой и т. д. Возраст отложений показывают степенью интенсивности тонов «генетического» цвета, от густых тонов для обозначения самых древних до наиболее светлых оттенков для обозначения самых молодых четвертичных отложений. Литологический состав показывают специальными условными знаками, наложенными поверх красок.

Легенда к карте четвертичных отложений. В этом издании не предусмотрены красочные макеты карт и их легенд, поэтому ниже (табл. 37) приводится лишь текстовое описание красок к легендам карт, причем названия красок и индексы цветных обозначений даны по таблицам Д. Г. Жвания [161].

Таблица 37

Описание красок к легендам геологических карт

Наименование основных и смешанных генетических типов четвертичных отложений	Индекс	Название красок	Индекс цветных образцов по таблицам Д. Г. Жвания
Элювиальные	e	Фиолетовая	15-А-VI
Элювиально-делювиальные	ed	Оранжевая	7-А-VI
Коллювиальные	c	Кармин	42-А-VI
Коллювиально-солифлюкционные	cs	Малиновая	42-Д-1
Делювиальные	d	Ярко-оранжевая	47-А-VI
Делювиально-коллювиальные	dc	Розовато-оранжевая	37-А-VI
Солифлюкционные	s	Красновато-фиолетовая	33-А-VI
Делювиально-солифлюкционные	ds	Розовая	21-Е-1
Пролювиальные	p	Оливковая	18-А-VI
Пролювиально-делювиальные	pd	Палевая	1-А-VI
Пролювиально-аллювиальные	pa	2-я желтая + 1-я зеленая	8-Г-V
Аллювиальные	a	2-я зеленая	8-А-VI
Аллювиально-делювиальные	ad	2-я желтая	4-Е-I
Аллювиально-морские	am	Серовато-зеленая + 2-я синяя	43-Д-VI
Аллювиально-озерные	al	Голубовато-зеленая	32-Е-I
Озерные	l	Синевато-голубоватая	13-А-VI
Ледниковые	g	2-я коричневая	27-Е-I
Флювиогляциальные	f	2-я тускло-зеленая	29-Е-I
Озерно-ледниковые	lg	Серовато-зеленая	35-А-VI
Ледниково-морские	gm	1-я серая + 2-я фиолетовая	25-Д-V
Морские	m	2-я синяя	43-Д-I
Эоловые	v	1-я желтая	4-А-V
Химические	ch	Серовато-фиолетовая + 1-я палевая	36-Д-VI
Биогенные	b	2-я серая + 1-я зеленая	35-В-VI
Озерно-болотные	lb	2-я серая + голубая	25-Б-VI
Вулканические	β	Темно-зеленая	43-А-V
Грязевулканические	π	2-я коричневая + 1-я серая	25-Е-V
Техногенные	t	2-я желтая + 3-я зеленая	5-Е-VI
Дочетвертичные породы		Темно-фиолетовая	45-Е-I

Литологические обозначения наносят на карту четвертичных отложений черными значками. Кроме того, на карте часто обозначают основные геоморфологические элементы, к которым в первую очередь относят уступы различного происхождения, погребенные долины и русла. Аккумулятивные формы рельефа и их части нет необходимости обозначать специальными знаками, так как на карте они читаются по контурам генетических типов и литологических разновидностей отложений.

Из дополнительных обозначений наиболее важными являются установленные или предполагаемые границы оледенений и их стадий, трансгрессий, многолетней мерзлоты, глубина залегания и мощность мерзлоты, места наблюдения криотурбаций, места заложения буровых скважин, вскрывших интересные с точки зрения поисков полезных ископаемых или выяснения стратиграфических вопросов отложения, места находок ископаемой фауны млекопитающих, морских и пресноводных моллюсков, ископаемой флоры, археологических находок, опорные обнажения, мощность отложений, линии геологических профилей, линии тектонических смещений в четвертичных отложениях.

Индексация стратиграфо-генетических подразделений на картах. Как известно, для обозначения четвертичной системы в целом принята буква Q. Однако на картах четвертичных отложений буквенный индекс не показывают, а остальные четыре подразделения системы обозначают римскими цифрами. Исключение составляет случай, когда на карте показаны отложения плиоцен-четвертичного возраста. Справа от цифрового индекса ставят буквенные индексы более дробных, чем основные, стратиграфических подразделений, состоящие из латинизированных начальных букв собственных географических названий, причем индексы региональных горизонтов и надгоризонтов пишут прямыми строчными буквами, а индексы местных стратиграфических подразделений — курсивом.

Индексы генетических подразделений в соответствии с приведенной выше таблицей проставляют слева от римской цифры, например, aII, pIII и т. д.

Если отложения не расчленены и охватывают несколько смежных подразделений, они обозначаются индексами соответствующих подразделений, соединенными знаком плюс (например, среднечетвертичные озерно-ледниковые отложения московского горизонта и верхнечетвертичные ледниковые отложения валдайского оледенения lgIIms+gIIIv). В случае, когда нерасчлененные отложения охватывают смежные подразделения не полностью, между их индексами ставится дефис (aII-III). Иногда, если аллювий нескольких террас относится к одному стратиграфическому подразделению, справа и выше генетического индекса проставляют либо номер террасы, либо начальные буквы ее латинизированного названия (среднечетвертичные аллювиальные отложения третьей надпойменной и «бийской» террас, относящиеся к касмалинскому горизонту — a^3IIksm и a^bIIksm).

Разрезы. К карте четвертичных отложений, как и к другим геологическим картам, прилагают обычно не менее двух разрезов, на которых строение толщи отложений увязывается с геоморфологическим строением. Основные данные для построения разрезов получают в результате бурения скважин по профилям, располагающимся, как правило, поперек направления основных геоморфологических элементов территории.

В связи с небольшой мощностью различных подразделений четвертичных отложений разрезы обычно составляют с искажением вертикального масштаба в 20—50 раз (например, при горизонтальном масштабе 1 : 50 000 вертикальный масштаб составляет 1 : 2000—1 : 1000). Разрезы, построенные по буровым скважинам, являются самостоятельным видом геологической документации, поскольку они освещают такие

детали строения четвертичного покрова, которые никаким другим видом графического изображения не могут быть переданы. Вместе с тем они служат материалом при многих других геологических построениях — при составлении структурных и пластовых карт, блок-диаграмм.

Стратиграфические колонки (схемы взаимоотношений). Общие правила составления стратиграфических колонок приведены в «Основных положениях...». На картах четвертичных отложений вместо стратиграфической колонки требуется составлять идеализированные схемы строения четвертичного покрова, на которых показывают общие взаимоотношения всех выделенных стратиграфических и литологических подразделений между собой и с рельефом, причем мощности подразделений, выдержанные в определенном вертикальном масштабе, закрашиваются, заштриховываются и индексируются в соответствии с легендой к карте.

Многослойные карты четвертичных отложений. В областях сплошного развития достаточно мощного покрова четвертичных отложений их плановое изображение на карте часто не может дать исчерпывающего представления о строении всей толщи на площади работ; разрезы и блок-диаграммы либо характеризуют лишь часть территории, либо освещают общие, а не конкретные взаимоотношения подразделений. Далеко не все буровые скважины, вскрывающие глубокие слои отложений, попадают на линии профилей, и поэтому часть разрезов погребенных осадков на карте оказывается неосвещенной.

В настоящее время существует способ составления двухслойных карт, который заключается в следующем: непосредственно на фоновую закраску контуров поверхностных отложений наложены идущие с равными интервалами через весь лист параллельно северной рамке листа полосы, раскрашенные и заштрихованные соответственно возрастным и генетическим подразделениям отложений, ве вскрывающихся на поверхности; ширина полос обозначает глубину залегания кровли этих отложений; контуры погребенных отложений наносят штриховой линией. Там, где отложения выходят на поверхность, штриховая линия переходит в сплошные линии нормальных геологических границ.

Таким образом, все контуры погребенных отложений как бы «просвечивают» сквозь покров поверхностных образований и очень хорошо читаются. При достаточном количестве буровых скважин, равномерно распределенных по территории листа, такой способ составления карт намного расширяет информацию о строении четвертичных отложений.

Нагрузка карты четвертичных отложений еще более возрастает в районах широкого развития покровных лёссовидных отложений. Эти осадки мощностью в первые метры сплошным плащом перекрывают почти все генетические типы четвертичных отложений (за исключением голоценовых) южнее границ древних покровных оледенений. На геологической карте отложения сложного генезиса (эоловые, элювиальные, озерные, солифлюкционные) показывают обычно крапом или редкой штриховкой.

ОБРАБОТКА И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Ниже рассматриваются вопросы интерпретации аналитических данных, полученных в процессе камеральной обработки материалов. Способы лабораторных исследований проб и образцов не приводятся, поскольку они изложены в специальных руководствах.

Данные гранулометрического анализа могут быть использованы для решения самых различных геологических задач.

К ним в первую очередь относится определение перспективности четвертичных отложений на некоторые полезные ископаемые, определение направления сноса обломочного материала, режима седиментации толщи, относительного возраста отложений. Способы построения графиков и диаграмм для интерпретации данных гранулометрического анализа применимы и к обработке данных по петрографическому, минералогическому и другим анализам отложений.

Наиболее простым из них является способ построения диаграмм, на которых отдельные классы изображаются в определенном масштабе различным цветом или штриховкой. В дальнейшем их можно группировать по возрастному, генетическому или литологическому признакам. Кроме того, иногда такие диаграммы, расположенные на продольном профиле участка реки, великолепно иллюстрируют зависимость гранулометрического состава от геолого-геоморфологического строения участка. С той же целью при помощи транспортира могут быть построены круговые диаграммы, более компактные, но менее удобные при сравнении. На них по секторам наносят данные гранулометрического состава, причем процентное содержание данного класса пропорционально длине дуги сектора, т. е. 1% соответствует определенному числу градусов круга. Выразительны также лучевые диаграммы, в которых длина каждого отрезка прямой (луча) пропорциональна содержанию в пробе того класса, который этим лучом изображен. При большом количестве классов такие диаграммы становятся, однако, менее наглядными.

Эти простейшие приемы используются лишь для группировки аналитического материала или для иллюстрации карт и разрезов. Для сравнительного изучения гранулометрического состава различных отложений применяют гистограммы, строящиеся в прямоугольной системе координат, причем по оси абсцисс откладывают размерности фракций в миллиметрах, а по оси ординат — содержание каждой фракции в процентах. Площадь кривой между двумя соседними ординатами равна процентному содержанию фракций между данными размерами, поэтому сумма всех фракций равна площади всей кривой. Полученные таким образом кривые распределения позволяют сделать вывод о сходстве или различии отложений, их генезисе и т. д. Наличие одной максимальной ординаты укажет на образование осадков в однородных условиях (мономодальная кривая), бимодальные кривые свидетельствуют о более сложных условиях осадкообразования. Обычно гистограммы строят в виде ступенчатых графиков; если в основу классификационной шкалы положена геометрическая прогрессия, то построение гистограмм облегчается применением логарифмического масштаба. При замене размерностей фракций их логарифмами на шкале размерностей получаются равные интервалы между всеми фракциями, т. е. равенство оснований всех колонок. При этом ординаты фракций (высота колонок) соответствуют количеству процентов.

Очень ценным для последующей интерпретации и статистической обработки являются кумулятивные (суммарные, интегральные) кривые, которые строят принципиально так же, как гистограммы, но в отличие от последних процентное содержание каждой фракции суммируется с процентным содержанием всех предыдущих фракций, т. е. каждая точка кривой показывает содержание всех частиц ниже данного диаметра. Кумулятивные кривые весьма удобны для нахождения ряда численных показателей (средних, медианных, квадрильянных крупностей и т. п.). Методы их построения и применения разнообразны (В. П. Батурин, 1947 г.).

Для сравнения гранулометрического состава трехкомпонентных систем различных типов отложений при значительном количестве проб составляют барицентрическую или треугольную диаграмму. Вершины треугольника принимают за точки, соответствующие 100% содержания

первого, второго и третьего компонентов (например, гальки, песка, глины), следовательно, в двух других вершинах содержание этого компонента равно нулю. В зависимости от задачи и особенностей отложений группы комбинируются различно. Обозначив вершины треугольника, наносят на диаграмму точки, соответствующие отдельным анализам. Практически для построения таких диаграмм удобно использовать заранее заготовленные бланки треугольников, каждая сторона которых разбита на 10 или 20 частей, что облегчает нахождение точек. Например, при длине стороны треугольника 20 см можно легко и не в ущерб ясности нанести несколько сотен отдельных анализов, т. е. изобразить в общем виде все количества разных фракций.

Таким образом, на одном чертеже наблюдаются основные тенденции изменения гранулометрического состава с изменением возраста или местоположения отложений. Кроме того, на диаграмме представлен весь фактический материал, тогда как средние цифры скрывают отдельные отклонения. Недостатком такой диаграммы является необходимость объединения всех фракций в три группы. Если на графике надо показать четыре гранулометрические группы, то процентное содержание четвертой, наименее существенной, на диаграмме указывают цифрой в скобках рядом с номером пробы, причем сумма трех главных групп пересчитывается на сто процентов и тогда можно вычислить процентное содержание для всех четырех групп.

При необходимости увязать данные гранулометрического состава с колонкой отложений график помещают на одном чертеже с колонкой; за ординату принимают положение пробы в геологическом разрезе, а по оси абсцисс откладывают содержания фракций таким образом, чтобы последняя точка соответствовала 100%; данные каждого анализа наносят на параллельные линии против точки отбора пробы в разрезе; полученные поля закрашивают или заштриховывают. Содержание отдельных классов можно изобразить также в виде кривых, откладывая процентное содержание каждого класса от нулевой точки диаграммы, которая будет представлять собой ряд перекрещивающихся кривых.

Вычисление среднего петрографического содержания для валунов, крупной и мелкой гальки, с учетом гранулометрического состава содержания этих классов в породе, производится по формуле

$$A = \frac{nm}{NM} \cdot 100,$$

где A — среднее содержание данной породы, %; n — число галек породы в данном классе; m — содержание данного класса крупности, %; N — общее число обломков в данном классе; M — грубообломочные классы, %.

Для сопоставления петрографического состава применяются различные диаграммы, причем предварительно данные анализа упрощаются путем объединения сходных пород в отдельные группы, например изверженные основные и ультраосновные, изверженные кислые и средние, метаморфические, осадочные породы. Упрощенный таким образом состав легко изображается на треугольной диаграмме. В случае незначительного количества анализов удобнее пользоваться круговыми цветными диаграммами, на которых можно изобразить большее число компонентов.

При необходимости оценить изменения в составе галечников, происходящие в процессе их переноса, они группируются по абразивной стойкости. Для оценки перспективности отдельных участков речных долин рекомендуется производить вычисления петрографического состава по интересным с поисковой точки зрения типам пород. При этом

следует учитывать, что перспективность участка определяется не только валовым содержанием в отложениях обломков той или иной породы; большую роль играет также их распределение по гранулометрическим классам. Для решения вопроса о расстоянии переноса, достаточном для высвобождения наибольшего количества зерен полезного ископаемого, устанавливают распределение числа обломков определенной породы по различным фракциям и строят кривые распределения обломков данной породы в отложениях.

Данные изучения степени окатанности наносят на разрезы либо в виде средних цифр, либо, если необходимо проследить изменения степени окатанности в определенном направлении, в виде обычных кривых, где по оси абсцисс откладывают расстояние между точками, а по оси ординат — числовые значения какого-нибудь из коэффициентов окатанности. Причины изменения степени окатанности могут быть различными; общим случаем возрастания степени окатанности может быть поступление в данном месте новой порции окатанного материала (за счет, например, привноса из бокового притока). Нередко анализ степени окатанности позволяет выяснить особенности и уловить изменения области питания, что бывает важно с практической точки зрения.

В целом форма гальки зависит от ряда факторов, из которых главными являются первоначальная форма обломка, его петрографический состав и способ переноса. Наиболее важные признаки — стойкость породы и ее текстурные особенности. Ясно, что изотропные и анизотропные породы будут различно отражать процесс обработки. Наибольшее влияние на форму обломка оказывают способ переноса, а также его динамика и режим. Разумеется, огромное значение имеет время: обломки, испытавшие наиболее длительную обработку и наибольший суммарный путь переноса, будут наиболее окатанными.

Изучение степени окатанности в ряде случаев позволяет определить длительность переноса материала, так как существует математическая зависимость между степенью окатанности и длиной пути обломка. Важнее, однако, оценить относительную окатанность в различных толщах, чтобы иметь возможность их сравнения. Это особенно важно для древнечетвертичных отложений, точный возраст и генезис которых часто бывают неизвестны.

Для интерпретации данных изучения ориентировки галек пользуются способом, при котором результаты измерений ориентировки длинных осей *A* наносят на симметричную диаграмму-розу; для короткой оси *C* удобнее строить розу, указывающую азимут наклона, но не сам наклон. Такое изображение позволяет выявить для речных галечников два максимума направления оси *A*: малый — продольный к направлению потока, большой — поперечный в стрежневой зоне и косой в береговой зоне. Для прибрежно-морских отложений наблюдается, как правило, один максимум ориентировки оси *A*, указывающий направление береговой линии.

При интерпретации данных полевых замеров косой слоистости также удобно пользоваться диаграммой-розой, построенной по способу составления диаграмм-роз для ориентировки оси *C*. Здесь максимум фиксирует преобладающее направление падения косых слоев; для речных и дельтовых отложений он совпадает с направлением движения потока, а для прибрежно-морских — с направлением движения волн. В последнем случае направление береговой линии будет, следовательно, перпендикулярно к максимуму на диаграмме-розе.

Данные массовых замеров ориентировки длинных осей валунов в ледниковых отложениях также представляют в виде роз-диаграмм, составляемых для каждой точки наблюдения. Результаты выносят на карту, на которой стрелками изображают наиболее резкие пики роз-диаграмм. При достаточно большом количестве площадок замеров

ориентировки валунов на карте отчетливо проявляются основные пути движения древних ледников.

Очень ценный материал для определения направления движения ледников дает обработка данных петрографического анализа валунов. Ее результаты выносят на карту в форме круговых диаграмм для каждой точки отбора валунной пробы. Размеры секторов круговой диаграммы при этом соответствуют содержанию обломков каждой группы пород, отнесенному к общему количеству валунов в пробе. При большом числе валунных проб, более или менее равномерно распределенных по площади съемки, возможно построение линий равного содержания обломков отдельных петрографических групп. На эту же карту следует нанести находки рудных валунов, которые в отдельных случаях образуют закономерный веер рассеивания с вершиной у ближайшего коренного месторождения. Этим методом было открыто медно-никелевое месторождение Талнах (В. С. Старосельцев [404]).

С помощью круговых диаграмм удобно также представлять данные минералогического анализа песчано-алевритовой фракции. Картографическое изображение относительного содержания минералов в мелкоземе дает возможность составить схему терригенно-минералогических провинций, т. е. уточнить картину транспортировки терригенного материала в четвертичный период. Такие схемы имеют особенно большое значение для внеледниковых районов, где валунный метод неприменим.

Графическое изображение результатов спорово-пыльцевого анализа. Наиболее распространенным является построение диаграмм в системе прямоугольных координат, где по оси ординат в определенном масштабе откладывают глубины взятия образцов, а по оси абсцисс — процентное содержание всех компонентов спектра. Полезно придерживаться одинакового соотношения масштабов, например, отрезками одной длины обозначать 1 м по вертикали и 20% по горизонтали. Точки, соответствующие содержанию пыльцы данного вида во всех образцах, соединяют прямыми линиями, и полученная ломаная кривая показывает содержание пыльцы данного вида на всем разрезе; в целом диаграмма спорово-пыльцевого спектра представляет собой ряд перекрещивающихся кривых, построенных отдельно для каждого систематически встречающегося вида. Компоненты спектра, которые встречаются в незначительных количествах и в немногих образцах, наносят на уровне глубины взятия образца словесной отметкой с указанием процентного содержания или количества зерен. Пыльцу широколиственных пород, таких как *Quercus*, *Tilia*, *Ulmus* и др., наряду с самостоятельным изображением показывают на диаграмме еще и суммарно, что обусловлено их экологической близостью и приуроченностью к одинаковым для всех трех видов климатическим условиям.

Однако такие диаграммы, особенно если на них помещено более 5—6 компонентов, читаются с трудом. Поэтому для изображения результатов многокомпонентного спорово-пыльцевого анализа диаграмма разбивается на пять отдельных графиков, на которых ось ординат является общей, а ось абсцисс — самостоятельной для каждого графика. Графики отображают: 1) соотношение древесной и травяной пыльцы и спор, 2) состав древесной пыльцы, 3) состав недревесной пыльцы, 4) состав спор, 5) абсолютное содержание пыльцы и спор в стандартной навеске 50 г. Часто применяются также диаграммы с раздельным обозначением содержания пыльцы каждого вида, т. е. на графике строят кривую содержания и пространство между нею и нулевой абсциссой заливают тушью или заштриховывают. Такие диаграммы наглядны, хорошо показывают ход изменений содержания пыльцы каждого вида по разрезу, однако на них плохо видны соотношения с содержаниями других видов — сочетания минимумов и максимумов отдельных видов

и комплексов. Для усиления наглядности в ряде случаев строят комбинированные диаграммы, на которых одни компоненты спектра показывают пересечением кривых, а другие — самостоятельными графиками.

При необходимости детального расчленения отложений какого-либо этапа четвертичного периода, развитых на сравнительно небольшой площади листа или нескольких листов масштаба 1 : 50 000, используют способ составления средних пыльцевых диаграмм, которые строят на основании нескольких индивидуальных диаграмм (не менее 10) обычным путем, но во внимание принимаются не глубины отбора образцов, а местные дробные стратиграфические подразделения. При этом в диаграммах, как правило, наблюдаются три характерных уровня, которые, будучи надежно отмеченными на всех диаграммах, являются, таким образом, корреляционными точками и служат обоснованием для местной стратиграфической схемы: эмпирическая граница — уровень, начиная с которого пыльца или споры данного вида систематически встречаются в каждом образце и кривая этого вида выше является непрерывной; рациональная граница — уровень, начиная с которого происходит определенное повышение содержания пыльцы данного вида; кульминационный пункт кривой — наиболее важный уровень, более или менее точно соответствующий периоду широкого распространения данного вида в ближайшем районе.

Для составления средних диаграмм отбирают наиболее полные индивидуальные диаграммы, в каждой из которых выделяют указанные выше уровни, их комбинации, а также отрезки, характеризующиеся преобладанием какого-либо вида или комплекса видов. Затем производят сопоставление диаграмм по характерным пунктам и соответствующим им пыльцевым спектрам, причем выявляют закономерные и случайные явления; последние, естественно, исключают из дальнейшего рассмотрения. Установление закономерных, адекватных спектров производится не столько по числовым значениям минимумов и максимумов в содержании пыльцы определенных видов, сколько по одинаковой последовательности в сочетании с характерными пунктами других видов. При составлении средней диаграммы желательно использовать результаты анализов из различных генетических типов отложений, поскольку разные условия формирования отложений предопределяют относительно различный состав пыльцы. Таким образом, средняя диаграмма является достаточно надежным эталоном для любых сопоставлений, так как в ней устранены местные, случайные отклонения спектров.

При необходимости изобразить изменения спорово-пыльцевых спектров в пространстве составляют серию карт, каждая из которых отражает определенную эпоху; при этом могут составляться карты, показывающие изменение содержания пыльцы либо какого-нибудь одного вида, либо всего спектра в целом: в первом случае на карту кружками различных размеров наносят процентные содержания вида, во втором — спектры изображают в виде циклограмм. При достаточном количестве данных карты могут быть составлены по способу изолиний.

Восстановление палеогеографических условий отдельных коротких интервалов четвертичного периода представляет собой сложную задачу; оно основано главным образом на изучении тонких различий спорово-пыльцевых спектров, и поэтому общие индикационные признаки пыльцы и спор далеко не всегда однозначно свидетельствуют об определенных климатических условиях. К числу общих индикаторов климата (по Г. А. Благовещенскому, 1946 г.) можно отнести: 1) ель — показатель высокой влажности воздуха; 2) широколиственные породы — показатель высокой температуры воздуха, 3) ивы и карликовые березы *при отсутствии древесных пород — показатель сурового и арктиче-*

ского климата. Однако эти показатели имеют стратиграфический смысл лишь при сравнении ископаемых спектров с современными, полученными из проб, взятых в почвенно-растительном слое. Изучение современных спектров и их сравнение с современным составом растительного покрова дают необходимый материал для актуалистических выводов об условиях разноса и захоронения спор и пыльцы ископаемых спектров.

При интерпретации результатов спорово-пыльцевого анализа следует твердо помнить, что единичные зерна пыльцы и спор ни в коем случае не могут служить основанием для датировки или палеогеографических реконструкций. Нельзя забывать также о возможности переотложения осадков, заключающих более древнюю пыльцу и споры. Кроме того, необходимо учитывать частоту плодоношения растений, обилие продуцируемой пыльцы, широкий разнос пыльцы ветром или другими способами, устойчивость ее против разложения, а также условия произрастания. Например, пыльцевая продуктивность лещины (*Corylus avellana*) будет различной в зависимости от того, произрастает она под пологом светолюбивой древесной растительности (сосна) или под более теневыносливой породой (дуб, ель). То же самое происходит с серой ольхой (*Alnus incana*), в то время как черная ольха (*Alnus glutinosa*) ведет себя совершенно иначе.

Некоторые древесные породы (сосна, береза, ель) в годы обильного плодоношения дают так много пыльцы, что и при малом участии их в древостоях чрезвычайно увеличивается процентное содержание их пыльцы в спектрах и соответственно снижается содержание пыльцы других растений. Кроме того, пыльцевой спектр хорошо отражает степень участия древесных пород в лесах только при некоторых условиях, например, когда пыльца выпадает на открытых местах вдали от границ леса. Поэтому максимумы отдельных видов древесных пород на пыльцевой диаграмме не всегда соответствуют максимумам распространения этих пород в лесах, так как возможен случай, при котором деревья и кустарники, дающие мало пыльцы, играли в лесах более существенную роль, чем деревья, давшие в спектре максимум. Известно, например, что отношение количества выпадающей пыльцы к фактическому участию древесных пород в древостоях равно для сосны 4/1, для ели 1/2, для бука 1/3. Отсюда ясно, какие резкие расхождения могут быть между процентными соотношениями пыльцы этих растений и степенью их фактического участия в лесных массивах.

При восстановлении палеоклиматических условий, основанном на результатах спорово-пыльцевого анализа, встречаются некоторые затруднения, являющиеся следствием недостаточной разработанности отдельных вопросов. К их числу могут быть отнесены следующие.

1. Невозможность учета количества продуцированной отдельными видами растений пыльцы.

2. Затруднения в учете переноса пыльцы ветром и водой. Даже если направление и сила ветра будут определены, например, по выведенной А. Соколовым (М. Шварцбах, 1955 г.) зависимости между скоростью ветра и величиной песчинок в эоловых осадках, то и тогда останется неясным, на какие расстояния от источника при данной скорости ветра разносится пыльца различных пород. В зависимости от веса и других признаков летучести (форма, наличие или отсутствие воздушных мешков и др.) расстояния эти будут различными. Различными будут и расстояния разноса пыльцы разного способа опыления. Р. Б. Федорова (1952 г.), например, указывает, что взгляды исследователей в отношении разноса пыльцы древесных пород — наиболее важного показателя спорово-пыльцевого спектра — весьма разноречивы. Причины этих расхождений, по ее мнению, заключаются в том, что обычно объединяются представления о пределах распространения пыльцы по

воздуху и о количестве пыльцы, переносимой на далекие расстояния водой, тогда как их следует строго различать.

Очень редко в работах по спорово-пыльцевому анализу встречаются сведения об учете массы различной пыльцы с точки зрения ее транспортировки, а это, по-видимому, имеет большое значение.

3. Невозможность определения в ряде случаев до вида пыльцы таких имеющих широкий экологический диапазон семейств, как Gramineae, Compositae и других, особенно при восстановлении палеоклиматических условий степных внеледниковых зон.

4. Отсутствие тведых критериев для определения переотложенной пыльцы четвертичного возраста. Вся наличная пыльца в образце из определенного горизонта принимается, как правило, за синхронную ему, а это далеко не всегда верно.

При палеогеографическом анализе часто приходится иметь дело с отложениями смешанных генетических типов, пыльца в которых может быть занесена издалека ветром, водными потоками, а также может быть и местной. Нередко не представляется возможным выяснить способ заноса пыльцы, не говоря уже о том, что направление ветра и текучих вод, конечно, не всегда совпадали и могли резко меняться. Следует еще учитывать, что растительные ассоциации в пределах долин резко отличаются от ассоциаций водораздельных.

Все вышеизложенное заставляет с большой осторожностью подходить к палеогеографическим выводам, сделанным на основании данных спорово-пыльцевого анализа. В противном случае исследователь не гарантирован не только от частных ошибок (статистические погрешности подсчета, погрешности определений сильно поврежденных зерен, ошибки осреднения при отборе пробы для анализа и др.), но и от грубых методических ошибок, которые могут повлечь за собой неточные или даже неправильные выводы о палеогеографии отдельных этапов четвертичного периода.

При внимательном отношении к данным спорово-пыльцевого анализа с учетом возможных погрешностей самого метода он является одним из главных средств восстановления палеогеографических условий четвертичного периода.

Изучение фауны. Не меньшая осторожность требуется и при истолковании находок ископаемой фауны, особенно в областях древнего оледенения. Сейчас хорошо известны многочисленные факты массового переотложения морских моллюсков и фораминифер четвертичными ледниками. Нередки случаи переотложения реками и склоновыми процессами. Поэтому находки единичных экземпляров, как правило, не имеют палеогеографического и тем более стратиграфического значения. Имеет смысл рассматривать только закономерные комплексы ископаемой фауны, образованные близкими по экологии видами. Однако даже выделение экологических комплексов в отдельных обнажениях иногда не избавляет от грубых ошибок. Например, в северных районах СССР часты случаи неполной ассимиляции подстилающих пород покровными ледниками и переноса в мерзлом состоянии крупных, почти ненарушенных глыб морских отложений на десятки и сотни километров от мест коренного залегания. В таких отторженцах встречаются закономерные экологические комплексы не только четвертичной, но и мезозойской фауны. Поэтому надежное установление палеогеографического и стратиграфического значения ископаемых органических остатков возможно только после тщательного исследования происхождения вмещающих пород с помощью анализа их структуры, текстур и форм залегания.

ОСОБЕННОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ АЭРОМЕТОДОВ ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Прямыми признаками дешифрирования четвертичных отложений являются тон (цвет) их обнаженной поверхности, а также форма и размеры аккумулятивных образований и их взаимное расположение. При дешифрировании литологического состава четвертичных отложений наиболее полно используются все ландшафтные индикаторы, и прежде *всего формы мезо- и микрорельефа*, эрозионная сеть, а также почвенно-растительный покров.

Пески и легкие супеси опознаются по наиболее светлому тону фотоизображения поверхности, сглаженным формам водоразделов со светлой расплывчатой пятнистостью в местах дефляции, по приуроченности характерных форм эолового аккумулятивно-дефляционного рельефа, сухолюбивой, обычно разреженной древесной и травянистой растительности. Эрозионная сеть редкая. Потяжины имеют широкие светлые днища; овраги — короткие, узкие, с большими уклонами продольного профиля, с резкими бровками и с чашеобразными верховьями. В условиях гумидного климата при значительной мощности отложений характерно отсутствие болот. Грунтовые дороги имеют расплывчатые очертания.

Рис. 137. Лёссовая равнина.

Овражная сеть имеет дендритовидный рисунок, характерный для однообразной толщи лёссов. Глубина вреза 18—20 м. Овраги северного склона водораздела (*а*) закреплены кустарниками, овраги южного склона (*б*) продолжают развиваться.

Глины и тяжелые суглинки имеют относительно более темный тон фотоизображения, чем пески и супеси, *за исключением очень высохших* и засоленных участков. Слагаемые ими водоразделы плоские, склоны пологие, в ряде случаев осложненные оползнями с характерной для них мелкобугристой поверхностью. Для водоразделов обычна густая сложно *ветвящаяся потяжинная и овражно-балочная сеть. Овраги длинные, широкие*, склоны пологие, бровки округлые. При маломощном четвертичном покрове потяжины имеют следы контроля коренными породами. У них четко выраженные склоны и узкие днища; на плоских водоразделах в нивальной зоне наличие глинистых отложений с пылеватой фракцией определяется по термокарстовым образованиям и густой дендритовидной эрозионной сети.

Фотоизображение лёссовидных отложений суглинистого состава в основном аллювиального и водно-ледникового генезиса обычно характеризуется широким развитием потяжинно-западинного рельефа, изображающегося темным тоном из-за относительно высокой гумусированности почв и влажности, а иногда и обводненности в их пределах. Светлый тон они могут иметь на пашне, если вскрывается оподзоленный горизонт. Овраги часто образуют дендритовидную сеть (рис. 137), и их склоны, особенно в верховьях, имеют крутые, иногда отвесные стенки. Процессы плоскостного смыва обычно развиты слабее, чем на глинах. Характерен глубокий врез грунтовых дорог на склонах.

Точное определение мощности всей толщи четвертичных отложений или отдельных четко выраженных горизонтов по их фотоизображению возможно лишь в тех редких случаях, когда они непосредственно видны на обнаженных или прикрытых маломощными наносами склонах. Их измерения производятся теми же стереофотограмметрическими способами, что и коренных пород.

Приближенное суждение о мощности в ряде случаев можно получить в результате изучения особенностей морфологии рельефа, почвенного и растительного покрова, а также по непосредственному «просвечиванию» сквозь толщу четвертичных отложений элементов геологического строения дочетвертичных пород. Однако надо учитывать, что в отдельных случаях такой рисунок может быть обусловлен породами

Рис. 138. Зандровая равнина района днепровского оледенения. Украинское Полесье. *1* — флювиогляциальные пески (Q_{II-III}) значительной мощности, поросшие сухим сосновым бором; *2* — флювиогляциальные пески, подстилаемые на глубине 1—2 м валунными суглинками (Q_{II}), с характерным сосново-дубовым лесом; *3* — те же, но более увлажненные пески на склоне выступа морены, покрытые сосняком с густым голубично-багульниковым покровом; *4* — песчаные гряды (дюны); *5* — заболоченные котловины; *6* — пашня; *I*, *II*, *III* — надпойменные террасы.

складчатого комплекса, перекрытыми дочетвертичными покровными отложениями значительной мощности. В общем же случае, чем ярче выражен рисунок коренных пород в ландшафте, тем мощность рыхлых отложений меньше.

Литологический состав и глубину залегания второго от поверхности горизонта, а следовательно, и мощность первого горизонта иногда можно установить по геоботаническим признакам. Так, например, в пределах зандровой или аллювиальной песчаных равнин, подстилаемых на разных глубинах суглинками, появление сосново-дубовых насаждений среди соснового бора свидетельствует о залегании здесь суглинков или глин на глубинах не более 1—2 м.

По аэрофотоснимкам можно определить относительный возраст четвертичных отложений исходя из общего анализа геоморфологического строения района и расположения поверхностей рельефа на различных гипсометрических уровнях и по степени переработки этих поверхностей денудационными процессами. По материалам аэрофотосъемки наиболее быстро и легко можно получить представления о складчатых и разрывных тектонических дислокациях в четвертичном комплексе.

Выделение и картирование генетических типов четвертичных отложений ведется в основном по характерным для них морфогенетическим типам и формам рельефа на основе всего комплекса прямых и косвенных признаков.

Аллювиальные отложения имеют те же дешифровочные признаки, что и разновозрастные уровни террас, ими сложенные. Опознание на снимке кос, пляжей, пойм, террас одновременно является и опознанием определенной генетической, фациальной и в какой-то мере возрастной группы отложений (рис. 138). Как правило, четко выделяется при дешифрировании современный и верхнечетвертичный аллювий.

Состав аллювия может быть определен с относительной точностью лишь в прирусловых частях рек: в косах, отмелях, пляжах, не закрепленных растительностью. Песчаный и галечниковый и частично валунный материал имеет, как правило, светло-серый (почти белый) фототон. Галечники от песков можно отличить только, если на последних развиты эоловые формы. Состав аллювия пойм и террас может быть иногда определен по характеру растительности.

К пойменным фациям аллювия низких надпойменных террас могут быть приурочены ельники, ольховники, к русловым песчаным — сосняки. На галечно-валунных фациях, как правило, растительность разрежена, и они характеризуются пятнистым рисунком. Таких примеров может быть очень много.

Дешифрирование более древнего аллювия затруднено в связи с его переработкой. Границы между разновозрастными аллювиальными и другими отложениями опознаются по морфологическим элементам (руслу, уступам и другим формам) и по характеру растительности. В случае, когда уступы между террасами неотчетливы, а тыловые швы закрыты, выделение разновозрастных элементов по косвенным признакам (смена растительности, изменения уклонов поверхности) затруднительно.

Морские и озерные отложения, как правило, опознаются на аэрофотоснимках, но площади разновозрастных осадков не всегда четко отграничиваются друг от друга. Выделение их проводится по степени сохранности береговых валов. В условиях равнины отделить морские и озерные отложения от других рыхлых образований не всегда возможно.

В обнаженных районах на аэофотоснимках часто хорошо опознаются реликтовые озерные формы и озерные отложения различного возраста. Так, например, в межгорных котловинах Горного Алтая для участков озерной аккумуляции, сложенных песчано-галечными или песчаными отложениями, характерен мелкозападинный рельеф; на снимках западины выражаются мелкими расплывчатыми пятнами. Хорошо передаются на снимках детали озерного рельефа: «рябь» озерного днища, мелкая абразионная ступенчатость склона озерной котловины, связанная с отступанием озера, и аккумулятивные озерные террасы. Бровки и уступы террас дешифрируются как узкие извилистые полосы. Аккумулятивным террасам, прислоненным к останцам коренных пород — бывшим островам, на противоположном склоне останцов обычно соответствуют абразионные ниши и уступы, выражающиеся на снимках в виде тонких темных линий, опоясывающих по горизонтали склоны останца. При маршрутном пересечении абразионные ниши и уступы могут быть пропущены. Останцы более древней озерной поверхности выражены в рельефе в виде плосковерхих холмов с ровными или ступенчатыми склонами. Плоские вершины их имеют такой же рисунок, как и остальная площадь, сложенная озерными отложениями. В пределах площади развития озерных отложений пески можно выделить по характерному рисунку на аэрофотоснимке: ровный серый фототон и округлые светлые пятнышки (полукустарничковое растение шарообразной формы).

На аэрофотоснимках можно с высокой достоверностью опознать и откартировать основные типы и отдельные формы рельефа, а соответственно и различные генетические типы ледниковых и водно-ледниковых отложений.

В горных районах, особенно в труднодоступных для наземных исследований участках, дешифрирование — часто единственно возможный путь для установления современного оледенения и детального изучения как ледника и его области питания, так и следов его экзарационной и аккумулятивной деятельности. С помощью аэрофотоснимков в районе оледенения достаточно легко и детально устанавливаются наличие и

строение фирновых полей, размеры, тип, морфология ледника (в ряде случаев кое-где можно приблизительно определить мощность ледника или фирна), детали его рельефа, характер распределения и транспортировки моренного материала и т. д. При изучении ледников наряду с плановыми снимками достаточно полную информацию могут дать и перспективные снимки.

Моренные и водно-ледниковые отложения в горах слагают обычно небольшие площади в карах, троговых долинах, при выходе долин

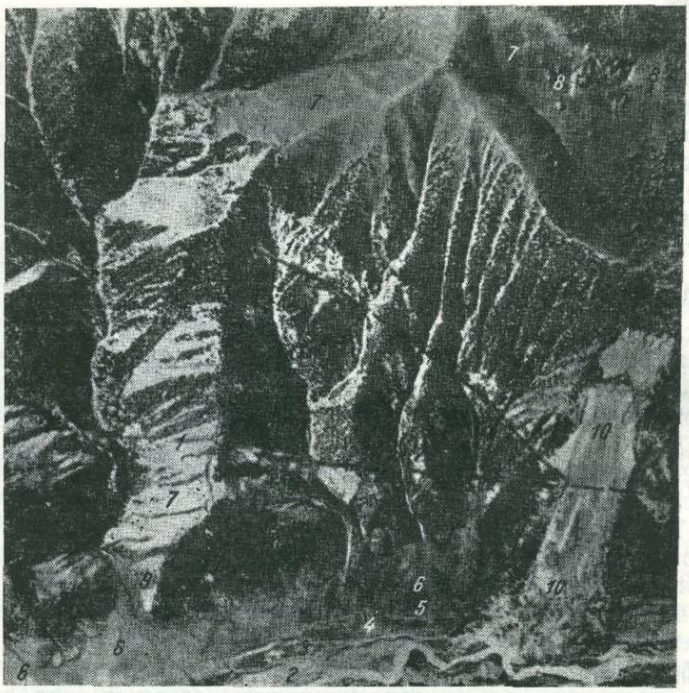


Рис. 139. Эрозионное среднегорье Тянь-Шаня.

1 — разрывные нарушения, активизируемые новейшими движениями; разломы контролируют формирование речной сети и обвалов; *2* — грубообломочный аллювий пойм; *3, 4, 5* — аллювий *I, II, III* надпойменных террас; *6* — современные пролювиальные отложения, образующие конусы выноса; *7* — отложения элювиального и склонового парагенетического рядов; *8* — скальные выходы, тонущие в делювии; *9* — песчано-глинистые отложения неогена; *10* — отложения современного обвала.

в межгорные впадины (рис. 139). Моренные отложения хорошо дешифрируются благодаря рельефу. На снимке он как виден стереоскопически (гряды или холмы с западинами между ними), так и передается пятнисто-полосчатым рисунком и очень неоднородным фототоном. На более значительных площадях развития моренного рельефа (крупные троги или выходы конечной морены в горные котловины, характерные для Горного Алтая и ряда других горных стран) иногда хорошо видны отдельные элементы: дугообразные валы конечных морен различных стадий отступания ледника, бугристо-западинная поверхность донной морены и прислоненные к бортам трога валы боковой морены, создающие как бы террасоподобные уровни. Спущенные озера в пределах площади, занятой конечной мореной, также хорошо выделяются на снимках в виде небольших ровных однотонных участков (светлых или темных в зависимости от цвета озерных отложений, чаще светлых и светло-серых). В ряде случаев на снимках можно опознать флювиогляциальные террасы, поверхность которых обычно несколько светлее

поверхности морены и сохраняет рельеф мелких подковообразных гривок, струй и т. д.

В межгорных впадинах (в Горном Алтае, на Памире, на Тянь-Шане и в других районах) большие площади занимают зандровые поля, характеризующиеся рисунком типа «ряби» или «ячей» и белесоватым тоном (плохо задернованные песчано-галечниковые или галечниковые отложения).

Следы более древнего четвертичного оледенения в горах дешифрируются часто не менее подробно. Правда, в случаях двух стадий оледенения или двух оледенений, отделенных друг от друга довольно большим промежутком времени, иногда следы стадии или первого по возрасту оледенения очень слабо улавливаются на аэрофотоснимках и их трудно отделить от более молодых форм, особенно при предварительном дешифрировании. При этом увеличивается значение полевого и особенно окончательного дешифрирования. После полевых работ, когда непосредственно на местности выявлены следы двух стадий или двух оледенений и установлены их дешифровочные признаки, при окончательном дешифрировании уже достоверно можно опознавать ледниковые формы и отложения различного возраста и сохранности. В пределах европейской части СССР отложения ледникового парагенетического ряда дешифрируются хорошо.

Моренные отложения, представленные различными литологическими разностями, образуют конечноморенные гряды, холмисто-моренный рельеф, моренные равнины и другие формы рельефа, легко опознаваемые по аэрофотоснимкам. Они дешифрируются обычно по совокупности косвенных признаков, значение которых меняется в зависимости от конкретных условий. Так, например, по мере смены районов валдайского, московского и днепровского оледенений будет резко изменяться индикационное значение геоморфологических характеристик рельефа. В пределах валдайского (позднеплейстоценового) оледенения во многих участках прямыми признаками являются характерные формы ледникового рельефа (конечноморенные гряды, холмисто-моренный рельеф, моренные равнины). Однако при этом и здесь необходимо иметь в виду следующие основные исключения из этой закономерности: 1) наличие сложно устроенных форм рельефа, сложенных отложениями различного генезиса; 2) существование участков ледникового и водно-ледникового рельефа, сильно измененных эрозией или абразией приледниковых озер или морей.

В области среднеплейстоценового оледенения индикационное значение рельефа уменьшается в связи с длительной переработкой его денудацией. Однако и здесь рельеф может служить индикатором литологического состава пород благодаря их различной устойчивости к процессам денудации. Так, например, конечноморенные гряды, сложенные песчано-гравелистыми отложениями, характеризуются более жестко очерченным основным профилем, осложненным небольшими формами микрорельефа. Это хорошо видно при стереоскопическом рассматривании аэрофотоснимков. В то же время суглинистая и глинистая морена и при денудации сохраняет мягкие округлые формы. Большее значение для дешифрирования приобретают почвенные и геоботанические индикаторы. В целом же дешифрируемость ледниковых отложений ухудшается.

Несмотря на большое разнообразие ландшафтного облика в пределах распространения моренных отложений, для всех районов оледенений намечаются и общие дешифровочные признаки. Для моренных отложений практически всюду характерна пятнистая структура ландшафта. Она видна не только в пределах холмисто-моренного рельефа позднеплейстоценового оледенения, но также и в пределах сильно денудированных моренных равнин области среднеплейстоценового оле-

денения. Такая структура обусловлена различными и резко меняющимися на небольших расстояниях литологическими особенностями морен, а также своеобразным эрозионным расчленением поверхности. Эта структура рисунка аэрофотоизображения может усложняться за счет различного состава покровных отложений и отражения структуры поверхности дочетвертичного ложа на участках с маломощным четвертичным покровом (рис. 140). Такое же большое разнообразие различных

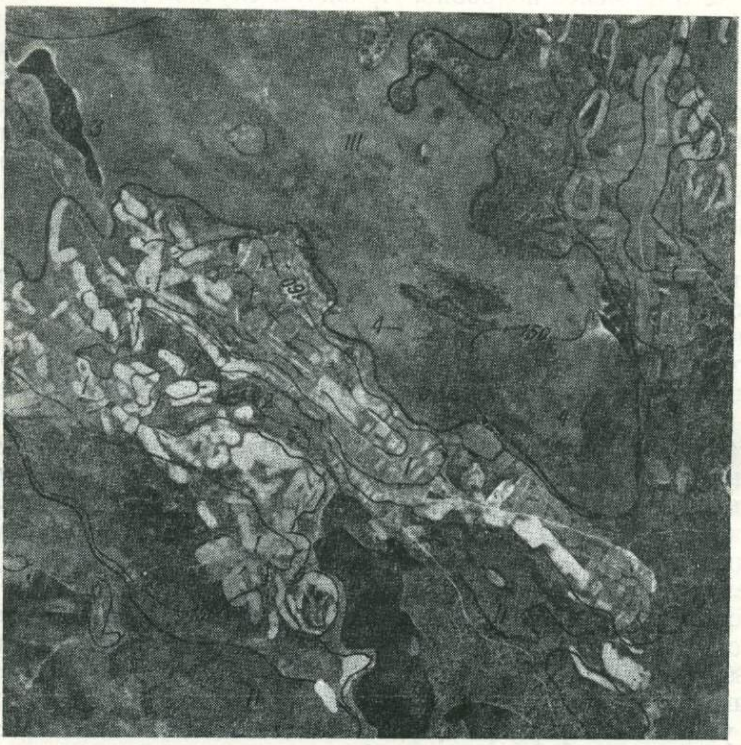


Рис. 140. Четвертичные отложения краевых образований осташковского оледенения.

I — холмисто-моренный рельеф; валунные суглинки и супеси с маломощным чехлом (1—1,5 м) пссчано-супесчаных отложений, слагающие моренные гряды (высота 10—15 м) с мелкобугристым рельефом (*1*), южная гряда поросла ельником и кисличником с участием сосны (*2*); *II* — зандровая равнина, флювиогляциальные отложения значительной мощности, покрыты различными типами сосняков; *III* — межгрядовые котловины с болотными массивами и остаточными озерами (*3*); осоково-хвощевые болота с редким угнетенным сосновым и березовым древостоем (*4*) чередуются с лесными болотами (*5*).

типов ландшафтов наблюдается и на различных водно-ледниковых отложениях [136].

Озерно-ледниковые отложения (ленточное глины, супеси) резко отличаются от морены по характерному ровному рисунку однообразного, преимущественно серого тона, что обусловлено довольно однородным литологическим составом этих отложений. Однако при небольшой их мощности проступает рисунок поверхности подстилающих пород. Выделение зандровых, озовых и камовых отложений по характерным признакам при дешифрировании обычно не встречает затруднений. В пределах азиатской части СССР ледниковые формы рельефа весьма своеобразны и, как правило, достаточно хорошо выявляются на аэрофотоснимках, особенно в безлесных районах.

Весьма характерный рисунок имеют площади развития конечной морены. Часто это довольно беспорядочное нагромождение холмов и гряд, понижения между которыми заняты озерами и болотами; на

аэрофотоснимках этот рельеф имеет неправильно-ячеистый рисунок, где перемежаются темно-серые или почти белесые пятна (холмы и гряды) с темными, почти черными (болота и озера) (рис. 141).

Дешифрируются и отдельные крупные конечноморенные гряды, камы, озы. Значительные площади зандровых полей также, как правило, опознаются на аэрофотоснимках по микрорельефу. Иногда на обнаженных участках зандров развиваются эоловые процессы — перевеваемые пески на снимках резко выделяются по почти белому цвету и рисунку ветровой ряби. К зандровым полям могут быть приурочены разреженные сосновые боры, которые хорошо опознаются на аэрофотоснимках. Как правило, хорошо выделяются по своей однотонности участки, сложенные озерно-ледниковыми отложениями. Это либо днища спущенных озер, либо прибрежные отмели пересыхающих озер.

Эоловые отложения, как правило, исключительно четко опознаются на снимках по характерному рельефу и тону фотоизображения. Небольшие по площади участки перевеваемых незакрепленных песков на водораздельных участках равнин, в межгорных котловинах, речных долинах при дешифрировании бросаются в глаза прежде всего благодаря более светлому, часто почти белому тону фотоизображения и рисунку.

Рис. 141. Приморская равнина Западной Сибири.

Конечноморенные отложения двух генераций. Морена последнего оледенения *а* окаймлена полосой флювиогляциальных отложений *б*. Темный фототон обусловлен лесной растительностью. Более древняя морена *в* размыта талыми водами последнего оледенения, однако сохранила характерный рельеф.

В массивах полузакрепленных песков по оттенкам фототона устанавливается степень задернованности песков. На рис. 142 (район долины р. Узбой) хорошо виден массив грядово-ячеистых закрепленных песков. Массив имеет характерный «неправильно-сотовый» рисунок, где отчетливо видны и основные протяженные гряды с «шершавой» поверхностью, и мелкие перемычки между ними, и дефляционные межгрядовые понижения. Общий тон фотоизображения массива серый с мельчайшими темными точками, что обусловлено развитием полынно-псаммофитной растительности (песчаная полынь и саксаульник).

Различные типы песков прекрасно различаются на аэрофотоснимках. Прекратившие свое развитие эоловые ландшафты с песками, закрепленными лесной растительностью, такие как боровые террасы крупных европейских и азиатских рек, отдельные участки на древнеаллювиальных, водно-ледниковых равнинах четко отражаются на аэрофотоснимках. Для них харктерны чистые сосновые боры, сквозь которые под стереоскопом достаточно хорошо просматривается холмистый, холмисто-грядовый или грядово-бугристый эоловый рельеф.

В Якутии имеются участки террас с хорошо развитыми параболическими дюнами (местное название — тукуланы). Своеобразный рису-

нок ярко-белых асимметричных гребней подковообразных дюн и заросших растительностью темных понижений между ними с «кружевной» сетью более мелких обнаженных песчаных гребешков бросается в глаза даже при беглом взгляде на снимок. Отдельные крупные гряды своей ориентировкой свидетельствуют о господстве северо-западных ветров. Однородный белый фототон гребней дюн говорит о продолжающемся процессе перевевания.

Таким образом, площади, занятые эоловыми отложениями, можно достаточно точно оконтурить; по формам рельефа и развитой на них растительности приближенно судят о гранулометрии песчаных отложе-

Рис. 142. Долина реки. Песчаная пустыня.

На нижне- и среднечетвертичных песчано-глинистых отложениях развиты грядово-ячеистые пески (ячеистый рисунок). Видны отдельные гряды *1*, понижения между ними *2*, такыры *3*. Пески закреплены псаммофитной растительностью. В долине реки отчетливо выделяются: русло с сильно увлажненными участками *4*, участками, покрытыми соляной коркой *5*, и озеровидными расширениями *6*, пойменные отложения *7* в виде узкой светлой полосы и аллювий I надпойменной террасы с веерами блуждания временных водотоков *8*.

ний. Можно определить характер исходного перевеваемого материала: аллювий речной, морские или озерные отложения, флювиогляциальные или пролювиальные. Труднее определить это в том случае, когда перевевается элювий коренных пород.

В пустынных районах параллельно с эоловыми отложениями выявляются участки такыров с присущими им отложениями и различного типа солончаки (рис. 142). Они выделяются по исключительно ровной поверхности, иногда несущей тончайшую сетку трещиноватости и имеющей однородный тон фотоизображения различных оттенков. Такыры, как правило, имеют серый тон различных оттенков, солончаки имеют *разнообразный цвет — от ярко-белого до совсем темного (мокрые солончаки)*.

На больших площадях Севера и Востока СССР развита многолетняя мерзлота, с которой связаны своеобразные формы рельефа и коррелятивные им отложения. Легко опознаются отложения, переработанные солифлюкцией, отложения, подвергающиеся морозной сортировке, отложения грунтовых наледей, гидролакколитов и торфяных бугров.

Четко выделяются болотные отложения, среди которых наиболее легко опознаются торфяники болот верхового типа по приуроченности

к слабо дренированным водоразделам и понижениям рельефа с бедным минеральным питанием и по относительно ровному светлому тону их поверхности с точечным рисунком угнетенных сосняков или же с характерным концентрическим рисунком грядово-мочажинных комплексов. Торфяники болот переходного типа характерны для понижений рельефа с избыточным увлажнением и застойными грунтовыми водами. Это низкие поймы и дельты (плавни) рек, периферические участки болот верхового или низинного типов, днища логов, древнеозерных котловин и т. п. Обычно они покрыты более густой древесной растительностью (смешанными лесами), которая постепенно переходит в леса на иловато-торфянистых и сильно увлажненных почвах. В связи с этим выделение болот переходного типа является наиболее трудным по сравнению с другими типами болот. Среди болот низинного типа наиболее уверенно дешифрируются их безлесные участки (осоковые) по относительно темно-серому ровному тону фотоизображения. В районах хозяйственно освоенной территории к этому признаку прибавляются другие, связанные с мелиорацией и использованием болот. Болотам с березняками или черноольховниками свойствен рисунок полога этих лесов (рис. 141). Для всех типов болот характерно также отсутствие грунтовых полевых дорог и наличие дренажных канав с темными выбросами торфа в свежих отвалах.

Элювиальные и элювиально-делювиальные отложения в той или иной степени наследуют черты коренных пород, на которых они сформировались, и опознаются на аэрофотоснимках в основном по комплексу тех же признаков, что и выходы соответствующих коренных пород. Делювиальные отложения определяются по приуроченности к склонам и их подножиям и по характерному рисунку эрозионной сети.

ГЛАВА XII

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ РАЙОНОВ РАЗВИТИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ТИПЫ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Коры выветривания представляют собой особую генетическую совокупность преобразованных в приповерхностной части литосферы пород (элювиальных, остаточных), формировавшихся в результате стадийного, физического и химического изменения горных пород в обстановке пенепленизированой поверхности под действием атмосферных условий и природных вод.

В данной главе излагается методика съемки неметаморфизованных элювиальных пород фанерозойского возраста. Эти породы формировались преимущественно в условиях гумидного климата на выровненной поверхности складчатых фундаментов платформ и покровных образований. Наиболее полные разрезы кор выветривания встречаются на реликтах поверхностей выравнивания в пределах отметок от +200 до +500 м. Горный рельеф неблагоприятен для корообразования, так как возникающие на нем продукты выветривания начальных стадий постоянно размываются.

Геохимическая сущность корообразования заключается в том, что в ходе изменения горных пород в приповерхностных условиях из их состава выносятся одни химические элементы (и их соединения) и накапливаются другие. Миграция химических элементов зависит как от условий среды (кислотно-щелочные и окислительно-восстановительные обстановки), так и свойств самого элемента (способность образовывать соединения различной растворимости, летучести, твердости и т. д.).

В зоне выветривания с глубиной обстановка среды характеризуется более восстановительными условиями, а к поверхности — окислительными. При этом ниже кислородной поверхности, зависящей от уровня грунтовых вод, среда восстановительная ($Eh<0{,}4$ в, часто <0, иногда до $-0{,}5$ в), а выше этой поверхности — окислительная (А. А. Сауков, 1950 г.). На разных уровнях (зоны, горизонты) коры выветривания образовывались минеральные разновидности, устойчивые в определенной зоне. Строго направленное, стадийное образование в коре выветривания минеральных разностей предопределяется средой каждого элювиального горизонта; и это есть в конечном счете выражение зональности профиля выветривания. Для каждой породы свойственна кора выветривания зонального строения.

Классификация кор выветривания разрабатывалась многими исследователями [345], (И. И. Гинзбург, 1946 г.; Ф. В. Чухров, 1955 г.; К. И. Лукашев, 1968 г.), [408], (В. Н. Разумова, Н. П. Херасков, 1963 г.; В. М. Фридланд, 1964 г.), [141, 313].

Практически целесообразным является подразделение кор выветривания на литолого-генетические и морфологические типы. В табл. 38 дается опыт типизации кор выветривания различных исходных пород в разных климатических зонах. В таблице выделены зоны элювиогенеза, с которыми связаны элювиальные продукты определенного состава, образованные в результате стадийного изменения пород под действием первичных и вторичных (наложенных) процессов выветривания. Каждая исходная порода при выветривании образует типоморфный разрез с определенными конечными продуктами выветривания (например,

каолинитовый и монтмориллонитовый типы разрезов, разрезы сложного глинистого состава, нонтронитовый, аллитный и кремнистый). Эти типы разрезов при ферритизации переходят в красноцветные, охристые и латеритные.

Морфологические типы и подтипы кор выветривания формируются в процессе регионального элювиогенеза в соответствии с геологической структурой субстрата, сложенного различными исходными породами. Выделяются четыре главных типа: площадной, линейный, карстовый и комбинированный.

Площадной тип (плащеобразный, халиловский, по Д. Г. Ульянову, 1937 г., халиловско-кимперсайский, по И. И. Гинзбургу, 1946 г.) характерен для большей части кор выветривания, покрывающих плащом материнские породы разного состава. Площадной коре выветривания свойственна нормальная зональность разреза. Мощность ее достигает 40—60 м. В процессе образования и впоследствии она подвергается размыву, причем форма размытых площадей многообразна и определяется направлениями эрозионной деятельности, составом и формами рельефа субстрата (материнских пород).

Линейный тип кор выветривания образуется вдоль зон сильной трещиноватости, тектонических разломов (трещинно-линейный) и контактов разных исходных пород (контактово-линейный). Для этого типа характерно менее четкое зональное строение разреза и большая мощность, достигающая обычно 100 м и более, изредка до 700—1500 м (Курская магнитная аномалия) [313].

Карстовый тип элювиальных образований формируется вдоль контактов различных пород с карбонатными. В контактовой зоне в ходе элювиогенеза образуются линейной формы залежи (так называемые контактово-карстовые, по К. К. Никитину [313]), а в карстовых депрессиях, возникших на карбонатных породах, скапливаются незначительно перемещенные (обрушение, завалы и др.) элювиальные продукты, имеющие сложный состав. Никеленосные карстовые образования известны на Урале (Уфалейское и Липовское месторождения) и в других районах. К. К. Никитин [313] отмечает, что масштаб никелевого оруденения находится в тесной зависимости от положения контакта между серпентинитовым массивом и вмещающими его карбонатными породами. Месторождения формируются в том случае, если карбонатные породы залегают в лежачем боку, при этом в зоне крутопадающего контакта образуются небольшие рудные тела, а в зоне пологого контакта — средние и крупные месторождения.

Комбинированный тип [313] распространения кор выветривания характеризуется различным сочетанием в залежах площадного, карстового и линейного типов; выделяются трещинно-площадной, контактово-площадной, карстово-линейный и другие типы.

В зависимости от состава и разнообразия материнских пород коры выветривания могут быть простые (однородные) и сложные (неоднородные). В зависимости от степени эродированности коры выветривания бывают полные и размытые. По положению в геологическом разрезе различают коры выветривания открытые, погребенные (закрытые) и вторично обнаженные.

В разных типах районов проведения геологосъемочных работ (см. табл. 1, гл. I) коры выветривания, связанные со складчатыми (фундаменты) и покровными комплексами, могут обнажаться на поверхности (районы II и III типов), находиться в погребенном виде (районы IV, V и VII типов) или верхний цикл кор выветривания может быть обнаженным, а нижний цикл — погребенным (VI тип района). Естественно, все эти типы районов требуют различного подхода при геологосъемочных работах и поисках месторождений элювиальных полезных ископаемых.

Таблица 38

Строение и состав кор выветривания в разных климатических условиях, по П. Ф. Ли

Климатические зоны	Выветривание			Типо	
	Стадии (зоны)	Первичные процессы	Вторичные наложенные процессы	по гранитоидам	
				Сиаллитный профиль	Ферритизированный профиль
Гумидная и семигумидная тропическая	Перераспределения гидроокислов Fe	—	Сильное ожелезнение (оруденение)	—	Конкреционный латерит, кираса
	Окисления	Ожелезнение эпигенетическое	Ожелезнение инфильтрационное	Пестроцветная каолинизированная дресва	Альвеолярный латерит
	Разложения, конечного	Гидролиз		Каолинизированная дресва	
	Разложения, промежуточного	Вы щелачивание	—	Гидрослюдистая дресва	—
	Разложения, начального	Дезинтеграция	—	Каменная дресва, щебень	—
Гумидная и семигумидная умеренная	Перераспределения и инфильтрация окислов Fe	—	Сильное ожелезнение	—	Красноцветная каолинизированная дресва
	Окисления	Ожелезнение эпигенетическое	Ожелезнение инфильтрационное	Слабо ожелезненная каолинизированная дресва	Пестроцветная каолинизированная дресва
	Разложения, конечного	Гидролиз		Каолинизированная дресва	
	Разложения, промежуточного	Выщелачивание	—	Гидрослюдистая дресва	—
	Разложения, начального	Дезинтеграция	—	Каменная дресва, щебень	—

морфные профили кор выветривания по различным исходным породам

по основным		по ультраосновным		по окремненным известнякам и кремнистым породам	
Сиаллитный (и аллитный) профиль	Ферритизированный профиль	Сиаллитный профиль	Ферритизированный профиль	Кремнистый профиль	Ферритизированный профиль
—	Конкреционный латерит, кираса	—	Конкреционный латерит, кираса	—	Конкреционный латерит
Пестроцветные глины, аллиты	Альвеолярный латерит	Красноцветные глины	Альвеолярный латерит	—	Альвеолярный латерит
Монтмориллонитовые и сложного состава глины		Нонтронитовые, монтмориллонитовые, отальк ованные глины		Маршаллиты (кремнистая мука)	
Гидрохлоритовые глины	—	Гидрохлоритовые глины, элювиальные кварциты, опалиты	—	Пористая, кавернозная порода	—
Щебень	—	Щебень, магнезит (натечный)	—	Щебень	—
—	Красноцветные глины	—	Охристые глины, охры	—	—
Бледные пестроцветные глины	Пестроцветные глины	Пестроцветные глины	Красноцветные глины	—	—
Монтмориллонитовые и сложного состава глины		Нонтронитовые, монтмориллонитовые и отальк ованные глины		Маршаллит (кремнистая мука)	—
Гидрохлоритовые глины	—	Гидрохлоритовые глины, элювиальные кварциты, опалиты	—	Пористая, кавернозная порода	—
Щебень	—	Щебень, магнезит (натечный)	—	Щебень	—

ОБЩИЕ ЗАДАЧИ И ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ РАЙОНОВ РАЗВИТИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

В задачу крупномасштабной геологической съемки районов развития кор выветривания входят их всестороннее изучение в связи с исходными породами и рельефом и обобщение результатов съемки с составлением карты, отображающей закономерности их современного распространения и возрастные (стратиграфические) соотношения. Геологическая съемка районов развития кор выветривания включает съемку исходных (коренных) пород и собственно кор выветривания. Методы съемки исходных пород приведены в соответствующих разделах «Методического руководства», что же касается кор выветривания, то этот вопрос освещен в вып. 5 «Методических указаний» [271], поэтому здесь лишь отметим следующие основные особенности, которые определяют методику их съемки.

1. Приуроченность кор выветривания к территориям развития пенепленизированных поверхностей, имеющим более или менее выдержанные гипсометрические отметки (уровни).

2. Распределение элювиальных горизонтов в соответствии с современным или палеорельефом.

3. Существование типоморфных разрезов.

Большую помощь геологической съемке кор выветривания могут оказать аэрогеологические методы, так как на аэрофотоснимках получают отображение вариации цветных оттенков, вызванные структурными и морфологическими отличиями пород, окраской почвенного слоя, различием растительного покрова и др.

Крупномасштабную съемку районов развития кор выветривания проводят в основном методом прослеживания геологических границ и оконтуривания с применением геофизических, горных и буровых работ, так как коры обычно перекрыты более молодыми отложениями.

Маршруты должны намечаться с учетом геолого-структурных и геоморфологических особенностей территории и степени обнаженности коренных пород и генетически связанных с ними кор выветривания. Их необходимо проводить так, чтобы охватить наблюдениями все участки, где могут быть естественные выходы элювиальных пород. Это — все эрозионные формы рельефа (речные и озерные берега, склоны ложбин, овражные промоины и др.), междолинные участки и их склоны. Особое внимание следует обратить на все возвышенные плоские, слабохолмистые участки рельефа, к которым обычно приурочены коры выветривания. Во время маршрутов должны быть выявлены и обследованы с подробным описанием различные искусственные выработки — ямы, канавы, карьеры, колодцы и т. п., в которых могут обнажаться коры выветривания.

Геологическая съемка районов присутствия погребенных кор выветривания производится с использованием материалов в основном буровых скважин и геофизических работ. Карта составляется на картографической основе, содержащей информацию о палеогеологических, палеогеоморфологических особенностях и гипсометрии поверхности субстрата.

ИЗУЧЕНИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

К основным задачам геоморфологических исследований при крупномасштабной съемке кор выветривания относятся следующие: 1) установление связи геоморфологических элементов со слагающими их корен-

ными (невыветрелыми) и элювиальными породами; 2) изучение реликтов поверхностей выравнивания типа пенепленов; 3) определение степени эродированности рельефа и развитых на нем кор выветривания; 4) выяснение связи этапов формирования рельефа и корообразования.

Лучше сохранившиеся коры выветривания встречаются в основном на реликтах пенепленизированных поверхностей. Последние обычно представляют собой возвышенные холмисто-равнинные участки, выделяющиеся сглаженной поверхностью, имеющей более или менее выдержанные гипсометрические уровни. Эти поверхности плавно повышаются в сторону горного рельефа, понижаются в направлении низинных равнин. Важное значение для съемки кор выветривания имеет установление верхних и нижних гипсометрических уровней и зональности распространения кор в рельефе.

Погребенные под молодыми отложениями коры выветривания имеют закономерное площадное распространение [184, 234]. В связи с этим для составления карты их распространения обязательно детальное изучение палеорельефа. Методика изучения палеорельефа (погребенного) рассмотрена в монографии Ю. Ф. Чемекова и В. И. Галицкого (1974 г.).

К важным геологическим особенностям, которые могут способствовать съемке кор выветривания, относится наличие связи кор выветривания различных исходных пород с площадями развития определенных типов рельефа (коры выветривания гранитоидов — с широкими водоразделами, средних и основных пород — с холмисто-равнинными, ультраосновных пород — с вытянутыми положительными, метаморфических пород — с горными и холмисто-равнинными, песчано-глинистых пород — с равнинными формами рельефа).

ПРИНЦИПЫ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

Стратиграфическое изучение кор выветривания производится путем учета различных косвенных геологических критериев: возраста перекрывающих осадочных накоплений, палеогеографических, геоморфологических и стратиграфо-геотектонических условий и коррелатных отложений. Имеются попытки применения для этой цели методов абсолютной геохронологии и палинологии (изучение аллохтонных спорово-пыльцевых комплексов). В зависимости от конкретных геологических условий исследуемых территорий для датировки кор выветривания привлекаются разные из указанных критериев, а нередко только один из них, например возраст перекрывающих отложений.

Для установления стратиграфического положения кор выветривания должна быть прежде всего выяснена их связь с геолого-структурными комплексами (ярусами) — четвертичным, покровным или складчатым.

Коры выветривания в литосфере образовывались многократно, но преимущественно в связи с поверхностями фундаментов платформ, как докембрийских, так и фанерозойских. Таким образом, сколько в литосфере фундаментов платформ, столько и больших этапов — циклов корообразования; в докембрии отмечаются не менее 5 циклов (2 — в архее, 3 — в протерозое). В фанерозое выделяют 2 достоверных цикла корообразования: первый — палеозойский, связанный с поверхностями фундаментов древних платформ; второй — мезозойско-кайнозойский, приуроченный к поверхностям фундаментов молодых платформ. Фанерозойские коры выветривания находятся в неметаморфизованном, как правило, рыхлом виде, в то время как докембрийские коры метаморфизованы и дислоцированы вместе с вмещающими породами.

Таблица 39

Мезозойско-кайнозойские этапы корообразования Зауралья. Составил П. Ф. Ли, 1967 г.

Этапы корообразования	Тектонический режим и геоморфологические условия суши	Корообразование		Осадконакопление (седиментогенез)	Распространение кор выветривания
		Элювиогенез	Стратигенез кор выветривания		
I. Пермо-триасовый	Консолидация и стабилизация тектонического режима; денудационное разрушение и понижение горного рельефа	Физическое разрушение горных пород	—	Вынос продуктов разрушения пород за пределы региона	—
II. Раннетриасовый	Проявление блоковой тектоники; нарушение первичной денудационной поверхности выравнивания; проявление вулканизма	То же	—	Накопление полимиктовых осадков в грабенообразных депрессиях с пластовыми изверженными породами	—
III. Средне-позднетриасовый	Тектонический покой (равновесие); формирование предельной равнины (пенеплен)	Активный	Перекрытие угленосными осадками позднетриасово-раннеюрского возраста	Локальное проявление осадконакопления	Широко в центральной части Зауралья
IV. Позднетриасово-раннеюрский	Преобладание нисходящих движений в бассейнах осадконакопления, восходящих — на суше	Пассивный	Трансгрессивное перекрытие угленосными осадками средней юры	Активный седиментогенез; накопление угленосных отложений	То же
V. Ранне-среднеюрский	То же	Пассивный	Перекрытие осадками верхней юры	—	Нешироко в нижней прибортовой части Зауралья
VI. Позднеюрско-валанжинский	Тектонический покой; рельеф — пенеплен	Активный	Перекрытие осадками готерив-баррема	Пассивный седиментогенез; накопление морских глинистых осадков	То же
VII. Готерив-барремский	Активизация положительных тектонических движений; расчлененный рельеф	Пассивный	Перекрытие осадками апта	Активный седиментогенез; накопление прибрежно-морских обломочных осадков	На склоне бортовой части Зауралья
VIII. Альбский	Тектонический покой; рельеф — пенеплен	Активный	Перекрытие осадками сеномана	Пассивный седиментогенез; накопление морских глин	Развиты ограниченно
IX. Сеноманский	Активизация положительных тектонических движений; расчлененный рельеф	Пассивный	Погребение кор предшествующего этапа	Активный седиментогенез; накопление прибрежно-морских обломочных осадков	—
X. Турон-палеоценовый	Тектонический покой; рельеф — пенеплен	Активный	Трансгрессивное перекрытие осадками эоцена	Пассивный седиментогенез; накопление морских глинистых, опоковых и диатомовых осадков	Развиты широко в окраинной зоне Зауралья
XI. Ранне-среднеолигоценовый	Превращение всей платформы в сушу вследствие общего восходящего движения	—	—	Активный седиментогенез; накопление континентальных кварцевых песков	—
XII. Средне-позднеолигоценовый	Относительный тектонический покой; выравнивание рельефа	Активный	Перекрытие осадками миоцена	Накопление континентальных глинистых и тонкообломочных осадков	Развиты широко на территории палеозойского складчатого обрамления
XIII. Миоценовый	Тектонический покой, преобладание нисходящих движений; низинные равнины	—	Погребение кор предшествующего этапа	Пассивный седиментогенез; накопление монтмориллонитовых глин (озерных)	—
XIV. Постмиоценовый	Общее восходящее движение суши; рельеф разнообразный (горный и равнинный)	Преимущественно физическое разрушение пород	—	Активный седиментогенез; накопление континентальных песчано-глинистых осадков	—

При изучении возрастного положения кор выветривания необходимо учитывать два явления: элювиогенез и стратигенез. Элювиогенез (образование продуктов выветривания) предшествует стратигенезу, происходящему вследствие перекрытия продуктов выветривания более молодыми отложениями. Учет этих особенностей позволит в каждом цикле выделить отдельные этапы корообразования. Приведенная в табл. 39 стратиграфическая схема мезозойско-кайнозойских кор выветривания Зауралья разработана с учетом палеогеографических и геоморфологических условий, а также состава коррелатных отложений. Эта схема дает представление о последовательности образования кор выветривания мезозойско-кайнозойского цикла [239].

ОСОБЕННОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ГОРНОПРОХОДЧЕСКИХ И БУРОВЫХ РАБОТ

Коры выветривания обычно перекрыты отложениями четвертичного или покровного комплексов, поэтому геологическая съемка их проводится с обязательным применением горнопроходческих и буровых работ; при этом должны быть учтены данные геофизических исследований, степень закрытости кор выветривания и мощность перекрывающих отложений. При геологической съемке кор выветривания в районах одноярусного строения горнопроходческие работы проводятся главным образом для вскрытия кор выветривания на участках, где они перекрыты четвертичными отложениями, имеющими мощность до 3 м.

Плотность размещения горных выработок зависит от размеров площади распространения элювиальных продуктов. Шурфы должны быть пройдены так, чтобы можно было проследить геологические границы между элювиальными горизонтами и, в конечном счете, оконтурить площади их распространения. Расстояния между профилями шурфов определяются исходя из масштаба геологосъемочных работ, изменчивости состава изучаемых геологических образований и размеров занимаемых ими площадей. В местах сложного строения и изменчивого очертания границ между горизонтами кор выветривания сеть шурфов может сгущаться.

С целью детального изучения пограничных зон между элювиальными горизонтами, контактов кор выветривания разных исходных пород, при небольшой мощности четвертичного покрова целесообразно проходить канавы (расчистки). Канавы могут использоваться также для изучения деталей строения кор выветривания.

Геологических материалов, полученных путем проходки мелких горных выработок, обычно бывает недостаточно для выяснения строения кор выветривания, поэтому на каждой площади геологической съемки необходимо проводить бурение скважин на полную мощность коры выветривания. Глубина скважины зависит от мощности перекрывающих отложений и собственно кор выветривания. Максимальная мощность кор выветривания для наиболее типичного площадного типа обычно достигает 50—60 м [234], поэтому глубины скважин будут составлять в большинстве случаев примерно 60—70 м при мощности перекрывающих отложений до 10 м. Разумеется, в корах выветривания линейного типа скважины будут достигать глубины 100 м и более.

Вскрытие кор выветривания на полную мощность для их детального изучения рационально производить с помощью буровых скважин, распределяемых вдоль центральной части площади их распространения, где они полнее сохранились. Каждая скважина после пересечения коры выветривания обязательно должна углубиться в неизмененные исходные породы на 5—10 м.

Геологическая съемка кор выветривания в районах двухъ- и трехъярусного строения, перекрытых мощными (более 10 м) отложениями четвертичного или покровного комплексов, производится с применением буровых и геофизических работ. Скважины должны задаваться с учетом характера погребенного рельефа (фундамента), на котором развиты коры выветривания, а именно: на склонах структурных выступов и межструктурных понижениях. При геологической съемке районов с погребенными корами выветривания важно полнее использовать имеющиеся геофизические материалы и результаты бурения скважин, ранее пройденных для других целей (гидрогеологических, поисковых, разведочных и т. д.). Обобщение этих материалов с целью выяснения особенностей распределения элювиальных продуктов в зависимости от геоморфологических условий (типы, формы и гипсометрическое положение) может помочь составлению карты распространения погребенных кор выветривания.

Среди геофизических методов, которые могут применяться для определения мощности, а в некоторых случаях и состава коры выветривания, а также для выявления характера древнего рельефа, в котором залегает кора выветривания, можно назвать ВЭЗ и сейсмику малых глубин (микросейсмику). Что же касается состава коренных пород, то геофизические методы его изучения указаны в соответствующем разделе книги (см. гл. IV, т. 2).

ПОЛЕВОЕ ОПИСАНИЕ И ИЗУЧЕНИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Описание элювиальных пород в дневниках должно быть подробным и подкреплено ориентированными зарисовками разрезов, выполненными в масштабе (нормальные колонки и развернутые зарисовки шурфов и канав), схематическими профилями, схемами-планами распространения опорных горизонтов коры выветривания и других важных геологических признаков. Необходимо обратить серьезное внимание на фотографирование деталей строения кор выветривания (структурные и текстурные признаки, характер контактов, формы разных включений, степень трещиноватости, изменение окраски пород и др.).

При изучении кор выветривания выполняется петрографическое описание неизмененных материнских пород. При этом главное внимание обращается на изучение особенностей изменения петрографических признаков исходных пород в разрезе. Выветривание отражается прежде всего на физических свойствах пород, поэтому должны быть подробно описаны характер и степень трещиноватости, кавернозность, пористость. Изучение вторичных текстурных признаков приобретает определенное практическое значение, ибо некоторые из них, в частности крупные трещины и пустоты, служили гнездами для локализации полезных минеральных образований (например, магнезита и благородного опала в элювии начальных стадий выветривания ультраосновных пород).

Выветривание отражается непосредственно на окраске пород. Цвета элювиальных продуктов кислых, средних и частично основных изверженных пород, большинства метаморфических и песчано-глинистых осадочных пород изменяются от светло-серых, серых и зеленоватых тонов (гидрослюдистые, гидрохлоритовые и смешанного состава элювиальные породы промежуточной стадии выветривания) до белых и светло-зеленых (каолинитовые, монтмориллонитовые и сложного состава элювиальные породы конечного разложения). Элювиальные продукты исходных пород, сильно насыщенных цветными породообразующими минералами, особенно железисто-магнезиальными силикатами (например, ультраосновные породы), приобретают чаще светло-зеленые тона. Так, глини-

стый элювий серпентинитов — нонтронит — светло-зеленый, травянисто-зеленый, лишь присутствие окислов марганца окрашивает его в темные цвета.

Глубоко разложенные элювиальные породы окисляются, обогащаются гидроокислами железа и приобретают различные оттенки желтого и красного цветов, причем интенсивность их возрастает по мере увеличения железистости пород. Элювиальные продукты пород, сложенных цветными минералами, имеют бóльшую железистость и соответственно интенсивнее окрашены в темно-красные и коричневые цвета. Охристые и бурожелезняковые элювиальные железные руды образуются в верхней части коры выветривания ультраосновных пород и над залежами полиметаллических руд, связанных с породами основного состава (Майкаинское и другие месторождения).

Детальное изучение структурных и текстурных особенностей позволяет различать элювий разных горизонтов. Обычно одновременно с постепенным изменением физических свйоств, окраски и минерального состава пород также изменяются первичные структурные и текстурные признаки их, они становятся менее ясными, однако, несмотря на это, в большинстве случаев можно определить исходные породы кор выветривания и отличить элювиальные породы от осадочных.

При полевом изучении кор выветривания особое внимание уделяется выяснению минерального состава элювиальных продуктов путем внимательного изучения изменения первичных минералов. В состав элювиальных пород входят минералы разных групп, в частности минералы кремнезема (кварц, халцедон, опал), глинозема (гиббсит, бёмит, диаспор), окислов и гидроокислов железа (гематит, гётит, лимонит и др.), марганца, карбонатов (кальцит, магнезит, доломит), разнообразные силикаты магния и никеля (керолит, гарниерит, ревдинит, непуит и др.) и многочисленная группа глинистых минералов (каолинит, монтмориллонит, галлуазит и др.).

В ходе элювиогенеза минеральные зерна сначала теряют блеск, мутнеют, становятся матовыми, хрупкими, цветные минералы обесцвечиваются, хотя расплывчатые контуры зерен могут сохраниться; минералы превращаются частично в тонкодисперсную чешуйчатую массу гидрослюдистого, гидрохлоритового и смешаннослойного состава. При глубоком химическом выветривании исходные силикатные минералы переходят в светлую (обычно белую) алюмосиликатную глинистую массу. Полевые шпаты дают белые каолинитовые глины, шелковистые, жирные на ощупь. Пироксены, амфиболы и хлориты образуют монтмориллонитовые, каолинитовые и смешанного состава глины. Оливин в конечную стадию разложения образует обычно нонтронитовые, реже монтмориллонитовые глины. Оливинитовые породы, сильно обогащенные слюдой (флогопитом), при элювиальной минерагении последовательно преобразуются в дезинтегрированные, гидрофлогопитовые, вермикулитовые и сунгулитовые породы (Ковдорский массив Кольского полуострова). В дезинтегрированных и выщелоченных продуктах выветривания ультраосновных пород отлагаются в трещинах и пустотах кальцит (арагонит), доломит, магнезит, опалолиты и элювиальные кварциты халцедонового и кварц-халцедонового состава.

Элювиальные кварциты в разрезе коры выветривания имеют тонкозернистое сложение, серый цвет, неоднородное строение благодаря чередованию силицифицированных и карбонатизированных участков; обычно изобилуют мелкими кавернами, в которых наблюдаются охристые примазки. Кремнистые и окремненные породы при выветривании образуют белую кремнистую муку (маршаллит).

В обнажениях и искусственных выработках детально изучаются границы между элювиальными горизонтами, ибо правильное установление их — необходимое условие обоснованного расчленения разрезов кор

выветривания. Образцы отбираются послойно с таким расчетом, чтобы по результатам лабораторного изучения их можно было охарактеризовать химический и минеральный состав всех разновидностей элювиальных пород, рудоносных образований, а также выяснить общий характер поведения химических элементов в ходе элювиогенеза. Отбираемые образцы пород записываются в специальный каталог с указанием целевого назначения каждого образца (эталонный, для шлифов, для химического, спектрального, термического, рентгенографического, электронографического и других анализов).

При отборе образцов особое внимание обращается на рыхлые элювиальные породы, многие из которых являются полезными ископаемыми (каолиниты, монтмориллониты, нонтроиты, охры, маршаллиты и др.). Образцы этих пород должны отбираться осторожно, чтобы сохранить их структуру и текстуру. Необходимо строго следить за чистотой отбираемых образцов (проб), так как они могут засоряться породами перекрывающей толщи, проникающими сверху по трещинам и гнездам. В таких образцах аналитические показатели содержания полезных компонентов (например, никеля и кобальта в нонтронитах и охрах) будут сильно искажены.

Наиболее полные, типичные разрезы кор выветривания по обнажениям и искусственным выработкам изучаются более детально с частым отбором образцов (по нескольку штук из каждого слоя). Эти разрезы будут опорными для характеристики типоморфных разрезов кор выветривания изучаемого района.

ЛАБОРАТОРНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ЭЛЮВИАЛЬНЫХ ПОРОД

Элювиальные породы представляют собой полиминеральные образования. В составе большинства элювиальных пород преобладают тонкодисперсные минералы, для которых характерен широкий диапазон изоморфизма с заменой отдельных катионов и образованием закономерных срастаний слоев (смешаннослойные минералы). Их точная диагностика затруднительна и требует проведения комплекса детальных лабораторных исследований.

Основная задача лабораторных исследований — получение подробной петрографической и минеральной, химической и физической характеристики элювиальных пород для детального расчленения и корреляции разрезов кор выветривания, выяснения возможного состава исходных пород, а также качественной оценки элювиальных пород как полезных ископаемых. Кроме того, изучение химико-минерального состава элювиальных пород позволяет определить характер и направление процесса корообразования. Для выяснения этих вопросов наряду с детальным макроскопическим описанием элювиальных пород применяются следующие лабораторные методы: петрографический, гранулометрический и минералогический, окрашивание глинистых минералов органическими красителями, термический, рентгеноструктурный и рентгенографический, электронографический, электронномикроскопический, спектральный, рентгеноспектральный, химический, изучение физических свойств пород.

После макроскопического описания проводится детальное изучение пород в прозрачных шлифах, которое помогает проследить степень сохранности исходных пород и однородность состава изучаемых образований. Определение тонкодисперсных глинистых минералов следует проводить методами окрашивания и термографии. Гранулометрический анализ и минералогическое изучение фракции элювиальных пород применяются достаточно широко, в том числе для оценки некоторых видов сырья (каолины, маршаллиты). Методы и техника этих видов анализа хорошо известны (Н. М. Страхов и др., 1957 г., т. 1), [77].

Для более точной диагностики глинистых минералов, особенно при определении смесей, хорошие результаты дают электронография и электронная микроскопия (Б. К. Вайнштейн, 1956 г.; Б. Б. Звягин, 1954, 1956 гг.). С помощью электронографии можно определять глинистые минералы в смесях (породах) начиная с 3%, иногда менее (минимальное количество зависит от параметров элементарных ячеек минералов, например, глиноземистый и железистый монтмориллониты легко различимы при их содержании 1—3%, так как параметры их элементарных ячеек резко различные). Электронная микроскопия дает возможность обнаружить каолинит в количестве до 1%, монтмориллониты — уже при 3%, а гидрослюды — с 1—5% их содержания в породах (М. Ф. Викулова, 1961 г.).

Изучение физических свойств направлено на получение надежных количественных данных в однородных по физическим параметрам породах. Наибольший интерес для оценки элювиальных полезных ископаемых представляют данные по плотности и пористости элювиальных и исходных пород. Все эти параметры изучаются в основном лабораторными методами [153], но для определения пористости и плотности используются и каротажные методы (гамма-гамма-каротаж и скважинный гравиметр, а также малые градиент-зонды, диаграммы ПС).

Полный химический анализ необходимо производить для детального исследования всех типоморфных разрезов. Спектральному анализу должны быть подвергнуты все образцы пород. Все больше внедряются в практику геологических исследований математические статистические методы обработки результатов наблюдений. Но при этом следует помнить, что для достоверности статистической обработки результатов требуется, чтобы по каждому объекту (элювиальные и исходные породы) было не менее 30 определений.

Для выяснения поведения химических элементов при элювиогенезе удобно пользоваться тремя способами: 1) вычисление относительных изменений средних концентраций, 2) расчеты баланса вещества и относительной подвижности; 3) корреляционный анализ (в том числе метод Ю. К. Буркова).

1. Результаты спектральных анализов элювиальных пород можно использовать для сравнительной оценки поведения малых элементов в разрезах кор выветривания. Так как систематическая ошибка спектроскопических определений концентраций элементов очень велика, то следует рассматривать лишь относительные изменения средних концентраций, выраженные в условных единицах. Для этого относительные изменения средних концентраций вычисляются по каждому разрезу для пород всех элювиальных горизонтов. Такие подсчеты сводятся в таблицу. Анализ полученных значений позволяет сделать ряд общих выводов относительно способности элементов к рассеянию или накоплению в продуктах выветривания [234].

2. Выяснение процессов корообразования возможно лишь в результате тщательных исследований количественного изменения химического состава элювиальных пород. Такие исследования проводятся при помощи определенной системы пересчетов результатов химических анализов. Чтобы эти пересчеты были постоянно в арсенале геохимических методов, стали массовыми, они должны быть простыми и в то же время способствовать более полному выяснению всех особенностей химического и физического состояния элювиальных пород и связанных с ними полезных ископаемых.

Наиболее рациональным и достаточно простым методом определения баланса вещества следует признать способ В. А. Рудника (1966 г.):

$$\Delta p_i = 10 d_0 \left(\frac{C_0}{C_к} P_к^i - P_0^i \right),$$

где Δp_i — накопление — убыль окисла (элемента), из расчета на 1000 см³ исходной породы, г; d_0 — плотность исходной породы, г/см³; $P^i{}_0$, $P^i{}_к$ — содержание окисла (элемента) соответственно в исходных и элювиальных породах, вес. %; C_0, $C_к$ — содержание устойчивого окисла (элемента) в исходных и элювиальных породах, вес. %.

Формула позволяет производить расчет при изменении геологического объема одной из сравниваемых пород. Для применения других методов нужно оценить изменение объема пород при корообразовании.

$$\Delta V = \frac{\Sigma \Delta p_i}{10^3 d_0} + \Delta V_п,$$

где ΔV — изменение объема пород при корообразовании, а $\Delta V_п$ — изменение (приращение) пористости. $\Sigma \Delta p_i$ и $\Delta V_п$ вводятся со своими знаками [331].

Наиболее популярен способ Б. М. Михайлова (1958 г.):

$$N_i = 10 p_i d,$$

где N_i — концентрация окисла (элемента), г/см³.

$$\Delta p_i = N_к{}^i - N_0{}^i.$$

Чтобы избежать традиционных в этом отношении ошибок, надо в предыдущую формулу ввести поправку на изменение объема пород при корообразовании:

$$N^1{}_{к\,i} = \frac{N_{к\,i}}{1 - \Delta V_к}.$$

$\Delta V_к$ берется со своим знаком [331].

Расчет относительной подвижности химических элементов ведется одновременно с вычислением Δp_i. В основу положена формула В. М. Михайлова

$$K_i = \frac{N_0{}^i}{N_к{}^i}.$$

В зависимости от исходных данных эта формула может быть преобразована:

$$K_i = \frac{d_0 P_0{}^i}{d_0 P_0{}^i + 0{,}1\,\Delta p_i};$$

$$K_i = \frac{N_0}{N_0{}^i + 10^{-3}\Delta p_i};$$

$$K_i = \frac{C_к P_0{}^i}{C_0 P_к{}^i}.$$

Оценку результатов подвижности удобно вести по специальной шкале (табл. 40).

3. В настоящее время разработаны основанные на корреляционном статистическом анализе математические аппараты, позволяющие выявлять такие важнейшие характеристики, как ассоциации и ряды подвижности химических элементов. К числу таких аппаратов относится метод многократной корреляции [39, 53], (Ю. К. Бурков, В. С. Певзнер, 1969 г.).

Наибольший эффект дает совместное применение корреляционного анализа, подсчетов баланса вещества и относительной подвижности химических элементов. При таком подходе к изучению объекта более полно используются данные о вещественном составе пород, полученные при крупномасштабной геологической съемке районов развития кор выветривания.

Таблица 40

Шкала определения результатов подвижности химических элементов

Типы подвижности	Группы подвижности	K_1 (по Б. М. Михайлову)
А. Рассеяния	I. Сверхподвижных	>15
	II. Высокой подвижности	15—5
	III. Подвижных	5—1,5
Б. Стабильный	IV. Слабоподвижных	1,5—1,1
	V. Стабильных	1,1—0,9
	VI. Слабой концентрации	0,9—0,75
В. Концентрации	VII. Концентрации	0,75—0,5
	VIII. Высокой концентрации	0,5—0,2
	IX. Сверхконцентрации	<0,2

СПОСОБЫ СОСТАВЛЕНИЯ И СОДЕРЖАНИЕ КРУПНОМАСШТАБНЫХ КАРТ

В соответствии с различными типами районов геологической съемки карты кор выветривания могут быть составлены для одно-, двухъ- и трехъярусного типов районов; при этом могут быть два варианта карт: 1) отдельные карты исходных (коренных) пород, кор выветривания и перекрывающих их отложений; 2) единая карта, составленная способом последовательного наложенного изображения исходных пород, кор выветривания и перекрывающих пород. Первый тип карт, несмотря на свою простоту, обладает существенным недостатком, так как раздельно составленные карты не дают наглядного представления о пространственном сочетании кор выветривания с подстилающими и перекрывающими породами. По существу, эти карты являются материалом для составления единой карты по второму способу, названному «способом просвечивания» (П. Ф. Ли, 1959 г.). Показать на одной карте пространственное сочетание различных геологических элементов (исходные породы, кора выветривания, перекрывающие отложения) технически сложно. Составление наглядных, легко читаемых карт достигается посредством рационального сочетания цветных фоновых обозначений с черными или цветными штриховками и значковыми изображениями, а также черными или цветными сплошными и штриховыми линиями (в сочетании с точками), осложненными разнофигурными бергштрихами. Правильный выбор толщины различных линейных и штриховых обозначений позволяет создать наглядную картину наложенности геологических признаков.

Единые крупномасштабные карты районов развития кор выветривания могут быть двух типов: 1) геологическая карта с показом кор выветривания; 2) специальная карта кор выветривания.

Геологическая карта с показом кор выветривания. Ввиду того что на крупномасштабных картах цветом принято показывать литолого-стратиграфические подразделения коренных пород, то для изображения элювиальных горизонтов могут быть использованы черные штриховые обозначения или различные контурные линии, при необходимости с бергштрихами, направленными в сторону распростра-

нения пород горизонта. Значковые изображения для этой цели неприемлемы, так как они используются для отражения вещественного состава коренных пород.

При перекрытии кор выветривания четвертичными или покровными отложениями площади распространения последних должны быть оконтурены. В этом случае контурные линии нельзя использовать для показа на карте элювиальных горизонтов, они должны быть показаны черными штрихами.

Специальная карта кор выветривания. На специальных картах главными объектами изображения являются коры выветривания, поэтому они должны быть показаны в цветной легенде и более детально, чем на общих геологических картах. На этих картах состав и строение субстрата даются по относительно схематизированной легенде, они представляют собой геологический фон для кор выветривания. На специальных картах кор выветривания должны получить отображение следующие основные геологические признаки: состав и строение исходных пород, рельеф, состав и мощность кор выветривания, этапы корообразования (рис. 143).

Состав и строение исходных пород на специальной карте кор выветривания должны соответствовать в основных чертах содержанию геологической карты. При этом особенно важно отобразить петрографический состав исходных пород. Рельеф — обязательный элемент карт кор выветривания — изображается в горизонталях. Состав кор выветривания должен быть показан очень детально с оконтуриванием всех погоризонтных подразделений; последние выделяются обычно по каждому петрографическому типу исходных пород, в отдельных случаях по толщам перемежающихся пород, образующих сходные типоморфные разрезы кор выветривания. На фоне состава кор выветривания обязательно должны быть проведены изолинии их мощностей (изопахиты), отражающие в общем морфологию этих образований. При отсутствии достаточных данных ставятся цифровые величины мощностей в пунктах их определения.

Этапы корообразования отмечаются различными линиями. Распространение погребенных кор выветривания, залегающих в пределах установленной для данной территории глубины изучения, тоже должно быть отражено на специальной геологической карте. Карта погребенных кор выветривания будет обладать меньшей детальностью, чем карта обнаженных кор выветривания. Для составления карты погребенных кор выветривания необходима палеогеологическая карта, составленная на фоне палеорельефа, отрисованного изогипсами. На эту основу наносятся горизонты кор выветривания и границы распространения покровных отложений, что в общем указывает на этапы корообразования (рис. 143).

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ ПОРОД ДЛЯ СПЕЦИАЛЬНЫХ КАРТ

Общепринятых условных обозначений для специальных карт кор выветривания в настоящее время не существует, поэтому ниже предлагается система знаков для составления таких карт.

1. Для исходных пород используются значковые изображения.

2. Коры выветривания на специальных картах показываются цветом. Для этой цели каждому элювиальному породообразующему минералу присваивается определенный цвет: каолинит — розовый, монтмориллонит — голубой, нонтронит — салатный, сунгулит — желтый, гиббсит — вишнево-красный, кремнезем (мука) — оранжевый, гидрослюда — зеленый, гидрохлорит — бирюзовый, вермикулит — фиолетово-синий, кальцит — синий, доломит — коричневый, магнезит — малиново-красный,

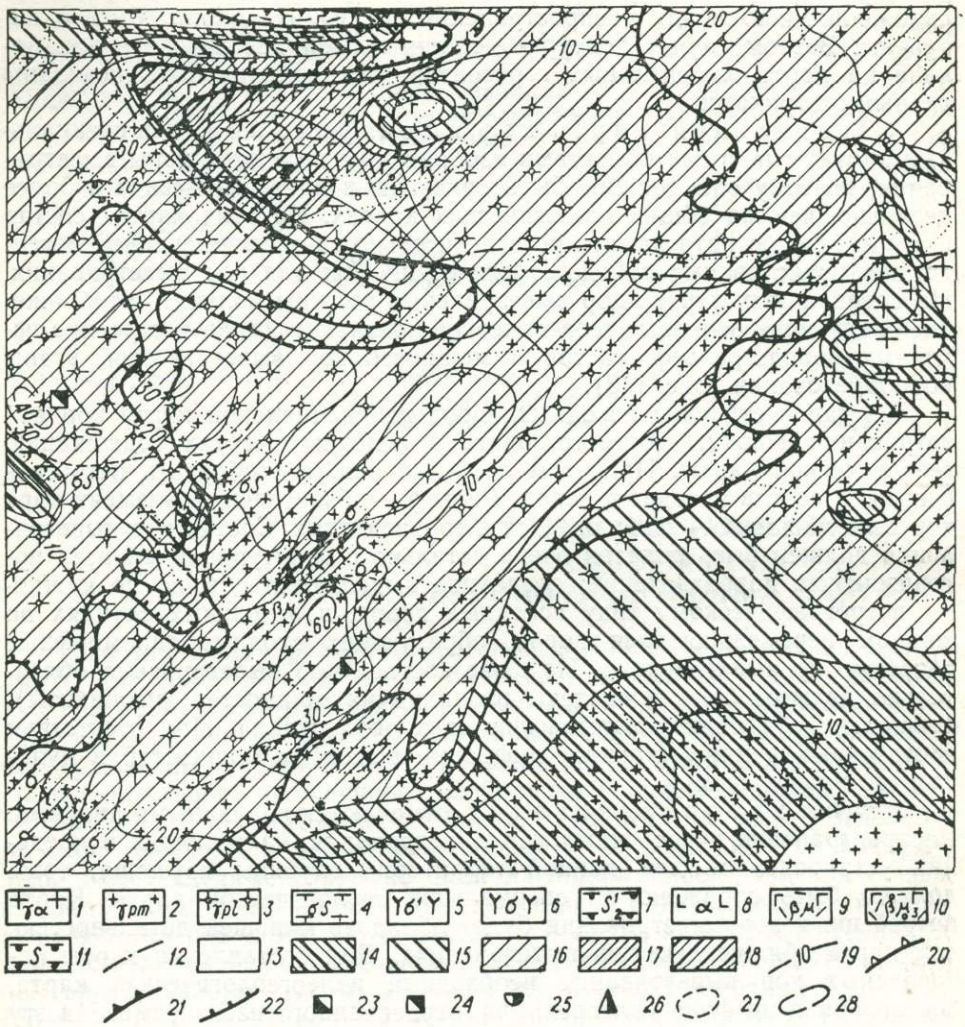


Рис. 143. *Специальная геологическая карта кор выветривания Широковского района* Украинского кристаллического массива. Составили М. Д. Эльянов, Н. М. Руденко, Д. П. Хорошева. 1969 г.

Днепровский комплекс архея: 1 — граниты плагиоклаз-микроклиновые; 2 — плагиоклазовые мигматиты; 3 — плагиограниты. *Комплекс ультраосновных пород архея:* 4 — сланцы тальковые, хлоритовые и карбонатно-тальковые; 5 — актинолиты, горнблендиты; 6 — серпентиниты. *Конско-верховцевская серия архея:* 7 — сланцы кварц-гранат-магнетит-хлоритовые, кварц-амфиболовые; 8 — амфиболиты; 9 — эпидиабазы; 10 — эпидиабазы, апоспилиты; 11 — сланцы кварц-биотит-хлоритовые, кварц-серицито-хлоритовые; 12 — тектонические разломы.

Коры выветривания: 13 — отсутствие коры выветривания; 14 — горизонт щебенки и каменной дресвы (зона дезинтеграции и гидратации); 15 — горизонт каолинит-гидрохлоритовый или каолинит-гидрослюдистый (зона промежуточного выветривания, выщелачивания); 16 — горизонт каолинитовый (зона конечного выветривания, гидролиза); 17 — горизонт гидрогётит-каолинитовый (зона окисления); 18 — горизонт ожелезненного элювия с гиббситом (зона инфильтрации полуторных окислов); 19 — изопахиты кор выветривания.

Покровные отложения: 20 — граница распространения сарматского яруса миоцена; 21 — граница *распространения киевского «яруса» эоцена;* 22 — *граница распространения бучакского «яруса»* эоцена; 23 — месторождения каолинового сырья (для тонкой керамики); 24 — месторождения каолинового сырья (для огнеупоров); 25 — рудопроявления бокситов; 26 — рудопроявления железа, кобальта и никеля; 27 — перспективные площади на каолиновое сырье; 28 — перспективные площади на бокситы.

гидроокислы железа — фиолетовый (табл. 41). На картах главный породообразующий минерал элювиальной породы показывают цветом, подчиненный основной минерал — параллельными наклонными сплошными линиями цвета минерала, подчиненный дополнительный минерал — параллельными штриховыми линиями цвета минерала, минерал-примесь — параллельными точечными линиями цвета минерала. Таким способом будут показаны последовательно сменяющиеся в разрезе горизонты кор выветривания разных исходных пород. Иначе говоря, цветные фоновые изображения в принципе отвечают горизонтам кор выветривания.

Таблица 41

Система знаков, используемых при составлении специальных карт

Породообразующие минералы элювиальных горизонтов	Главные	Подчиненные основные	Подчиненные дополнительные	Минералы-примеси
		Цветная штриховка		
	Цветной фон	сплошных линий	штриховых линий	точечных линий
Горизонт дезинтегрированных пород				
Минералы исходных пород	Светло-серый (СС)	СС	СС	СС
Магнезит	Малиново-красный (МК)	МК	МК	МК
Горизонт гидратированных пород				
Гидрослюда	Зеленый (З)	З	З	З
Гидрохлорит	Бирюзовый (Б)	Б	Б	Б
Вермикулит	Фиолетово-синий (ФС)	ФС	ФС	ФС
Кальцит	Синий (С)	С	С	С
Доломит	Коричневый (К)	К	К	К
Горизонт гидролизованных пород				
Каолинит	Розовый (Р)	Р	Р	Р
Монтмориллонит	Голубой (Г)	Г	Г	Г
Нонтронит	Салатный (СЛ)	СЛ	СЛ	СЛ
Сунгулит	Желтый (Ж)	Ж	Ж	Ж
Гиббсит	Вишнево-красный (ВК)	ВК	ВК	ВК
Кремнезем	Оранжевый (О)	О	О	О
Горизонт ожелезненных пород				
Гидрогётит (гидроокислы железа)	Фиолетовый (Ф)	Ф	Ф	Ф

Минеральные разновидности элювиальных пород можно сгруппировать в следующие четыре минеральные ассоциации.

I. Каолинит, монтмориллонит, гидрослюда, гидрогётит.

II. Нонтронит, монтмориллонит, гидрохлорит, гидрогётит.

III. Сунгулит, вермикулит, гидрослюда, гидрогётит.

IV. Кремнезем, каолинит, гидрослюда, гидрогётит.

Как показано в табл. 42, каждый тип минеральных ассоциаций может состоять из 12 двухкомпонентных, 24 трехкомпонентных, 24 четырехкомпонентных разновидностей элювиальных пород, всего 60 единиц. Следовательно, четыре типа минеральных ассоциаций включают 240 разновидностей пород. Кроме того, 9 минеральных видов, входящих в состав ассоциаций, слагают мономинеральные элювиальные породы. Существуют также элювиальные породы, в состав которых входят кальцит, доломит, магнезит и некоторые другие минералы, однако они недостаточно изучены.

Таблица 42

Минеральные разновидности элювиальных пород

Типы минерального состава	Типы ассоциаций и минералы				Разновидности ассоциаций			
	$I_к$ $II_н$ $III_с$ $IV_{кр}$	м м в к	гс гх гс гс	гг гг гг гг	I	II	III	IV
Двухкомпонентный	1	2			м-к	м-н	в-с	к-кр
	1		2		гс-к	гх-н	гс-с	гс-кр
	1			2	гг-к	гг-н	гг-с	гг-кр
	2	1			к-м	н-м	с-в	кр-к
		1	2		гс-м	гх-м	гс-в	гс-к
		1		2	гг-м	гг-м	гг-в	гг-к
	2		1		к-гс	н-гх	с-гс	кр-гс
		2	1		м-гс	м-гх	в-гс	к-гс
			1	2	гг-гс	гг-гх	гг-гс	гг-гс
	2			1	к-гг	н-гг	с-гг	кр-гг
		2		1	м-гг	м-гг	в-гг	к-гг
			2	1	гс-гг	гх-гг	гс-гг	гс-гг
Трехкомпонентный	1	2	3		гс-м-к	гх-м-н	гс-в-с	гс-к-кр
	1	3	2		м-гс-к	м-гх-н	в-гс-с	к-гс-кр
	1		3	2	гс-гг-к	гх-гг-н	гс-гг-с	гс-гг-кр
	1		2	3	гг-гс-к	гг-гх-н	гг-гс-с	гг-гс-кр
	1	2		3	*гг-м-к*	*гг-м-н*	*гг-в-с*	*гг-к-кр*
	1	3		2	м-гг-к	м-гг-н	в-гг-с	к-гг-кр
		1	2	3	гг-гс-м	гг-гх-м	гг-гс-в	гг-гс-к
		1	3	2	гс-гг-м	гх-гг-м	гс-гг-в	гс-гг-к
	2	1		3	гг-к-м	гг-н-м	гг-с-в	гг-кр-к
	3	1		2	к-гг-м	н-гг-м	с-гг-в	кр-гг-к
	2	1	3		гс-к-м	гх-н-м	гс-с-в	гс-кр-к
	3	1	2		к-гс-м	н-гх-м	с-гс-в	кр-гс-к
	3		1	2	к-гг-гс	н-гг-гх	с-гг-гс	кр-гг-гс
	2		1	3	гг-к-гс	гг-н-гх	гг-с-гс	гг-кр-гс
	3	2	1		к-м-гс	н-м-гх	с-в-гс	кр-к-гс
	2	3	1		м-к-гс	м-н-гх	в-с-гс	к-кр-гс
		3	1	2	м-гг-гс	м-гг-гх	в-гг-гс	к-гг-гс
		2	1	3	*гг-м-гс*	*гг-м-гх*	*гг-в-гс*	*гг-к-гс*
	2	3		1	м-к-гг	м-н-гг	в-с-гг	к-кр-гг
	3	2		1	к-м-гг	н-м-гг	с-в-гг	кр-к-гг
		3	2	1	м-гс-гг	м-гх-гг	в-гс-гг	к-гс-гг
		2	3	1	гс-м-гг	гх-м-гг	гс-в-гг	гс-к-гг
	2		3	1	гс-к-гг	гх-н-гг	гс-с-гг	гс-кр-гг
	3		2	1	к-гс-гг	н-гх-гг	с-гс-гг	кр-гс-гг
Четырехкомпонентный	1	2	3	4	гг-гс-м-к	гг-гх-м-н	гг-гс-в-с	гг-гс-к-кр
	1	2	4	3	гс-гг-м-к	гх-гг-м-н	гс-гг-в-с	гс-гг-к-кр
	1	3	2	4	гг-м-гс-к	гг-м-гх-н	гг-в-гс-с	гг-к-гс-кр
	1	3	4	2	гс-м-гг-к	гх-м-гг-н	гс-в-гг-с	гс-к-гг-кр
	1	4	3	2	м-гс-гг-к	м-гх-гг-н	в-гс-гг-с	к-гс-гг-кр
	1	4	2	3	м-гг-гс-к	м-гг-гх-н	в-гг-гс-с	к-гг-гс-кр
	2	1	4	3	гс-гг-к-м	гх-гг-н-м	гс-гг-с-в	гс-гг-кр-к
	2	1	3	4	гг-гс-к-м	гг-гх-н-м	гг-гс-с-в	гг-гс-кр-к
	3	1	4	2	гс-к-гг-м	гх-н-гг-м	гс-с-гг-в	гс-кр-гг-к
	3	1	2	4	гг-к-гс-м	гг-н-гх-м	гг-с-гс-в	гг-кр-гс-к
	4	1	2	3	к-гг-гс-м	н-гг-гх-м	с-гг-гс-в	кр-гг-гс-к
	4	1	3	2	*к-гс-гг-м*	*н-гх-гг-м*	*с-гс-гг-в*	*кр-гс-гг-к*

Продолжение табл. 42

Типы минерального состава	Типы ассоциаций и минералы				Разновидности ассоциаций			
	$I_к$ $II_н$ $III_с$ $IV_{кр}$	м м в к	гс гх гс гс	гг гг гг гг	I	II	III	IV
Четырехкомпонентный	2	3	1	4	гг-м-к-гс	гг-м-н-гх	гг-в-с-гс	гг-к-кр-гс
	2	4	1	3	м-гг-к-гс	м-гг-н-гх	в-гг-с-гс	к-гг-кр-гс
	3	4	1	2	м-к-гг-гс	м-н-гг-гх	в-с-гг-гс	к-кр-гг-гс
	3	2	1	4	гг-к-м-гс	гг-н-м-гх	гг-с-в-гс	гг-кр-к-гс
	4	2	1	3	к-гг-м-гс	н-гг-м-гх	с-гг-в-гс	кр-гг-к-гс
	4	3	1	2	к-м-гг-гс	н-м-гг-гх	с-в-гг-гс	кр-к-гг-гс
	2	3	4	1	гс-м-к-гг	гх-м-н-гг	гс-в-с-гг	гс-к-кр-гг
	2	4	3	1	м-гс-к-гг	м-гх-н-гг	в-гс-с-гг	к-гс-кр-гг
	3	4	2	1	м-к-гс-гг	м-н-гх-гг	в-с-гс-гг	к-кр-гс-гг
	3	2	4	1	гс-к-м-гг	гх-н-м-гг	гс-с-в-гг	гс-кр-к-гг
	4	2	3	1	к-гс-м-гг	н-гх-м-гг	с-гс-в-гг	кр-гс-к-гг
	4	3	2	1	к-м-гс-гг	н-м-гх-гг	с-в-гс-гг	кр-к-гс-гг

Примечание. к — каолинит; м — монтмориллонит; н — нонтронит; с — сунгулит; в — вермикулит; гс — гидрослюда; гх — гидрохлорит; гг — гидрогётит (гидроокислы железа); кр — кремнезем; 1 — главный минерал; 2 — подчиненный (основной); 3 — подчиненный (второстепенный); 4 — минерал-примесь; I—IV — минералогические ассоциации.

Таким образом, могут встретиться несколько сотен разновидностей элювиальных пород по минералогическому составу. Несмотря на это, предлагаемая система условных обозначений вполне обеспечивает их изображение на специальных картах кор выветривания. К тому же многие разновидности элювиальных пород, в частности с малым количеством гидроокислов железа, а также с содержанием минералов-примесей, не имеют существенного значения. Поэтому практически для изображения на картах выделяется значительно меньшее количество элювиальных пород.

Дезинтегрированные элювиальные породы в отличие от других элювиальных пород обычно не содержат специфических минералов, поэтому их можно показать единым цветом (например, светло-серым). На картах кор выветривания должны быть отмечены все выявленные месторождения и проявления элювиальных полезных ископаемых.

ГЛАВА XIII

ВЫДЕЛЕНИЕ ФОРМАЦИЙ ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКЕ

Геологическую формацию можно определить как группу парагенетически связанных горных пород с характерными особенностями состава и строения, образовавшихся в близких геологических условиях (на определенном этапе развития геоструктурных зон в сходном комплексе фациальных условий). Это определение относится к формационному типу, т. е. к абстрактной формации, соотношения которой с конкретной формацией такие же, как вида и индивида в биологии. Формационный тип (вид) объединяет совокупность однотипных для отдельных регионов формаций, часто удаленных друг от друга и имеющих в разных регионах разный возраст. Индивидом же являются выделяемые в конкретных структурно-формационных зонах серия, несколько свит, иногда одна свита (для стратифицированных осадочных и эффузивных образований) и плутонический комплекс (для глубинных магматических образований). Таким образом, плутонический комплекс — это совокупность одновозрастных магматических тел, располагающихся в пределах определенного региона, обладающих характерными особенностями состава и строения, связанными с близостью фациальных условий и составом исходной магмы.

Формации объединяются в вертикальные и горизонтальные ряды. Вертикальный ряд охватывает группу формаций, последовательно сменяющих друг друга в пределах одного тектонического (тектоно-магматического) цикла. Латеральный ряд формаций — это группа формаций, фациально сменяющих друг друга в пространстве в пределах одного этапа геотектонического цикла. Конкретные латеральные формационные ряды охватывают группу одновозрастных формаций, проявленных в разных структурно-формационных зонах, а иногда и в пределах одной структурно-формационной зоны. Образование латеральных рядов для осадочных формаций определяется прежде всего палеогеографическими условиями (палеоклиматическими, условиями осадконакопления), для эффузивных формаций — составом магмы, меняющимся в зависимости от мощности земной коры и характера глубинной ассимиляции, для плутонических формаций — от глубины их формирования, состава вмещающей среды, особенностей ассимиляционных процессов (как на глубине, так и на уровне становления плутонов) и от динамики взаимодействия магмы с породами рамы.

В предлагаемой классификации (табл. 43) приведены как осадочные, так и магматические формации, причем эффузивные формации группируются более тесно с осадочными (совместно в левой части таблицы), поскольку принципы картирования интрузивов и слоистых осадочных и эффузивных образований существенно различаются.

В классификации формаций, наряду с их группировкой по историко-геологическому принципу, по принадлежности формационных типов к тем или иным этапам тектоно-магматических циклов, учитывается также фациальный принцип, который находит отражение в выделении латеральных рядов формаций, возникающих на одном этапе развития геотектонических циклов. Так, на поздних этапах развития подвижных поясов в зависимости от климатической обстановки образуются моласовые формации сероцветные, часто угленосные (в гумидных, а иногда в нивальных условиях) или красноцветные (в аридных условиях).

Важнейшими фациальными условиями, определяющими формационный тип плутонических образований, являются глубина их становления, характер проявления ассимиляционных процессов и структурное состоя-

ние вмещающих толщ в период интрузии. На разной глубине во вмещающих толщах разного состава и в разных структурных этажах из магмы близкого состава синхронно могут возникать различные плутонические формации, составляющие латеральный формационный ряд. Это положение важно учитывать при возрастном расчленении и корреляции магматических комплексов смежных структурно-формационных зон и даже в пределах одной структурно-формационной зоны — в разных структурных этажах и толщах.

При формационной диагностике важны применение и выработка четких диагностических признаков (структурно-геологических, литологических, петрографических, минералогических, геохимических, петрофизических), в первую очередь простых, которые могут быть использованы в поле или в результате нетрудоемкой лабораторной обработки. Хорошие результаты для магматических формаций часто дает использование количественных петрохимических и геохимических признаков, таких, как щелочность, глиноземистость, железистость пород, содержания и отношения редких и малых элементов.

Формационная диагностика — это начальный этап формационного анализа геологических тел. Сопоставление объемов и границ картируемых групп пород с типовыми формационными подразделениями помогает правильно выделять конкретные формационные подразделения, избежать ошибок при определении их объемов и границ.

Закономерное появление отдельных геологических формаций на определенных этапах развития геоструктурных зон, их повторяемость во времени и в пространстве помогают преодолению трудностей, которые возникают при стратиграфическом расчленении геологических образований на свиты, серии, интрузивные комплексы, установлении их возраста и корреляции. Особенно важно применение формационного анализа при изучении немых толщ, а также интрузий, размещающихся среди древних вмещающих толщ.

Именно в таких условиях, а также при слабой изученности районов часто выделяют громоздкие интрузивные комплексы, искусственно объединяющие разные по геолого-петрологическим особенностям, условиям образования и минерагении интрузии. Предварительный формационный анализ подобных «комплексов» позволяет выделить среди них самостоятельные интрузивные формации, каждой из которой должен отвечать конкретный интрузивный комплекс, и наметить вероятное положение последних в истории развития региона.

Сопоставление выделенных при геологической съемке возрастных рядов формаций отдельных структурно-формационных зон с латеральными рядами, типовыми для полных тектоно-магматических циклов, помогает выявлению цикличности и стадийности в проявлении геологических комплексов. Выпадение отдельных формаций в возрастных рядах конкретных структурно-формационных зон из обычной последовательности формационных типов может рассматриваться как указание на возможность региональных перерывов и несогласий. Наоборот, усложнение обычной последовательности проявления геологических формаций во времени является признаком возможной тектоно-магматической активизации региона в определенные периоды его развития.

Выделение формаций и их рядов облегчает изучение стратиграфии различных регионов. Следует отметить, что при составлении крупномасштабных карт нельзя ограничиваться одной стратиграфической колонкой для района, включающего разные структурно-формационные зоны.

Минерагеническая специализация отдельных формаций позволяет использовать формационный критерий для целей регионального прогнозирования. С трапповой формацией связаны важнейшие в промышленном отношении сульфидные медно-никелевые месторождения, а также

Таблица 43

Классификация геологических формаций

Геологическая обстановка	Этапы	Осадочные и осадочно-эффузивные формации				Плутонические формации			
Платформы		Элювиальные: латеритная, сиалитная, ферролитная, кремнистая и др. (э)				Агпаитовых нефелиновых сиенитов (А)			
		Щелочно-трахит-фонолитовая (щ)							
		Трахибазальтовая (я)	Меланонефелинитовая (м)	Щелочных базальтов и лейцитофиров (з)	Туффито-песчаная (ч)	Щелочных габброидов и лампрофиров, субвулканическая (Ф)	Кимберлитовая (К)	Щелочно-ультраосновная с карбонатитами (Щ)	
		Трапповая базальтовая (т)				Трапповая долеритовая (Т)	Дунит-пироксенит-норитовая (С)		
		Угленосные терригенные (у)	Соленосные (с)	Верхнемолассоидные: сероцветная, красноцветная (н)					
		Нижнемолассоидная, кварц-песчаная (ж)	Терригенные: глауконитовая, сероцветная, пестроцветная и др. (р)	Терригенно-карбонатные и карбонатные: известняковая, доломитовая, глинисто-известняковая и др. (к)					
Подвижные пояса	Поздний	Базальтовая (б)		Молассовая сероцветная (е)	Молассовая красноцветная (ц)	Габбро-диабазовая (З)	Дунит-пироксенит-анортозит-габбровая (Д)	Сиенит-габбровая (И)	
		Порфировая группа формаций							
		липаритовая (п)	трахиандезитовая (х)	андезитовая (в)		Лейкогранитовая (Л)	Гранитовая (Г)	Монцодиорит-гранитовая (Ц)	Сиенит-щелочно-гранитовая (Е)	Миаскитовых нефелиновых сиенитов (Х)	Гранитов рапакиви (Р)
	Средний								
		Флишевая терригенная (ф)		Флишевая карбонатная (фх)		Габбро-диорит-плагиогранитовая (Б)	Тоналит-плагиогранит-гранодиоритовая (О)	Гранодиорит-гранитовая (Н)	Мигматит-гранитовая (М)
		Флишоидная карбонатно-терригенная (и)							
		Нижнемолассовая (ш)							
	Ранний	Граувакковая (г)				Габбро-диорит-диабазовая, субвулканическая (Я)	Габбровая (В)	Перидотит-пироксенит-габбровая (П)	
		Спилит-диабазовая (с)	Натровых липаритов (л)	Контрастная базальт-липаритовая (о)	Андезито-базальтовая (порфиритовая) (а)				
		Аспидная (нижняя терригенная) (д)				Дунит-гарцбургитовая (У)			

железорудные, исландского шпата, графита, магнетита и др. Общеизвестны перспективность кимберлитовой формации на поиски месторождений алмазов, связь медистых песчаников с красноцветами аридных зон, углей и горючих сланцев с паралическими и лимническими угленосными формациями, существование осадочных галогенных, фосфоритоносных и железорудных формаций и т. д.

Конкретные геологические тела одного формационного типа могут быть как рудоносными, так и безрудными. При крупномасштабном прогнозировании на первый план выступает задача выявления факторов, ведущих к реализации потенциальной рудоносности геологических комплексов, задача выявления «внутриформационных» критериев прогнозирования, специфичных для отдельных формаций.

К числу таких внутриформационных критериев прогнозирования и определяющих их рудоконтролирующих факторов могут относиться: морфологические особенности и мощность осадочных и магматических тел, степень дифференцированности, петрохимические и геохимические показатели, геохимические особенности петрографического и минерального состава, глубина эрозионного среза, состав вмещающих толщ и др.

Формационный анализ облегчает решение важнейших задач, возникающих на разных этапах прогнозирования и поисковых работ, при разбраковке многочисленных рудопроявлений. Например, проявления хризотил-асбеста известны в связи со многими формациями основных и ультраосновных интрузий. Однако промышленно асбестоносна только одна формация — дунит-гарцбургитовая. В то же время ореолы рассеяния никеля малоперспективны на выявление сульфидно-никелевых месторождений, если эти ореолы связаны с ультрабазитами дунит-гарцбургитовой формации. В породах этой формации никель присутствует в основном в силикатной форме, непригодной для промышленного извлечения, и лишь небольшая его часть переходит в процессе наложенной гидротермальной переработки ультраосновных пород в сульфидную форму.

Помогая использовать опыт изучения отдельных формаций в различных регионах, формационный анализ позволяет быстро и своевременно выбрать рациональную методику картирования различных геологических образований, наметить важные вопросы детального геологического, структурного, литолого-петрографического, фациального изучения отдельных картируемых свит, комплексов, толщ и др.

Так, трещинные интрузии нормальных и калиевых гранитов гранитовой формации часто образуют достаточно крупные плутоны, которые при геологической съемке обычными методами вырисовываются как однообразные поля. С плутонами калиевых гранитов связано редкометальное оруденение (вольфрам, молибден, олово и др.), которое имеет тенденцию к концентрации в апикальных частях массивов в куполообразных участках кровли. Для таких интрузивов крайне важно определение глубины эрозионного среза как отдельных массивов, так и различных участков тел и восстановление морфологии размытой кровли плутонов. Для этой формации оправдано довольно трудоемкое составление специальных карт эрозионного среза на основе изучения пространственной ориентировки плоскостей пластовой отдельности гранитоидов (см. гл. IX). Для расчленения по составу и выявления внутреннего строения таких плутонов целесообразно выделять и оконтуривать разности гранитов, различающиеся по небольшим вариациям содержания каких-либо минералов (кварца, биотита) или состава плагиоклаза или других каких-либо характеристик.

К настоящему времени накоплен достаточно большой опыт составления карт геологических формаций и различных карт (металлогенических, тектонических, магматических комплексов) на формацион-

ной основе. Такие карты составляются, как правило, в мелком, реже в среднем масштабах.

Возможно также отражение формационной принадлежности геологических тел непосредственно на геологической карте, включая крупномасштабную. Формации на геологической карте удобно показывать строчными (для слоистых образований) и заглавными (для интрузий) буквами русского алфавита, которые ставятся перед индексами латинского и греческого алфавита, обычно используемыми на геологических картах. Например, $\phi\mathcal{E}_1$ — флишевая формация раннего кембрия; $\Gamma_\alpha\delta D_1$ — гранитовая формация гранитов и диоритов раннего девона. Предлагаемые (в качестве примера) буквенные обозначения отдельных формационных типов показаны в табл. 43. Рекомендуемый способ изображения формаций не меняет принципы составления геологической карты. Вместе с тем на геологической карте подчеркиваются различия между комплексами, близкими по набору пород, но различными по тектонической позиции и металлогенической специализации.

Особенно широко формационный анализ может быть использован при таких видах геологосъемочных работ, как доизучение ранее заснятых геологической съемкой площадей и групповая геологическая съемка. При доизучении ранее заснятых площадей еще до постановки полевых исследований, используя накопленный значительный материал о составе, структуре, тектонической позиции геологических тел, в большинстве своем можно уверенно определить формационную принадлежность отдельных групп пород и наметить рациональные методы детального изучения их внутренней структуры, формационного анализа, определить критерии прогнозирования и рациональные комплексы методов поисков одного или нескольких видов полезных ископаемых. Не менее эффективным оказывается применение формационного анализа при глубинном геологическом картировании, при исследовании нижних ярусов в районах двух- трехъярусного строения. В этих условиях в связи с ограниченностью как фактического материала, так и возможностей генетических исследований использование аналогии с детально изученными на многих примерах формационными типами дает высокий эффект при минимальных затратах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамович И. И., Груза В. В.* Фациально-формационный анализ магматических комплексов. Л., «Недра», 1972. 237 с.

2. *Абрамович М. В.* Поиски и разведка залежей нефти и газа. Баку, Азнефтеиздат, 1955. 352 с.

3. *Авдонин А. П.* Определение природы наземных магнитных аномалий при помощи скважинной магниторазведки на Среднем и Северном Урале.— В кн.: Геофизическая разведка. Вып. 14. Л., 1963, с. 97—111.

4. *Аверьянов И. П., Храмова Г. Г.* Геологическое положение и особенности литологического состава кратерно-озерных отложений.— В кн.: Вулканические фации Камчатки. М., «Наука», с. 78—90.

5. *Ажгирей Г. Д.* Структурная геология. М., Изд-во МГУ, 1966. 350 с.

6. *Алексеенко В. А.* Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. Караганда, Изд-во Политехн. ин-та, 1973. 147 с.

7. *Андреев Б. А., Клушин И. Г.* Геологическое истолкование гравитационных аномалий. М., Гостоптехиздат, 1962. 496 с.

8. *Анисимов Н. Д., Высоцкая Г. Б., Херасков Н. И.* Использование материалов аэрофотосъемки при геологическом картировании масштаба 1 : 50 000. М., «Недра», 1967. 101 с.

9. *Аннотированный* указатель литературы по вопросам применения перфокарт в геологии. М., Изд. ОНТИ ВИЭМС, 1968. 17 с.

10. *Апродов В. А.* Геологическое картирование. М., Госгеолиздат, 1962. 372 с.

11. *Апродов В. А.* Структурно-геологические съемки и составление структурных карт.— В кн.: Спутник полевого геолога-нефтяника. Т. 1. Изд. 2, перераб. и доп. Под ред. Н. Б. Вассоевича. Л., Гостоптехиздат, 1954, с. 249—256.

12. *Атлас* текстур и структур осадочных горных пород. Ч. 1. Обломочные и глинистые породы. Под ред. А. В. Хабакова. М.—Л., Госгеолтехиздат, 1962. 577 с.

13. *Аэрометоды* при геологической съемке и поисках полезных ископаемых. Т. 1—2. Л., «Недра», 1964, т. 1, 464 с., т. 2. 134 с.

14. *Аэрометоды* геологических исследований. Л., «Недра», 1971. 704 с.

15. *Баддингтон А.* Формирование гранитных тел. Пер. с анг. М., ИЛ. 1968. 108 с.

16. *Белицкий А. А.* Механизм образования трещиноватости и тектонических разрывов.— В кн.: Проблемы тектонофизики. Под ред. В. В. Белоусова и М. В. Гзовского. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 201—215.

17. *Белостоцкий И. И.* Тектонические покровы.— В кн.: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. Под ред. В. В. Белоусова и И. В. Кирилловой. М., «Недра», 1970, с. 131—169.

18. *Белостоцкий И. И.* Строение и формирование тектонических покровов (на примере Динарид). Автореф. дис. М., 1976. 34 с.

19. *Белоусов В. В.* Структурная геология. Изд. 2. М., Изд-во Моск. гос. ун-та, 1971. 278 с.

20. *Белякова Е. Е.* Опыт применения гидрохимических исследований при поисково-разведочных работах в районе месторождения Жанет в Центральном Казахстане.—

В кн.: Материалы по региональной и поисковой гидрогеологии. Л., «Недра», 1961, с. 193—208.

21. *Белякова Е. Е.* Значение гидрохимического метода для петрографических исследований.— В кн.: Методы петрографических исследований и геологическая интерпретация их результатов. Л., «Недра», 1966, с. 194—214.

22. *Берлянт А. М.* Картографические методы изучения новейшей тектоники и их классификация.— «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», 1966, № 2, с. 71—81.

23. *Бетехтин А. Г.* Осадочные марганценосные образования.— В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т. 2. Под ред. Л. Б. Рухина. Л., Гостоптехиздат, 1958, с. 243—254.

24. *Беус А. А., Григорян С. В.* Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М., «Недра», 1975. 278 с.

25. *Билибин Ю. А.* Основы геологии россыпей. М., Изд-во АН СССР, 1955. 471 с.

26. *Билибин Ю. А.* Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955. 88 с.

27. *Блох И. М., Шемякин Е. А.* Определение элементов залегания пластов способом круговых исследований кажущихся сопротивлений. М., Госгеолтехиздат, 1959. 26 с.

28. *Блох И. М.* Электропрофилирование методом сопротивлений. М., «Недра», 1971. 214 с.

29. *Богданов А. А.* Несогласия, их типы и значение их изучения.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1949, № 2, с. 43—60.

30. *Богданов Ю. Б., Доливо-Добровольский А. В., Леманов Е. В.* Роль космических снимков при определении движений блоков земной коры.— В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. Т. 5. М., ВИНИТИ, 1976, с. 148—160.

31. *Богданов В. В., Кордиков А. А.* Геохимические методы корреляции.— В кн.: Методы корреляции угленосных толщ и синонимика угольных пластов. Л., «Наука», 1968, с. 221—234.

32. *Богданов Ю. В., Бурьянова Е. З., Кутырев Э. И.* Стратифицированные месторождения меди в СССР. Л., «Недра», 1973. 311 с.

33. *Богомолов Л. А.* Топографическое дешифрирование природных ландшафтов по аэроснимкам. М., Госгеолиздат, 1963. 196 с.

34. *Бойцов М. Н.* О сходстве и различии некоторых форм рельефа краевых образований и мерзлотных форм.— В кн.: Краевые образования материкового оледенения. Вильнюс, 1965, с. 245—247.

35. *Болк Р.* Структурные особенности изверженных горных пород. М.—Л., Госгеолиздат, 1946, 212 с.

36. *Бондаренко В. Н.* Статистические методы изучения вулканогенных комплексов. М., «Недра», 1967. 135 с.

37. *Бондаренко В. Н.* Статистические решения некоторых задач геологии. М., «Недра», 1970. 246 с.

38. *Боровко Н. Н.* Статистический анализ пространственных геологических закономерностей. Л., «Недра», 1971. 174 с.

39. *Боровиков Л. И., Бурков Ю. К.* Корреляционный анализ закономерностей распределения малых элементов для решения вопросов седиментогенеза.— В кн.: Труды 8 Междунар. геол. конгресса, пробл. 8, XXIII сессия». М., 1968, с. 128—135.

40. *Ботвинкина Л. Н., Жемчужников Ю. А.* Атлас литогенетических типов угленосных отложений среднего карбона Донецкого бассейна. М., Изд-во АН СССР. 1956. 368 с.

41. *Ботвинкина Л. Н.* Использование текстурных признаков пород угленосной толщи в целях корреляции. — В кн.: Методы корреляции угленосных толщ и синонимики угольных пластов. Л., «Наука», 1968, с. 260—263.

42. *Ботвинкина Л. Н.* Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М., «Наука», 1974, 318 с.

43. *Брод И. О., Еременко Н. А.* Основы геологии нефти и газа. М., Гостоптехиздат, 1957, 480 с.

44. *Бродова Н. С.* О возможности применения аэрометодов для поисков локальных структур на южном склоне Анабарского массива.— «Тр. ВНИГРИ, 1961», вып. 186, с. 14—22.

45. *Бронгулеев В. В., Блох И. М.* Вопросы комплексного применения геофизических и геологических методов исследования при геологической съемке масштабов 1 : 25 000 и 1 : 50 000.— «Сов. геология», 1964, № 3, с. 66—75.

46. *Брунс Е. П., Хабаков А. В.* Особенности слоистости отложений.— В кн.: Методические указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Вып. 1. Л., «Недра», 1969, с. 85—96.

47. *Бугаец А. Н., Дуденко Л. Н.* Математические методы при прогнозировании месторождений полезных ископаемых. Л., «Недра», 1976. 270 с.

48. *Будько В. М., Доливо-Добровольский А. В., Радзевич Н. А.* Аэрометоды для картирования метаморфических толщ и зон метаморфизма.— В кн.: Методические указания по геологической съемке м-ба 1 : 50 000. Вып. 4. Л., «Недра», 1972, с. 14—48.

49. *Будько В. М., Доливо-Добровольский А. В., Радзевич Н. А.* Комплексная интерпретация материалов аэросъемок при изучении структуры интрузивных массивов. Л., «Недра», 1972. 140 с.

50. *Бурдэ А. И.* Изучение и детализация основного стратиграфического разреза.— В кн.: Методические указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Вып. 1. Л., «Недра», 1969, с. 124—143.

51. *Бурдэ А. И.* Принципы и методика определения рационального комплекса исследований.— В кн.: Методические указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Вып. 13. Л., «Недра», 1972, с. 129—134.

52. *Бурдэ А. И.* Оценка степени опоискованности территории в свете задач прогнозирования месторождений полезных ископаемых.— В кн.: Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях. Л., 1973, с. 11—16.

53. *Бурков Ю. К.* Линейные парагенезисы малых элементов в осадочных толщах как индикаторы условий седиментогенеза.— В кн.: Физические и химические процессы и фации. М., «Наука», 1968, с. 22—26.

54. *Бурков Ю. К.* Статистическая модель ряда подвижности малых элементов в условиях седиментогенеза.— В кн.: Математические методы в геологии. Л., 1968, с. 93—97. (Тр. ВСЕГЕИ, т. 150).

55. *Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейве А. В., Руженцев С. В.* Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. — В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 5—33. (Тр. геол. ин-та АН СССР, вып. 80).

56. *Буртман В. С.* Геология и механика шарьяжей. М., «Недра», 1973. 104 с.

57. *Буртман В. С.* Структурная эволюция палеозойских складчатых систем (варисциды Тянь-Шаня и каледониды Северной Европы). М., «Наука», 1976. 164 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 289).

58. *Бушинский Г. И.* Геохимические фации. Спутник полевого геолога-нефтяника. Т. 1. Изд. 2, перераб. и доп. Под ред. Н. Б. Вассоевича. Л., Гостоптехиздат, 1954, с. 403—411.

59. *Бушинский Г. И.* Аллитовые породы.— В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т. 2. Под ред. Л. Б. Рухина. Л., Гостоптехиздат, 1958, с. 221—234.

60. *Бушинский Г. И.* Кремнистые породы.— Там же, с. 255—269.

61. *Бушинский Г. И.* Фосфатные породы.— Там же, с. 269—287.

62. *Буялов Н. И.* Структурная и полевая геология. Изд. 2, перераб. и доп. М., Гостоптехиздат, 1955. 392 с.

63. *Быков Б. А.* Геоботаника. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958. 457 с.

64. *Вальтер Г., Алехин А.* Основы ботанической географии. М.—Л., Биомедгиз, 1936. 114 с.

65. *Вассоевич Н. Б., Гроссгейм В. А.* Метод определения первичной ориентировки наклона косых слойков. Кн. 1(4). Л., ВНИГРИ, 1951, с. 15—27.

66. *Вассоевич Н. Б.* Полевая геология.— В кн.: Спутник полевого геолога-нефтяника. Т. 1. Изд. 2, перераб. и доп. Под ред. Н. Б. Вассоевича. М., Гостоптехиздат, 1954, с. 22—164.

67. *Вебер В. Н.* Методы геологической съемки (полевая геология). М., ОНТИ, 1937. 240 с.

68. *Веденеева Н. Е., Викулова М. Ф.* Метод исследования глинистых минералов с помощью красителей. Львов, Изд. Львов. ун-та, 1956. 95 с.

69. *Вешев А. В.* Электропрофилирование на постоянном и переменном токе. Л., «Недра», 1965. 478 с.

70. *Винклер Г.* Генезис метаморфических пород. Пер. с нем. Под ред. В. П. Петрова. М., «Мир», 1969. 246 с.

71. *Взрывные* кратеры на Земле и планетах. Пер. с англ. М., «Мир», 1968. 265 с.

72. *Викторов С. В.* Использование геоботанического метода при геологических и гидрогеологических исследованиях. М., Изд-во АН СССР, 1955. 199 с.

73. *Викторов С. В.* Геоботанические методы при геологическом картировании и при поисках полезных ископаемых.— В кн.: Материалы географических исследований. М., Географгиз, 1960, с. 248—265.

74. *Викторов С. В.* Геоботанические индикационные карты и методы их составления.— В кн.: Принципы и методы геоботанического картографирования. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962, с. 72—77.

75. *Викторов С. В., Востокова Е. А.* Дешифрирование аэроснимков при индикационных геоботанических исследованиях.— В кн.: Аэрометоды изучения природных ресурсов. М., Географгиз, 1962, с. 190—196.

76. *Викулова М. Ф.* Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. Под ред. П. М. Татаринова. Л., Гостоптехиздат, 1957. 445 с.

77. *Викулова М. Ф.* Глинистые породы.— В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т. 2. Под ред. Л. Б. Рухина. Л., Гостоптехиздат, 1958, с. 147—189.

78. *Виноградов А. П.* Основные закономерности в распределении микроэлементов между растениями и средой.— В кн.: Микроэлементы в жизни растений. М., Изд-во АН СССР, 1952, с. 7—21.

79. *Виноградов А. П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— «Геохимия», 1962, № 7, с. 555—571.

80. *Виноградов Б. В.* Растительные сообщества и их использование при изучении природных ресурсов. М., «Высшая школа», 1964. 328 с.

81. *Виноградов С. С.* Известняки. Оценка месторождений при поисках и разведках. М., Госгеолиздат, 1951. 240 с.

82. *Винчелл А., Винчелл Г.* Оптическая минералогия. М., ИЛ, 1953. 562 с.

83. *Вишняков С. Г.* Генетические типы доломитовых пород северо-западной окраины Русской платформы. — «Тр. ГИН АН СССР», 1956, т. 4, с. 209—255.

84. *Вознесенский В. Д.* Динамика развития полициклических геосинклинально-складчатых областей.— В кн.: Внутренняя геодинамика. Вып. 1. Л., 1972, с. 65—67.

85. *Войновский-Кригер К. Г.* Некоторые соображения об изоклинальной складчатости.— «Бюлл. МОИП. Отдел. геол.», 1948, т. 23, вып. 6, с. 69—77.

86. *Вологдин А. Г.* Древнейшие водоросли СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962. 656 с.

87. *Воронков Б. С., Тукальская Э. М.* Диатомит, трепел, опока. Требования промышленности к качеству минерального сырья. Вып. 21. М., Госгеолиздат, 1947. 39 с.

88. *Воронов А. Г.* Геоботаника. М., «Высшая школа», 1963. 373 с.

89. *Высоцкий И. В.* Структурно-геологическая съемка. М., Гостоптехиздат. 1947. 88 с.

90. *Высоцкий И. В.* Детальная структурно-геологическая съемка. Составление структурных карт.— В кн.: Методическое руководство по геологической съемке и поискам. М., Госгеолтехиздат, 1954, с. 45—48.

91. *Высоцкий Б. Н.* Аэрофотометод при геологических исследованиях. М., Госгеолтехиздат, 1962. 84 с.

92. *Вялов О. С.* Следы жизнедеятельности организмов и их палеонтологическое значение. Киев, «Наукова думка», 1966. 219 с.

93. *Гавеман Л. В.* Аэросъемка в исследовании природных ресурсов. М., Изд-во АН СССР, 1937. 286 с.

94. *Гапеев А. А.* Твердые горючие ископаемые (каустобиолиты). М., Госгеолиздат, 1949. 334 с.

95. *Гаранин А. В.* Факторный анализ для интерпретации результатов геохимического опробования эндогенных ореолов (на примере оловорудных месторождений Приморья).— В кн.: Геохимические методы при поисках месторождений олова, вольфрама и ртути. Владивосток, 1975, с. 220—221.

96. *Гейслер А. Н.* Синхронность горизонтов в циклических осадочных толщах. М.—Л., Гостоптехиздат, 1950, с. 7—13.

97. *Геккер Р. Ф.* Наставление для исследований по палеоэкологии. Изд. 2-е. М., Изд-во АН СССР, 1965. 39 с.

98. *Генко Г. А.* Пример применения геофизических методов для картирования метаморфического комплекса пород.— В кн.: Вопросы разведочной геофизики. Вып. 4. Л., «Недра», 1964, с. 149—156.

99. *Геология* и металлогения Успенской тектонической зоны в Центральном Казахстане. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1968. 159 с. Авт.: Е. Е. Белякова, С. М. Шапиро, В. Н. Островский и др.

100. *Геофизические* исследования при крупномасштабном картировании и прогнозировании месторождений (тезисы докладов Всесоюзного совещания 24—26 февраля 1976 г.). Л., 1976, с. 3—4, 9—15, 98—171.

101. *Геохронологическая* шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных.— В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. М., «Наука», 1964, с. 287—324. Авт.: Г. Д. Афанасьев, Т. Г. Богдасарян, Л. И. Боровиков и др.

102. *Гзовский М. В.* Математика в геотектонике. М., «Недра, 1971. 240 с.

103. *Гидрохимический* метод поисков рудных месторождений в аридных и полуаридных областях. М., Госгеолтехиздат, 1962. 266 с.

104. *Гинзбург И. И.* Типы древних кор выветривания, формы их проявления и классификации.— В кн.: Кора выветривания. М., Госгеолтехиздат, 1963, с. 71—101.

105. *Глазовская М. А.* Геохимические основы типологии и методики исследований природных ландшафтов. М., Изд-во МГУ, 1964. 230 с.

106. *Глико О. А., Шарков Ю. В.* Место геохимических методов при поисках различных типов рудных месторождений. — В кн.: Минеральное сырье. Вып. 17. 1967, с. 83—96.

107. *Говорова А. В.* Высокотемпературные плагиоклазы в палеозойских эффузивах Урала.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 2. Свердловск. Изд-во АН СССР, 1963, с. 287—298.

108. *Голева Г. А.* Гидрогеохимические поиски скрытого оруденения. М., «Недра», 1968. 291 с.

109. *Головенок В. К.* Литология и палеогеография глинистых и обломочных толщ среднего протерозоя Байкальской горной области в связи с задачами прогноза рас-

пределения глиноземного сырья и древних россыпей.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 1. М., «Недра», 1966, с. 117—320.

110. *Голоскоков В. П., Поляков П. П.* Определитель семейства маревых Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1955, с. 1—108.

111. *Гольдина Н. А., Лоретгов В. В.* Кодовые ключи для ИПС, реализованных на картах с двухрядной краевой перфорацией. М., ОНТИ ВИЭМС, 1971. 128 с.

112. *Голынко И. Н.* Структура линейных парагенезисов эндогенных геохимических ореолов.— В кн.: Геохимические методы при поисках олова, вольфрама и ртути. Владивосток, 1975, с. 219—220.

113. *Гольдшмидт Б. И.* Палетки для решения прямой и обратной задач.— «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1967, № 1, с. 89—96.

114. *Гончаров М. А.* К вопросу о геометризации складчатой структуры (в связи с изучением складок, обладающих двумя видами асимметрии).— «Бюлл. МОИП, Отд. геол.», 1965, т. 11 (1), с. 83—99.

115. *Горбунов Н. И.* Высокодисперсные минералы и методы их изучения. М., Изд-во АН СССР, 1963. 302 с.

116. *Горецкий Ю. К.* Закономерности размещения и условия образования основных типов бокситовых месторождений.— «Тр. ВИМС», 1960, вып. 5, 257 с.

117. *Горжевский Д. И., Козеренко В. Н.* Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., «Недра», 1965. 300 с.

118. *Горохов И. М.* Проблемы рубидий-стронциевой геохронологии.— В кн.: Труды XV сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., «Наука», 1970. 340 с.

119. *Горский И. И.* (ред.). Методы корреляции угленосных толщ и синонимики угольных пластов. Л., «Наука», 1968. 381 с.

120. *Грабовская Л. И.* Биогеохимические методы поисков. М., «Недра», 1965. 50 с.

121. *Грибовская И. Ф.* Спектральное определение содержания микроэлементов в почвах, илах, растениях и других природных объектах.— «Агрохимия», 1971, № 12, с. 112—120.

122. *Григорьев Д. П.* Минералогические отвесы и уровни.— «Природа», 1948, № 3, с. 47—49.

123. *Гридин В. И.* Комплексное использование морфометрического и аэрологического методов для среднемасштабного геологического картирования восточной части Припятской впадины. Минск. «Наука и техника», 1966. 276 с.

124. *Грим Р. Е.* Минералогия глин. Пер. с англ. Под ред. В. А. Франк-Каменецкого. М., ИЛ, 1956. 452 с.

125. *Гроссгейм В. А.* О возможности послойного сопоставления разрезов флиша на больших расстояниях.— Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1961, № 12, с. 49—57.

126. *Гурьева З. И.* Геолого-геоморфологическое изучение морских мелководий и берегов по материалам аэрофотосъемки. Л., «Наука», 1968. 371 с.

127. *Гурьева З. И., Шарков В. В., Шульц С. С.* Опыт геологического картирования мелководных участков морского дна с использованием аэрофотоснимков.— «Сов. геология», 1955, № 42, с. 65—79.

128. *Гурьева З. И., Петров К. М., Рамм Н. С., Шарков В. В.* Геолого-геоморфологическое изучение морских мелководий и берегов по материалам аэрофотосъемки. Л., «Наука», 1968. 370 с.

129. *Давиденко В. В., Лось В. Л.* Некоторые вопросы эмпирического прогнозирования с применением ЭВМ.— В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971, с. 171—173.

130. *Дафф П., Халлам А., Уолтон Э.* Цикличность осадконакопления. М., «Наука», 1971. 282 с.

131. *Данбар К., Роджерс Дж.* Основы стратиграфии. Пер. с англ. Под ред. Б. М. Келлера и М. М. Москвина. М., ИЛ, 1962. 363 с.

132. *Данчев В. И.* Цвет осадочных пород.— В кн.: Методы изучения осадочных пород. Т. 1. Под ред. Н. М. Страхова. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 51—55.

133. *Даргевич В. А.* Ориентировка галек в современном аллювии р. Лабы (Северный Кавказ). — В кн.: Материалы ВСЕГЕИ. Вып. 11. Литология. Л., 1956, с. 46—57.

134. *Дахнов В. Н.* Интерпретация результатов геофизических исследований разрезов скважин. Изд. 2-е, перераб. и доп. М., Гостоптехиздат, 1962. 547 с.

135. *Демина В. В.* Составление специальных карт по материалам аэрофотосъемки.— В кн.: Аэрометоды в природных условиях. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960, с. 163—169. (Тр. ЛАЭМ, т. 10).

136. *Дешифрирование* четвертичных отложений Русской равнины. Под ред. Н. В. Кобеца и А. И. Гусева. М.—Л., «Наука», 1966. 263 с.

137. *Джанаева В. Н.* Определитель семейства можжевеловых. Фрунзе, «Илим», 1969. 93 с.

138. *Добрецов Н. Л.* Глаукофан-сланцевые и эклогит-глаукофан-сланцевые комплексы СССР. Новосибирск, «Наука», 1974. 429 с.

139. *Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Хрестов В. В.* Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М., «Недра», 1972. 285 с.

140. *Добрецов Н. Л., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хрестов В. В.* Фации регионального метаморфизма высоких давлений. М., «Недра», 1974. 328 с.

141. *Добровольский В. В.* География и палеогеография коры выветривания СССР. М., «Мысль», 1969. 273 с.

142. *Доливо-Добровольский А. В., Радзевич Н. А., Будько В. М.* Применение комплекса аэрофотогеологических и аэрогеофизических методов при геологическом картировании м-ба 1 : 50 000. — В кн.: Интерпретация геофизических материалов при поисково-съемочных работах среднего и крупного масштаба. М., ОНТИ ВИЭМС, 1969, с. 83—91.

143. *Доливо-Добровольский А. В., Стрельников С. И.* Методика совместного использования разномасштабных космических и аэроснимков при геологических исследованиях.— Там же, с. 93—102.

144. *Доливо-Добровольский А. В.* Использование материалов геофизических съемок при дешифрировании космических снимков.— В кн.: Космическая фотосъемка и геологические исследования. Л., «Недра», 1975, с. 269—280.

145. *Доливо-Добровольский А. В., Стрельников С. И.* Особенности использования дешифровочных признаков геологических объектов при изучении космических снимков.— В кн.: Применение новых видов аэросъемки при геологических исследованиях. Л., «Недра», 1976, с. 5—11.

146. *Доливо-Добровольский А. В., Стрельников С. И.* Роль космических снимков в изучении линейных и кольцевых структур земной коры.— В кн.: Исследование природной среды космическими средствами.— Геология и геоморфология. Т. 5. М., ВИНИТИ, 1976, с. 184—202.

147. *Доливо-Добровольский А. В.* Геометрия радиолокационных, инфракрасных и других новых видов аэроснимков (аэрограмметрия). Л., «Недра», 1976. 52 с.

148. *Доливо-Добровольский А. В.* Методика комплексного истолкования материалов дистанционных съемок при геологосъемочных работах. Автореф. дис. Л., ВСЕГЕИ, 1977. 24 с.

149. *Доманицкий Е. А., Мусатов К. К.* Определение места судна в прибрежной зоне при морских геологоразведочных работах.— В кн.: Поиски, разведка и эксплуатация месторождений полезных ископаемых морского дна. Л., «Недра», 1975, с. 117—134.

150. *Доморацкий Н. А.* Определение первичной природы метаморфических пород по содержанию в них инертных компонентов. М., «Наука», 1964. 179 с.

151. *Донских В. В.* Геологическая съемка в районах развития вулканогенных образований.— В кн.: Методическое руководство по геологической съемке м-ба 1 : 50 000. Т. 1. Л., «Недра», 1974, с. 180—238.

152. *Донских В. В., Кронидов И. И.* О связи локальных отрицательных магнитных аномалий с реликтами верхнепалеозойских вулканов Центрального Казахстана.— В кн.: Материалы по геофизическим исследованиям. Л., ВСЕГЕИ, 1964, с. 158—169.

153. *Дортман Н. Б.* (ред.). Методическое руководство по определению физических свойств горных пород и полезных ископаемых. М., Госгеолтехиздат, 1962. 458 с.

154. *Дренова В. Л.* Использование материалов аэрофотосъемки при геологическом картировании. Масштаб 1 : 50 000.— В кн.: Солянокупольная область Прикаспия. М., «Недра», 1967. 120 с.

155. *Дубров Е. Ф.* Звуковая геолокация. Л., «Недра», 1967. 109 с.

156. *Дуденко Л. Н.* Вычисление значений факторов в факторном анализе.— В кн.: Программы для ЭВМ БЭСМ-4, вып. 1—12. Л., 1972.

157. *Духовский А. А.* Изучение формы геологических тел. — В кн.: Методические указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Вып. 7. Л., «Недра», 1970, с. 178—190.

158. *Елисеев Н. А.* Метаморфизм. Изд. 2-е, перераб. и доп. М., «Недра», 1963. 428 с.

159. *Ефремов И. А.* Руководство для поисков остатков позвоночных в палеозойских континентальных толщах Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1951. 20 с.

160. *Жамойда А. И.* (ред.). Стратиграфическая классификация, терминология и номенклатура. Л., «Недра», 1965. 68 с.

161. *Жвания Д. Г.* Таблицы цветных обозначений для геологических карт разных масштабов (геологическая легенда). М., Госгеолтехиздат, 1960. 56 с.

162. *Жемчужников Ю. А.* Цикличность строения угленосных толщ, периодичность осадконакопления и методы их изучения.— «Тр. ИГН АН СССР», 1947, вып. 90, № 2, с. 7—18.

163. *Жемчужников Ю. А., Гинзбург А. И.* Ископаемые угли.— В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т. 2. Л., Гостоптехиздат, 1958, с. 189—221.

164. *Жемчужников Ю. А.* К вопросу о понимании и номенклатуре фаций.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1957, № 2, с. 7—14.

165. *Жинью М.* Стратиграфическая геология. М., ИЛ, 1952. 638 с.

166. *Зарицкий П. В.* Конкреции угленосных отложений Донецкого бассейна. Харьков, Изд-во Харьков. ун-та, 1959. 240 с.

167. *Захарова Е. Н.* Шлиховые поиски и анализ шлихов. М., «Недра», 1974. 156 с.

168. *Зейлик Б. С.* О реликтах крупных палеозойских вулканов в Центральном Казахстане и возможности использования высотных фотоснимков с целью обнаружения подобных структур.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1968, № 4, с. 74—90.

169. *Зелепугин В. Н., Максимовский В. А.* Особенности строения прижерловой части стратовулканов (на примере вулкана Авача).— «Докл. АН СССР», 1969, т. 189, № 5, с. 1069—1072.

170. *Иванкин П. Ф.* Морфология глубоко вскрытых магматогенных рудных полей. М., «Недра», 1970, с. 37—205.

171. *Иванов В. Н., Шаренков Б. И.* Опыт петрофизического расчленения вулканогенных пород в областях с двухъярусным геологическим строением.— В кн.: Экспресс-информация ВИЭМС. Сер. Общ. и регион. геология, геол. картирование. М., 1974, № 5, с. 26—35.

172. *Иванов Г. А.* Генетическая классификация угленосных формаций. М., Госгеолтехиздат, 1959. 32 с.

173. *Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф.* Геология галогенных отложений (формаций) СССР. М., Госгеолтехиздат, 1960. 424 с. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 35).

174. *Иванова В. П.* Термограммы минералов.— «Зап. ВМО», 1961, ч. 90, вып. 1, с. 50—90.

175. *Ивашов П. В.* Теоретические основы биогеохимических методов поисков рудных месторождений (Применительно к территории Дальнего Востока). Новосибирск, «Наука», 1976. 272 с.

176. *Игнатьев В. И.* Методы полевых исследований красноцветных отложений (на примере татарского яруса).— Казань, Изд-во Казан. ун-та, 1966. 207 с.

177. *Израилев Л. М., Леонов Б. Н.* Метод структурного дешифрирования аэроснимков и результаты его полевой проверки. — «Труды ВАГТ», 1962, вып. 8, с. 136—141.

178. *Илаев М. Г., Сочеванов Н. Н.* Использование геофизических методов при геологической съемке.— В кн.: Методические указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Вып. 1. Л., «Недра», 1969, с. 220—228.

179. *Иллюстрированный* определитель растений Казахстана. Т. 1. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1969. 463 с.

180. *Инструкция* по организации и производству геологосъемочных работ м-ба 1 : 50 000 и 1 : 25 000. М., Гостоптехиздат, 1956. 374 с.

181. *Инструкция* по составлению и подготовке к изданию геологической карты 1 : 50 000. М., Госгеолтехиздат, 1962. 41 с.

182. *Инструкция* по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М., «Недра», 1965. 227 с.

183. *Исаков П. М.* Качественный анализ руд и минералов методом растирания порошков. М., Госгеолтехиздат, 1953. 102 с.

184. *Итенберг С. С.* Нефтепромысловая геофизика для геологов. М.—Л., Гостоптехиздат, 1951. 218 с.

185. *Казаков А. Н.* Деформация и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. Л., «Наука», 1976. 238 с.

186. *Казаков А. Н.* Псевдоконгломераты мамского комплекса (Северо-Байкальское нагорье). М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 336—356. (Тр. Лабор. геол. докембрия, вып. 9).

187. *Казаков А. Н.* Методическое руководство по динамическому анализу микроструктурных ориентировок карбонатов. Л., «Наука», 1967. 109 с.

188. *Казанин Ю. И.* Метод изучения пликативных структур по асимметричным складкам. Алма-Ата, «Наука», 1976. 84 с.

189. *Казицын Ю. В., Рудник В. А.* Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергетики при формировании метасоматических пород. М., «Недра», 1968. 364 с.

190. *Камелл Б., Рауп Д.* (ред.). Методика палеонтологических исследований. М., «Мир», 1973. 392 с.

191. *Каменецкий Ф. М.* Метод переходных процессов. М., ОНТИ ВИМС, 1962. 48 с.

192. *Калинко М. К.* Песчаные породы.— В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т. 2. Под ред. Л. Б. Рухина. Л., Гостоптехиздат, 1958, с 77—147.

193. *Канфель О. М., Котелков Р. П., Берендеев Н. С.* Использование материалов аэрофотосъемки при геологическом картировании масштаба 1 : 50 000. Под ред. В. В. Галицкого и В. Е. Гендлера. М., «Недра», 1967. 134 с.

194. *Карамышева Э. В.* Опыт обработки описания пробных участков степных сообществ методом Браун-Бланке. — «Ботан. журн.», 1967, т. 52, № 8, с. 1132—1145.

195. *Катченков С. М.* Корреляция осадочных толщ по химическим элементам с помощью спектрального анализа.— В кн.: Методы изучения осадочных пород. Т. 2. Под ред. Н. М. Страхова. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 105—115.

196. *Келлер Б. М.* О значении мощностей при тектонических построениях.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1948, № 6, с. 105—112.

197. *Коваленко В. Ю.* Картирование присклоновой части Украинского кристаллического щита комплексом геологических и геофизических методов.— В кн.: Геофизические исследования при геологическом картировании. Алма-Ата, 1968, с. 150—155.

198. *Ковалевский А. Л.* Биогеохимические методы поисков месторождений цветных металлов. М., ВИЭМС, 1976. 60 с.

199. *Колюбакин В. В., Лапина М. И.* Обзор способов решения прямой и обратной задач магнитной разведки. М., Изд-во АН СССР, 1960. 365 с.

200. *Комаров В. А.* Методы вызванной поляризации — средство поисков рудных месторождений.— В кн.: Применение метода вызванной поляризации при поисках рудных месторождений. М., «Недра», 1964, с. 5—26.

201. *Кондитеров В. Н.* Применение цветовой характеристики пород для корреляционно-стратиграфических целей.— «Информ. сб. ВСЕГЕИ», 1962, № 57, с. 97—101.

202. *Коптев-Дворников В. С.* К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана).— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1962, № 4, с. 63—80.

203. *Коптев-Дворников В. С., Яковлева Е. Б., Петрова М. А.* Вулканические породы и методы их изучения (на примере краснокаменноизмененных вулканогенных пород Казахстана). М., «Недра», 1967. 331 с.

204. *Коптев-Дворников В. С., Яковлева Е. Б., Царева Г. М.* Расслоенное тело автомагматических брекчий кислого состава (Центральный Казахстан).— «Сов. геология», 1971, № 1, с. 31—47.

205. *Копченова Е. В.* Минералогический анализ шлихов. М., Госгеолтехиздат, 1951. 205 с.

206. *Коржинский Д. С.* Физико-химические основы анализа парагенезиса минералов. М., Изд-во АН СССР, 1957. 184 с.

207. *Коровин М. К.* Учение о геологических формациях и его теоретическое и практическое значение.— В кн.: Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях. Т. 1. Новосибирск, Новосиб. книжн. изд-во, 1955, с. 23—43.

208. *Королев А. В., Шехтман Г. А.* Структурные условия размещения послемагматических руд. М., «Недра», 1965. 507 с.

209. *Косов Б. Ф., Червяков М. А.* Определения интенсивности роста оврагов по материалам повторных аэрофотосъемок.— В кн.: География и хозяйство. М., Госгеолтехиздат, 1961. 127 с.

210. *Коссовский А. Г., Шутов В. Д.* Фации регионального эпигенеза и метагенеза.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1963, № 7, с. 3—18.

211. *Косыгин Ю. А.* Основы тектоники нефтяных областей. Под ред. М. Л. Бакирова. М.—Л., Гостоптехиздат, 1952. 509 с.

212. *Косыгин Ю. А.* Тектоника. М., «Недра», 1969. 616 с.

213. *Крамбейн У., Грейбилл Ф.* Статистические модели в геологии. М., «Мир», 1969. 398 с.

214. *Красников В. И.* Основы рациональной методики поисков рудных месторождений. Изд. 2-е. М., «Недра», 1965. 398 с.

215. *Крашенинников Г. Ф.* Принципы выделения и классификации осадочных формаций.— В кн.: Геологические формации. Под ред. В. И. Драгунова. Л., ВСЕГЕИ, 1968, с. 13—16.

216. *Крейтер В. М.* Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых. Ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1960. 331 с.

217. *Кронидов И. И. Использование геофизических методов при изучении разрывных нарушений.*— В кн.: Методические указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Вып. 7. Л., «Недра», 1970, с. 165—178.

218. *Кропоткин П. Н.* Элементарные структуры, их классификация и терминология.— В кн.: Методы изучения тектонических структур, вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1961, с. 3—137.

219. *Крутиховская З. А., Шмидт Н. Г.* Геофизические методы поисков и разведки железорудных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1961. 78 с.

220. *Крутоярский М. А.* О рациональном методе составления шлиховых карт.— «Труды ЯФ СО АН СССР. Сер. геол.», 1963, № 9, с. 155—178.

221. *Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.

222. *Кульчицкий Л. И.* О применении метода красителей в минералогическом анализе глин и пути практического использования цветных реакций глин с органическими красителями. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1961, № 2, с. 90—111.

223. *Кумбс Д. С.* Минеральные фации низких ступеней метаморфизма в Новой Зеландии.— В кн.: Труды 21-го Международного геологического конгресса. Вып. 2. М., ИЛ, 1963, с.146—166.

224. *Купчинский Е. П.* О выделении докембрийских куполовидных структур геофизическими методами.— В кн.: Геофизический сборник. Вып. 16. Киев, «Наукова думка», 1966, с. 58—62.

225. *Кутейников Е. С.* Применение аэрофотоснимков для анализа тектонического строения междуречья Оленёка, Мархи, Муны и Линдэ.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. 1962, с. 108—118.

226. *Кутырев Э. И.* Условия образования и интерпретации косой слоистости. Л., «Недра», 1968. 126 с.

227. *Кухаренко А. А.* Минералогия россыпей. М., Госгеолтехиздат, 1961. 318 с.

228. *Куцев Ю. С.* О некоторых сторонах петрогенетической роли отношения Fe_2O_3 : FeO в магматических горных породах.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1964, № 11, с. 63—67.

229. *Лаврушин Ю. А.* Строение и формирование основных морен материковых оледенений.— «Труды ГИН АН СССР», 1976, вып. 288. 237 с.

230. *Ланг А. Х.* О размещении месторождений и рудопроявлений урана в Канаде. Пер. с англ. М., ОНТИ ВИЭМС, 1959, вып. 11, с. 16—38.

231. *Ларсен Е., Берман Г.* Определение прозрачных минералов под микроскопом. Изд. 2-е, доп. Под ред. В. П. Петрова, М., «Недра», 1965. 307 с.

232. *Лахи Ф.* Полевая геология. Пер. с англ. Под ред. Г. Ф. Лунгерсгаузена. М., «Мир», 1966. 482 с.

233. *Левинсон А. А.* Введение в поисковую геохимию. М., «Мир», 1976. 498 с.

234. *Ли П. Ф., Певзнер* В. С. Геология и металлогения кор выветривания Зауралья. Л., «Недра», 1968. 121 с. (Труды ВСЕГЕИ, т. 159).

235. *Либрович Л. С.* Карбонатные породы. — В кн.: Методические указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000, вып. 1. Под ред. А. С. Кумпана. Л., «Недра», 1969, с. 35—37.

236. *Либрович В. Л., Овечкин Н. К.* Задачи и правила изучения и описания стратотипов и опорных стратиграфических разрезов. М., Госгеолтехиздат, 1963. 27 с.

237. *Литвин П. А., Рыбаков М. Б.* Опыт геологической съемки складчатого комплекса в районах двухъярусного строения в Павлодарском Прииртышье.— «Экспресс-информация ВИЭМС. Сер. общ. и регион. геология, геол. картирование», 1974, № 7, с. 19—40.

238. *Логачев А. А.* Методическое руководство по аэромагнитной съемке. М., Госгеолтехиздат, 1955. 147 с.

239. *Логачев А. А.* Магниторазведка. Изд. 3-е, испр. и доп. Л., «Недра», 1968. 295 с.

240. *Логвиненко Н. В.* Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., «Наука», 1968. 92 с.

241. *Логвиненко Н. В.* Хроматические реакции при определении карбонатных минералов.— В кн.: Методы изучения осадочных пород. Т. 1. Под ред. Н. М. Страхова. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 182—185.

242. *Логвиненко Н. В., Каплан М. Е.* Французские исследования постдиагенетических преобразований глинистых минералов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», № 8, 1974, с. 91—98.

243. *Лодочников В. Н.* Главнейшие породообразующие минералы. Изд. 4-е. М., Госгеолтехиздат, 1955. 248 с.

244. *Лоули Д., Максвелл А.* Факторный анализ как статистический метод. М., «Мир», 1967. 144 с.

245. *Лукьянов А. В., Щерба И. Г.* Парагенетический анализ структур как основа тектонического районирования и составления среднемасштабных структурных карт складчатых областей.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 5. М., «Наука», 1972, с. 15—24.

246. *Ляхович В. В.* Рациональная методика извлечения акцессорных минералов из гранитоидов. М., «Недра», 1966. 47 с.

247. *Магакьян И. Г.* Рудные месторождения. 2-е изд. доп. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1961. 548 с.

248. *Македонов А. В.* Корреляции разрезов с помощью конкреций.— В кн.: Методы изучения осадочных пород. Т. 2. Под ред. Н. М. Страхова. М., Изд-во АН СССР, 1957, с. 504—517.

249. *Македонов А. В.* Рекомендуемый порядок и организация работ по корреляции разрезов.— В кн.: Методы корреляции угленосных толщ и синонимики угольных пластов. Л., «Наука», 1968, с. 361—366.

250. *Македонов А. В., Зарицкий П. В.* Конкреции и конкреционный анализ. Там же, с. 234—260.

251. *Малеев Е. Ф.* О картировании разрывных нарушений в вулканических областях.— «Сов. геология», 1960, № 10, с. 141—143.

252. *Малюга Д. П.* Биогеохимический метод поисков рудных месторождений. (Принцип и практика поисков). М., Изд-во АН СССР, 1963. 264 с.

253. *Манилов Ф. И.* Опыт применения магнитной съемки высокой точности при картировании зон щелочного метасоматоза.— В кн.: Геофиз. сборник. Вып. 4(6). Изд-во АН УССР, 1963, с. 109—111.

254. *Маракушев А. А.* Факторы минеральных равновесий при метаморфизме.— «Геология и геофизика», 1961, № 4, с. 3—12.

255. *Маракушев А. А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965. 327 с.

256. *Маракушев А. А.* Петрология метаморфических горных пород. М., Изд-во МГУ, 1973. 322 с.

257. *Маркевич В. П., Гурари Ф. Г.* К проекту стратиграфической схемы мезозойских и третичных отложений Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. Л., Гостоптехиздат, 1957, с. 129—139.

258. *Марков К. К.* О горных денудационных поверхностях и их происхождении.— В кн.: Вопросы географии. Вып. 3. Л., 1947, с. 121—136.

259. *Мармо В.* О возможной генетической связи оруденения с сульфидоносными сланцами.— В кн.: Труды XXI Международной геологической конференции. Вып. 3. М., «Мир», 1964, с. 408—411.

260. *Мартынов В. А.* Стратификация морских палеогеновых отложений на юге Западно-Сибирской равнины.— В кн.: Морской и континентальный палеоген Сибири. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 45—56.

261. *Мархинин Е. К.* Вулканы острова Кунашир.— «Труды Лабор. вулканологии АН СССР», 1959, вып. 17, с. 64—155.

262. *Марфунин А. С.* Некоторые результаты изучения полевых шпатов в связи с процессами их упорядочения.— В кн.: Вопросы магматизма и металлогении СССР. Ташкент, Изд-во АН УзбССР, 1958, с. 329—335.

263. *Масайтис В. Л.* Астроблемы на территории СССР.— «Сов. геология», 1975, № 11, с. 52—64.

264. *Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В.* Попигайский метеоритный кратер. М., «Наука», 1975, с. 1—124.

265. *Маслов А. П.* О способах захоронения биогермов. На примере артикских образований р. Силвы.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1964, № 5, с. 45—60.

266. *Меннер В. В.* Биостратиграфические основы сопоставления морских, лагунных и континентальных свит. М., Изд-во АН СССР, 1962. 375 с.

267. *Мельников Е. С.* Географические, геофизические и геологические методы инженерно-геологической съемки в области развития многолетнемерзлых пород и вопросы их комплексирования. М., «Недра», 1969. 336 с.

268. *Методика* полевых геоботанических исследований. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1938. 214 с.

269. *Методика* картирования погребенных палеозойских отложений в Южном Казахстане.— В кн.: Геофизические исследования при геологическом картировании. Алма-Ата, 1968, с. 85—92. Авт.: В. А. Быкадоров, Н. Г. Давыдов, Ф. М. Ибрагимов, В. И. Лук-Зильберман.

270. *Методические* рекомендации по геологической съемке в мелком и среднем масштабе шельфа Советской Арктики. Л., НИИГА, 1975. 47 с. Авт.: Ф. Г. Марков, Н. И. Куликов, Н. Н. Лапина и др.

271. *Методические* указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Вып. 1—13. Под ред. А. С. Кумпана. Л., «Недра», 1969—1972.

272. *Методическое* руководство по геологической съемке и поискам. Под ред. А. С. Музылева. М., Госгеолтехиздат, 1954. 504 с.

273. *Методическое* руководство по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Т. 1, 2. Л., «Недра», 1974. Т. 1, 519 с., Т. 2, 255 с.

274. *Методическое* руководство по геологическому картированию метаморфических комплексов. Под ред. В. А. Николаева. М., Госгеолтехиздат, 1957. 451 с. Авт.: В. А. Николаев, Н. Г. Горлов, К. А. Шуркин и др.

275. *Метод* изучения неотектоники при съемке четвертичных отложений.— В кн.: Краткое полевое руководство по комплексной геологической съемке четвертичных отложений. М., Изд-во АН СССР, 1957. 202 с. Авт.: Н. И. Апухтин, Т. Б. Багрецова, С. Г. Боч и др.

276. *Методические* указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Вып. 11. Л., «Недра», 1972. 280 с. Авт.: Е. Е. Белякова, Н. Н. Васильева, Л. И. Грабовская и др.

277. *Методы* рудной геофизики. Л., ВИРГ, 1968. 335 с.

278. *Методическое* руководство по изучению планетарной трещиноватости и линеаментов. Л., Изд-во ЛГУ, 1977. 136 с.

279. *Милеев В. С.* Кинематические условия формирования глубинной складчатости и тектоника протерозойского Майтюбинского антиклинория.— В кн.: Геология и тектоника докембрия Центрального Казахстана. М., Изд-во МГУ, 1976, с. 179—365.

280. *Миллер Р. Л., Кан Дж. С.* Статистический анализ в геологических науках. М., «Мир», 1965. 482 с.

281. *Миллер Ю. В.* Основные принципы определения разновозрастности и последовательности развития структурных форм.— «Геотектоника», 1976, № 6, с. 99—108.

282. *Миллер В., Миллер К.* Аэрофотогеология. Пер. с англ. Под ред. Г. Ф. Лунгерсгаузена. М., «Мир», 1964. 290 с.

283. *Милло Ж.* Геология глин. Пер. с франц. Под ред. А. Г. Коссовской. Л., «Недра», 1968. 583 с.

284. *Мильнер Г. Б.* Петрография осадочных пород. Т. 1. М., «Недра», 1968. 500 с.

285. *Минасян Р. С.* Новые данные о характере подлавового рельефа северной части Чегамского вулканического нагорья.— «Изв. АН АрмССР», 1965, т. 18, № 3—4, с. 49—53.

286. *Миркина С. Л., Герлинг Э. К., Шуколюков Ю. А.* Определение абсолютного возраста щелочных комплексов Среднего Урала свинцово-изотопным и калий-аргоновым методами.— «Геохимия», 1962, № 8, с. 643—648.

287. *Миронюк Е. П., Любимов Б. К., Магнушевский Э. Л.* Опыт средне- и крупномасштабной геологической съемки метаморфических комплексов докембрия Алданского щита.— В кн.: Тезисы докладов год. сессии Учён. совета ВСЕГЕИ (15—17 апреля 1969 г.). Л., ВСЕГЕИ, 1969, с. 20—21.

288. *Мирошниченко В. П.* Такыры как индикаторы новейших тектонических движений в песчаных пустынях Средней Азии.— «Труды ЛАЭМ», 1960, т. 9, с. 3—39.

289. *Мирошниченко В. П.* Современное состояние теории и практики ландшафтного дешифрирования аэроснимков.— В кн.: Теория и практика дешифрирования аэроснимков. М.—Л., «Наука», 1966, с. 73—94.

290. *Михайлов А. Е.* Структурная геология и геологическое картирование. Изд. 3-е. М., «Недра», 1973. 432 с.

291. *Михайлов А. Е.* Полевые методы изучения трещин в горных породах. М., Госгеолтехиздат, 1956. 132 с.

292. *Михайлов А. Е., Рамм Н. С.* Аэрометоды при геологических исследованиях. М., «Недра», 1975. 198 с.

293. *Миясиро А.* Метаморфизм и метаморфические пояса. М., «Мир», 1976. 535 с.

294. *Мнацаконян А. Х.* Акцессорно-минералогические и геохимические особенности меловых вулканических серий Северной Армении как индикаторы комагматичности и металлогенической специализации вулканических комплексов. М., «Недра», 1965. 78 с.

295. *Моралев В. М., Чешихина К. Г.* Опыт составления поминеральных шлиховых карт. М., Госгеолтехиздат, 1962, с. 13—15.

296. *Морозов В. Г.* Определение источников сноса кварцевого материала осадочных пород термолюминесцентным методом.— В кн.: Вопросы геохимии, минералогии, петрологии и рудообразования. Киев, «Наукова думка», 1974, с. 198—199.

297. *Морфоструктурные* методы изучения тектоники закрытых платформенных нефтегазоносных областей. Л., «Недра», 1968. 151 с. Авт.: И. Г. Гольбрайх, В. В. Забалуев, А. Н. Ласточкин и др.

298. *Мурхауз В.* Практическая петрография. Пер. с англ. Под ред. В. П. Петрова. М., ИЛ, 1963. 480 с.

299. *Мяниль Р. М., Рубель М. П.* Ассоциации кислотно-устойчивых микрофоссилий ордовика и силура Прибалтики.— В кн.: Тезисы докладов 15-й сессии Всесоюзного палеонтологического общества. Л., «Недра», 1969, с. 60—63.

300. *Нагата Т.* Магнетизм горных пород. М., «Мир», 1965. 347 с.

301. *Наливкин Д. В.* Учение о фациях. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1956. Т. 1. 534 с. Т. 2. 393 с.

302. *Наливкин В. Д.* Условные обозначения и методические указания по составлению атласа литолого-палеогеографических карт СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962. 36 с.

303. *Наливкин В. Д., Ронов А. Б., Хаин В. Е.* Основные принципы составления литолого-фациальных карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления.— В кн.: Труды V Всесоюзного литологического совещания. Т. 1. Новосибирск, Изд-во АН СССР, 1963, с. 25—41.

304. *Нейман В. Б.* Вопросы методики палеотектонического анализа в платформенных условиях. М., Госгеолтехиздат, 1962. 86 с.

305. *Непомнящих А. А.* Интерпретация геофизических аномалий. Некоторые принципы комплексного геологического толкования геофизической аномалии методом сравнений. Л., «Недра», 1964. 284 с.

306. *Немцович В. М.* Классификация интрузивных пород.— В кн.: Методические указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Вып. 3. Л., «Недра», 1972, с. 7—13.

307. *Немцович В. М.* Классификация интрузивных формаций и некоторые закономерности развития магматизма.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 7, с. 3—10.

308. *Немцович В. М.* Геологические формации. Лекции на курсах повышения квалификации при ВСЕГЕИ. Л., «Недра», 1974. 34 с.

309. *Немцович В. М.* Структурно-фациальные формы проявления гипербазитов.— «Геология и разведка», 1975, № 2, с. 70—76.

310. *Немцович В. М.* Определение глубины эрозионного среза интрузивов. Л., «Недра», 1976. 24 с.

311. *Нестеренко Г. В.* Происхождение россыпных месторождений. Новосибирск, «Наука», 1977. 309 с.

312. *Никитин В. П.* Палеокарпологический метод. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1969. 81 с.

313. *Никитин К. К.* Классификация кор выветривания и связанных с ними месторождений полезных ископаемых.— В кн.: Кора выветривания. Вып. 10. М., 1968, с. 30—51.

314. *Никитина Л. Г.* Геологическое строение девонского вулканического аппарата в горах Машан на Енгизе.— «Изв. АН КазССР. Сер. геол.», 1959, вып. 3(36), с. 27—40.

315. *Николайсен Л. О.* Графическая интерпретация расходящихся значений возраста метаморфизованных пород.— В кн.: Вопросы геохронологии. М., ИЛ, 1963, с. 54—62.

316. *Огородников В. Д.* К вопросу о применении микромагнитной съемки при *геологическом картировании средних масштабов.*— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской обл. Вып. 2. М., «Недра», 1966, с. 221—229.

317. *О закономерностях* пространственного размещения редкометального оруденения в зависимости от формы и внутреннего строения гранитных массивов (на примере Центрального Казахстана).— «Геология рудных месторождений», 1975, № 3, с. 104—109. Авт.: А. А. Духовский, В. Ф. Николаев, Н. Г. Бузкова и др.

318. *Озеров К. Н.* О зависимости формы кристаллов корунда от химического состава среды.— «Докл. АН СССР», 1945, т. 10, 7, № 1, с. 51—55.

319. *Озеров И. М.* Шлиховая съемка и анализ шлихов. Л., Гостоптехиздат, 1959. 377 с.

320. *Олейников А. Н., Романовский С. И.* Проективный метод контроля корреляции осадочных толщ. Л., ВСЕГЕИ, 1973. 22 с.

321. *О повышении* эффективности геологического картирования.— «Сов. геология», 1972, № 11, с. 120—124. Авт.: Г. В. Гальперов, А. С. Гринсон, Г. С. Кропачев, П. А. Литвин.

322. *Опыт* изучения интрузивных образований при глубинном геологическом картировании.— «Экспресс-информация ВИЭМС. Сер. общ. и регион. геология, геол. картирование», 1974, № 5, с. 1—14. Авт.: Е. А. Мазина, А. И. Райхлин, М. Б. Шаренков, М. Б. Рыбаков.

323. *Опыт* изучения осадочных и вулканогенных пород при глубинном геологическом картировании.— Там же, с. 14—25. Авт.: Л. Х. Казимирова, П. А. Литвин, Е. А. Мазина, М. Б. Рыбаков.

324. *Опыт* использования результатов объемного картирования гранитных массивов для прогнозной оценки редкометального оруденения.— В кн.: Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях. Л., 1973, с. 46—49. Авт.: А. А. Духовский, В. Ф. Николаев, Н. Г. Бузкова и др.

325. *Орлова Л. И., Амшинский Н. Н., Маринч И. В.* Распределение акцессорных минералов и элементов в зависимости от состава среды и формы залегания массивов.— «Сов. геология», 1968, № 8, с. 126—131.

326. *Основные* положения организации и производства геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 (1 : 25 000). М., «Недра», 1968. 56 с.

327. *Основные* положения организации и проведения глубинного геологического картирования. М., 1976. 40 с.

328. *Основные* требования к содержанию и оформлению обязательных геологических карт масштаба 1 : 50 000 (1 : 25 000). Л., «Недра», 1977. 119 с.

329. *Павлова В. В., Иванова А. А., Михайлова Ю. И.* Многомерный статистический анализ химизма юрских магматических формаций Восточного Забайкалья для выявления их рудоносности.— «Зап. Заб. филиала геогр. о-ва СССР», 1972, вып. 69, с. 75—78.

330. *Панов Ю. Г.* Общая геоморфология. М., «Высшая школа», 1966. 425 с.

331. *Певзнер В. С.* Оценка изменения пород при определении перемещения ее в корах выветривания.— В кн.: Вопросы петрохимии. Л., 1969, с. 185—188.

332. *Певзнер В. С.* Методы изучения кор выветривания при крупномасштабной геологической съемке. Л., «Недра», 1974. 30 с.

333. *Пейсиков Ю. В.* Методика и техника проведения радиометрических съемок в морских условиях. Автореф. дис. М., 1965. 16 с.

334. *Перельман А. И.* Геохимия ландшафта. М., «Высшая школа», 1977. 392 с.

335. *Перчук Л. Л., Павленко А. С.* Влияние температуры на распределение некоторых изоморфных компонентов между существующими минералами щелочных пород.— «Геохимия», 1967, № 9, с. 1063—1082.

336. *Петрусевич Н. И.* Аэрометоды при геологических исследованиях. Под ред. А. А. Богданова. М., Госгеолтехиздат, 1962. 407 с.

337. *Петрусевич Н. И.* Аэрофотосъемка при структурно-геоморфологических исследованиях.— В кн.: Структурно-геоморфологические исследования в Прикаспии. Л., Гостоптехиздат, 1962, с. 19—59.

338. *Писарчик Я. К.* Гипсы и ангидриты.— В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т. 2. Под ред. Л. Б. Рухина. Л., Гостоптехиздат, 1958, с. 321—344.

339. *Плотникова М. И., Салтыков О. Г.* Принципы и методика составления среднемасштабных минерагенических и прогнозных карт алмазных россыпей Западной Якутии.— «Сов. геология», 1968, № 1, с. 78—91.

340. *Плюснин К. П.* Методика изучения тектонических структур складчатых поясов (на примере Урала). Пермь, Изд-во Пермск. гос. ун-та, 1971. 218 с.

341. *Полевая* геоботаника. Т. 1. Под ред. Е. М. Лавренко и А. А. Корчагина. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1959. 444 с.

342. *Полевая* геоботаника. Т. 3. Под ред. Е. М. Лавренко и А. А. Корчагина. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1964. 530 с.

343. *Полевая Н. И.* Требования к образцам, отобранным для определения абсолютного возраста. О геологической интерпретации данных радиологических методов.— В кн.: Материалы к III семинару по методам определения абсолютного возраста минералов и горных пород. Л., 1967, с. 196—207.

344. *Поликарпочкин В. В., Поликарпочкина Р. Т.* Биогеохимические поиски месторождений полезных ископаемых. М., «Наука», 1964. 106 с.

345. *Полынов Б. Б.* Коры выветривания (Процессы выветривания. Основные фазы коры выветривания и их распределение). М., Изд-во АН СССР, 1934. 240 с.

346. *Попов В. И., Макаров С. Д., Филиппов А. А.* Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования. Л., Гостоптехиздат, 1963. 714 с.

347. *Пособие* по фотограмметрическим работам при геологическом дешифрировании. М., «Недра», 1967. 102 с. Авт.: В. М. Воевода, В. Н. Глиндзич, Л. М. Циккель и др.

348. *Предовский А. А.* Реконструкция первичного состава метаморфизованных супракрустальных образований по петрогенным элементам.— В кн.: Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия северо-восточной части Балтийского щита. Л., «Наука», 1971, с. 17—28.

349. *Применение* новых видов аэросъемок при геологических исследованиях. Л., «Недра», с. 72—81.

350. *Принципы* гидрохимического анализа и прогнозная оценка территорий на рудные полезные ископаемые.— В кн.: Проблемы региональной металлогении и эндогенного минералообразования. Л., «Недра», 1968, с. 173—197. Авт.: Е. Е. Белякова, Т. Ф. Кронидова, С. М. Шапиро и др.

351. *Принципы* изучения тонкодисперсных минералов.— В кн.: Методы изучения осадочных пород. Т. 1. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 380—442. Авт.: С. И. Берхин, М. Р. Викулова, Б. Б. Звягин и др.

352. *Принципы* геологического картирования интрузивных и эффузивных формаций. Отв. ред. Е. К. Устиев. М., Госгеолтехиздат, 1960. 342 с.

353. *Пустовалов Л. В. Осадочные полезные ископаемые — основа минерально*-сырьевых ресурсов.— В кн.: Успехи в изучении осадочных полезных ископаемых в СССР. М., «Недра», 1967, с. 3—16.

354. *Пустовалов Л. В.* Петрография осадочных пород. Ч. 1. и 2. М.—Л., Гостоптехиздат, 1940. Ч. 1, 420 с., ч. 2, 476 с.

355. *Разумова В. Н., Херасков Н. П.* Геологические типы кор выветривания и примеры их распространения на Южном Урале.— «Труды ГИН АН СССР», 1963, вып. 77, 120—139 с.

356. *Разумовская Е. Э.* Соляные породы. — В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т. 2. Под ред. Л. Б. Рухина. Л., Гостоптехиздат, 1958, с. 344—372.

357. *Ракчеев А. Д.* Термолюминесценция минералов и горных пород и ее значение для геологии.— «Геология рудных месторождений», 1962, № 5, с. 84—95.

358. *Раст Н.* Образование центров кристаллизации и рост метаморфических минералов.— В кн.: Природа метаморфизма. Пер. с англ. Под ред. В. П. Петрова. М., «Мир», 1967, с. 78—108.

359. *Ратеев М. А.* Исследование глинистых пород с помощью органических красителей и спектрофотометрии.— В кн.: Методы изучения осадочных пород. Т. 1. Под ред. Н. М. Страхова. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 384—395.

360. *Резников А. А., Муликовская Е. П., Соколов И. Ю.* Методы анализа природных вод. Изд. 3-е, доп. и перераб. М., «Недра», 1970. 488 с.

361. *Ритман А.* Вулканы и их деятельность. Пер. с нем. М., «Мир», 1964. 437 с.

362. *Родионов Д. А.* Статистические методы разграничения геологических объектов по комплексу признаков. М., «Недра», 1968. 158 с.

363. *Родионов Д. А.* Функции распределения содержаний элементов и минералов в изверженных горных породах. М., «Наука», 1964. 102 с.

364. *Родионов Д. А.* К вопросу о логнормальном распределении содержания элементов в породах.— «Геохимия», 1961, № 4, с. 368—372.

365. *Рожков И. С., Шафеев Х. А. Опробование на алмазы разведываемых и разрабатываемых* россыпей.— В кн.: Материалы по геологии золота и платины. Якутск, Якут. книжн. изд-во, 1953, с. 136—166.

366. *Рожков И. С.* Основы методики разведки россыпей. Якутск, Якут. книжн. изд-во, 1959. 92 с.

367. *Розинов М. И., Рундквист Д. В.* Опыт выделения формаций вулканогенных пород по структурно-вещественным признакам.— «Зап. Всесоюз. минер. о-ва», 1976, ч. 105, вып. 3, с. 295—315.

368. *Розен О. М., Сидоренко С. А., Белизнюченко Л. М.* К вопросу о формационном анализе докембрийских метаморфических комплексов.— «Сов. геология», 1972, № 3, с. 44—56.

369. *Розен О. М.* Метаморфические породы основного состава, проблема происхождения и индикации генетических типов.— В кн.: Литология и полезные ископаемые докембрия Сибири и Дальнего Востока. М., 1973, с. 71—78.

370. *Роль* и возможности сейсморазведки КМПВ и высокоточной гравиразведки в геологическом изучении закрытых территорий, обрамляющих хр. Каратау.— В кн.: Поиски глубоко залегающих рудных месторождений. Алма-Ата, 1972, с. 11—13. Авт.: В. И. Лук-Зильберман, Ф. М. Ибрагимов, Н. Г. Давыдов и др.

371. *Ронов А. Б., Лобач-Жученко С. Б., Мигдисов А. А.* Региональный метаморфизм и проблемы эволюции химического состава осадочных пород.— В кн.: Проблемы геологии раннего докембрия. Л., «Наука», 1977, с. 84—109.

372. *Ронов А. Б., Хлебникова З. В.* Химический состав важнейших генетических типов глин.— «Геохимия», 1957, № 6, с. 449—469.

373. *Садыков А. М.* Идеи рациональной стратиграфии. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1974. 160 с.

374. *Салоп Л. И.* Докембрий СССР.— В кн.: Доклады советских геологов на XXIII сессии МГК. Проблема 4. Л., «Наука», 1968, с. 5—15.

375. *Саттон Дж.* Современные представления о факторах, контролирующих метаморфизм.— В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967, с. 24—48.

376. *Салтыков О. Г., Скриплева Г. И.* Эволюция зерен пикроильменита в потоковых отложениях Малоботуобинского района.— «Геология и геофизика», 1973, № 2, с. 112—117.

377. *Саркисов Г. А.* Аппаратура и методы измерений в морской электроразведке.— «За технический прогресс», 1962, № 10, с. 3—8.

378. *Сауков А. А.* Геохимия. М., Госгеолиздат, 1950. 346 с.

379. *Сахновский М. Л., Нарымский Э. Л., Сахновская Т. П.* Геохимические критерии никеленосности основных-ультраосновных массивов Мончегорского района.— В кн.: Математические методы в геологии. Львов, Изд-во Львов. гос. ун-та, 1973, с. 47—49.

380. *Сахновский М. Л.* Использование периодичности распределения рудных объектов при количественном прогнозировании и определении поисковой стратегии.— В сб.: Симметрия структур геологических тел. Вып. 2. М., 1976, с. 115—117.

381. *Сахновский М. Л., Мазина Е. А., Ногинова И. А.* Новый подход к использованию петрохимических данных при корреляции интрузивных комплексов.— В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Свердловск, 1974, с. 123—125.

382. *Семенко Н. П.* Метаморфизм подвижных зон. Изд. 2-е, доп. и перераб. Киев, «Наукова думка», 1966. 298 с.

383. *Семенов А. И.* Структурно-металлогенические зоны (о закономерностях пространственного распределения эндогенных минеральных месторождений в складчатых областях). Л., ОНТИ ВСЕГЕИ, 1957, с. 111—128.

384. *Семенов А. С.* Комбинированное профилирование в применении к проводящим жилам.— «Разведка недр», 1947, № 6, с. 45—49.

385. *Семенов А. С.* Электроразведка методом естественного электрического поля. Л., «Недра», 1968. 380 с.

386. *Сергеев Л. А.* Ультразвуковое эхолотирование для геофизических целей.— В кн.: Прикладная геофизика. Вып. 20. М., Гостоптехиздат, 1958, с. 141—154.

387. *Сердюченко Д. П., Яницкий А. Л.* Осадочные железные породы и железные руды.— В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т. 2. Под ред. Л. Б. Рухина. Л., Гостоптехиздат, 1958, с. 234—243.

388. *Сердюченко Д. П.* Докембрийские метаморфизованные коры выветривания и их геохимические и минералого-петрографические особенности.— В кн.: Доклады советских геологов на XXIII сессии МГК. Проблема 4. Геология докембрия. М., «Наука», 1968, с. 212—217.

389. *Сидоренко А. В., Лунева О. Н.* К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961. 198 с.

390. *Сидоренко А. В., Теняков В. А., Розен О. М.* Пара- и ортоамфиболиты докембрия. М., «Наука», 1972. 209 с.

391. *Скарлыгина М. Д.* Биогеохимический метод выявления геохимических аномалий.— В кн.: Геохимия ландшафта Юго-Восточного Зауралья. Л., Изд-во ЛГУ, 1968, с. 135—150.

392. *Скрипченко Н. С.* Об использовании подушечных лав для расширения структуры рудного поля.— «Геология и разведка», 1961, № 7, с. 99—103.

393. *Скуридин С. А., Захаров В. И.* Использование метода сопоставления моделей для прогнозирования рудных месторождений.— В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971, с. 170—171.

394. *Слатвинская Е. А.* Цикличность в угленосном карбоне Карагандинского бассейна.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 173, № 1, с. 168—169.

395. *Смыслов А. А.* Геохимические методы исследования осадочных отложений.— В кн.: Методические указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Вып. 1. Под ред. А. С. Кумпана. Л., «Недра», 1969, с. 240—251.

396. *Соболев В. С.* Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, «Наука», 1976. 168 с.

367. *Соботович Э. В., Гращенко С. М.* К вопросу о возможности определения возраста пород по содержанию в них урана, тория и изотопов свинца.— «Бюл. ко-

миссии АН СССР по определению абсолютного возраста геол. формаций», 1962, вып. 5, с. 63—71.

398. *Соколов Б. Н.* Методика опробования и обработки проб при поисках циркон-ильменит-рутиловых россыпей.— «Изв. Карельского и Кольского филиала АН СССР», 1959, № 3, с. 38—47.

399. *Соколов К. П.* Геофизические методы разведки. Л., «Недра», 1966. 464 с.

400. *Соколов П. В.* Изучение кливажа.— В кн.: Методическое руководство по геологической съемке и поискам. Под ред. С. А. Музылева. М., Госгеолтехиздат, 1954, с. 54—57.

401. *Сочава В. Б.* Изучение флоры и растительности.— В кн.: Справочник путешественника и краеведа. Т. 2. М., Географгиз, 1950, с. 463—490.

402. *Спенсер Д., Дегенс Э., Кульбицки Дж.* Факторы, управляющие распределением элементов в осадках.— В кн.: Распространенность элементов в земной коре. М., «Мир», 1972, с. 211—228.

403. *Справочник* по вероятностным расчетам. М., Воениздат, 1970. 15 с.

404. *Старосельцев В. С.* Применение валунно-поискового метода при открытии Талнахского месторождения медно-никелевых руд.— В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., 1965, с. 453—461.

405. *Стайлс В.* Микроэлементы в жизни растений и животных. М., ИЛ, 1949. 185 с.

406. *Столпнер М. Н.* Оценка информативности геофизических признаков для обоснования методики крупномасштабного геолого-геофизического картирования.— В кн.: Методы разведочной геофизики. Вып. 15. Л., «Недра», 1972, с. 101—110.

407. *Столпнер М. Н., Фундер Г. Г.* Методика комплексной геологической съемки закрытых районов Зауралья.— «Разведка и охрана недр», 1967, № 7, с. 36—40.

408. *Страхов Н. М.* Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947. 266 с.

409. *Стратиграфический* кодекс СССР (временный свод правил и рекомендаций). Л., «Недра», 1977. 79 с.

410. *Судовиков Н. Г.* Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л., Изд-во ЛГУ, 1964. 550 с.

411. *Сукачев В. Н., Зонн С. В., Мотовилов Г. В.* Методические указания к изучению типов леса. М., Изд-во АН СССР, 1957. 115 с.

412. *Суйне О. Э.* Определение микроэлементов в почвах и растениях спектральным методом.— В кн.: Определение микроэлементов в биологических объектах. Рига, «Зинатне», 1968, с. 115—132.

413. *Теодорович Г. И.* Осадочные геохимические фации.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1947, т. 22, № 1, с. 3—24.

414. *Теоретические* основы поисков и разведки твердых полезных ископаемых. Т. 1—2. М., «Недра», 1968. 431 с.

415. *Тернер Ф.* Эволюция метаморфических пород. Пер. с англ. Под ред. В. А. Николаева. М., ИЛ, 1951, 284 с.

416. *Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Петрология изверженных и метаморфических пород. Пер. с англ. Под ред. В. П. Петрова. М., ИЛ, 1961. 592 с.

417. *Тимофеев Б. В.* Микрофитофоссилии докембрия и их диагенетическое и современное залегание.— В кн.: Доклады советских геологов на XXIII сессии МГК. Проблема 4. Л., «Наука», 1969, с. 95—99.

418. *Ткалич С. М.* Практическое руководство по биогеохимическому методу поисков рудных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1959. 52 с.

419. *Ткалич С. М. Фитогеохимический метод поисков месторождений полезных* ископаемых. Л., «Недра», 1970. 175 с.

420. *Требования* к содержанию и результатам геологоразведочных работ по этапам и стадиям. Твердые полезные ископаемые. М., «Недра», 1967. Ч. I, 472 с. Ч. II, 290 с.

421. *Требования* по применению геофизических методов и использованию геофизических материалов при геологосъемочных работах масштаба 1 : 50 000 в рудных районах Казахстана. Алма-Ата, 1972. 44 с.

422. *Трегер В. Е.* Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Пер. с нем. Под ред. Н. Д. Соболева. М., Госгеолтехиздат, 1968. 184 с.

423. *Трушков Ю. Н., Тимофеев В. И., Избеков Э. Д.* Основные особенности золотоносности Вилюйской синеклизы.— В кн.: Проблемы геологии россыпей. Магадан, 1970, с. 306—314.

424. *Уманец В. Н., Плотникова М. И.* К вопросу об оптимальном режиме отмывки шлихов при поисках алмаза.— В кн.: Материалы ВСЕГЕИ, Вып. 40. Л., 1960, с. 173—181.

425. *Урумов Ю. Д., Галкин Н. А.* Методика полевой геологической документации на перфокартах при поисковых работах на алмазы в Якутии. Иркутск, Изд. Вост.-Сиб. НИИГГиМС, 1974. 32 с.

426. *Устиев Е. К.* Некоторые петрологические и геологические аспекты проблемы игнимбритов.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1961, № 11, с. 3—15.

427. *Утюшев В. А.* Использование перфокарт ручной сортировки при полевой геологической документации.— В кн.: Материалы по стратиграфии и палеонтологии Зап. Сибири. Томск, Изд-во Томск. гос. ун-та, 1974, с. 148—153.

428. *Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж.* Метаморфические реакции и метаморфические фации. Пер. с англ. Под ред. Д. С. Коржинского. М., Ил. 1962. 414 с.

429. *Фации* метаморфизма. Под ред. В. С. Соболева. М., «Недра», 1970. 432 с. Авт.: Н. Л. Добрецов, В. С. Соболев, Н. В. Соболев.

430. *Федкова Т. А.* О некоторых признаках первично-осадочных текстур в породах гранулитовой формации Кольского полуострова.— В кн.: Древние осадочные вулканогенные и металлические комплексы Кольского полуострова. М.—Л., «Наука», 1966, с. 196—206.

431. *Федюк В. И.* Микромагнитная съемка и ее геологические возможности. М., Госгеолтехиздат, 1958. 64 с.

432. *Ферсман А. Е.* Геохимия. Л., Изд-во ОНТИ, т. 1, 1933. 328 с. Т. 2, 1934. 354 с. Т. 3, 1937. 503 с. Т. 4, 1939. 356 с.

433. *Физические* основы и технические средства аэрометодов. Л., «Наука», 1967. 379 с.

434. *Физические* свойства горных пород и полезных ископаемых. (Петрофизика). Справочник геофизика. М., «Недра», 1976. 527 с.

435. *Философов В. П.* Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов, 1975. 232 с.

436. *Фролова Н. В.* Об условиях осадконакопления в архейской эре.— «Труды Иркутск. гос. ун-та», 1951, сер. геол., т. 5, вып. 2, с. 3—68.

437. *Хабаков А. В.* Косая слоистость осадочных толщ как показатель условий их образования.— «Природа», 1951, № 4, с. 38—44.

438. *Хабаков А. В.* Наблюдения над ориентировкой обломочных зерен и первичных включений.— В кн.: Методическое руководство по геологической съемке и поискам. Под ред. С. А. Музылева. М., Госгеолтехиздат, 1954, с. 113—120.

439. *Хабаков А. В.* Наблюдения над первичными особенностями поверхностей наслоения. Там же, с. 107—113.

440. *Хабаков А. В.* Первичные особенности поверхности наслоения.— В кн.: Методические указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000, вып. 1. Под ред. А. С. Кумпана. Л., «Недра», 1969, с. 67—76.

441. *Хабаков А. В.* Цветовое различие осадочных толщ. Там же. с. 96—106.

442. *Хаин В. Е.* Анализ мощностей.— В кн.: Спутник полевого геолога-нефтяника. Т. 2. Изд. 2-е, доп. и перераб. Под ред. Н. Б. Вассоевича. Л., Гостоптехиздат, 1954, с. 60—63.

443. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М., «Недра», 1964. 479 с.

444. *Харкевич Д. С., Москалева В. Н.* Серии магматических формаций как основа классификации складчатых областей и платформ.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969, с. 29—46.

445. *Хворова И. В.* Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1958. 170 с.

446. *Херасков Н. П., Потемкин К. В., Спицын А. Н.* Некоторые закономерности образования россыпных месторождений редких металлов.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., Госгортехиздат, 1960, с. 63—74.

447. *Хильтова В. Я.* Высокоглиноземистые породы китойской серии (В. Саян), их литология и условия образования. — В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л., «Наука», 1971, с. 96—108.

448. *Хильтова В. Я., Савельев А. А., Шулешко И. К.* Петрохимия филлитов в разных зонах метаморфизма (Северо-Байкальское нагорье).— «Докл. АН СССР», 1969, т. 188, № 1, с. 205—208.

449. *Хокс Х. Е., Уэбб Д. С.* Геохимические методы поисков минеральных месторождений. М., «Мир», 1964. 489 с.

450. *Хорева Б. Я.* Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах.— «Геотектоника», 1966, № 6, с. 64—83.

451. *Цареградский В. А.* Методика высокоточных гравиметрических съемок масштаба 1 : 50 000 и крупнее и геологические задачи, решенные этими съемками в Казахстане.— «Изв. АН КазССР, Сер. геол.», № 1, с. 95—106.

452. *Цветков А. И.* Диагностика и количественные определения минералов осадочных пород с помощью термического анализа.— В кн.: Методы изучения осадочных пород. Т. 1. Ред. Н. М. Страхов. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 421—438.

453. *Чайка В. М.* К методике изучения метаморфических пород.— «Геология и геофизика», 1962, № 12, с. 71—78.

454. *Чатерджи Н. Д.* Альпийский метаморфизм в районе Симплона. Швейцария и Италия. Пер. с англ.:— В кн. Новости зарубежной геологии. Вып. 36. Л., ВСЕГЕИ, 1966. 84 с.

455. *Черноморский М. А.* К методике изучения структур метаморфических комплексов.— «Сов. геология», 1964, № 9, с. 125—127.

456. *Черноморский М. А., Васильева В. И.* Главнейшие вопросы методики изучения метаморфических образований при крупномасштабной геологической съемке. Л., «Недра», 1976. 40 с.

457. *Четвериков С. Д.* Руководство к петрохимическим пересчетам химических анализов горных пород и определению их химических типов. М., Госгеолтехиздат, 1956. 246 с.

458. *Чуева М. Н.* Практическое руководство по разделению минералов в тяжелых жидкостях и солях. М., Госгеолтехиздат, 1954. 56 с.

459. *Шанцер Е. В.* Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований.— «Труды ГИН АН СССР», 1966, вып. 161. 239 с.

460. *Шапировский Н. И., Саркисов Г. А.* Комплексное геологическое картирование дна моря.— «Разведка и охрана недр», 1965, № 1, с. 44—48.

461. *Шарапов И. П.* Применение математической статистики в геологии. М., «Недра», 1956. 260 с.

462. *Шарков В. В., Гурьева З. И., Табояков А. Я.* Эффективность изучения нефтегазоносных структур на мелководьях при помощи аэрофотосъемки.— «Геология нефти и газа», 1973, № 7, с. 33—37.

463. *Шарков В. В., Гурьева З. И.* Опыт использования материалов аэрофотосъемки при поисках некоторых полезных ископаемых.— В кн.: Поиски, разведка и эксплуатация месторождений полезных ископаемых морского дна. Л., «Недра», 1975, с. 134—153.

464. *Шарков В. В., Гурьева З. И.* К вопросу геологического дешифрирования космических снимков морских акваторий.— В кн.: Применение новых видов аэросъемок при геологических исследованиях. Л., 1976, с. 11—21.

465. *Шацов А. Н.* Морская радиометрия. М., «Недра», 1969. 100 с.

466. *Шванк О. А.* Интерпретация гравиметрических наблюдений. М., Гостоптехиздат, 1947. 400 с.

467. *Шмитхюзен Н. И.* Общая география растительности. М., «Прогресс», 1966. 310 с.

468. *Шнейдерхен Г.* Рудные месторождения. Пер. с нем. Под ред. В. И. Смирнова. М., ИЛ, 1958. 501 с.

469. *Шрок Р.* Последовательность в свитах слоистых пород. Пер. с англ. М., ИЛ, 1950, 564 с.

470. *Шуменко С. И.* Известковый нанопланктон мезозоя европейской части СССР. М., «Наука», 1976. 134 с.

471. *Шуменко С. И.* Электронномикроскопическое изучение кокколитофорид.— В кн.: Ископаемые водоросли СССР. М., «Наука», 1967, с. 93—96.

472. *Шульц С. С.* (мл.). Концентрические сводовые структуры Приаралья и Кызылкумов на космических снимках, полученных с пилотируемой станции «Салют».— В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Т. 2. М., ВИНИТИ, 1974, с. 88—89.

473. *Шуркин К. А.* Ультраметаморфизм и основы классификации архейских комплексов.— В кн.: Методическое руководство по геологическому картированию метаморфических комплексов. Под ред. В. А. Николаева. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 389—395.

474. *Юфа В. Я., Гурвич Ю. М.* Применение медианы и квартилей для оценки нормальных и аномальных значений геохимического поля.— «Геохимия», 1964, № 8, с. 817—824.

475. *Юшко С. А., Боришанская С. С.* Таблица диагностических признаков минералов в шлихах. М., Госгеолтехиздат, 1955. 59 с.

476. *Яковлев Н. А., Скублова Н. В.* Дешифрирование космических снимков с целью выявления кольцевых вулкано-плутонических структур и изучения закономерностей их размещения.— В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Т. 2. М., ВИНИТИ, 1974, с. 83—87.

477. *Яржемский А. А.* Боратовые породы.— В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т. 2. Под ред. Л. Б. Рухина. Л., Госгеолтехиздат, 1958, с. 431—445.

478. *Ярош А. Я., Поляков А. Б.* Поиски и разведка медных месторождений на Урале гравитационным методом. М., Госгеолтехиздат, 1963. 131 с.

479. *Ярошенко П. Д.* Геоботаника. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1971. 200 с.

480. *Ahrens L. N.* The convergent lead ages of the oldest monazites and uraninites (Rhodesia, Manitoba, Madagascar and Transvaal).—).— Geochim. Cosmochim. Acta, 1955, № 5/6, p. 294—300.

481. *Allais E.* Méthode d'Evoluation des perspectives économiques de la recherche miniére sur des grandes espaces. Application au Algerian Sahara.— Rev. l'industr. Min., Rech. Min. Janvier., 1956, Rg. 3, p. 3—51.

482. *Allais M.* Method of appraising economic prospects of mining exploration over large territories: Algerian Sahara case study.— Management Sci., 1957, vol. 3, p. 3—57.

483. *Angel F.* Retrograde Metamorphose und Diaphthorese.— Neues Jb. Min., 1965, Bd 102, H. 2, S. 123—176.

484. *Baldwin R. B.* The measure of the Moon. Chicago, Univ. Chicago press, 1963. 488 p.
485. *Barth T. F. W.* The feldspar geologic thermometers. — Neues Jb. Min. — Abhandl., 1951, Bd 32, H. 1—2, S. 143—154.
486. *Barth T. F. W.* Feldspar solid solutions. — Chemie der Erde, 1962, Bd 22, S. 31—40.
487. *Bartolome P.* L'nterprétation petrogenetique des associations d'olivine et d'orthopyroxene. — Ann. Soc. géol. Belg., 1960, 83, juill., p. 43—51.
488. *Bederke E.* Regionalmetamorphose und Granitaufstieg. — Geol. Rdsch., 1953, Bd 41, S. 33—40.
489. *Björklund A.* Sources and reduction variation in biogeochemical prospecting. — Geol. Surv. Finland, 1971, 251. 39 p.
490. *Braun-Blanquet J.* Prinzipien einer Systematik der Pflanzengesellschaften auf floristischer Grundlage. — Jb. St. Gall. Naturges., 1921, Bd 57, T. 2, S. 305—351.
491. *Braun-Blanquet J., Pavillard J.* Vocabulaire de sociologie vegetale. 3 ed Montpellier, 1928. 23 p.
492. *Braun-Blanquet J.* Pflazensociologie. Aufl. 3. Wien, 1951. 632 S.
493. *Buddington F., Fahey J., Vlisidis A.* Thermometric and petrogenetic significance of titaniferous magnetite. — Amer. Journ. Sci., 1955, vol. 253, № 9, p. 497—532.
494. *Burri C.* Bemerkungen zur Anwendung der Niggli-Werte. — Schweiz. miner. petrogr. Mitt., 1956, Bd 35, H. 1, S. 29—48.
495. *Cannon H. L.* Botanical prospecting for ore deposits. — Sci., 1960, vol. 132 (3427), p. 591—598.
496. *Chayes F.* On pyroxene molecules in the CIPW norm. — Geol. Mag., 1963, vol. 100, № 1, p. 7—10.
497. *Chayes F.* Petrographic modal analysis. An elementary statistical appraisal. N. Y. — Ld., Wiley — Chapman-Hall, 1956, p. 113.
498. *Chinner G. A.* Pelitic gneisses with varying ferrous-ferric relations from Glen Clova, Angus, Scotland. — Journ. Petrol., 1960, vol. 1, № 2, p. 178—217.
499. *Chinner G. A.* Chloritoid and the isochemical character of Barrow's zones. — J. Petrol. Oxford, 1967, vol. 8, № 2, p. 281—282.
500. *Closs L. G., Nichol Y.* The role of factor and regression analysis in the Interpretation of geochemical reconnaissance Data. — Canad. Journ. Earth. Sci., 1975, vol. 12, № 8, p. 1316—1330.
501. *Compston W., Jeffery P. M.* Anomalous „common strontium" in granite. — Nature, 1959, vol. 184, p. 1792—1793.
502. *Cross W., Iddings J. P., Pirsson L. V., Washington H. S.* Quantitative classification of igneous rocks based on chemical and mineral characters, with a systematic nomenclature. Chicago, Univ. Chicago Press. L. W. Wesley, a. Son, 1903. 286 p.
503. *Davidson C. F., Bennet J. A.* The uranium deposits of the Tete district, Mozambique. — Miner. Mag., 1950, vol. 29, p. 291—303.
504. *Dence M. R.* The nature and significance of terrestial impact structures. Intern. Geol. Congr. 24-th sess., sect. 15, Planetology. Montreal, 1972, p. 77—89.
505. *Ebert H.* Molekular-Normen. — Geol., 1964, H. 6—7, S. 821—835.
506. *Ek J.* Trace elements in Till, Vegetation and Water over a sulphide ore in Vasterbotten County, Northern Sweden. Ser. CNR 698, Arsbok 68, № 5. Stockholm, 1974. 51 p.
507. *Engel A. E. J., Engel S. G.* Origin and evolution of hornblende-andesine amphibolites and kindred facies. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1951, vol. 62, № 11—12, p. 1365—1528.
508. *Engel A. E. J., Engel S. G.* Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, north-west Adirondack Mountains. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1958, vol. 69, № 11, p. 1369—1413.
509. *Engel A. E. J., Engel S. G.* Migration of elements during metamorphism in the north-west in the Adirondack Mountains. — N. Y., Geol. Surv. Prof. Paper., 1960, № 400B, p. 1—57.
510. *Erdman Y. A., Schacklette H. T., Keith J. R.* Element composition of selected native plants and associated soils from major vegetation-type areas in Missouri. — Geol. Surv. Profess. Paper, 1976, № 954-C. 87 p.
511. *Escola P.* Die metamorphen Gesteine. — In: Die Entstehung der Cesteine. Berlin, Springer, 1939, S. 1—38.
512. *George W. O.* The relation of the physical properties of natural glasses to their chemical composition. — Journ. Geol., 1924, vol. 32, № 5, p. 223—230.
513. *Geoffroy J., Wignall T. K.* Statistical models for porphyry-copper-molybdenum deposits of the Cordilleran Belt of North and South America. — Cim Bull., 1973, vol. 66, № 733, p. 84—90.
514. *Harris A. L., Rast N.* Oriented quartz inclusions in garnets. — Nature, 1960, vol. 185, p. 448—449.
515. *Hess H. H.* Chemical composition and optical properties of common clinopyroxenes. — Amer. Miner., 1949, vol. 34, № 9—10, p. 621—666.
516. *Hoppe G.* Zirkone aus Granulites. — Min. Lagerstätten Forsch, 1966, Bd 11, p. 47—81.

517. *Houtermans F. G.* Das Alter des Urans. — Z. Naturforschung, 1947, № 2a, S. 23—44.

518. *Johansen A. A.* Descriptive petrography of the igneous rocks. 1939, vol. 1, 318 p.; 1941, vol. 2, 428 p.; 1945, vol. 3, 360 p.

519. *Kuno H., Yamasaki K., Jida C., Nagashima K.* Differentiation of Hawaiian magmas. — Japan. Journ. Geol. Geogr., 1957, vol. 28, № 4, p. 179—216.

520. *Lang A. H.* Canadian deposits of uranium and thorium. — Canad. Geol. Surv., Econ. Geol., 1952, ser. 16. 173 p.

521. *Lapadu-Harques P.* Sur la composition chimique moyenne des amphibolites. — Bull. Soc. Geol. France, 1953, ser. 6, t. 3, p. 172—173.

522. *Lattman L. H.* Technique of mapping geologic fracture traces and lineament on aerial photographs. — Photogramm. Eng, 1958, 24, № 4, p. 568—576.

523. *Louell J. B., Guilbert J. M.* Lateral and vertical alteration mineralisation zoning in porphyry ore deposits. — Econ. Geol., 1970, vol. 65, № 4, p. 373—408.

524. *Miesch A. T.* Geochemical survey of Missouri. Methods of sampling, Laboratory analysis and statistical reduction of Data.— Geol. Surv., Profess. paper, 1976, 954-A. 39 p.

525. *Miyashiro A.* Evolution of metamorphic belts. — Journ. Petrol., 1961, vol 2, № 3, p. 277—311.

526. *Moine B., Roche H.* Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites a partir de leur composition chimique. — C. r. Acad. Sci., 1968, D. 267, № 25, p. 2084—2087.

527. *Moore J. M., Hounslow A. M.* Influence of oxidation state on regional metamorphic zoning in pelites. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1960, 47, № 1, p. 59—71.

528. *Murata K.* A new method of plotting chemical analysis of basaltic rocks. — Amer. Journ. Sci., 1960, Bradley vol., vol. 258-A, p. 247—252.

529. *Nichol Y.* The role of computerized data system in geochemical exploration. — Trans. Canad. Inst. Min. Met., 1973, 76, p. 15—24.

530. *Nicolaysen L. O.* Graphic interpretation of discordant age measurments on metamorphic rocks. — Ann. N. Y. Acad. Sci., 1961, vol. 91, art. 2, p. 198—206.

531. *Niggli P.* Über Molekularnormen zur Gesteinsberechungn. — Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., 1936, Bd 16, H. 2, S. 295—317.

532. *Panto G.* The role of ignimbrites in the volkanism of Hungary. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 1962, vol. 6, № 3—4, p. 307—331.

533. *Peacock M. A.* Classification of igneous rock series. — Journ. Geol., 1931, vol. 39, № 1, p. 13—28.

534. *Poldervaart A., Parker A. B.* The crystallization index as a parameter of igneous differentiation in binary variation diagrams. — Amer. Journ. Sci., 1964, vol. 262, № 3, p. 281—289.

535. *Poore M. E. D.* The use of phytosociological methods in ecological investigation. — Journ. Geol., 1956, № 1, p. 28—50.

536. *Ramberg H., Devore G.* The distribution of Fe^{2+} and Mg^{2+} in coexisting olivines and pyroxenes. — Journ. Geol., 1951, vol. 59, № 3, p. 193—210.

537. *Rankama K., Sahama T. G.* Geochemistry. Chicago Univ. press, 1950. 912 p.

538. *Raunkiaer C.* The life forms of plants and statistical plant geography. Oxford, 1934. 632 p.

539. *Shaw D. M.* Trace elements in pelitic rocks. Pt. 1. Variation during metamorphism. Pt. 2. Geochemical relations. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1954, № 65, p. 1151—1182.

540. *Shoemaker E. M.* Impact mechanics of Meteor crater, Arizona. — In: The Moon, meteorites and comets. The Solar system. Vol. 4. Ed. B. M. Middlehurst, G. P. Kuiper. Chicago Univ. press, 1963, p. 301—336.

541. *Short N. M., Bunch T. E.* A worldwide inventory of features characteristic of rocks associated with presumed meteorite impact craters. — In: Shock metamorphism of natural material. Ed. B. French., N. Short. Baltimore, 1968, p. 255—266.

542. *Simonen A.* Stratigraphy and sedimentation of the svecofennidic Early Archean supracrustal rocks in South-Western Finland. — Bull. Comm. Geol. Finland, 1953, № 160. 64 p.

543. *Spry A.* The origin and significance of snowball structure in garnet. — Journ. Petrol., 1963, vol. 4, p. 211—222.

544. *Stiefi L. R., Stern T. W.* Graphic and algebraic solutions of the discordant lead-uranium age problem. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1961, vol. 22, № 2—4, p. 176—199.

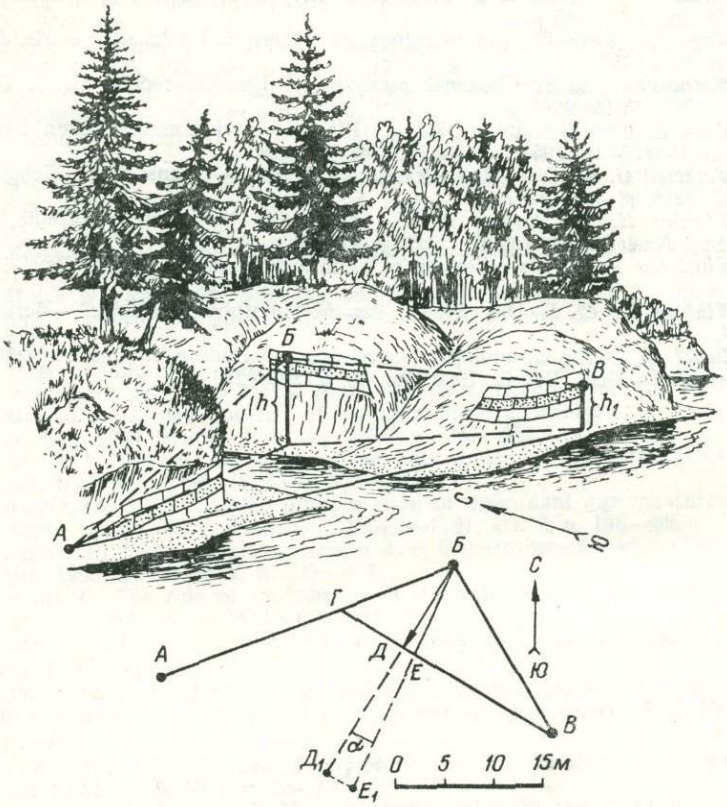
545. *Sutton J.* Some structural problems in the Scottish Higlands. — Rep. Intern. Geol. Congr., 21th sess., pt. 18, 1960, p. 371—383.

546. *Thornton C. P., Tuttle O. F.* Chemistry of igneous rocks. Differentiation index. — Amer. Journ. Sci, 1960, vol. 258, № 9, p. 664—684.

547. *Tomita T.* Variations in optical properties according to chemical composition in the pyroxenes of the clinoenstatite — clinohyperstene — diopside — gedenbergite system. — Journ. Shang. Sci. Inst., 1934, sect. 2, vol. 1, № 5, p. 41—58.

548. *Tröger W. E.* Eruptivgesteinesnamen. — Fortschr. Min. Kryst. Petr., 1938, Bd 23, T. 1, S. 41—90.
549. *Tucker M. J., Stubbs A. R.* Narrow-beam echo-ranger for fishery and geological investigatiens. — Brit. Journ. Appl. Phys., 1961, vol. 12, № 3, p. 103—110.
550. *Turner F. J.* Metamorphic letrology. Mineralogical and field aspects. N. Y., McGraw-Hill Co., 1968. 403 p.
551. *Turner F. J., Weiss L. E.* Structural analysis of metamorphic tectonites. N. Y., McGraw-Hill Co., 1963. 545 p.
552. *Wager L., Deer W.* The petrology of Skaergaard intrusion. — Medd-Gronland, 1939, Bd 105, № 4. 352 p.
553. *Washington H. S.* Chemical analyses of igneous rock. — U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1917, № 99, 1201 p.
554. *Wenk E.* Über Diskontinuitäten in Plagioklasserien metamorphen Ursprungs. — Schweiz. Min. Petr. Mitt., 1958, Bd 38, H. 8, S. 494—498.
555. *Wetherill G. W.* Discordant uranium-lead ages. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1956, vol. 37, № 3, p. 320—326.
556. *Wheeler H. E., Bessley E. M.* Critique of the time-stratigrapic concept. — Bul. Geol. Soc. Amer., 1948, vol. 59, № 1, p. 75—85.
557. *Whittaker R. H.,* Classification of natural communites. — Bot. Rev., 1962, № 28. 239 p.
558. *Winkler H. C. F.* Die Genese der Metamorphen Gesteine. — Berlin — N. Y., 1967. 237 S.
559. *Zwart H. J.* The chronological succession of folding and metamorphism in the Central Pyrenees. — Geol. Rdsch., 1960, vol. 50, p. 203—218.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ ЗАЛЕГАНИЯ ПЛАСТА ПО ТРЕМ ТОЧКАМ НАБЛЮДЕНИЯ, НЕ ЛЕЖАЩИМ НА ОДНОЙ ПРЯМОЙ



1. Рулеткой замеряют расстояние между тремя точками выхода пласта *А*, *Б*, *В* [10].

2. С помощью отвеса компаса и рулетки замеряют относительные превышения (h и h_1) точек наблюдения. Вычисляют значение горизонтального проложения линий, соединяющих точки наблюдения *А*, *Б*, *В*.

3. Компасом определяют азимуты прямых линий, соединяющих точки *А*, *Б*, *В*.

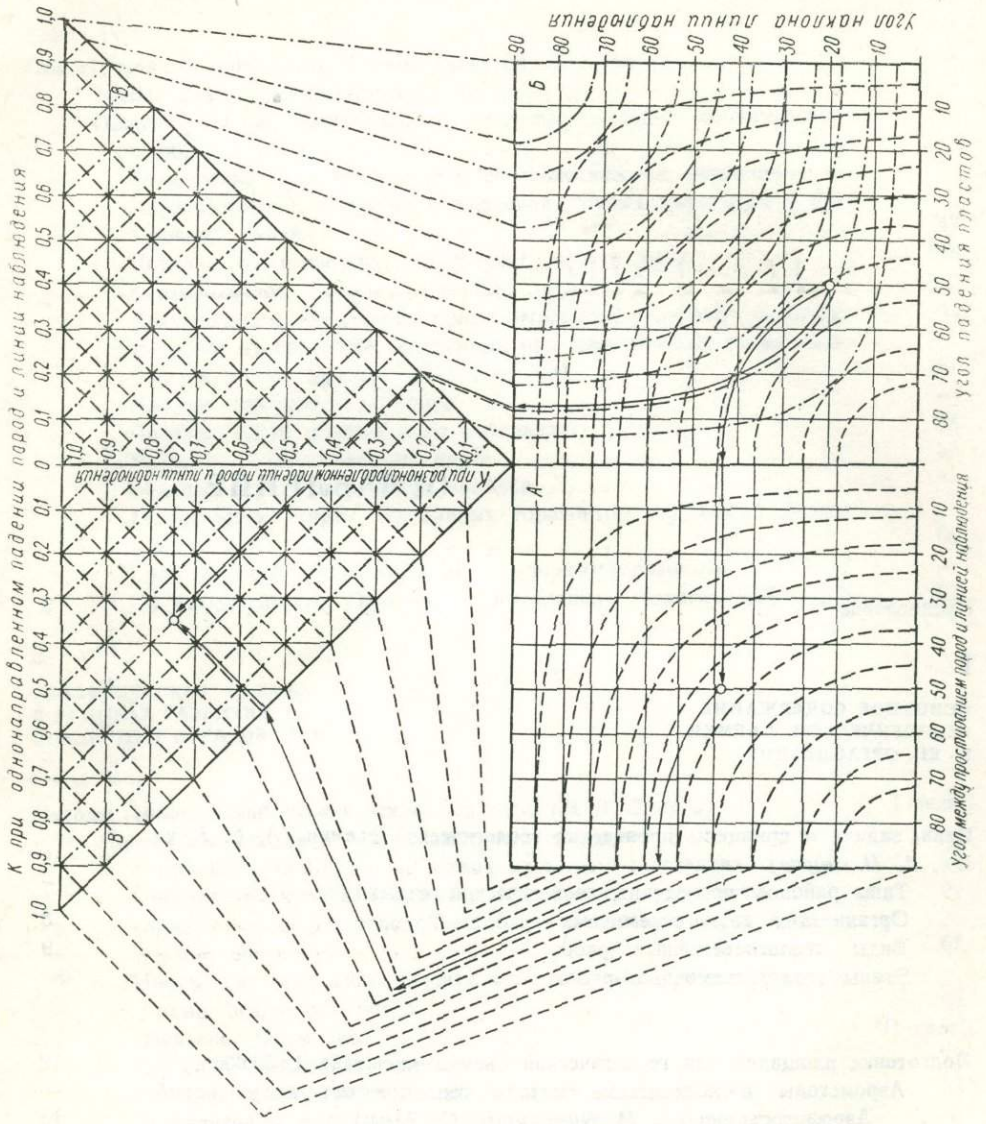
4. На листе бумаги проводят линию север — юг и в достаточно крупном масштабе наносят точки *А*, *Б*, *В*, используя значения азимутов соединяющих их прямых линий и их горизонтальные проложения (схема внизу).

5. На линии *АБ*, приняв ее длину за h (схема внизу), наносят точку *Г* так, чтобы *ГА* в принятом масштабе было равно h_1. Тогда прямая *ГВ* покажет *направление простирания пласта.*

6. Опускают на схеме перпендикуляр *БД* из точки *Б* на линию простирания *ГВ;* он показывает *направление падения пласта.* Замеряют его азимут.

7. На прямой *ДВ* откладывают в принятом масштабе от точки *Д* отрезок *ДЕ*, равный разности высот (условных отметок) точек *Б* и *В*. Тогда в треугольнике *БДЕ* угол *ДБЕ* ($=Д_1БЕ_1$) будет равен *углу падения пласта* α. Замеряют его величину.

НОМОГРАММА К. А. ГРИГОРЬЕВА ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ИСТИННОЙ МОЩНОСТИ ПЛАСТОВ



Зная азимут и угол наклона линии составления разреза, азимут и угол падения пласта, можно с помощью номограммы определить коэффициент пересчета *К*. При умножении последнего на расстояние между кровлей и подошвой объекта по линии наблюдения получаем значение его истинной мощности.

Правила пользования номограммой: в правом квадрате *Б* по углу падения пласта и углу наклона линии наблюдения отыскивается исходная точка. От нее следим по двум направлениям, параллельным ближайшим штриховой и штрихпунктирной кривым. Штриховая кривая протягивается к квадрату *А*, затем параллельно его основанию до точки, соответствующей значению угла между простиранием пород и линий наблюдения, далее вдаль ближайшей штриховой линии к треугольнику *В*. Проекция точки пересечения штриховой и штрихпунктирной линий в поле треугольника на его основание (при однонаправленном падении пластов и линии наблюдения) или на высоту (при разнонаправленном падении пластов и линии наблюдения) дает значение коэффициента *К*.

Пример. На протяжении 100 м по маршруту, проходящему по азимуту СВ 70° вверх по склону под углом 20°, пересечен пласт песчаника с падением на СВ 30°, ∠50°. Коэффициент пересчета — 0,75, истинная мощность пласта 75 м.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

1

ОСНОВНОЕ СОДЕРЖАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ И ЕЕ ОРГАНИЗАЦИЯ

Глава I

Цели, задачи и принципы проведения геологической съемки *(А. С. Кумпан, А. И. Бурдэ)* 5
Типы районов проведения геологической съемки 7
Организация геологосъемочных работ 8
Виды геологосъемочных работ 9
Этапы геологосъемочных работ 11

Глава II

Подготовка площадей для геологической съемки масштаба 1 : 50 000 . . 12
Аэрометоды и космические методы геологических исследований —
Аэрофотосъемка *(А. М. Кузина, Н. С. Рамм)* 13
Наземная стереофотосъемка *(А. С. Кумпан)* 18
Космические съемки *(А. М. Кузина, Н. С. Рамм, С. И. Стрельников, А. В. Доливо-Добровольский)* 19
Некоторые другие виды аэрометодов 20
Радиолокационная съемка *(С. И. Стрельников)* . . . . . —
Инфракрасная съемка *(Б. В. Шилин)* 23

Глава III

Проектирование и подготовительные работы 25
Составление проекта работ *(А. С. Кумпан, А. И. Бурдэ)* . . . —
Подготовительные работы 27
Предварительное дешифрирование аэрофотоснимков *(А. М. Кузина, Н. С. Рамм)* . . . . . —
Основные приемы инструментального дешифрирования . . 28

Комплексное истолкование материалов аэрокосмосъемок *(А. В. Доливо-Добровольский)* 35
Документы, составляемые в результате подготовительных работ *(А. С. Кумпан)* 44

Глава IV

Общий порядок проведения полевых работ *(А. С. Кумпан)* 46
Требования к топографической основе . . . . . —
Общий порядок проведения и основные методы геологической съемки . . . . . —
Размещение маршрутов и пунктов геологических, геофизических, геохимических и других наблюдений, горных выработок и буровых скважин 47
Порядок геологических наблюдений в маршруте 48
Картировочное бурение и горные работы 49
Документация обнажений, горных выработок и буровых скважин 52
Графическое изображение полученных при геологической съемке материалов *(А. С. Кумпан, В. В. Лавров)* 57
Полевая геологическая карта . . . . . —
Полевая карта фактического материала 58
Разрезы к геологической карте 59
Сводная стратиграфическая колонка . . . . . —
Геологические карты глубинных горизонтов (уровней, срезов и т. д.) 60
Составление структурных карт по опорным горизонтам . . . —
Об автоматизации процесса составления геологических карт 61

2

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЪЕМКА В РАЙОНАХ РАЗВИТИЯ ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Глава V

Методы геологической съемки осадочных толщ *(В. В. Лавров)* 64
Полевые наблюдения над осадочными породами . . . . . —
Полевое описание и изучение осадочных толщ и слагающих их пород 65
Определение кровли и подошвы пластов осадочных толщ . . 66
Определение форм, условий залегания осадочных пород и мощности слоев 67
Наблюдения над вещественным составом, текстурами и структурами осадочных пород 68
Изучение обломочных пород . . . . . —
Изучение глинистых пород 77
Изучение химически осажденных и органогенных пород . . 82
Аллитовые и бокситовые (глиноземистые) породы . . . —
Железистые породы 84
Марганцовистые породы 86
Соляные породы 87
Кремнистые осадочные породы 88
Фосфоритовые породы 90
Карбонатные породы 91
Рифогенные известняки *(Н. М. Задорожная)* 93
Горючие породы, или каустобиолиты 98
Наблюдения над окраской осадочных пород 100
Некоторые текстурные особенности пород 102
Включения и конкреции в осадочных толщах 106
Наблюдения над органическими остатками 110
Отбор образцов и проб 114
Отбор фауны и флоры 116

Анализ слоистости, явлений ритмичности и цикличности . . 120
Выделение маркирующих горизонтов 130
Процесс геологической съемки 131
Особенности применения аэрометодов в районах развития осадочных толщ (*Е. С. Кутейников*) . . . . . —
Изучение сводного стратиграфического разреза и разрезов по структурно-фациальным зонам (*В. В. Лавров*) 133
Выделение местных стратиграфических подразделений (*В. В. Лавров*) . . . . . —
Прослеживание выделенных стратиграфических подразделений (*В. В. Лавров*) 135
Изучение различных форм несогласий (*В. В. Лавров*) 139
Изучение структурных форм (*В. Д. Вознесенский*) 140
Структурное дешифрирование (*Е. С. Кутейников*) 148
Разрывные нарушения . . . . . —
Геоморфологические признаки . . . . . —
Почвенно-геоботанические признаки 150
Гидрогеологические признаки . . . . . —
Комплексные признаки 151
Складчатые нарушения 152
Выявление неотектонических структур 155
Специальная интерпретация и выводы, основанные на материалах геологической съемки осадочных образований (*В. В. Лавров*) 159

3

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЪЕМКА В ОБЛАСТЯХ РАЗВИТИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

Глава IV

Классификация магматических горных пород (*В. В. Донских, В. М. Немцович*) 163

Глава VII

Геологическая съемка в районах развития вулканогенных образований (*В. В. Донских, В. Н. Зелепугин*) 172
Фации вулканогенных образований 173
Методы геологической съемки вулканогенных образований . . 181
Предполевое дешифрирование аэрофотоматериалов . . . . —
Инструментальное дешифрирование аэрофотоснимков вулканических областей и составление предварительной карты . . . 185
Методы геологической съемки стратифицированных поверхностных фаций 185
Признаки разграничения подводных и наземных вулканогенных образований . . . . . —
Полевое определение и описание пород в обнажениях . . . 189
Определение элементов залегания эффузивов и туфов, установление почвы, кровли и первичного угла наклона покровов —
Установление перерывов вулканической деятельности и несогласий в залегании толщ 194
Расчленение вулканогенных толщ . . . . . —
Методы геологической съемки экструзивной, приповерхностной и гипабиссальной фаций 196
Признаки жерловой и субвулканической фаций . . . . . —
Оконтуривание жерловых и субвулканических тел 199
Изучение вещественного состава жерловых и субвулканических тел . . . . . —
Анализ фаций 200
Принципы корреляции вулканогенных образований 201
Изучение прототектонических структур вулканогенных пород . . 204

Текстуры течения . . . . . —
Первичные трещины отдельности 210
Изучение складчатых структур и разрывных нарушений . . . 212
Выделение и изучение структурных форм вулканического происхождения 214
Выявление древних вулканических аппаратов и изучение их внутреннего строения 218
Изучение постмагматических гидротермально измененных пород 225
Методика опробования вулканогенных пород для выявления их минералогических и геохимических особенностей 229

Глава VIII

Геологическая съемка в областях развития интрузивных образований *(В. М. Немцович, В. Ф. Николаев)* 231
Содержание геологической съемки интрузивных образований . . —
Изучение контактов и формы интрузивных тел 232
Выделение интрузивных фаз 235
Выделение фаций интрузивных пород 238
Изучение жильных пород 242
Изучение элементов прототектоники 243
Изучение контактово и гидротермально измененных пород . . 246
Изучение даек 250
Изучение послеинтрузивных нарушений 252
Опробование интрузивных пород 253
Использование материалов аэрофотосъемки при картировании площадей, сложенных интрузивными образованиями (В. Е. Гендлер, при участии В. Ф. Николаева) 255

Глава IX

Обработка материалов геологической съемки и специальные исследования магматических пород *(В. В. Донских, В. Н. Зелепугин, В. М. Немцович, В. Ф. Николаев)* 264
Методы камеральной обработки . . . . . —
Петрографическое изучение 264
Микроструктурный анализ 268
Минералогические методы изучения 271
Изучение петрохимических особенностей 276
Изучение геохимических особенностей 279
Изучение физических свойств 281
Определение абсолютного возраста 283
Обобщение и интерпретация результатов камеральных работ . . 285
Расчленение и корреляция . . . . . —
Палеовулканические реконструкции 295
Графическое изображение результатов палеовулканических реконструкций 301
Определение глубины формирования интрузивов 304
Определение глубины эрозионного среза интрузивов 305
Установление механизма формирования плутонов 308
Изучение процессов становления интрузивов 312
Установление комагматичности 314
Установление места процессов магматизма в истории геологического развития 315
Определение металлогенической специализации магматических образований 318
Особенности составления геологических карт и разрезов . . . 323
Морфоструктуры космического происхождения (астроблемы) *(В. Л. Масайтис)* 327

4

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЪЕМКА В ОБЛАСТЯХ РАЗВИТИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

Глава X

Методы геологической съемки метаморфических толщ 330
Методика стратиграфического расчленения метаморфических толщ *(М. А. Черноморский)* . . . . . —
Аэрометоды для картирования метаморфических толщ и зон метаморфизма *(В. М. Будько, А. В. Доливо-Добровольский, Н. А. Радзевич)* 333
Изучение взаимоотношений метаморфических толщ *(М. А. Черноморский)* 337
Описание разрезов 338
Выявление несогласий 339
Выделение маркирующих горизонтов 341
Палеонтологический метод расчленения метаморфических толщ *(А. Н. Ефимов, Т. М. Тетяева)* 342
Радиологические методы определения возраста метаморфических пород *(Г. А. Мурина)* 347
Изучение структур метаморфических толщ *(В. В. Эз, М. А. Черноморский)* 350
Особенности структуры метаморфических толщ 351
Изучение структурных форм в обнажениях 357
Выявление крупных структурных форм в процессе геологического картирования 360
Методика выявления первичной природы метаморфических пород 363
Критерии разделения орто- и парапород *(В. Я. Хильтова)* . . —
Выявление условий формирования первично-осадочных метаморфических пород *(А. А. Савельев)* 367
Текстурно-структурный анализ . . . . . —
Гранулометрический анализ пород, утративших первичные структуры (по детритовым акцессориям) 370
Сохранность структур осадочных обломочных пород при метаморфизме . . . . . —
Ложные (вторичные) текстуры и структуры 371
Изучение докембрийских метаморфизованных кор выветривания *(В. К. Головенок)* 376
Методика изучения процессов регионального метаморфизма . . 380
Выделение метаморфических фаций *(В. И. Васильева)* . . . —
Картирование зон метаморфизма *(В. И. Васильева)* . . . 390
Изучение взаимоотношений складчатости и метаморфизма *(Ю. И. Лазарев)* 391
Геологическое картирование ультраметаморфических комплексов *(К. А. Шуркин)* 395
Изучение процессов метасоматоза *(В. И. Васильева)* 400
Рекомендации к отражению на геологической карте явлений метаморфизма *(М. А. Черноморский, В. И. Васильева)* 402
Об особенностях металлогенической специализации метаморфических комплексов *(А. А. Предовский)* 405
Унаследованная рудоносность метаморфических комплексов (метаморфизованные повышенные концентрации и месторождения) —
Метаморфогенная рудоносность метаморфических комплексов (метаморфогенные и ультраметаморфогенные повышенные концентрации и месторождения) 407

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЪЕМКА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И КОР ВЫВЕТРИВАНИЯ

Глава XI

Геологическая съемка четвертичных отложений *(Ю. М. Миханков, В. И. Астахов)* 409

Задачи и принципы геологической съемки 410

Стратиграфическое расчленение 411

Выделение генетических типов 422

Методы изучения 423

Геологическая карта 431

Обработка и интерпретация данных по изучению четвертичных отложений 433

Особенности использования аэрометодов при геологической съемке четвертичных отложений *(Г. В. Высоцкая, Н. В. Кобец)* . . . 441

Глава XII

Особенности геологической съемки районов развития кор выветривания *(П. Ф. Ли)* 450

Условия образования и типы кор выветривания . . . . . —

Общие задачи и особенности геологической съемки районов развития кор выветривания 454

Изучение закономерностей распространения кор выветривания в зависимости от геоморфологических условий . . . . . —

Принципы стратиграфического изучения 455

Особенности применения горнопроходческих и буровых работ 458

Полевое описание и изучение литологического состава кор выветривания 459

Лабораторное изучение элювиальных пород *(В. С. Певзнер)* 461

Способы составления и содержание крупномасштабных карт . . 464

Условные обозначения пород для специальных карт . . . 465

Глава XIII

Выделение формаций при геологической съемке *(В. М. Немцович)* . . . 470

Список литературы 476

Приложение 1 496

Приложение 2 497

ИБ № 2317

МЕТОДИЧЕСКОЕ РУКОВОДСТВО ПО ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКЕ МАСШТАБА 1 : 50 000

Т. 1

Редактор издательства **Т. М. Пономарева** Переплет художника **А. С. Бородина**
Технический редактор **Н. П. Старостина** Корректоры **В. Н. Малахова, Н. Д. Баримова**

Сдано в набор 28.03.78. Подписано к печати 13.07.78. М-18168.
Формат бумаги 70×108¹/₁₆. Бумага тип. № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая.
Печ. л. 31¹/₂. Усл. п. л. 44,10. Уч.-изд. л. 44,56. Тираж 8000 экз.
Заказ № 262/497. Цена 2 р. 80 к.

Издательство «Недра», Ленинградское отделение, 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

2554

2р. 30к.