А. Е. МИХАЙЛОВ

СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ



А. Е. МИХАЙЛОВ

551.26:550.8

СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ

ИЗДАНИЕ ТРЕТЬЕ, ПЕРЕРАБОТАННОЕ И ДОПОЛНЕННОЕ

Допущено
Министерством
высшего и среднего
специального образования СССР
в качестве учебного пособия
для студентов
геологических специальностей вузов

693

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1973



УДК 550.8 : 528

Михайлов А. Е. Структурная геология и геологическое картирование. М., «Недра», 1973, 432 с.

В книге описано строение земной коры, методы изучения тектонических структур и приемы изображения геологического строения земной поверхности на картах. Уделено необходимое внимание механическим условиям деформаций горных пород, применению аэрофотосъемочных материалов и геофизики. Сообщаются краткие сведения из истории составления геологических карт и описываются их типы. Излагаются основные свойства слоистых толщ, условия их формирования и взаимоотношения. Последовательно рассматриваются свойства горизонтально и наклонно залегающих слоистых толщ, развитые в них складчатые и разрывные деформации. Описываются формы залегания эффузивных, интрузивных и метаморфических пород, методы изучения их в полевых условиях и изображения на геологических картах. Приводится общий обзор строения земной коры. В пределах континентов описаны складчатые и платформенные области и составляющие их структурные элементы: антиклинории и синклинории, антеклизы и синеклизы, срединные массивы, краевые прогибы, глубинные разломы. Даны представления о типах тектонических движений и их связи с формированием структур земной коры. Описаны основные приемы составления геологических карт и организация геологосъемочных работ. Указаны содержание и задачи подготовительного, полевого и камерального периодов и особенности проведения геологосъемочных работ в различных ландшафтных зонах. Рассматривается содержание и кондиционность геологических карт, построение и содержание отчетов.

Книга рекомендуется в качестве учебного пособия для студентов вузов и университетов при прохождении курса «Структурная геология и геологическое картирование» и может быть использована геологами-производственниками в качестве справочного руководства.

Таблиц 5, иллюстраций 255, список литературы — 65 назв.

М $\frac{0292-223}{043(01)-73}$ 1—73

ПРЕДИСЛОВИЕ

Третье издание настоящей книги по сравнению с предыдущим значительно расширено за счет большого количества иллюстраций, введения новых глав и более подробного изложения, особенно в главах, касающихся геологосъемочных работ.

С целью большей последовательности и преемственности текста проведена некоторая перегруппировка разделов и глав. В наибольшей мере это отразилось на главе «Методы структурной геофизики». Материалы, касающиеся характеристики основ геофизических методов, исключены и в значительной степени расширены части глав, освещающие возможность применения геофизических методов и геологическую интерпретацию геофизических материалов. В связи с новыми изданиями инструкций по геологической съемке отпала необходимость прилагать к книге образец геологической карты.

Весь текст по структурной геофизике написан Л. Л. Ляховым.

Автор благодарит Ю. А. Зайцева за высказанные им полезные замечания и советы, которые в значительной степени улучшили книги.

Глава 1

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ

К числу старинных промыслов в Древней Руси относились добыча соли из подземных рассолов, ломка строительного камня, добыча ценных минеральных красок, разработка и плавка железных руд. Еще в 1584 г. в Московском государстве было образовано своего рода централизованное управление по обработке естественных строительных материалов под названием «Государев Приказ каменных дел». Развитие отраслей горного дела на Руси привело к зарождению поискового дела с некоторыми элементами научной системы наблюдений.

Толчком к расширению поисков новых руд и развитию горного дела в самом начале XVIII в. явилась потребность в организации хорошо вооруженной армии для обороны страны. Осенью 1700 г. Петр I учредил «Приказ рудокопных дел». К середине XVIII в. были открыты богатые месторождения железа и меди на Урале, серебра и свинца на Алтае и в Забайкалье, каменного угля на территории современного Донбасса.

История развития горного дела в России связана с именем М. В. Ломоносова. В своих известных геологических работах «О слоях земных» и «Слово о рождении металлов от трясения Земли» в конце 50-х годов XVIII в. М. В. Ломоносов заложил начало науки о строении земной коры — тектоники и ее раздела — структурной геологии. В ней мы находим описание пластов, слоистости, складок и разрывов горных пород.

Период с 1765 до 1775 г. в истории отечественной науки известен как время знаменитых академических экспедиций. Экспедиционными работами была охвачена огромная территория, включающая Южный Урал, Алтай, Северный Казахстан, Прикаспийские районы, Прибайкалье, Крым, отчасти Кавказ, Камчатку и Сибирь.

В 1774 г. в Петербурге было открыто Высшее горное училище, впоследствии преобразованное в Горный кадетский корпус, а затем в Горный институт.

Первая из известных карт [1], на которой условными знаками изображалось распространение горных пород и минералов,

[1] По Б. П. Высоцкому.

составлена в 1644 г. во Франции Кулоном. В 1684 г. англичанин Листер предложил разновидности пород обозначать на картах различными цветами.

В Англии в 1743 г. Паксом была составлена карта с указанием на ней распространенных горных пород, переданных с помощью красок и буквенных обозначений. К карте прилагалось объяснение примененных условных знаков.

В 1743 г. француз Геттар издал геологическую (или, как тогда называли, геогностическую) карту Франции, Англии и Германии, приведя на ней выходы отдельных разновидностей горных пород, а также руд и минеральных источников.

К середине XVIII в. относится появление первых геологических (геогностических) карт в России, хотя старинные «чертежи» и планы заводов и рудников, а также карты местонахождений руд и других полезных ископаемых составлялись и значительно раньше. Одной из первых геологических карт, появившихся в нашей стране, была рукописная карта, составленная Дорофеем Лебедевым и Михаилом Ивановым в 1789—1794 гг. в масштабе 1 : 120 000 для Восточного Забайкалья. На ней выделено девять разновидностей осадочных и изверженных пород.

Настоящие геологические карты, основанные на прослеживании слоев на местности и последовательности их наслоения с попытками расчленения по возрасту на основании находок руководящих окаменелостей, начали появляться лишь в начале XIX века.

Определение относительного возраста и нормальной последовательности осадочных напластований, слагающих земную кору, стало возможным после исследований В. Смита в Англии и Ж. Кювье во Франции. В. Смит выяснил, что изучение состава органических остатков позволяет установить последовательность слоев, отвечающую хронологическому порядку отложения их на дне моря. Тем самым было положено начало для развития новой ветви стратиграфии — биостратиграфии. В 1799 г. им была составлена «Шкала осадочных образований Англии», а уже начиная с двадцатых годов XIX века в Англии, Франции и России предпринимаются попытки составления сводной геохронологической таблицы.

Одной из наиболее удачных схем такого рода явилась шкала петербургского профессора Д. И. Соколова. В 1834 г. Д. И. Соколов обратился в Ученый комитет по горной и соляной части с предложениями об улучшении качества работ по составлению геологических карт. В своих предложениях Д. И. Соколов указал также на необходимость подготовки материалов для составления в будущем сводных геологических карт и описаний на основании данных, полученных в отдельных горных округах.

Начатые по инициативе Д. И. Соколова в 1834 г. систематические работы по геологической съемке горных округов и сбору материалов для составления сводных карт дали заметные научные результаты, причем постоянный контроль и консультации крупнейших специалистов обеспечили высокое качество этих работ.

С 1835 г. начинается регулярное поступление новых карт в Штаб корпуса горных инженеров, что дало возможность в 1839 г. поставить вопрос о составлении общей геологической карты горных округов. Первый такой опыт был осуществлен Г. П. Гельмерсеном, опубликовавшим в «Горном журнале» (№ 4 за 1841 г.) «Генеральную карту горных формаций Европейской России».

В 1840 г. в Россию приглашаются английский геолог Р. И. Мурчисон и французский палеонтолог Э. Вернейль. Совместно с русским геологом А. А. Кайзерлингом они обобщили обширный фактический материал, накопленный к тому времени в горных округах Европейской России и Урала. Работа закончилась в 1845 г. и впервые опубликована на английском (I том) и французском (II том) языках. В 1846 г. А. Д. Озерский перевел эти книги на русский язык. При переводе были внесены дополнения и изменения геологического характера и сделаны примечания с указанием на главнейшие русские первоисточники. Фундаментальная сводка Р. И. Мурчисона, Э. Вернейля и А. А. Кайзерлинга в переработанном А. Д. Озерским варианте явилась крупным вкладом в науку и в течение многих лет служила справочным руководством при изучении геологического строения России.

Дальнейшие исследования по региональному изучению геологии России проводились главным образом посредством периодически организуемых экспедиций с публикацией отчетов об их результатах.

С расширением геологических работ и важными практическими и теоретическими открытиями геологов в ряде стран возникла необходимость в организации Международного геологического конгресса. Первая сессия МГК проведена в Париже в 1878 г. На второй сессии, состоявшейся в 1881 г. в Болонье, был проведен конкурс на лучшую работу по выработке условных знаков к геологическим картам и разрезам, в которых до этого времени существовал большой разнобой. По вопросу, касавшемуся принятия схемы стратиграфических подразделений, прошло предложение русского комитета по унификации номенклатуры, возглавляемого А. А. Иностранцевым; предлагалось ввести такие известные теперь подразделения, как группа, система, отдел, ярус. На сессии получило поддержку предложение А. П. Карпинского окрашивать на картах триасовую систему фиолетовым, юрскую — синим, меловую — зеленым и третичную — желтым цветом.

На болонской сессии конгресса было решено приступить к составлению Международной геологической карты Европы в масштабе 1 : 2 500 000. В связи с этим русским геологам требовалось в короткий срок представить сводку материалов по всей обширной территории России.

В январе 1882 г. в системе горного ведомства создан Геологический комитет — первое специальное государственное геологическое учреждение России. Директором комитета был Г. П. Гельмерсен, которого в 1885 г. сменил А. П. Карпинский. Геологическому комитету передавалось руководство всеми геологическими работами и,

в частности, геологической съемкой. Работа комитета начиналась с составления «Общей десятиверстной геологической карты Европейской России». Территория, подлежащая съемке, была разделена на 170 листов с площадью каждого из них около 55 000 км².

Последующий рост горнодобывающей промышленности и строительство железных дорог вызвали широкое развитие геологических работ на востоке России.

С 1892 г. началось составление детальных геологических карт Донецкого каменноугольного бассейна в масштабе 1 : 42 000. Работами руководил Л. И. Лутугин, позднее П. И. Степанов. При составлении листов карты применялся метод прослеживания маркирующих пластов на местности и инструментального нанесения их на планшеты. В качестве маркирующих пластов на картах указаны пласты угля, известняка и песчаника. Каждый из них обозначен особым индексом и имеет точное положение в стратиграфическом разрезе. По детальности изображений и точности построения эти карты до сих пор не потеряли своего значения.

В начале текущего столетия особенное внимание обращается на составление полноценных детальных карт горнопромышленных районов. Из проведенных работ большое практическое значение имели геологические съемки на Апшеронском полуострове. В 1904 г. Д. В. Голубятниковым, руководившим съемками, издан атлас по нефтеносной площади Биби-Эйбата в масштабе 1 : 4200.

В результате работы Геологического комитета на 1 января 1918 г. геологической съемкой всех масштабов было покрыто 30,3% общей площади России. Из этого количества съемки масштаба 1 : 200 000 составляли около 2,2%, а съемки масштаба 1 : 100 000 и крупнее — всего лишь около 0,2% площади России; таким образом, 70% всей территории России в геологическом отношении оставалось совершенно неизученной.

Победа Великой Октябрьской социалистической революции создала в нашей стране новые условия для развития всех отраслей науки, в том числе и для геологии. Геологический комитет сразу же после революции должен был во много раз расширить объем своих исследований. В соответствии с требованиями бурно развивающейся промышленности страны он был реорганизован сначала в Главное геологоразведочное управление при ВСНХ (позже при Наркомате тяжелой промышленности), а затем в Комитет по делам геологии при Совнаркоме СССР.

За первые 20 лет Советской власти (на 1 января 1938 г.) территория СССР была покрыта геологической съемкой всех масштабов на 50%, в том числе в масштабе 1 : 200 000 на 6,8% и в масштабе 1 : 100 000 и крупнее на 2,8%.

В июле 1937 г. в Москве состоялась XVII сессия Международного геологического конгресса, проходившая под председательством академика И. М. Губкина. На сессии была продемонстрирована первая сводная геологическая карта СССР в масштабе 1 : 5 000 000, составленная под редакцией Д. В. Наливкина. В 1941 г. под его же редак-

цией издана геологическая карта СССР в масштабе 1 : 2 500 000, уточнявшаяся и дополнявшаяся при последующих изданиях в 1956 и 1962 годах.

В 1946 г. на базе Комитета по делам геологии было создано Министерство геологии, основными функциями которого являлись обеспечение минеральным сырьем нашей промышленности, комплексное геологическое изучение и геологическое картирование территории СССР, составление и издание сводных геологических карт и карт полезных ископаемых как в целом по СССР, так и по отдельным районам. Министерство геологии осуществляет научно-методическое руководство и координацию работ по геологическому картированию, ведет работы по выявлению закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых и быстрейшему их выявлению.

Большое значение в развитии геологии нашей страны и особенно для составления геологических карт и карт прогноза полезных ископаемых сыграли изданные сводки материалов по стратиграфии и палеонтологии СССР, исторической геологии и тектонике. Немалая роль в этих работах принадлежит институтам Академии наук СССР.

Обобщающие геотектонические работы появились в начале 30-х годов и связаны с именами А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского и других исследователей. В 1952 г. опубликовано первое издание тектонической карты СССР в масштабе 1 : 4 000 000, составленной под руководством Н. С. Шатского. В 1956 г. вышло второе издание этой карты в масштабе 1 : 5 000 000, удостоенное Ленинской премии.

При плодотворном сотрудничестве советских и зарубежных геологов в последние годы составлена тектоническая карта Европы в масштабе 1 : 2 500 000. Советскими геологами составлена тектоническая карта Евразии масштаба 1 : 5 000 000 и тектоническая карта СССР масштаба 1 : 2 500 000.

Большое значение для геологической съемки и изучения полезных ископаемых имеют изданные инструкции по организации и проведению геологосъемочных работ в масштабе 1 : 200 000; 1 : 100 000; 1 : 50 000 и 1 : 25 000, а также инструкции по подготовке к изданию геологических карт масштаба 1 : 1 000 000, 1 : 200 000 и 1 : 50 000. Этими инструкциями унифицированы требования и кондиции геологических карт и карт полезных ископаемых, введены единые условные знаки и новые правила применения буквенных и цифровых обозначений, разработаны штриховые и цветные условные обозначения для карт полезных ископаемых. Инструкции определяют объем и содержание объяснительных записок к геологическим картам и картам полезных ископаемых.

Дальнейшее развитие народного хозяйства нашей страны требует быстрейшего вовлечения в промышленное производство богатейших природных ресурсов. Для увеличения производства стали, добычи нефти, газа, коксующихся и энергетических углей, цветных и редких металлов, удобрений и других видов продукции необходимо широкое развитие поисковых и геологоразведочных работ в районах с наиболее благоприятными экономическими условиями и с учетом

рационального размещения новых предприятий. Большое внимание обращается на разведку и освоение месторождений полезных ископаемых, расположенных на морском дне.

Быстрое и значительное увеличение разведанных запасов по отдельным видам минерального сырья требует расширения геолого-геофизических и геохимических работ, которые способствовали бы не только всестороннему освещению геологического строения (включая глубокие горизонты), но и позволили бы оценить возможности нахождения новых месторождений полезных ископаемых.

Важнейшими научно-техническими проблемами геологических исследований являются разработка теории и методов детального прогнозирования пространственного размещения полезных ископаемых, способных обеспечить определение конкретных площадей для постановки поисковых работ, усовершенствования методики проведения геофизических работ и комплексной геологической интерпретации геофизических материалов.

При решении основных практических и теоретических задач современной геологии резко возрастает роль науки. Творческая научная мысль должна направлять исследования в области геологии, учении о полезных ископаемых, методики и техники геологоразведочных работ.

В последние годы в связи с общим техническим прогрессом нашей страны существенно изменилась методика ведения геологических исследований и работ по геологической съемке. Широко внедрены в практику геологической съемки буровые работы. Сконструированы и введены в производство высокопроизводительные самоходные буровые станки, канавокопатели.

При геологическом картировании стали применяться аэрометоды, получившие в настоящее время заслуженное признание как наиболее прогрессивные. Видное место в комплексе геологических работ занимают геофизические методы, позволившие открыть крупнейшие месторождения железных и полиметаллических руд и ряд других полезных ископаемых, а также залежи подземных вод.

Много новых важных материалов получено с помощью искусственных спутников Земли, при исследованиях Луны и фотографировании из космоса Земли и Луны.

Глава 2

ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ И СВЯЗЬ ИХ СО СМЕЖНЫМИ ДИСЦИПЛИНАМИ

Структурная геология является одной из частей геотектоники — науки о строении, движениях и развитии земной коры. Она изучает формы залегания горных пород в земной коре, причины их возникновения и историю развития. Основными мето-

дами, которые используются в структурной геологии, являются сравнительно-исторический и актуалистический.

Сравнительно-исторический метод обоснован русским ученым-зоологом К. Ф. Рулье (1854 г.) и позже с успехом применялся крупнейшими естествоиспытателями: О. В. Ковалевским, В. В. Докучаевым, А. П. Карпинским, А. Д. Архангельским, Н. М. Страховым, Н. С. Шатским и др. Метод основан на принципах диалектического материализма. В соответствии с его положениями все формы залегания горных пород изучаются путем взаимного сравнения с выявлением сходных и отличительных черт, рассматриваемых с учетом их происхождения. Вместе с тем все явления освещаются в историческом развитии (исторический метод), рассматриваются их взаимные связи и взаимное влияние. Такой подход позволяет изучать формы залегания горных пород не как случайные образования, а как результат закономерных процессов, выявить их генезис и взаимообусловленность. Все это, в конечном счете, способствует выявлению закономерностей и направленности в развитии земной коры и планеты в целом.

Метод актуализма, разработанный Ч. Лайелем в 1866 г., основан на положении, согласно которому для понимания прошлого необходимо изучать процессы, наблюдаемые в настоящее время. В последующие годы этот метод претерпел значительные изменения. При его применении стало учитываться поступательное, направленное развитие нашей планеты и земной коры и необратимость многих процессов. Это исключает возможность механического переноса современных геологических явлений в прошлое и позволяет при применении метода актуализма одновременно базироваться и на сравнительно-историческом методе.

Так, например, изучая образование слоистых толщ, мы рассматриваем все последующие за образованием слоев нарушения первичных форм залегания, начиная с простейших и кончая сложными складчатыми. При этом устанавливается также последовательность в развитии отдельных структур, время и механизм их образования.

Знание условий залегания осадочных, изверженных и метаморфических пород в земной коре открывает возможность методически правильно подойти к выявлению и прогнозам размещения заключенных в них полезных ископаемых. В настоящее время хорошо известна приуроченность отдельных видов полезных ископаемых к определенным типам структур. Например, залежи нефти и газа большей частью располагаются в сводах антиклинальных складок, а промышленные запасы подземных вод, напротив, сосредоточиваются в центральных частях синклиналей. Общеизвестна приуроченность месторождений многих цветных и редких металлов к раздробленным зонам и разрывам в горных породах. Учет зависимости размещения полезных ископаемых от формы залегания, состава и других особенностей строения заключающих их горных пород позволяет обоснованно и с большим эффектом направлять поисковые и разведочные работы и, что особенно важно, вести поиски месторождений, расположенных на глубине и не обнажающихся на поверхности (слепых).

Структурные особенности строения земной коры получают правильную оценку тогда, когда исследователь учтет не только форму залегания, но также условия и время образования пород, отличительные черты их состава и т. д. Поэтому структурная геология, кроме анализа чисто геометрических форм залегания горных пород, опирается на обширные данные других наук — минералогии, петрографии, палеонтологии, исторической геологии, литологии, геоморфологии.

В последние годы в структурной геологии широко используются также данные геофизики и экспериментальной геологии, аэрофотосъемки.

Наряду с другими отраслями геологических наук структурная геология служит той базой, на которой развивается учение о полезных ископаемых.

Геологическое картирование (геологическая съемка) — одна из прикладных геологических дисциплин, рассматривающая методы составления геологических карт и их практическое применение. Цель геологического картирования — всестороннее изучение геологического строения, полезных ископаемых и составление геологической карты выбранного района в том или ином масштабе.

Геологическое картирование заключается в систематическом и всестороннем изучении естественных и искусственных обнажений (выходов на поверхность) горных пород с целью определения их состава, происхождения, возраста и форм залегания и нанесения их распространения на топографическую карту. Оно сопровождается поисками полезных ископаемых на все виды минерального сырья и выявлением геологических условий размещения полезных ископаемых. Для более полного изучения свойств пород и условий их залегания геологическая съемка сопровождается проходкой канав, шурфов и буровых скважин, изучением аэрофотосъемочных материалов, а также комплексом геофизических наблюдений (радиометрия, электроразведка, гравиметрия, магнитометрия, сейсмометрия).

Для определения состава пород при геологическом картировании изучают их физические свойства, исследуют под микроскопом, проводят химические и иные анализы. При установлении происхождения осадочных пород основное значение имеют палеогеографический и палеофациальный методы, позволяющие выяснить физико-географическую обстановку условий накопления осадочных пород и многих видов полезных ископаемых. Большое значение в установлении происхождения пород имеет сравнительно-исторический метод, метод актуализма и моделирование природных условий.

При определении возраста пород применяется несколько методов, из них чаще — стратиграфический и палеонтологический. В последние два десятилетия широко используются методы, основанные на изучении продуктов радиоактивного распада атомов некоторых химических элементов, позволяющие установить абсолютный возраст пород в годах современной длительности.

Геологические карты представляют собой изображение на топографической карте с помощью условных знаков распространения и условий залегания горных пород на земной поверхности, разделенных по возрасту и составу. Карты являются одним из важнейших результатов геологического картирования, но могут быть также составлены на основании обработки материалов, накопленных при геологических исследованиях. Широкое применение имеют сводные геологические карты, представляющие собой результат обобщения геологических карт отдельных территорий. Геологические карты дают возможность не только объективно отразить наши знания о строении верхних частей земной коры, но и позволяют составить обоснованное представление о строении ее более глубоких частей. С помощью геологических карт могут быть сделаны выводы о строении и развитии земной коры и закономерностях распространения полезных ископаемых. Они служат основой при проектировании поисковых и разведочных работ, проведении инженерно-геологических изысканий, строительных работ, изысканий по водоснабжению, мелиорации.

Методика составления геологических карт опирается на теоретические обобщения геологических наук и представляет собой итог большого практического опыта геологических исследований.

Успешное выявление месторождений полезных ископаемых и дальнейшее расширение минерально-сырьевой базы нашей страны в значительной степени зависят от геологической изученности и в первую очередь от геологической заснятости территории. На основе геологической съемки и геологического изучения определяются возможность обнаружения в том или ином районе тех или иных полезных ископаемых, характер их распределения, направление поисковых и поисково-разведочных работ.

При сводке геологического материала по Русской (Восточно-Европейской) платформе И. М. Губкин в 1932 г. высказал мнение о возможной нефтеносности ее восточной части — Волго-Уральской области. Дальнейшие исследования геологов блестяще подтвердили эти прогнозы. П. И. Степанов теоретически обосновал, а позднейшими работами было доказано предположение о продолжении месторождений угля Донецкого бассейна на запад, в пределы западной части Украины. С. С. Смирнов на основании анализа геологических карт, истории геологического развития и данных по металлогении в 1939 г. дал блестящий прогноз о широком развитии редкометального оруденения на крайнем северо-востоке нашей страны. На основании анализа благоприятных признаков геологи открыли месторождения алмазов в Якутии, выявили огромные залежи нефти и газа в Западно-Сибирской низменности.

Ведущее значение при составлении геологических карт имеют структурная геология, геотектоника, историческая геология, минералогия, петрография, геофизика и учение о месторождениях полезных ископаемых. Лишь обладающий всей суммой необходимых знаний, прочно стоящий на позициях диалектического материализма геолог в состоянии вести на высоком уровне сложную работу по

составлению геологических карт. При этом он должен избегать принятия поспешных субъективных заключений и стремиться на основе углубленного изучения природных явлений и фактов прийти к наиболее обоснованным, по возможности объективным выводам и построениям.

Нельзя забывать также о том, что составление геологических карт — это плод коллективного труда, при котором высоких результатов можно достичь лишь на основе объединения творческих усилий всех участвующих в работе исследователей.

Глава 3

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТАХ

ТИПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ

Помимо изображения на картах состава и возраста горных пород, слагающих ту или иную территорию, у геологов нередко возникает необходимость отразить другие особенности геологического строения: состав и мощность покрова четвертичных образований, особенности тектоники, распространение полезных ископаемых, водоносность, инженерно-геологические свойства пород, материалы по геоморфологии и т. д. Нанесение таких данных на обычную геологическую карту делает ее трудночитаемой вследствие перегруженности условными знаками. В связи с этим на практике нередко принято кроме обычной геологической карты составлять карты других типов. К числу таких карт относятся: карта четвертичных образований, литолого-геологическая, тектоническая, геоморфологическая, гидрогеологическая, инженерно-геологическая, полезных ископаемых, карты прогнозов по отдельным видам минерального сырья или их комплексам.

Геологические карты. На геологических картах с помощью качественного фона (цветного или штрихового), буквенных, цифровых и других условных знаков показываются возраст, состав и происхождение горных пород, условия их залегания, характер границ между отдельными комплексами. На геологических картах может быть указано также распространение отдельных минералов или элементов в горных породах. На основе данных геологической карты, а также результатов бурения и геофизики геолог может получить более или менее обоснованное представление о составе и формах залегания горных пород под земной поверхностью и сделать те или иные выводы о глубинном строении земной коры.

Качество геологической карты зависит не только от детальности изучения геологического строения изображенной на ней площади, но и от топографической основы. С укрупнением масштаба топографи-

ческой основы и увеличением ее точности более полной и детальной должна быть и геологическая нагрузка.

Возраст, состав и происхождение горных пород, условия их залегания и характер границ между ними на геологической карте указываются с помощью условных знаков. Различают три основных вида условных знаков: цветовые, штриховые, буквенные и цифровые. Цветовые знаки служат для обозначения возраста осадочных, вулканогенных и метаморфических пород. При изображении интрузивных пород цвет применяется для указания их состава. Штриховыми знаками обозначается состав пород. Исключением являются одноцветные геологические карты, на которых штрихами указываются как возраст, так и состав пород. Буквенные и цифровые обозначения (индексы) служат для указания возраста и происхождения пород; состав интрузивных и некоторых вулканогенных пород обозначается также буквами. Все условные обозначения, употребляемые на данной геологической карте, выносятся с соответствующими пояснениями в таблицу условных обозначений.

На полях каждого листа геологической карты слева располагается стратиграфическая колонка, а на правом ее поле помещаются условные обозначения (легенда). Знаки располагаются в следующей последовательности.

Вначале помещаются стратиграфические подразделения осадочных, вулканогенных и метаморфических пород начиная от более молодых, затем обозначения интрузивных и жильных пород, также начиная с более молодых. Далее следуют знаки маркирующих горизонтов, контактовых и других измененных пород, крап генезиса четвертичных отложений и вещественного состава вулканогенных и интрузивных образований. В конце легенды помещаются все прочие обозначения, изображенные на карте условными знаками.

Прежде чем перейти к характеристике других видов карт, необходимо пояснить одно весьма существенное обстоятельство, с которым обычно сталкиваются геологи при составлении геологических карт. Дело в том, что наиболее широким развитием на поверхности Земли пользуются различные отложения четвертичного возраста. Аллювиальные, делювиальные и ледниковые образования покрывают огромные территории. Широко развиты торфяники, золотоносные пески и другие породы. В то же время обнажения более древних, дочетвертичных коренных пород на земной поверхности сравнительно редки. На равнинах они наблюдаются в основном вдоль берегов рек и в выработках (карьеры и пр.). В горных областях, даже таких, как Кавказ и Тянь-Шань, выходы коренных пород занимают менее половины общей площади их поверхности.

Таким образом, при составлении геологических карт мы вынуждены были бы показывать на них главным образом образования четвертичного возраста, среди которых более древние коренные породы оказались бы изображенными в виде узких полос и пятен.

Между тем основная часть полезных ископаемых связана с породами дочетвертичного возраста. Это обстоятельство вынуждает

геологов снимать с геологических карт четвертичный покров, особенно если он маломощный, и изображать на них распространение коренных пород в том виде, в каком они прослеживаются под покровом четвертичных отложений. Однако не всегда представляется возможным снять покров четвертичных пород, так как в некоторых случаях не удается расшифровать состав и возраст коренных пород, скрытых под ними. К тому же мощность четвертичного покрова нередко составляет десятки и сотни метров. Невозможно, например, снять изображение четвертичных пород с геологических карт Западно-Сибирской низменности или в долинах крупных рек. Четвертичные отложения сохраняются на геологических картах и в тех случаях, когда они вмещают месторождения полезных ископаемых или имеют морское происхождение.

Четвертичные отложения изображаются на особых картах четвертичных отложений, отдельно от коренных пород. На таких картах они делятся по возрасту, происхождению и составу. Обнажающиеся на поверхности коренные породы указываются без расчленения. Исключение составляют лишь неогеновые континентальные образования, которые нередко показываются на карте четвертичных отложений и тоже делятся по возрасту, происхождению и составу.

На литолого-геологических картах на фоне окраски, соответствующей возрасту пород, штрихами изображается состав пород, выходящих на поверхность или скрытых под покровом четвертичных образований. На картах с масштабом крупнее 1 : 10 000 условной штриховкой обычно удается показать площади распространения каждой разновидности пород. На картах масштаба мельче 1 : 10 000 указывается лишь состав преобладающих на данном участке пород либо при помощи смешанной штриховки отображаются отдельные разновидности пород. Литологический состав пород изображается обычно и на геологических картах масштаба 1 : 50 000 и крупнее. Разновидностью литолого-геологических карт являются петрографические карты. Они, как правило, крупномасштабные (от 1 : 10 000 и крупнее) и изображают разновидности какой-либо одной, достаточно широко развитой породы, например солей, известняков, сланцев, гнейсов, гранитов и т. п.

Тектоническими картами называют такие карты, на которых условными знаками изображены структурные формы различных категорий и разного возраста. Они делятся на общие (сводные) и региональные. На общих тектонических картах отображаются основные структурные элементы земной коры с разделением их по условиям образования и времени формирования. Более мелкие элементы в пределах выделенных категорий (складки, флексуры, разрывы и т. д. и их отдельные части) изображаются дополнительными условными обозначениями. На региональных тектонических картах отражается структура вполне определенных районов, и легенда, в которой она показана, обычно не может быть полностью перенесена на другие районы. В противоположность этому легенда

общей тектонической карты в принципе строится таким образом, чтобы она могла выразить все структурные и тектонические особенности земной коры: она может быть приложима к различным по времени формирования и истории развития структурным областям.

Структурные формы на тектонических картах могут изображаться двумя способами: 1) способом изогипс, при котором площадное изображение условий залегания пород достигается с помощью линий одинаковых высот определенных геологических поверхностей (последними могут быть поверхности несогласий, границы между разнородными литологическими комплексами, маркирующие слои, подошва или кровля стратиграфических горизонтов); 2) линейным способом, когда для изображения структурных форм употребляются линейные условные обозначения.

На геоморфологических картах условными штрихами и цветом изображаются основные типы рельефа и его отдельные элементы с учетом их происхождения и возраста. Основой геоморфологических карт являются топографическая карта и геологическая карта четвертичных отложений.

Основой для гидрогеологических карт является геологическая карта, на которой горные породы в зависимости от их возраста, происхождения или состава объединены в комплексы, обладающие одинаковой водоносностью. Выделенные комплексы пород располагаются на карте в возрастной последовательности или по генетическому признаку. Каждый из комплексов закрашивается условной краской, соответствующей степени водообильности пород и их химическому составу. Если появляется необходимость показать распространение какого-либо водоносного комплекса пород под покровом вышележащих пород, то в районе распространения нижнего комплекса на цветную закраску верхнего комплекса накладываются полоски цвета, принятого для нижнего комплекса.

693

На инженерно-геологических картах на фоне данных о возрасте и составе пород условными штрихами или цветной окраской показываются физические свойства пород: пористость, проницаемость, устойчивость и другие данные, необходимые при строительстве.

Карты полезных ископаемых составляются на геологической основе, на которой условными значками различной формы и цвета или в виде естественных контуров указываются распространенные на данной площади месторождения полезных ископаемых, а также участки с рассеянной и вкрапленной минерализацией. Изображаемые на карте полезные ископаемые делятся на группы (например горючие, металлические и неметаллические и т. д.), а в пределах каждой группы — на отдельные виды. Для каждого вида выделяются промышленные и непромышленные месторождения и проявления.

Прогнозные карты по отдельным видам минерального сырья или их комплексам строятся на геологической или тектонической основе. На них показывается распространение данного вида или

Арм. ССР

комплекса полезных ископаемых и отмечаются перспективные районы с определением достоверности и обоснованности выделения первоочередных участков для постановки детальных работ.

ВИДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ

В зависимости от масштаба собственно геологические карты делятся на четыре вида: мелкомасштабные, среднемасштабные, крупномасштабные и детальные.

Мелкомасштабные (обзорные) карты, имеющие масштаб 1 : 500 000 и мельче, дают представление о геологическом строении обширных территорий, отдельных государств, целых материков или всего мира. Топографическая основа мелкомасштабных геологических карт обычно сильно упрощена. На ней наносятся основные реки, крупные населенные пункты, очертания морей и озер, которые могут быть изображены в масштабе карты.

Среднемасштабные карты имеют масштаб 1 : 200 000—1 : 100 000 и составляются полистно, в рамках соответствующих топографических планшетов международной разграфки. Они передают основные черты геологического строения изображаемой территории, дают прогнозную оценку в отношении полезных ископаемых. В качестве топографической основы среднемасштабных геологических карт применяются карты, на которых может быть разряжена сеть горизонталей, сняты второстепенные пути сообщения, населенные пункты, изображения древесной растительности, пашен и т. д.

Крупномасштабные карты масштаба 1 : 50 000—1 : 25 000 также составляются полистно, на точных топографических основах. Они предназначены для подробного изображения геологического строения районов, перспективы которых в отношении выявления месторождений полезных ископаемых определены, а также для районов сельскохозяйственного освоения, строительства городов, предприятий, гидростанций. Крупномасштабные карты должны осветить не только геологическое строение земной поверхности, но и дать возможность составить ясное представление о глубинном строении территории.

Детальные геологические карты масштаба 1 : 10 000 и крупнее составляются обычно на специальных топографических основах. Этот вид геологических карт подробно отражает геологию районов или участков, на которых находятся месторождения полезных ископаемых или возводятся гидротехнические, промышленные и гражданские сооружения; позволяет решать вопросы, связанные с закономерностями размещения рудных тел, подсчетом запасов полезных ископаемых и возможностям промышленного и гражданского строительства.

УСЛОВНЫЕ ЗНАКИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ

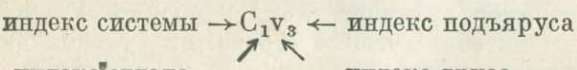
Возраст, состав и происхождение горных пород на геологических картах указываются с помощью условных знаков. Различают три основных вида условных знаков: 1) цветовые, 2) штриховые, 3) буквенные и цифровые.

Цветовые знаки служат для обозначения возраста осадочных, вулканогенных и метаморфических пород. При изображении интрузивных пород цвет применяется для указания их состава.

Штриховыми знаками обозначается состав пород. Исключением являются одноцветные геологические карты, на которых штрихами указываются как возраст, так и состав пород.

Буквенные и цифровые обозначения (индексы) служат для указания возраста и происхождения пород; состав интрузивных и некоторых вулканогенных пород обозначается также буквами.

Индекс[1] для обозначения осадочных, вулканогенных и метаморфических пород составляется из прописных и строчных букв латинского алфавита, строчных букв греческого алфавита, а также из цифр. Вначале ставится прописная или прописная и строчная буквы латинизированного названия системы. Отдел обозначается арабской цифрой, помещаемой справа внизу у индекса системы. Индекс яруса составляется из одной или двух начальных строчных букв сокращенного латинизированного названия яруса. Части яруса вновь указываются арабскими цифрами. Пример записи:



Помимо общепринятых стратиграфических подразделений нередко возникает необходимость введения вспомогательных (местных) подразделений, которые должны быть обязательно увязаны с делениями общепринятой шкалы.

Наиболее крупными из местных подразделений являются серии, охватывающие мощные и сложные по составу толщи осадочных, вулканогенных или метаморфических образований, часто отвечающих единому крупному вулканическому или тектоническому циклу или циклу осадкообразования. Серии между собой обычно разделяются региональными несогласиями. Продолжительность формирования серий может быть неодинаковой. В одних случаях серия может соответствовать системе или нескольким системам, в других — ярусу или нескольким ярусам.

Внутри серий, а при недостаточной фаунистической датировке внутри систем, отделов или ярусов могут быть выделены свиты.

---

[1] С 1970 г. на картах введены новые индексы для некоторых стратиграфических единиц: вместо A—AR, Pt—PR, Pz—PZ, Mz—MZ, Kz—KZ, Cr—K и др.; отделы четвертичной системы указываются не арабскими, а римскими цифрами.

Свиты занимают определенное положение в стратиграфическом разрезе и характеризуются четко выраженными особенностями состава или условиями образования, выдерживающимися на достаточно большой площади.

В свою очередь свиты могут быть подразделены на подсвиты, горизонты, пачки, а также на отдельные слои. Внутри свит не может быть угловых несогласий, но различные свиты могут залегать по отношению друг к другу как согласно, так и несогласно. Мощность свит может меняться от десятков до тысяч метров.

Индексы местных подразделений, серий и свит складываются из двух латинских строчных букв, из которых первая соответствует первой букве названия, а вторая — ближайшей согласной в этом названии. Указанные индексы присоединяются справа к индексу группы системы, отдела или яруса: например индекс кизильской свиты C_1vkz.

Горизонты и пачки обычно указываются строчными буквами за индексом более крупного подразделения.

Если выделение свит или их прослеживание оказывается затруднительным, в качестве местных подразделений вводятся толщи. Толщи характеризуются определенным составом и должны быть привязаны к стратиграфическому разрезу. Однако их точное положение в стратиграфической колонке может оказаться неустановленным. В одном стратиграфическом горизонте могут быть выделены две и более толщи. Толщи именуются по составу преобладающих в них пород, например вулканогенная, карбонатная, вулканогенно-терригенная. Они обозначаются строчными буквами латинского алфавита, которые ставятся за индексом основного подразделения. Толщи могут быть разделены на пачки.

Для местных подразделений (серий, свит), охватывающих по возрасту два смежных отдела или две системы, индекс образуется путем соединения индексов объединяемых подразделений посредством знака (+) или (—). Плюс ставится в том случае, если объединяются полностью два соседних подразделения, в других случаях применяется знак (—); на первом месте пишется индекс более древнего подразделения. Так, например, если нужно указать толщу, охватывающую смежные части кембрия и ордовика (но не весь кембрий и ордовик), индекс будет иметь вид Cm — O; если кембрийскую и ордовикскую системы следует показать в полном объеме, индекс будет иметь вид Cm + O; для нерасчлененных отложений аптского и альбского ярусов индекс будет $K_1ap + al$. Для подразделений, охватывающих свыше двух стратиграфических единиц, индекс образуется из символов крайних объединяемых подразделений при посредстве знака тире.

Если возраст осадочных, метаморфических или магматических образований может быть намечен только предположительно, то индекс возраста должен сопровождаться справа знаком вопроса. В случае, если возраст геологических образований может быть установлен приближенно в пределах каких-либо подразделений единой стра-

тиграфической шкалы, символы этих возрастных подразделений в индексе разделяются двоеточием. Например PR_3: Cm — верхний протерозой или кембрий; $J_{1:2}$ нижний или средний отдел юрской системы.

Абсолютный возраст горных пород на геологической карте показывается специальным знаком, помещаемым на месте отбора образца для определения абсолютного возраста.

Интрузивные породы обозначаются различным цветом и индексом, может быть использован также соответствующий крап. Каждой группе интрузивных пород присваивается свой цвет: кислым красный, средним темно-малиновый, щелочным красновато-оранжевый, основным темно-зеленый, ультраосновным темно-фиолетовый.

Возрастные индексы эффузивных толщ, не имеющих собственных названий, составляются по тому же способу, как и для возрастных подразделений осадочных отложений, но перед символом системы проставляется греческая буква, отображающая состав эффузивных образований: например верхнемеловая толща базальтов βK_2.

Индексация интрузивных пород по вещественному составу дается строчными буквами греческого алфавита (например γ-граниты). Для указания возраста магматических пород рядом справа ставится символ, указывающий на возраст (например γC_3 — позднекаменноугольные граниты). Принадлежность к тому или иному комплексу интрузивных пород обозначается одной или двумя латинскими строчными буквами (курсивом), расположенными справа от индекса возраста (например $\gamma C_3 k$ — калдырминский комплекс гранитов позднекаменноугольного возраста). Последовательность интрузивных фаз в пределах интрузивного комплекса обозначается арабской цифрой (определяющей последовательность данной фазы), помещаемой справа внизу от символа вещественного состава интрузий, например $\gamma_2 C_3 k$ — мелкозернистые граниты второй фазы калдырминского (среднекаменноугольного) комплекса.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОЛОНКА И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РАЗРЕЗЫ

Средне-крупномасштабные и детальные геологические карты сопровождаются стратиграфической колонкой и разрезами. Стратиграфическая колонка представляет собой столбец шириной 2—4 см, в котором условной штриховкой в стратиграфической последовательности показывается положение и состав осадочных, вулканогенных и метаморфических пород, развитых на изображенной на карте территории. Интрузивные образования в стратиграфической колонке не приводятся.

Породы в колонке расчленяются в соответствии с выделенными на карте стратиграфическими подразделениями. Слева от колонки указываются их возраст (система, отдел, ярус, свита и т. п.) и индексы; справа приводится мощность, описываются состав, встреченные окаменелости, геохимические параметры и физические свойства

пород, определения абсолютного возраста пород и приуроченность полезных ископаемых. Масштаб, в котором строятся стратиграфические колонки, может быть различным, но более крупным, чем масштаб карты, и зависит от общей мощности пород. Общая длина колонки не должна превышать 40—50 см. При колебаниях мощности в колонке приводится ее наибольшее значение, а цифрами указываются крайние пределы.

Границы между стратиграфическими подразделениями с согласным залеганием на колонке указываются прямыми линиями, при стратиграфическом несогласии — волнистыми, при структурном — волнисто-угловатыми. Если взаимоотношения стратиграфических подразделений неясны, на стратиграфической колонке между ними оставляют узкий (в 4 мм) пробел, ограниченный двумя параллельными линиями, внутри которых ставят вопросительный знак, а в графе «характеристика пород» пишется «взаимоотношения неясны».

Литологический состав на колонке изображается с максимально возможной для выбранного масштаба полнотой, выделением пластов, маркирующих горизонтов и линз полезных ископаемых или пород, благоприятных для их концентрации. Четвертичные отложения в колонке не показываются. Они изображаются только для карт четвертичного возраста.

Геологические разрезы представляют собой вертикальные сечения земной коры от ее поверхности на ту или иную глубину. Они могут составляться по геологическим картам, данным буровых скважин или геофизическим материалам.

Разрезы по геологической карте строятся по прямым линиям в направлении, которое дает наиболее полное представление о залегании пород, слагающих изображенную на карте территорию. При необходимости разрезы могут строиться и по ломаным линиям. Если существуют опорные скважины, то разрезы следует проводить через эти скважины. Вертикальный и горизонтальный масштабы разрезов в большинстве случаев должны соответствовать масштабу карты. При мелких масштабах карт вертикальный масштаб разрезов может быть увеличен. Концы линии разреза ограничиваются буквами. Такие же буквы ставятся у концов линии разреза и на карте. Если разрез проходит по ломаной линии, на его изгибах также подписываются буквы. Для каждого листа геологической карты обычно строится 1—3 разреза. Все геологические границы на разрезах (согласные, несогласные и интрузивные) указываются одним знаком в виде сплошных линий.

Глубину разреза необходимо обосновать конкретными данными. На разрезах должны быть изображены все породы, обнаженные на поверхности, вскрытые скважинами и установленные геофизическими методами, наиболее важные буровые скважины и глубокие горные выработки.

Разрезы составляются в соответствии с условными обозначениями карты. При небольшой мощности отложений на разрезах допускается объединение двух или более согласно залегающих стратиграфических

подразделений, при обязательном внесении в условные знаки соответствующих дополнительных обозначений с указанием «только для разреза». На разрезах изображаются условия залегания и форма геологических тел, изменения их мощности, геологические структуры, различные фации, разрывы.

Если границы и нарушения не подтверждены буровыми и иными данными, они изображаются особыми знаками. Для наглядности на разрезах можно показывать пунктиром продолжение геологических границ в воздухе и на глубине.

Глава 4

ВИДЫ АЭРОФОТОМАТЕРИАЛОВ И СВОЙСТВА АЭРОФОТОСНИМКОВ

Фотографические снимки земной поверхности, выполненные с воздуха, широко применяются в ряде отраслей народного хозяйства: в земледелии, лесном хозяйстве, геодезии, геологии, рыбном промысле и др.

Использование аэрофотоснимков при геологических работах позволяет значительно повысить точность и объективность составляемых геологических карт, делает эти работы более производительными и позволяет выявить многие детали геологического строения, не улавливаемые при обычной наземной полевой работе. Помимо использования различных аэрофотосъемочных материалов, геологами широко применяются аэровизуальные наблюдения и аэрогеофизические исследования.

ВИДЫ АЭРОФОТОМАТЕРИАЛОВ

При геологической съемке используются следующие виды аэрофотосъемочных материалов: 1) контактная печать, 2) репродукция накидного монтажа; 3) фотосхемы, 4) фотопланы и карты.

Контактная печать представляет собой контактные отпечатки с пленки и соответствует масштабу аэрофотосъемки. Наиболее широко распространены следующие масштабы съемки: 1 : 5000; 1 : 10 000; 1 : 17 000; 1 : 30 000; 1 : 65 000 и 1 : 100 000. Аэрофотоснимки в соответствии с принятыми стандартами имеют форматы 18 × 18, 24 × 24 и 30 × 30 см. Аэрофотоснимки выдаются геологам в виде комплекта, содержащего снимки, разложенные по трапециям масштабов 1 : 10 000; 1 : 25 000; 1 : 50 000 и 1 : 100 000.

Каждый аэрофотоснимок имеет индекс в виде серии и порядкового номера, указывающихся в правом верхнем углу. Снимки нумеруются по ходу съемки в направлении полета самолета. При аэрофотосъемке самолет покрывает намеченную к съемке площадь рядом параллельных маршрутов, расстояние между которыми зависит от масштаба

съемки. Каждый последующий снимок располагается таким образом, что около 60% его площади перекрывает предыдущий снимок (продольное перекрытие); при полете самолета по параллельному маршруту предыдущий ряд снимков перекрывается на 15% (поперечное перекрытие). Качество снимков иногда снижается в результате следующих производственных дефектов: неточности продольного и поперечного перекрытия, криволинейности и волнистости маршрута, невыдержанности высоты полета и др.

Репродукции накидного монтажа представляют собой соединение всех аэрофотоснимков, покрывающих заснятую трапецию и подобранных таким образом, что они дают изображение трапеции в целом и порядковые номера всех снимков. Репродукции накидного монтажа изготавливаются в произвольном масштабе; на них должны быть даны: номенклатура трапеции, названия населенных пунктов, крупных рек, озер, горных вершин и прочих опорных пунктов. Репродукция накидного монтажа служит для ориентировки и быстрого нахождения требуемого контактного отпечатка.

Фотосхемы представляют собой монтаж частей контактных отпечатков, составляющих изображение заснятой местности. Для составления фотосхем центральные части снимков вырезаются и наклеиваются на картон в виде сплошной мозаики. Фотосхемы составляются по трапециям масштабов 1 : 10 000; 1 : 25 000; 1 : 50 000 или 1 : 100 000, их масштаб соответствует масштабу контактных отпечатков.

Мозаичные фотосхемы просты в изготовлении, но они имеют ряд неточностей. Склеенные части отпечатков не трансформированы и нередко не увязываются друг с другом в изображении, рамки фотосхем могут не вполне точно совмещаться с рамками соответствующих топографических планшетов. Указанные недостатки полностью отсутствуют в уточненных фотосхемах. Этот вид фотосхем, хотя и сложен в изготовлении, но точно привязан к координатной топографической сетке и не имеет недочетов в соединениях отдельных частей снимков. Фотосхемы изготавливаются на матовой или полуматовой контрастной бумаге и снабжаются необходимой номенклатурой.

Фотопланы и карты изготавливаются в соответствии с теми требованиями, которые существуют для топографических карт того же масштаба. Они представляют собой фотографическое изображение местности с точным масштабом, приведенное к определенной системе координат и лишенное искажений. Фотопланы и карты требуют длительного времени для своего изготовления и поэтому дороги.

СВОЙСТВА АЭРОФОТОСНИМКОВ

Плановые и перспективные снимки. Различаются два основных вида аэрофотоснимков — с плановым и с перспективным изображением. При плановой съемке оптическая ось фотоаппарата направлена отвесно, перпендикулярно к среднему

уровню поверхности Земли; при получении перспективных снимков оптическая ось аппарата отклоняется от отвесного положения.

Плановые снимки плоской земной поверхности имеют одинаковый масштаб во всех точках снимка. Сетка квадратов на местности (например лесные просеки) изображается на снимке также сеткой квадратов соответственно меньшего размера. На перспективных снимках масштаб изображения в различных точках снимка неодинаков. Сетка квадратов на местности на перспективном снимке примет вид трапеций.

В геологии используют главным образом плановые аэрофотоснимки. Допустимые отклонения оптической оси фотоаппарата от отвесного положения при плановой съемке не должны превышать 3°.

Центральная точка снимка, координатные вершинки. Точка на снимке, в которую направлена оптическая ось фотоаппарата, носит название центральной (главной) точки снимка. Для ее определения служат координатные вершинки, отмеченные на краях снимков уголками. Центральная точка снимка располагается в пересечении прямых линий, соединяющих противолежащие координатные вершинки.

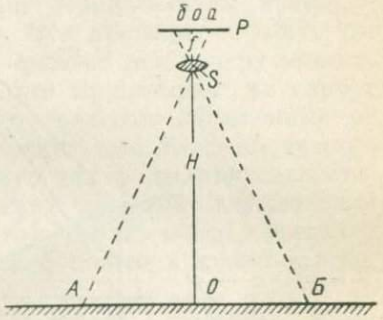


Рис. 1. Определение масштаба аэрофотоснимка

P — снимок; *S* — объектив фотоаппарата; *А — Б* — поверхность рельефа; *о — О* — оптическая ось фотоаппарата; *H* — высота съемки; *f* — фокусное расстояние объектива фотоаппарата

Масштаб снимков. Масштаб плановых аэрофотоснимков определяется из следующих соотношений (рис. 1).

Если oS равно фокусному расстоянию объектива фотоаппарата (f), OS — высота полета (H), то из треугольников aoS и AOS находим:

$$\frac{ao}{AO} = \frac{os}{OS} \text{ или } \frac{ao}{AO} = \frac{f}{H}.$$

Отношение $\frac{ao}{AO}$ отвечает понятию масштаба, откуда

$$M = \frac{f}{H} \text{ или } \frac{1}{m} = \frac{f}{H}, \text{ отсюда } m = \frac{H}{f},$$

где m — знаменатель масштаба.

Таким образом, знаменатель масштаба снимка может быть определен путем деления высоты полета на фокусное расстояние объектива фотоаппарата.

Постоянство масштаба горизонтального снимка обусловливается тем, что величины f и H не меняются для данного снимка. При постоянной высоте полета масштаб аэроснимка тем меньше, чем меньше фокусное расстояние камеры фотоаппарата. С другой стороны, при

постоянном значении фокусного расстояния масштаб снимка уменьшается с увеличением высоты полета.

Искажения изображения на аэрофотоснимках. Искажение изображения местности на аэрофотоснимках может быть вызвано различными причинами. Так, искажения, возникающие в производственных операциях (при крене самолета, отклонениях от маршрута, плохом качестве бумаги и т. п.), исправляются в процессе аэросъемочных работ. Наиболее существенным видом искажений, которые необходимо учитывать геологу, являются

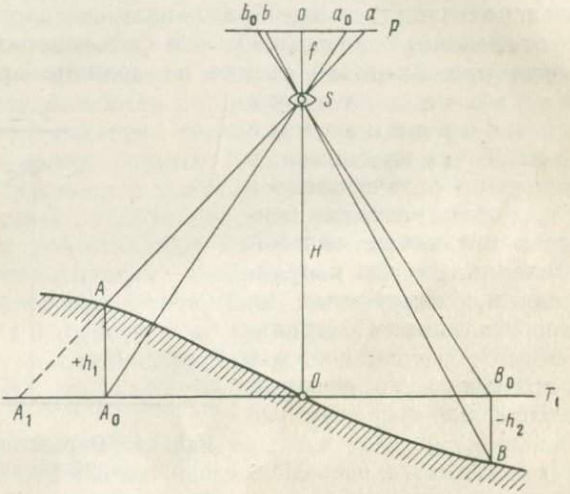


Рис. 2. Схема, поясняющая искажения аэрофотоснимка за счет рельефа

искажения, вызываемые рельефом снимаемой местности. Они возникают следующим образом.

Пусть на местности (рис. 2) выбрана начальная плоскость T_1, относительно которой точки A и B имеют превышения h_1 и h_2; ортогональные проекции точек A и B на начальную плоскость будут A_0 и B_0. Изображение точки A на снимке P будет находиться в точке a, точки B — в точке b. Если бы точки A и B не имели превышения относительно начальной плоскости ($+h_1$ и $-h_2$), то они совпали бы со своими ортогональными проекциями, т. е. точками A_0 и B_0. В этом случае изображения указанных двух точек получились бы на аэрофотоснимке в точках a_0 и b_0. Из рис. 2 видно, что отрезки aa_0 и bb_0 получаются в результате различия высот точек A и B местности относительно начальной плоскости. Они называются смещениями точек аэроснимков за рельеф (δh). Величина δh может быть выражена в математической формуле.

Треугольники Sa_0a и SA_0A_1, AA_0A_1 и SA_1O, Soa и SA_1O подобны, откуда следует

$$\frac{a_0a}{oa} = \frac{A_1A_0}{A_1O} = \frac{h_1}{H}.$$

Если $a_0a = \delta h$, $oa = r$, где r — отрезок на снимке от главной точки до изображения, то, подставив значения, получим

$$\frac{\delta h}{r} = \frac{h_1}{H} \text{ или } \delta h = \frac{rh}{H},$$

т. е. величина линейного смещения точки снимка (δh) прямо пропорциональна ее расстоянию от главной точки снимка (r), прямо пропорциональна превышению соответствующей точки местности относительно начальной плоскости (h) и обратно пропорциональна высоте полета (H).

На рис. 2 видно, что при положительном превышении точки A над начальной плоскостью положение этой точки на снимке будет удаляться от главной точки снимка, при отрицательном превышении — приближаться к главной точке. Это приводит к тому, что на снимках с горным рельефом склоны, обращенные к центру снимка, получаются шире, чем если бы они были изображены на картах в ортогональной проекции, и наоборот, склоны, обращенные от центра, изображаются суженными, в результате чего получается асимметрия хребтов и долин, отсутствующая в действительности.

Приведенная выше формула вычисления δh может служить для определения полезной площади снимка, т. е. той его части, в пределах которой смещения точек снимка за рельеф не будут превышать допустимых искажений.

Из формулы $\frac{1}{m} = \frac{f}{H}$ $H = mf$. Подставив значение H в формулу для вычисления δh, получим

$$\delta h = \frac{rh}{fm}, \text{ откуда } r = \frac{\delta h f m}{h},$$

где δh представляет собой допустимую величину искажения, обусловленную разрешающей способностью глаза. В зависимости от назначения аэрофотосъемки величина δh может изменяться от 0,1 до 0,02 мм. Зная максимальные превышения (h) для заснятой местности и масштаб снимка, легко рассчитать полезную площадь снимка, лишенную смещений изображения, вызываемых изменением рельефа местности. Формула для вычисления величины δh позволяет определить допустимый масштаб аэрофотоснимка в зависимости от величины относительных превышений местности.

Понятие о стереоскопии. Зрение может быть монокулярным (одноглазным), при котором расстояние воспроизводится напряжением, изменяющим форму хрусталика, и бинокулярным (двуглазным), в котором ощущение пространства передается путем сравнения удаленности предметов друг от друга. Это свойство бинокулярного зрения называется стереоскопическим эффектом. Сущность стереоскопического зрения заключается в угловом параллаксе, т. е. в некотором угле, заключенном между оптическими осями наших глаз. Изменяя величину углового параллакса, мы бессознательно достигаем представления об удаленности предмета, форме его

поверхности или рельефе. Другая особенность стереоскопического эффекта выражается в том, что изображения в правом и левом глазу неодинаковы.

Угловой параллакс на расстоянии 500 м при базисе зрения, равном 65 мм, составляет 30′. Этим ограничивается восприимчивость различий в изображении предмета правым и левым глазом, и на более далеком расстоянии изображения в обоих глазах становятся одинаковыми, следовательно, стереоскопический эффект в бинокулярном зрении исчезает. Для того чтобы увеличить дальность стереоскопического эффекта при бинокулярном зрении, следует увеличить базис зрения. На этом принципе основано устройство биноклей.

Описанные выше особенности стереоскопического эффекта используются в стереоскопической фотосъемке. Если «заменить» глаза объективом фотоаппарата и заснять предмет дважды из различных пунктов, а затем рассматривать каждый из снимков одним глазом изолированно друг от друга, у нас неизбежно должно возникнуть объемное изображение предмета.

Стереоскопия в аэрофотоснимках достигается при поперечном перекрытии снимков. Два аэрофотоснимка, снятых с различных точек полета самолета с изображением одной и той же местности, называются стереопарой. На стереопаре с помощью стереоскопа можно воспроизвести объемное изображение заснятой территории.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПРЕВЫШЕНИЙ ПО АЭРОФОТОСНИМКАМ[1]

При вычислении углов наклона слоев, определении мощностей, решении вопросов, связанных с дешифрированием складок и разрывов нередко прибегают к определению относительных превышений между точками, выбранными на аэроснимке. С этой целью пользуются специальными фотограмметрическими приборами, позволяющими учитывать наклон базиса (разность фотографирования двух соседних аэроснимков) и взаимные углы наклона аэроснимков, а также измерять продольные параллаксы с высокой степенью точности.

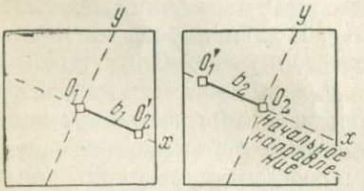


Рис. 3. Определение начального направления на стереопаре

Без применения этих приборов определять превышения по аэроснимкам можно только приближенно. Ниже изложен способ приближенного определения превышений без применения фотограмметрических приборов.

При определении превышений за начало координат на каждом аэроснимке принимается его главная точка, за ось абсцисс — начальное направление, за ось ординат — линия, перпендикулярная

[1] По Ф. И. Бродскому.

к оси абсцисс (рис. 3). Продольный параллакс любой точки местности, например точки A, изображенной на аэроснимках точками a_1 и a_2 (рис. 4), является разностью абсцисс этой точки на левом и на правом аэроснимках, конечно, с учетом знаков абсцисс. Следовательно,

$$a = x'_a - x''_a.$$

Поперечный параллакс этой же точки

$$a = y'_a - y''_a.$$

Продольный параллакс любой точки зависит, во-первых, от расстояния от этой точки на местности до базиса фотографирования B, следовательно, при определенной высоте фотографирования — от

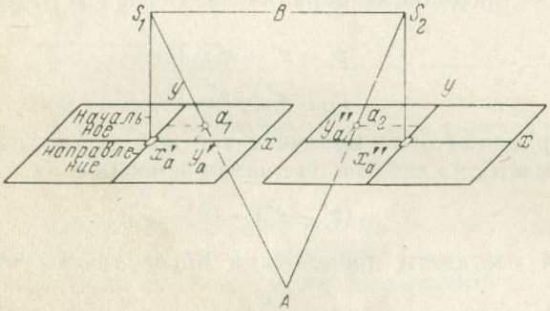


Рис. 4. Продольный параллакс на стереопаре

высоты данной точки местности над уровнем моря; во-вторых, от углов наклона одного аэроснимка относительно другого; в-третьих, от разности высот фотографирования соседних аэроснимков, а следовательно, от наклона базиса B.

При определении приближенных превышений принимается, что угол наклона базиса и взаимные углы наклона аэроснимков равны нулю. В действительности ни угол наклона базиса, ни взаимные углы наклона аэроснимков никогда не равны нулю, и это является основным источником ошибок приближенного определения превышений по аэроснимкам. Вполне понятно, что эти ошибки будут тем больше, чем больше поперечные параллаксы отличаются от нуля.

Приближенные определения превышений в равнинной местности производятся по формуле

$$h = k\,\Delta p,$$

где h — превышение между двумя точками;

k — параллактический коэффициент;

Δp — разность продольных параллаксов определяемых точек.

Параллактический коэффициент вычисляется по формуле

$$k = \frac{H}{b}, \qquad (1)$$

где H — высота фотографирования, принимаемая одинаковой для двух соседних аэроснимков;

b — базис фотографирования, принимаемый как среднее значение измеренного базиса на левом $b_1 = O_1O_2'$ и на правом $b_2 = O_1O_2$ аэроснимках (см. рис. 4).

Следовательно,

$$b = \frac{b_1 + b_2}{2}. \tag{2}$$

При этом параллактический коэффициент имеет размерность м/мм. Разность продольных параллаксов

$$\Delta p = p_c - p_a,$$

где p_c и p_a — продольные параллаксы точек c и a, равные соответственно

$$\left.\begin{aligned} p_c &= x_c' - x_c''; \\ p_a &= x_a' - x_a''. \end{aligned}\right\} \tag{3}$$

Величина Δp может быть получена так же, как разность разностей абсцисс точек a и c на левом и на правом аэроснимках. Следовательно,

$$\Delta p = (x_c' - x_a') - (x_c'' - x_a''). \tag{4}$$

В горной местности превышения определяются по формуле

$$h = \frac{H\,\Delta p}{b + \Delta p}.$$

Ниже указана последовательность в работе при определении превышений по аэроснимкам.

1. Пользуясь картой и зная фокусное расстояние аэрофотоаппарата, определяют высоту фотографирования над средней плоскостью местности.

2. На аэроснимках находят и прочерчивают начальные направления.

3. На левом и на правом аэроснимках измеряют базисы фотографирования и вычисляют их среднее значение по формуле (2).

4. Вычисляют параллактический коэффициент по формуле (1).

5. При наличии параллаксометра разность продольных параллаксов определяют по формуле (4). Для этого параллаксометр кладут на левый аэроснимок так, чтобы его поперечные линии были параллельны начальному направлению, крайняя левая линия проходила через точку a, а наклонная линия проходила через точку c, и производят отсчет разности абсцисс $x_c' - x_a'$. На рис. 5 разность абсцисс равна 26,4 мм. Таким же способом измеряют на правом аэроснимке разность $x_c'' - x_a''$ и затем вычисляют разность продольных параллаксов Δp. При этом, если на левом аэроснимке точка, относительно которой определяют превышения (точка a), расположена дальше от оси y, чем точка c (рис. 6), то разность $x_c' - x_a'$ имеет знак минус. Соответственно этому разность $x_c'' - x_a''$ будет также иметь знак минус.

Для уяснения сущности разности продольных параллаксов их можно определить по формулам (3) и (4). Для этого на каждом аэроснимке прочерчивают с максимальной тщательностью ось ординат, т. е. линию, проходящую через главную точку перпендикулярно к начальному направлению. Абсциссы измеряются при помощи

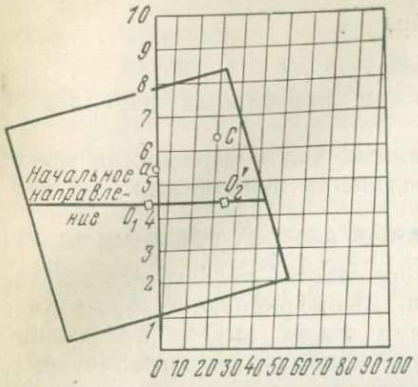


Рис. 5. Определение продольного параллакса с помощью параллактической линейки

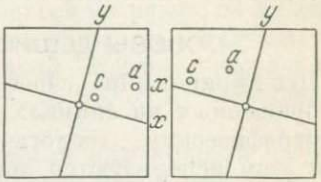


Рис. 6. Расположение опорных точек на снимках стереопары

измерителя как наикратчайшие расстояния до оси ординат и определяются с помощью поперечного масштаба.

Ниже приведен пример определения превышений по аэроснимкам:

$fk = 201{,}65$;
$m = 17\,350$;
$H = fkm = 3499$ м;

$$k = \frac{H}{b} = 49{,}4 \text{ м/мм}.$$

$b_1 = 71{,}2$ мм;
$b_2 = 70{,}4$ мм;
$b = 70{,}8$ мм.

№ точек	Абсциссы, мм		Разность, мм	Δp, мм	h, м	Измерения параллаксометром			
	левый аэроснимок	правый аэроснимок				левый аэроснимок	правый аэроснимок	Δp, мм	h, м
1	18,7	—51,2	69,9	+0,7	+35	25,5	25,0	+0,5	+25
2	44,4	—26,2	70,6						
3	75,4	+4,1	71,3						
4	10,2	—59,6	69,8	—1,5	—74	—65,3	—63,9	—1,4	—69

Точность определения превышений по аэроснимкам указанным способом, как уже упоминалось, зависит от наклона базиса фотографирования, взаимных углов наклона аэроснимков и точности измерения разности продольных параллаксов. При помощи параллаксометра разности продольных параллаксов определяются примерно в два-три раза точнее, чем при помощи измерителя и поперечного масштаба.

Ошибка в определении разности продольных параллаксов с помощью параллаксометра составляет 0,15—0,2 мм, поэтому ошибка в определении превышения

$$\Delta h = k\mu,$$

где k — параллактический коэффициент;

μ — ошибка определения разности продольных параллаксов (0,15—0,2 мм).

Влияние наклона базиса и взаимных углов аэроснимка может существенно увеличить ошибку определения превышения.

ОСНОВЫ ДЕШИФРИРОВАНИЯ АЭРОФОТОСНИМКОВ

Дешифрирование аэрофотоснимков имеет целью определение изображенных на снимках объектов. Дешифрирование может быть топографическим, геологическим или иметь другое назначение. При этом используются определенные признаки, характеризующие свойства изучаемого объекта. Существует три основных приема дешифрирования: 1) сопоставление с эталонными снимками; 2) сопоставление и сравнение объектов в пределах одного снимка; 3) логическая интерпретация. Последний прием требует пояснения.

Логическая интерпретация сочетания различных объектов нередко может дать правильный ответ на тот или иной вопрос. Например, дороги, сходящиеся к противоположным берегам реки, указывают на брод; дороги, сходящиеся в степи к одной точке, свидетельствуют о существовании там колодца и т. д.

По используемым средствам дешифрирование делится на визуальное, или глазомерное, визуально-инструментальное — с помощью дешифрировочных луп, стереоскопов и инструментальное — с помощью специальных приборов и машин.

В практической работе геологи прибегают в основном к визуальному и визуально-инструментальному дешифрированию.

Дешифрировочные признаки, по которым предмет опознается на аэрофотоснимке, могут быть прямыми и косвенными. К прямым признакам относятся форма, размер, тон и тень изображения; к косвенным — местоположение, проявления движения, число предметов, расстояния между ними и др.

Прямые признаки. Ф о р м а. Изображение на плановом аэроснимке близко к ортогональной проекции; лишь высокие предметы на краях аэроснимка изображаются наклоненными от центра.

Р а з м е р изображения предмета на аэрофотоснимке, умноженный на знаменатель масштаба снимка, дает размер предмета на местности, что в сочетании с формой является существенным дешифрировочным признаком:

$$L = lm,$$

где L — размер предмета на местности;

l — размер предмета на снимке;

m — знаменатель масштаба.

Размер изображения на аэроснимке определяется при помощи лупы, в поле зрения которой устанавливается измерительная шкала. Минимальный размер изображения предметов, различимых на аэроснимке, принимается равным 0,2 мм. На возможность выявления контура влияет также его форма. Линейные контуры большой протяженности хорошо опознаются даже и в том случае, когда ширина их меньше разрешающей способности. Точечные контуры выходят на аэроснимке лишь тогда, когда размеры их больше расчетных.

Сравнение объектов возможно при разности их размеров на аэроснимке не менее 0,1 мм. Величина объектов на аэроснимках при разрешающей способности глаза, равной 0,2 мм, составляет: в масштабе 1 : 5000 1 м; в масштабе 1 : 30 000 6 м; в масштабе 1 : 100 000 20 м.

Т о н о м называется степень почернения или яркость изображения на аэроснимке. На обычном черно-белом аэроснимке все многообразие окраски и яркости предметов передается относительно небольшой гаммой серых тонов различной интенсивности — от белого до черного. Тон изображения на аэроснимке зависит от большого числа факторов, из которых основными являются яркость объекта, цвет, условия фотографирования и фотографические материалы. На яркость объекта влияют освещенность его солнечным светом, структура и отражательная способность поверхности. Максимальную освещенность имеют поверхности, расположенные нормально к солнечным лучам.

Отражательная способность зависит от структуры поверхности, которая может быть гладкой, матовой или шероховатой. Гладкая поверхность воды дает зеркальное отражение солнечных лучей и изобразится на аэроснимке ярко-белым тоном; при обычных условиях вода поглощает свет и изображается темными тонами. Матовая поверхность дает равномерный серый тон. Изображение шероховатой поверхности характеризуется неровной окраской, вызываемой повышениями рельефа, обрывающими тень.

Ц в е т объекта зависит от окраски падающего света и от спектральной отражательной способности поверхности предмета. Солнечный свет несколько меняется в зависимости от метеорологических условий. При освещении объекта солнечными лучами часть лучей спектра поверхностью объекта поглощается, а часть отражается. Отраженные лучи имеют определенную окраску, дающую представление о цвете объекта. Попадая на светочувствительный слой пленки, отраженные лучи вызывают различную плотность проявления изображения, по которой и судят о цвете соответствующего объекта. Многообразие цветов предмета, их насыщенность и яркость значительно полнее передаются на цветных аэрофотоснимках.

Т е н ь ю называется пространство, не освещенное прямым светом. Собственной тенью называют неосвещенную солнцем сторону предмета, а падающей тенью — тень, отбрасываемую на земную поверхность. Тень является дешифрировочным признаком, позволяющим

отличать объемный предмет от плоского. Падающая тень высоких предметов (башни, храмы и т. д.) отражает на местности их силуэт, по которому можно установить тип и назначение предмета. Тени также облегчают дешифрирование резко выраженных форм рельефа: обрывов, промоин, скал. Наряду с положительным эффектом при съемке местности с высокими постройками или с горным рельефом тени имеют и отрицательное значение, так как закрывают значительные площади.

Косвенные признаки. Все явления и предметы в природе находятся в тесной взаимосвязи, поэтому различные предметы располагаются не изолированно, а в определенных сочетаниях. Из этой взаимосвязи и возникают так называемые косвенные признаки. К их числу относятся месторасположение предмета, проявления движения, количество предметов, расстояния между ними и др.

Признаком месторасположения может служить брод, опознаваемый по пересечению реки дорогой при отсутствии моста. Примером признака движения является вспененная вода, изображающаяся белыми язычками на темном фоне, указывающая при отсутствии плотины на существование на реке порога. Различное расположение предметов на смежных аэроснимках является признаком их подвижности. Столбы линий связи и электропередач располагаются через равные интервалы и по этому признаку можно определить характер трассы.

Косвенные признаки дополняют прямые признаки при дешифрировании аэроснимков.

ПРИБОРЫ, ПРИМЕНЯЕМЫЕ ПРИ ДЕШИФРИРОВАНИИ

Для дешифрирования аэроснимков при геологических исследованиях в полевых условиях необходимо иметь следующий комплект приборов и инструментов.

1. Зеркально-линзовый стереоскоп с увеличением около 2.
2. Дешифровочную лупу для рассматривания аэроснимков. Наиболее удобны лупы диаметром 10—12 см с увеличением 2—3, дающие возможность рассматривать изображение обоими глазами. Для измерительных целей используют лупу со шкалой на стеклянной пластинке в фокальной плоскости.
3. Эталонные снимки и отдешифрированные альбомы стереопар, если таковые составлены ранее для данного района.
4. Пропорциональный циркуль с острыми иглами.
5. Тушь, перья, карандаши, вата (для удаления с аэроснимков контуров, нанесенных тушью).
6. Параллаксометр.

Устройство стереоскопа. Стереоскопами называются приборы, позволяющие воспроизводить объемное изображение по стереопарам. В основу устройства стереоскопов положена изоляция зрения каждого из глаз. Простейший стереоскоп пред-

ставляет собой две дощечки, укрепленные перпендикулярно друг другу для изоляции одного глаза от другого. На одну из дощечек прикрепляют снимки стереопары таким образом, чтобы каждый из снимков был виден только одним глазом. Однако такие стереоскопы неудобны в работе, в настоящее время широкое применение нашел зеркально-линзовый стереоскоп Т-3.

При установке стереопары под стереоскопом следует соблюдать определенные правила. Снимки необходимо наложить один на другой так, чтобы изображения местности на них совместились, а индексы приведены в такое же положение, как и текст в обычной книге. Затем снимки разъединяют и подкладывают под стереоскоп, следя при этом за тем, чтобы при разъединении снимков из совмещенного положения они сразу же расходились в стороны и не переходили друг через друга. Если снимки окажутся разъединенными неверно, изображение рельефа станет перевернутым: понижения рельефа превратятся в положительные формы, а повышенные формы рельефа — в пониженные. Установив снимки под стереоскопом, накладывают пальцы на одинаковые предметы, изображенные на снимках и, глядя в зеркала стереоскопа, добиваются совмещения изображения пальцев. Затем пальцы убирают и, слегка перемещая снимки, добиваются слияния обоих снимков в объемное изображение. Стереоскопичное изображение может быть получено на стереопаре только для той части снимка, которая соответствует величине продольного или поперечного перекрытия.

ДЕШИФРИРОВАНИЕ ТОПОГРАФИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Топографическим дешифрированием называется дешифрирование таких объектов аэрофотоснимка, которые могут быть выражены топографическими условными знаками. Ниже приведена характеристика некоторых элементов топографии на аэрофотоснимках, наиболее существенных при работе геолога в поле.

Р е л ь е ф. Большинство элементов рельефа при некотором опыте легко дешифрируется визуально. Так, склоны возвышенностей и другие поверхности, обращенные к солнцу и незатененные, выделяются более светлым тоном.

Р а в н и н ы имеют небольшую расчлененность рельефа и редкую сеть речных долин или характеризуются полным отсутствием возвышенностей и рек. Указанные особенности обусловливают ровную, монотонную окраску аэроснимков. Холмистые равнины обычно имеют хорошо развитый кустарниковый или лесной покров. Для песчаных равнин и пустынь характерна бугристая поверхность, для такыров — однообразные серые тона и трещины усыхания на поверхности. Положение долин рек, ручьев и оврагов определяется понижениями в рельефе и присутствием так или иначе выраженного тальвега. При дешифрировании долин следует отметить русло, пойму, террасы и характер склонов. Истоки рек определяются по

постепенному сужению долин и многочисленным ответвлениям притоков, нижние части долин — по расширению поймы и русла реки.

Горный рельеф обладает большой разностью высот. Склоны возвышенностей крутые, водоразделы могут быть резкими или плавными, речные долины узкие. При дешифрировании горного рельефа следует отметить форму водоразделов, склонов и долин, скалистые и обрывистые участки, а также участки, покрытые оползнями и осыпями. Острые водораздельные гребни на аэроснимках легко могут быть приняты за тальвеги долин. Отличия между первыми и вторыми заключаются в том, что в направлении к основной речной долине водораздельные гребни постепенно снижаются, ветвятся и расплываются, в то время как сеть речных долин по мере приближения к основной реке становится более ясной и четкой и, наоборот, она ветвится и исчезает вблизи водоразделов.

Водные пространства имеют темную или светлую окраску. Водная поверхность глубоких и спокойных водоемов — озер и крупных рек — отображается на аэроснимках черным тоном, который заметно светлеет в мелких местах с песчаным дном и в водоемах с мутной водой, покрытой с поверхности рябью (от ветра) или водорослями. Крупным водоемам свойственно плавное очертание берегов. Горные и пустынные реки, несущие много осадков, отображаются светлыми тонами. Направление течения рек определяется по форме островов, заостренных в направлении, обращенном навстречу течению, или по острому углу, образующемуся между основной рекой и впадающим в нее притоком. В горных реках направление течения реки может быть определено по характерной струйчатости, сходящейся под острым углом, направленным вниз по течению в фарватере русла.

Леса имеют на аэроснимках темные зернистые изображения. Вырубки и лесные посадки хорошо выделяются в виде светлых полос и прямолинейными границами.

Населенные пункты дешифрируются по правильной форме построек и расположению их в том или ином геометрическом порядке. Характер населенного пункта опознается по типу построек, их количеству и расположению. Обычно к населенным пунктам примыкают полосы пашен и огородов или садов. Последние дешифрируются по темным точкам, расположенным правильными рядами на более светлом фоне.

Пути сообщения отображаются на аэрофотоснимках в виде белых линий различной ширины. Железные дороги отличаются от шоссейных большей прямолинейностью и большими радиусами закругления; вдоль железных дорог сосредоточены пристанционные постройки и станции с расширенной сетью путей. Для грунтовых дорог характерны извилистость и разветвленность. Проселочные дороги и тропинки образуют извилистые тонкие белые полоски. Линии электропередач и связи дешифрируются по просекам на лесных участках и по незапаханным местам на пашнях, по изображению опор и их теней.

Мосты дешифрируются по изменению ширины полотна, изображению и тени.

Почвенный покров. Изображение пашен на аэроснимках характеризуется прямолинейными границами, следами борозд и меняющимся тоном, зависящим от состояния пашни и посевов в момент фотографирования. Скошенные луга от пашен отличаются изображением редких неровных продольных или поперечных линий (валков) — рядов скошенной травы или границ между рядами. Могут быть видны темные точки собранного в копны сена. Болота обычно имеют неровный серый тон с темными точками, извилистыми волокнами или темными пятнами, представляющими собой участки различных размеров и формы, заполненные водой.

ЗАДАЧИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ДЕШИФРИРОВАНИЯ АЭРОФОТОСНИМКОВ

При геологическом дешифрировании материалов аэрофотосъемки выявляются такие объекты, которые могут быть выражены геологическими условными знаками.

Геологическое дешифрирование основано на использовании главнейших особенностей морфологии и геологического строения земной поверхности, отображенных на аэрофотоснимке.

Применение геологического дешифрирования аэроснимков и других аэрофотоматериалов позволяет геологу:

1) точно и рационально расположить точки наблюдения и обеспечить надежную их привязку;

2) выявить ряд особенностей строения земной поверхности, не улавливаемых обычными средствами геологических наблюдений на поверхности;

3) уметь наблюдать не один, а несколько объектов исследования одновременно в их естественных соотношениях;

4) производить геологическое, а также геоморфологическое и иное изучение поверхности как по линиям маршрутов, так и на площадях, расположенных между маршрутами, и, пользуясь дешифрировочными признаками, вести интерполяцию наблюдений между маршрутами;

5) заблаговременно получать данные о геологических и геоморфологических особенностях местности путем предварительного дешифрирования аэрофотоматериалов и разработки наиболее рационального плана полевых работ;

6) выявлять степень обнаженности местности и расположения обнаженных участков и выбирать на этой основе наиболее полноценные полевые маршруты.

Использование аэрофотоснимков значительно повышает документальную точность составляемых геологических карт, а также выводов, касающихся геологического строения и геоморфологии площади исследований, и уменьшает влияние субъективных взглядов

исследователя, неизбежное при обычном методе графического построения карты путем интерпретации данных точек и маршрутов наземных наблюдений.

ФОТОГЕНИЧНОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ

Эффективность применения аэрометодов зависит от естественных условий района, от задач, поставленных перед исследователем, а также от принятой общей методики работ. Важную роль при этом играет так называемая «фотогеничность» района, т. е. степень отражения в физико-географическом ландшафте и прежде всего в рельефе особенностей геологического строения и отсюда степень возможности (или достоверности) распознавания геологической структуры по рисунку аэрофотоснимка

Говоря о хорошей, средней, слабой и неудовлетворительной степенях дешифрируемости района, имеют в виду фотогеничность геологических объектов. Геологическая фотогеничность, а следовательно, и эффективность применения аэрометодов зависят в первую очередь от особенностей строения геологического объекта (литологии и тектоники), характера рельефа и его расчлененности, обнаженности горных пород, наличия растительного покрова, покрова новейших континентальных образований и следов культурной деятельности человека.

Как правило, чем сильнее расчленен рельеф, тем с большим эффектом могут быть применены аэрометоды. Обилие мелких форм рельефа в условиях сухого и полупустынного климата способствует полноте выражения на поверхности не только крупных черт геологического строения, но и его деталей, а геологическая структура в ряде случаев оказывается хорошо обнаженной. Наоборот, равнинные области с длительно протекавшими процессами плоскостного смыва представляют значительные трудности для дешифрирования аэроснимков.

Степень обнаженности пород имеет важное значение для полноценного использования данных аэрофотосъемки. Как правило, между ними существует прямая зависимость. Однако известны случаи, когда хорошо обнаженные районы из-за отсутствия четких соотношений между современным физико-географическим ландшафтом (рельеф, растительность, гидросеть) и геологическим строением района квалифицируются как районы с плохой дешифрируемостью. Наоборот, в некоторых сплошь залесенных районах оказывается возможным легко установить главнейшие признаки, способствующие успешному использованию геологического дешифрирования аэроснимков.

Особенности геологического строения района оказывают существенное влияние на эффективность применения аэрометодов. Наибольший эффект обычно дает изучение районов со сложной геологической структурой, разнообразным литологическим составом коренных пород и четким выражением

различий между основными стратиграфическими комплексами по их окраске, крепости, слоистости, трещиноватости, составу и условиям залегания.

Растительный покров влияет на фотогеничность геологических структур двояко. В одних случаях густая древесная и кустарниковая растительность маскирует геологические структуры, а в других наблюдается зависимость растительности от состава горных пород, которая позволяет расшифровывать геологическое строение. Так, например, почвы, лишенные растительности, образуются на основных и ультраосновных породах, обычно серпентинизированных, содержащих большие количества хрома и никеля, вредно влияющих на растительность. Медистые породы также оказывают отравляющее действие на растительность, и в местах их выхода на поверхность в покрове кустарников образуются характерные прогалины. В районах карста древесный полог имеет ячеистую структуру, так как над карстовыми воронками он отсутствует. Вдоль линий разрывов могут наблюдаться внезапные изменения видового состава растительности, вызванные главным образом усиливающимся увлажнением почвы.

По дешифрированию растительности иногда выявляется геологическое строение соляных куполов. На таких участках состав растительности настолько зависит от химического состава почв и от прочих условий, что даже в тех случаях, когда соляные купола вовсе не отражены в рельефе поверхности, круглые или овальные очертания растительного покрова дают возможность оконтурить эти структуры.

Травянистая растительность и низкий кустарник нередко тесно связаны с формами микрорельефа; они не только не мешают ясности изображения геологических объектов на аэроснимках, но и в большой степени способствуют их четкости. Расположенные на фоне крупных форм рельефа отдельные выступы, гребни и гривки всегда вытягиваются по простиранию слагающих их пластов. В летнее время на вершинах гребней трава быстро желтеет и выгорает, а в разделяющих их ложбинах, где почва более влажная, трава гуще и дольше сохраняет зеленый цвет, образуя яркие полосы, передающиеся на аэроснимке. Следует учитывать, что использование изображений растительного покрова при геологическом дешифрировании должно применяться для конкретных ландшафтно-географических условий.

Широко развитые мощные рыхлые новейшие континентальные образования (делювиальные, элювиальные, эоловые и др.) нередко полностью скрывают коренные породы. Однако известны районы, на аэроснимках которых сквозь мощные пески, являющиеся серьезным препятствием при наземном картировании, можно ясно различать очертания разнородных коренных пород, залегающих под покровом песков.

Элювиальные (остаточные) почвы могут отражать состав и структуру подстилающих коренных пород, хотя и не везде в одинаковой степени. В районах, где преобладают процессы химического выветривания, способность почв сохранять свойства материнских пород

сильно понижается. Влияние коренных пород на почвы не сказывается в субтропиках. Чем суше климат, тем менее выражен процесс почвообразования и тем сильнее сказывается влияние коренных пород на изображение их на аэрофотоснимках.

Весьма своеобразные пятна образуют солончаковые почвы в степях и полупустынях. Почвенный покров нередко выражен в виде узоров, точек, кружков и т. д. Подобные рисунки наблюдаются, например, на почвах в холодном климате.

Влияние делювиального и элювиального покрова на изображение коренных пород зависит от его мощности. Если мощность алювиально-делювиальных образований невелика, она почти не снижает общую фотогеничность коренных пород. Это объясняется тем, что при разрешающей способности глаза, равной 0,2 мм, на аэроснимках, например, масштаба 1 : 25 000 можно заметить все полоски, имеющие на местности ширину не менее 5 м. Если смещение делювия и элювия вниз по склонам не превышает указанной величины и эти образования сохраняют основные свойства коренных пород (окраску и пр.), четкость изображения коренных пород на аэроснимке почти не снижается.

Следы деятельности человека. Распаханные земли и посевы отрицательно влияют на четкость изображения геологических структур. Систематическая вспашка земли нарушает естественные связи между микрорельефом, окраской почвенного покрова, растительностью и геологическим строением и уничтожает многие геологические дешифрировочные признаки.

В гористых областях выбранные для пашни склоны обычно террасируются. Террасовидные уступы устраиваются также для предохранения склонов от размывания дождевыми потоками. Изображение террасовидных склонов на аэроснимках очень напоминает изображение выходов горизонтально залегающих пластов, с которыми их не следует путать.

ДЕШИФРИРУЮЩИЕ ПРИЗНАКИ

При геологическом дешифрировании используются как прямые признаки, отображающие на аэрофотоснимке непосредственно дешифрируемый объект, так и косвенные, передающие те или иные геологические свойства объекта не прямо, а через посредство других предметов, например растительность, цвет почв и т. д. Сложность геологического дешифрирования аэроснимков заключается в многообразии объектов и изменчивости их изображения.

К прямым дешифрировочным геологическим признакам относятся: геометрическая форма, размер, тон (цвет), рисунок поверхности рельефа и микрорельефа.

Под геометрическими признаками подразумеваются: характер линейных границ, площадная конфигурация, объемные формы. Определение размеров объектов (мощностей и др.) производится

теми же приемами, которые проводились при описании топографического дешифрирования.

Различие в окраске горных пород на земной поверхности в той или иной форме и степени находит свое отражение в тоне (цвете) изображения геологических объектов на аэрофотоснимках.

Рисунок рельефа на аэрофотоснимке часто полностью подчинен геологическому строению и геоморфологическим особенностям. В большинстве случаев своеобразный, хорошо фиксирующийся на аэрофотоснимках рельеф обусловлен структурными особенностями, литологическим составом, физическими свойствами или генетическими условиями формирования различных горных пород. Все эти факторы в силу различного проявления селективного выветривания и денудации, определенной избирательности эрозии и аккумуляции рыхлого материала отражаются на поверхности в виде характерных форм мезо- и микрорельефа, в развитии мелкой гидрографической сети и характере распределения растительности.

Особенности рисунка рельефа свойственны не только комплексам горных пород, но и каждой пачке и даже каждому пласту в отдельности (микрорельеф). Различают струйчатый рисунок рельефа, развивающийся на крутых склонах и мягких породах, ветвистый, формирующийся на породах с массивной текстурой (например на гранитах), сетчатый и др.

Косвенные признаки выражаются в характере растительности, цвете, почв, особенностях рельефа, влажности почв, выходах источников.

ПРИМЕНЕНИЕ ЦВЕТНОЙ И СПЕКТРОЗОНАЛЬНОЙ АЭРОФОТОСЪЕМОК

Цветная фотография с наибольшей реальностью передает цвет дневной поверхности Земли, в том числе и окраску горных пород, являющуюся в ряде случаев одним из основных геологических дешифрировочных признаков. Наилучшие результаты при изучении цветных аэроснимков дают крупномасштабные аэрофотосъемки — от 1 : 15 000 до 1 : 5000 и 1 : 3000.

Цветные аэрофотоснимки имеют ряд несомненных преимуществ перед черно-белыми. Особенно успешно применяется цветная аэрофотосъемка для районов с хорошей обнаженностью горных пород, наличием резкого цветного контраста между достаточно однородными в своей массе и ярко окрашенными горными породами и, в случае сохранения окраски коренных пород, в рыхлых элювиально-делювиальных образованиях.

Как показывают наблюдения, горные породы на поверхности далеко не всегда имеют свой естественный цвет (т. е. цвет их в свежем изломе). Последний чаще характерен для осыпей на крутых склонах, состоящих из обломков со свежим изломом.

Коренные выходы горных пород нередко покрыты коркой загара красно-бурого, темно-бурого и даже черного цвета, которая часто

маскирует их истинную, относительно более светлую окраску. Такую же роль играют лишайники, развивающиеся на поверхности скальных выходов горных пород и имеющие яркие желтые, оранжевые и зеленовато-серые цвета.

К естественной окраске горных пород, при условии хорошей обнаженности, почти всегда примешивается зеленый цвет произрастающей на их поверхности травянистой растительности (например, сизо-зеленый цвет полыни в горно-степных районах), который также несколько искажает цвет горных пород на аэроснимках. Большое значение для резкости изображения на цветных аэроснимках имеют масштаб съемки, размеры объектов, крутизна склонов рельефа. По мере уменьшения масштаба отличия и границы между отдельными неодинаково окрашенными горными породами постепенно пропадают.

Резкость цветного изображения возрастает с увеличением размеров объектов. Так, при масштабе 1 : 10 000 цветная аэрофотосъемка будет иметь значительные преимущества перед черно-белой только в том случае, если мощность ярко окрашенных пластов окажется не менее 20—30 м. Пестроцветные толщи, состоящие из различно окрашенных маломощных пластов, имеют на цветных аэрофотоснимках общий преобладающий или суммарный тон этих пород.

Цветные аэрофотоснимки увеличивают эффективность геологического дешифрирования при наличии в геологическом разрезе ярко окрашенных и хорошо снабженных свит, пачек или достаточно мощных пластов, окраска которых сохраняется и может быть прослежена по простиранию на значительное расстояние. В этих случаях, используя такую свиту, пачку или пласт в качестве «маркирующего горизонта», представляется возможным производить на цветных аэрофотоснимках достаточно надежное дешифрирование геологических структур.

Следует иметь в виду, что цветные аэрофотоснимки дают изображения, приближающиеся к естественным цветам геологических объектов. В значительной степени это зависит от качества фотобумаги, условий производства самой аэрофотосъемки и технологии обработки цветной пленки и бумаги.

Для повышения контрастности изображения на цветных аэрофотоснимках применяют спектрозональное фотографирование. При таком фотографировании также не достигается передача естественных цветов природных объектов, но на спектрозональных снимках (снимках, снятых в той или иной части спектра) природные объекты, имеющие даже незначительные различия в окраске, изображаются контрастно. С этой целью в каждой из светочувствительных слоев цветной пленки вводятся специальные красители, которые при проявлении экспонированной пленки окрашивают фотоизображения в различные цвета (сине-зеленый, пурпурный и др.). При контактной печати с таких пленок могут, кроме того, применяться коррекционные светофильтры.

Успешные опыты применения спектрозональной аэрофотосъемки были проведены при поисках зелено-серых меденосных песчаников,

залегающих среди верхнепалеозойских толщ Казахстана. В качестве позитивного материала при печатании со спектрозональных, негативных пленок может быть использована и бумага для черно-белой печати. Отпечатки на последней со спектрозональных негативных пленок дают исключительно контрастные и четкие изображения.

Глава 5

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ В СТРУКТУРНОЙ ГЕОЛОГИИ И ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ

Геофизические методы основаны на изучении на поверхности Земли или вблизи нее (в воздухе, горных выработках, скважинах, на поверхности воды или под водой) различных физических полей и явлений, распределение или характер протекания которых отражают влияние среды — горных пород, слагающих толщу земной коры на том или ином участке исследований. Возможности решения геологических задач геофизическими методами определяются тем, что горные породы в зависимости от состава и условий залегания характеризуются определенными физическими свойствами — плотностью, магнитностью, электропроводностью, упругостью, радиоактивностью и др., различаясь между собой численными значениями соответствующих физических констант. Одно и то же по своей физической сущности поле в зависимости от свойств той геологической среды, в которой оно наблюдается, будет различно по интенсивности и структуре. Таким образом, изучая физические поля и выявляя особенности их проявления на данном участке, мы получаем возможность установить характер влияния и особенности пространственного распределения пород и других геологических образований, различающихся по своим физическим свойствам.

При геологическом картировании и структурно-геологических исследованиях наблюдения ведутся таким образом, чтобы выявлять особенности полей (так называемые аномалии), обусловленные контактами, разломами, складчатыми структурами, интрузиями и т. д., т. е. теми геологическими объектами, обнаружение и нанесение которых на карту и является важнейшим этапом изучения геологического строения исследуемых территорий.

Геофизические методы обладают рядом специфических особенностей, без понимания и учета которых невозможно эффективно и полноценно использовать полученные с их помощью данные.

Прежде всего следует иметь в виду, что четкость и интенсивность проявления наблюдаемых аномальных эффектов прямым образом зависит от того, в какой мере порода, слагающая отдельное геологическое тело или пласт, отличается по физическим свойствам от пород, слагающих вмещающую толщу или смежные пласты. Эти

различия могут проявляться в самых разных соотношениях и, как правило, в различной степени. Поэтому для более всестороннего изучения района применяется чаще не один, а комплекс геофизических методов, хотя это и осложняет и удорожает проведение геофизических работ.

В соответствии с вышесказанным становится очевидной необходимость тщательного изучения физических свойств пород исследуемого района. Для этой цели проводят специальные измерения на образцах, отобранных из обнажений, горной выработки или из керна, а также так называемые параметрические измерения на выходах, стенках шурфов, канав, штолен или у буровых скважин.

Общие закономерности в распределении физических свойств пород уже достаточно хорошо изучены. Так, плотность горных пород определяется главным образом их минеральным составом и пористостью. Поэтому более плотными являются магматические и сильно метаморфизованные породы, менее плотными — рыхлые осадочные породы; среди магматических пород плотность возрастает от кислых разностей (гранитов) к ультраосновным.

Удельное сопротивление пород почти не зависит от минерального состава и определяется их пористостью, влажностью, а также минерализацией содержащейся в порах породы воды. Поэтому магматические и метаморфические породы, как правило, имеют более высокое сопротивление, чем осадочные. Среди осадочных пород более высоким сопротивлением обладают карбонатные и хемогенные отложения, а более низким — терригенные. В последней группе пород сопротивление уменьшается по мере возрастания содержания глинистых частиц и увеличения пористости. Лишь небольшая группа рудных минералов (главным образом сульфидных), в том числе и графит, обладают высокой электропроводностью, благодаря чему рудные тела и жилы могут в ряде случаев выявляться электроразведочными методами как естественные проводники.

Магнитные свойства пород в основном определяются наличием в них ферромагнитных минералов — магнетита, ильменита, гематита, пирротина, которые, как правило, не являются породообразующими и присутствуют в породах в виде акцессориев. Наиболее магнитными породами среди магматических являются ультраосновные, а среди метаморфических — железистые кварциты. Осадочные породы в целом менее магнитны, чем породы двух предыдущих групп, но среди них относительно более магнитны песчаные отложения и наименее магнитны известняки, мергели, каменные соли.

Радиоактивность пород целиком зависит от присутствия в них минералов радиоактивных элементов (и радиоактивных изотопов). Радиоактивность магматических пород возрастает от ультраосновных разностей к кислым, среди осадочных пород — от карбонатных отложений к глинистым.

Упругие свойства пород зависят от механических связей между частицами породы и возрастают от рыхлых разностей осадочных

образований в сторону магматических пород, среди которых наибольшей упругостью обладают ультраосновные разности.

Однако факторы, определяющие физические свойства пород, значительно меняются в зависимости от состояния и условий залегания последних. Поэтому породы одной и той же петрографической разновидности в разных районах или в одном и том же районе, но залегающие в различных геологических условиях, как правило, характеризуются численно различными значениями одного и того же физического параметра. И наоборот, у разных по петрографической характеристике пород могут быть близкие и даже одинаковые значения того или иного параметра.

Резко меняются свойства пород в зоне выветривания за счет их механического разрушения и увлажнения атмосферными осадками. Сильно сказываются на физических параметрах такие процессы, как дробление и обводнение пород в зонах разломов, метаморфизм, ороговикование, скарнирование, пиритизация, грейзенизация, процессы гидротермальных изменений и др. В осадочных породах изменение физических свойств связано также с фациальным их изменением по простиранию.

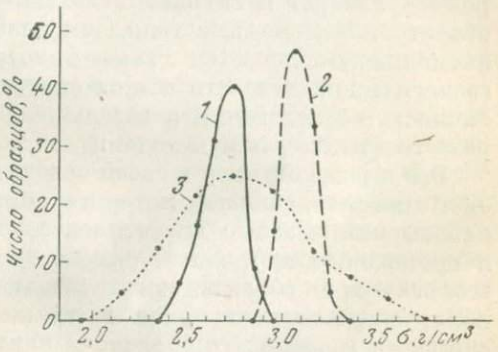


Рис. 7. Вариационные кривые плотности пород. По К. П. Соколову

1 — граниты (100 образцов); *2* — диабазы (85 образцов); *3* — пиритизированные сланцы (65 образцов)

Геологические факторы, определяющие физические свойства и состояние пород, в большинстве случаев закономерно изменяются по площади и на глубину, отражая как геологическую историю развития данного участка земной коры, так и современные поверхностные физико-геологические и географические условия. Поэтому отбор образцов, как и выбор участков для параметрических измерений, должен проводиться геофизиком под руководством или при консультации геолога с тем, чтобы эти образцы были представительны, типично характеризуя породу в типичных условиях ее залегания; измерения следует проводить на большом количестве образцов и статистически обрабатывать. Результаты изучения физических свойств лучше всего представлять в виде вариационных кривых (рис. 7). Для этого по оси абсцисс откладываются величины измерявшегося параметра, а по оси ординат — количество образцов в процентах, обладающих тем или иным значением данного параметра. Подсчет количества образцов ведется по интервалам, значения которых выбираются такими, чтобы кривая была построена не менее чем по 5—6 точкам. Максимум кривой отвечает наиболее характерному

значению изучаемого параметра для данной породы. Так, для гранитов характерное значение плотности составляет 2,75 г/см^3 (см. рис. 7), для диабазов 3,1 г/см^3, для сланцев преобладающие значения плотности укладываются в интервале 2,65—2,85 г/см^3. Характер кривых позволяет также установить, что граниты и диабазы являются более однородными породами, чем сланцы, плотность которых варьирует в значительно более широких пределах.

Если на вариационной кривой отмечается несколько максимумов, то это указывает либо на плохой, непредставительный отбор образцов, либо свидетельствует о том, что данная порода фактически должна быть разделена на несколько разновидностей.

Четкость и интенсивность наблюдаемых геофизических полей и аномалий прямым образом зависит и от геометрических факторов — размеров и глубины залегания создающих их геологических объектов. Чем меньше тело, тем слабее создаваемая им аномалия; аномалия уменьшается также с возрастанием глубины залегания геологических тел. Это обстоятельство существенно влияет на глубинность исследований и детальность изучения и расчленения разреза геофизическими методами.

Все вышесказанное в своей совокупности приводит к так называемой неоднозначности интерпретации результатов геофизических наблюдений. Разные по геологической природе (по составу пород и происхождению), как и разные по размеру и глубине залегания геологические объекты могут создавать одинаковые геофизические поля; следовательно, одна и та же наблюденная геофизическая аномалия может быть объяснена наличием разных как по геологической природе, так и по размеру и глубине залегания тел.

Это существенно важное для понимания особенностей применения геофизических методов и истолкования их данных положение можно хорошо понять на следующем частном примере.

Известно,что аномалия силы тяжести Δg определяется тем дополнительным притяжением, которое создается в точке наблюдения конкретным геологическим телом за счет избытка или дефекта его массы; избыток или дефект массы возникает в случае различия по плотности вмещающих пород и породы, слагающей тело. Таким образом,

$$\Delta g = K\frac{\Delta M}{h^2} = K\frac{V(\sigma_2\sigma_1)}{h^2} = KV\frac{\Delta\sigma}{h^2},$$

где K — гравитационная постоянная;
V — объем тела;
σ_1 и σ_2 — соответственно плотность вмещающих пород и породы, слагающей аномалеобразующее тело.

Простейшим телом является материальная точка; тогда в формуле h будет являться глубиной залегания этой точечной массы. Если тело имеет правильную геометрическую форму (сферы, цилиндра, куба и т. д.) и однородно по плотности, то его притяжение

равно притяжению точечной массы, равной массе тела и расположенной в его центре тяжести.

Следовательно, аномалия силы тяжести над точечной массой, сферой и, вообще говоря, над любым изометрическим телом будет одинакова, и при интерпретации мы не сможем установить, какова же форма тела, создавшего наблюденную аномалию.

Для тел более сложной формы формула (стр. 46) усложняется, но неопределенность интерпретации по-прежнему сохраняется.

Это объективно присущая всем геофизическим методам неоднозначность интерпретации представляет основную трудность геофизических исследований. Ее преодоление или, иначе говоря, выбор наиболее достоверного, отвечающего конкретным геологическим условиям варианта истолкования наблюденного геофизического поля достигается путем возможно более тщательного и всестороннего учета имеющихся геологических данных, а также посредством комплексирования геофизических методов и сопоставления их результатов между собой (комплексная интерпретация).

По характеру получаемых результатов интерпретацию геофизических наблюдений принято подразделять на качественную и количественную. Качественная интерпретация отвечает на вопросы о наличии или отсутствии того или иного искомого геологического тела, оценки его общей конфигурации, состава пород, слагающих отдельные тела и пласты, т. е. на вопросы установления природы выявленных аномалий. Количественная интерпретация предусматривает получение количественных показателей — местоположения (координат) объекта, его размеров или мощности, глубины элементов залегания и т. д.

При качественной интерпретации неоднозначность более всего проявляется при определении геологической природы аномалеобразующих тел; при количественной интерпретации в определении глубины и размеров объектов.

Качественная интерпретация проводится преимущественно на основе сопоставления наблюденного поля с так называемым нормальным полем — полем, которое отвечает либо однородной по физическим свойствам среде (рис. 8, 9), либо среде неоднородной, но не содержащей аномалеобразующего объекта.

Сопоставление полевого графика ΔZ (рис. 8, *г*) с теоретическими графиками для контакта разнородных по магнитности, но однородных сред позволяет установить, что в данном случае мы имеем дело скорее всего с вертикальным контактом, положение которого определяется по пикетажу профиля. Сопоставление полевых графиков симметричного профилирования с теоретическими позволяет установить, что в одном случае картируется вертикальный контакт пород, в другом — вертикальное (или крутопадающее) жильное тело, местоположение их также определяется по пикетажу.

При качественной интерпретации применяется также сравнение наблюденного поля с полем «эталонным», т. е. полем, отвечающим типичной геологической обстановке. «Эталонное» поле получают

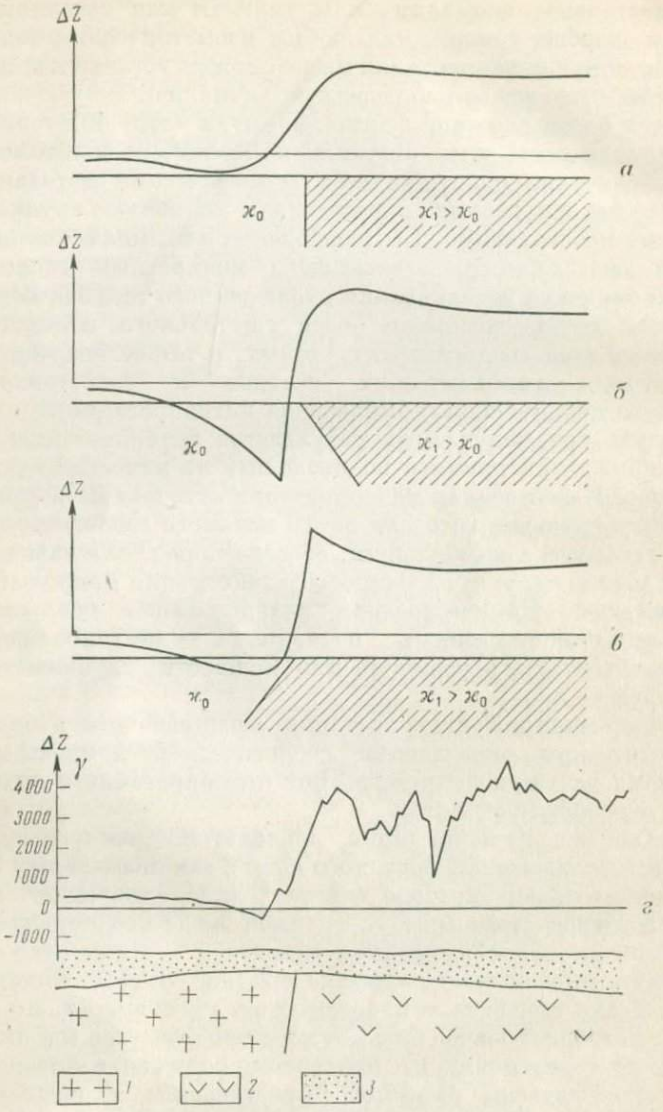


Рис. 8. Графики ΔZ над контактом

а — теоретический график над вертикальным контактом, *б*, *в* — то же, над наклонным контактом; *г* — полевой график над контактом гранитов и ультраосновного массива. *1* — граниты; *2* — ультраосновные породы; *3* — четвертичные отложения

обычно экспериментально, посредством опытных наблюдений на участках с хорошо изученным геологическим строением и над известными геологическими объектами.

Для прослеживания отдельных геологических тел по простиранию широко используются различные приемы корреляций наблюдений (рис. 10).

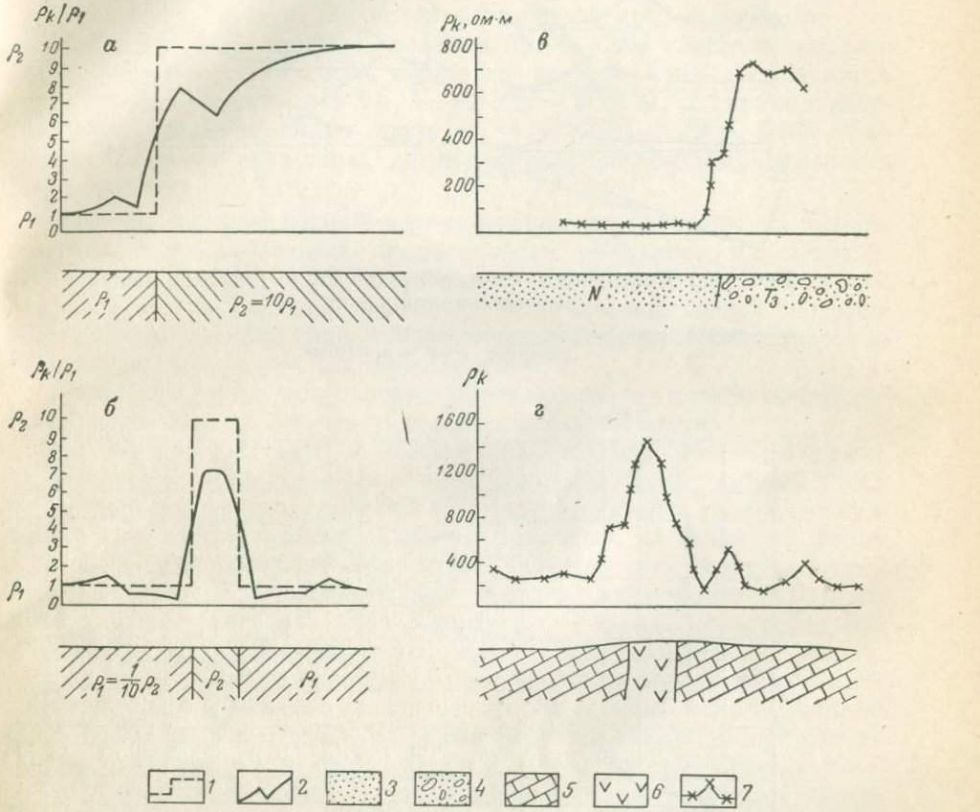


Рис. 9. Графики симметричного электропрофилирования

а — теоретический график над вертикальным контактом, *б* — то же, над вертикальным пластом; *в* — наблюденный график над контактом, *г* — то же, над крутопадающей дайкой. *1* — график истинного удельного сопротивления; *2* — график ρ_k теоретический; *3* — третичные алевролиты; *4* — триасовые конгломераты; *5* — палеозойские известняки; *6* — дайка основного состава; *7* — график ρ_k наблюденный; *8* — пикеты профиля

При количественной интерпретации, кроме приемов сопоставления наблюдаемых полей с нормальными и «эталонными», широко применяются аналитические и графоаналитические способы определения численных значений параметров изучаемых геологических разрезов и ископаемых геологических объектов. На рис. 11 в качестве примера показана количественная интерпретация трехслойной кривой вертикального электрического зондирования (ВЭЗ),

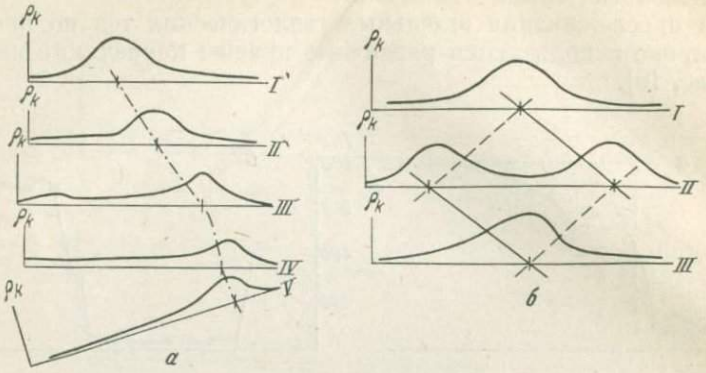


Рис. 10. Корреляция аномалий ρ_k по карте графиков кажущегося сопротивления

а — случай однозначной корреляции; *б* — случай неоднозначной корреляции; *I—V* — профили

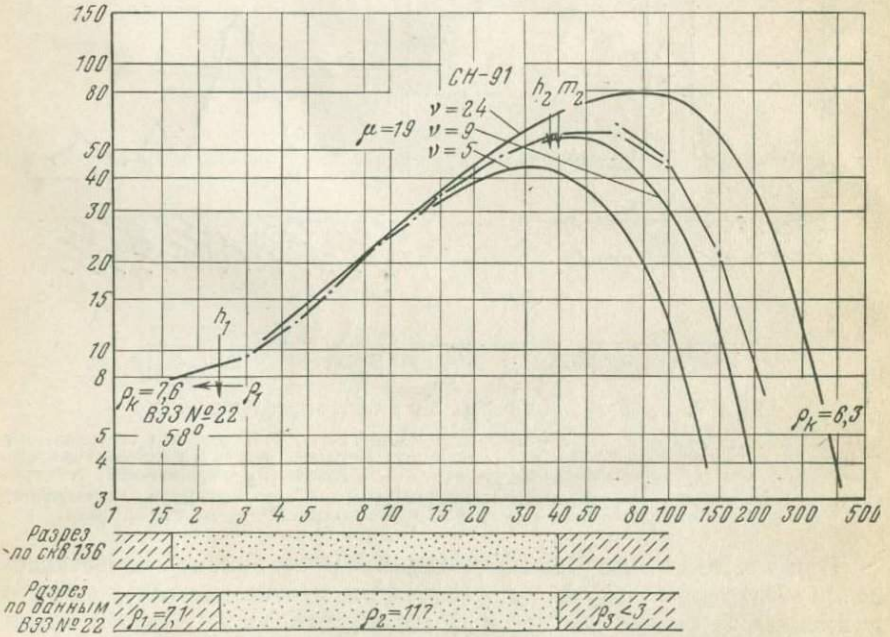


Рис. 11. Пример интерпретации трехслойной кривой ВЭЗ типа К

выполняемая посредством сопоставления экспериментальной кривой (пунктиром) с теоретическими кривыми (сплошные линии), полученными расчетным путем для заданных значений мощностей и удельного сопротивления пластов и собранными в палетку. Экспериментальная кривая вписалась между теоретическими кривыми палетки СН-91 со значениями модуля мощности $\nu = \frac{h_2}{h_1}$ соответственно 9 и 24. Интерполяцией получаем для интерпретируемой кривой значение $\nu = 16$; по абсциссе линии h_1 палетки определяем мощность первого слоя равной 2,3 м; отсюда мощность второго слоя повышенного сопротивления составляет $\nu h_1 = 16 \cdot 2{,}3 = 36{,}8$ м, а глубина залегания кровли низкоомных глин $m_2 = h_1 + h_2 = 39$ м. ВЭЗ было выполнено около скважины, что позволило проверить правильность интерпретации.

Способы количественной интерпретации разработаны на основе решения так называемых прямых задач геофизических методов. Они заключаются в получении расчетным (аналитическим) путем или посредством моделирования тех геофизических полей, которые должны наблюдаться при той или иной заданной геологической обстановке (модели геологической среды).

Решения прямых задач и позволяют находить способы интерпретации материалов полевых геофизических наблюдений.

Сложность реальных геологических условий зачастую столь велика, что в ряде случаев они не поддаются количественному учету из-за математических трудностей. В этих случаях геологическую обстановку схематизируют, заменяя реальные, сложные по форме и строению геологические тела телами более простой геометрической формы с однородным распределением физических параметров (пласты и жилы представляют — аппроксимируют — в виде параллелепипедов или призм, рудные тела и интрузивы — цилиндров, эллипсоидов, сфер и т. д.). Такое упрощение дает, естественно, приближенное решение прямой задачи; следовательно, и приемы количественной интерпретации, основанные на таком решении, также могут давать только приближенные ответы. Однако в большинстве случаев даже и такой результат количественной интерпретации является достаточным для построения карты того или иного масштаба, составления прогнозных глубинных построений и определения направления дальнейших более детальных структурных или поисково-разведочных работ.

На рис. 8 и 9 показаны примеры теоретических (расчетных) графиков и графиков, полученных при полевых наблюдениях. Можно заметить, что на экспериментальных графиках отразилась неоднородность пород по магнитности в первом случае и по сопротивлению — во втором. Неоднородность пород также осложняет геофизические поля и их интерпретацию.

В практике геофизических съемок преобладают случаи, когда наблюдаемые геофизические поля отражают наличие в геологическом разрезе не одиночных, а нескольких геологических объектов.

При этом выявляемые аномальные эффекты более мелких тел могут наблюдаться на фоне более крупных аномалий, происходит наложение аномалий от тел, залегающих на разных глубинах (явление, наиболее характерное для магнитных и гравитационных полей)

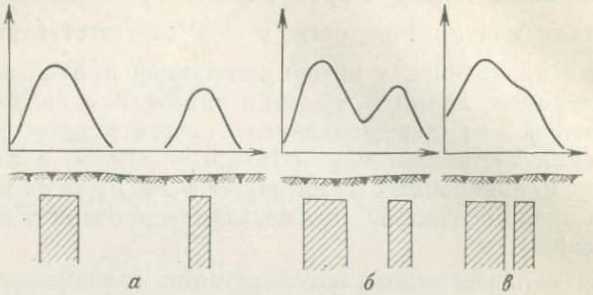


Рис. 12. Наложение аномалий

а — аномалии удаленных тел; *б*, *в* — аномалии сближенных тел

или располагающихся близко друг к другу (рис. 12). В случае наложения аномалий разного знака суммарный наблюдаемый эффект может быть существенно ослаблен.

Указанные явления осложняют как сами поля, так и их интерпретацию, для осуществления которой предварительно приходится проводить разделение полей. Эта операция наиболее уверенно выполняется при выделении локальных аномалий на фоне более значительных по площади региональных аномалий. С этой целью наблюденные значения Δg_H (рис. 13, *1*) осредняют по отдельным отрезкам, на которые разделяется профиль; полученные средние значения принимают за региональную аномалию и, относя их к серединам соответствующих отрезков профиля, строят график региональной аномалии Δg_p (рис. 13, *2*). Разность $(\Delta g_H - \Delta g_p)$ в каждой точке и является искомым значением локальной аномалии. Принимая региональную аномалию за общий фон, строят график локальных значений Δg_a (рис. 13, *3*). На рис. 14 показаны результаты разделения полей на примере площадной гравитационной съемки.

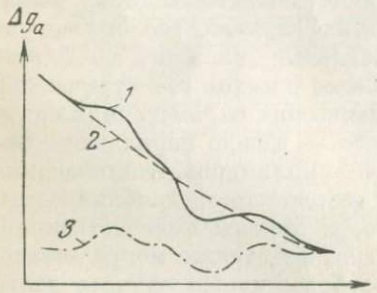


Рис. 13. Выделение локальной аномалии Δg_a по профилю способом осреднения

1 — наблюденная кривая Δg_H; *2* — график региональной аномалии Δg_p; *3* — график локальной аномалии Δg_a

Наиболее эффективно применение геофизических методов в закрытых и полузакрытых районах, где они позволяют не только картировать поверхность коренных пород, но и выявляют глубинные объекты.

В открытых районах с хорошей обнаженностью геофизические методы целесообразно применять преимущественно для глубинного картирования, привлекая их для прослеживания поверхностных геологических границ лишь на тех участках, где они уходят под покров четвертичных отложений.

Для повышения надежности интерпретации и уверенного прослеживания отдельных элементов геологического разреза следует широко использовать методику составления опорных геолого-геофизических разрезов. Эти разрезы получают путем проведения геологических и геофизических наблюдений по отдельным профилям, прокладываемым на участках с хорошей обнаженностью или достаточно детально изученных с помощью скважин или горных выработок. На таких профилях получают «эталонные» разрезы, о которых уже говорилось выше, и устанавливают характер проявления тех или иных элементов геологического разреза (отдельных пластов, жил, тектонических нарушений, рудных зон и т. д.) в геофизических полях. Данные, полученные на опорных профилях, используют как для выбора рациональной методики геофизических исследований и расположения рабочей сети пунктов геофизических наблюдений, так и для обоснования приемов и критериев интерпретации получаемых геофизических материалов на всей изучаемой площади.

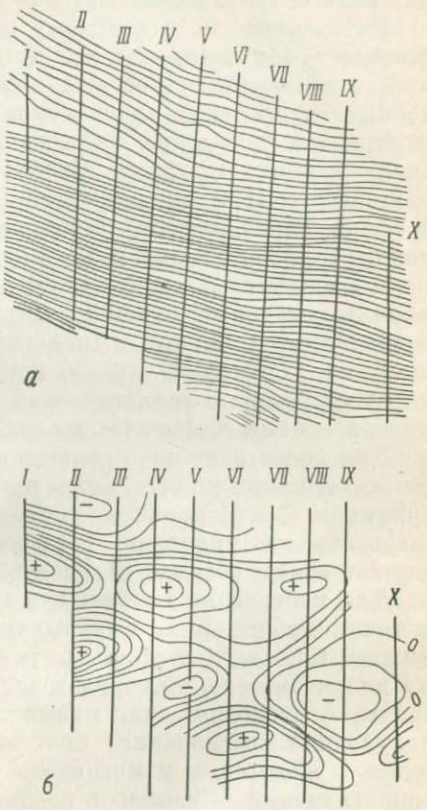


Рис. 14. Выделение локальных гравитационных аномалий над структурами осадочной толщи Азово-Кубанского прогиба. По Н. Б. Сажиной

а — карта изоаномал наблюденных аномалий силы тяжести; *б* — карта локальных аномалий того же участка

Привлекая геофизические методы для геологических исследований, геолог должен отчетливо представлять, что измерения любым геофизическим методом как физический эксперимент можно выполнить в любой геологической обстановке. Но извлечь из этих наблюдений полезную геологическую информацию возможно лишь в том случае, если геологическая обстановка отвечает геолого-геофизической сущности метода и той модели геологической среды, для которой разработана теория метода и методика интерпретации.

Для правильного использования материалов геофизических исследований следует строго придерживаться единых способов графического изображения геофизических наблюдений. Их представляют в виде графиков и карт, построение которых выполняется по общим для всех геофизических методов правилам.

Наблюдения по отдельному профилю изображаются в виде графика, по горизонтальной оси которого откладывают точки наблюдений, а по вертикальной — значение наблюденной величины. Полученные точки соединяют ломаной или кривой линией, которая и отражает поведение наблюденного поля (измеренной величины) вдоль данного профиля. Сверху надписывают название графика, например график вертикальной составляющей магнитного поля или график сопротивления, указывают номер профиля, его ориентировку, горизонтальный и вертикальный масштабы.

Под графиком вычерчивается рельеф дневной поверхности, снимаемый с топографической карты (или по данным специально проводимой нивелировки), и геологический разрез вдоль линии данного профиля. Последний строят, используя имеющуюся геологическую карту или данные геологической съемки, и дополняют результатами интерпретации геофизических наблюдений.

Для сопоставления наблюдений, выполненных на смежных профилях, графики по отдельным профилям объединяют в единую карту графиков. С этой целью на геологическую основу, используя данные геодезической привязки, наносят линии профилей, которые затем служат осями абсцисс геофизических графиков.

Для построения геофизической карты на план наносят профили и точки наблюдений, выписывают около каждой значение наблюденной или вычисленной в результате интерпретации величины и в полученном таким образом числовом поле проводят линии равных значений последних, так называемые изолинии. Изолинии и карты получают наименования, соответствующие методу: в магниторазведке — изодинамы и магнитные карты, в электроразведке методом сопротивлений — изоомы и карты изоом и т. д.

Горизонтальные масштабы геофизической графики должны соответствовать масштабу составляемых геологических карт; вертикальный же масштаб профиля и сечение изоляций на геофизических картах выбирают в зависимости от точности измерений, достигнутой в процессе полевых измерений: 1 см вертикального масштаба и сечение изолиний должно быть не меньше двойной-тройной величины среднеквадратичной погрешности измерений наблюденного поля.

Сущность отдельных геофизических методов, методика проведения геофизических наблюдений и их интерпретации являются предметом изучения специальных дисциплин и освещения в ряде учебников: «Электроразведка» Ю. В. Якубовского и Л. Л. Ляхова («Недра», 1964, изд. 2), «Магниторазведка» А. А. Логачева (Госгеолтехиздат, 1955), «Сейсморазведка» И. И. Гурвича («Недра», 1964), «Курс гравиразведки» М. Е. Абельского и др. (Госгеолтехиздат, 1954), «Радиометрические и ядерно-геофизические методы поисков и разведки место-

рождений полезных ископаемых» Л. В. Горбушиной, Д. Ф. Зимина, А. С. Сердюковой (Атомиздат, 1970).

Хорошим руководством по практике применения геофизических методов при геологическом картировании должны стать «Методические указания по геологической съемке», выпуск 7, «Геофизические исследования» (А. А. Духовской, М. Г. Илаев, И. И. Кронидов; «Недра», 1970). Полезными пособиями по интерпретации геофизических данных являются также «Геологическое истолкование гравитационных аномалий» (Б. А. Андреев, И. Г. Клушин; Гостоптехиздат, 1962) и «Геологическое истолкование магниторазведочных данных» (К. П. Соколов; Госгеолтехиздат, 1956).

Геофизические методы при геологическом картировании и структурно-геологических исследованиях, проводящихся в неразрывной связи с прогнозированием и поисками полезных ископаемых, позволяют от картирования поверхности коренных пород переходить к картированию объемному. Они дают представление о глубинном строении изучаемых участков в пределах глубин, часто недоступных бурению, или во всяком случае позволяют более рационально определить места заложения глубоких структурных или поисковых скважин. В закрытых районах они значительно облегчают проведение съемок, а целесообразное сочетание сети геофизических наблюдений с сетью картировочных выработок и скважин позволяет существенно повысить эффективность и экономичность работ. Наконец, во всех случаях геофизические методы, вовлекая в сферу исследований геофизические поля и физические свойства пород, позволяют более всесторонне изучать строение земной коры и увеличивают тот суммарный объем информации, на основании которой геолог приходит к окончательным выводам, представляемым им в виде геологических карт и прогнозно-поисковых оценок.

Глава 6

О ФИЗИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ДЕФОРМАЦИЙ ГОРНЫХ ПОРОД[1]

Вопросы прочности и разрушения твердых тел изучались преимущественно в применении к металлам, которые, как известно, по своим физическим свойствам и деформациям отличаются от горных пород. Однако в деформациях горных пород и металлов есть много общего, что позволяет с известным приближением применять качественную основу теории разрушения металлов к процессам разрушения пород. Вопросами, связанными с деформациями горных пород, совершающимися в природных условиях, занимается молодая

[1] Основные сведения, изложенные в главе, заимствованы из работ В. В. Белоусова.

наука — тектонофизика. В создании этого нового направления ведущее место в Советском Союзе принадлежит В. В. Белоусову и М. В. Гзовскому.

ПОНЯТИЕ О ДЕФОРМАЦИЯХ И НАПРЯЖЕНИЯХ

Деформацией тела называется изменение в относительном расположении его частиц. В процессе деформации твердые тела испытывают изменение формы или объема. При деформациях происходит растяжение, сжатие, сдвиг, изгиб, кручение тел (рис. 15). Все многочисленные виды деформаций всегда можно свести к комбинации

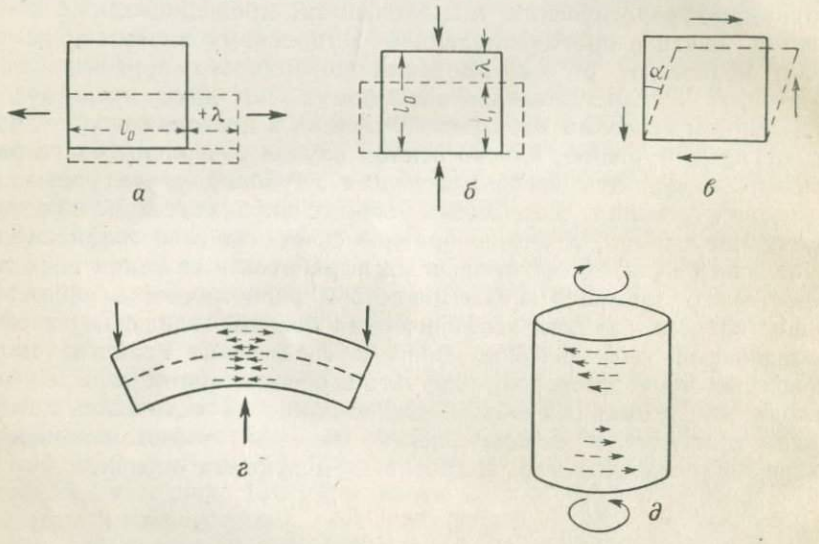


Рис. 15. Различные виды деформации

а — растяжение; *б* — сжатие; *в* — чистый сдвиг; *г* — изгиб; *д* — кручение; сплошные стрелки — действующие силы, пунктирные — смещения

простейших видов: сжатию, растяжению и сдвигу. Деформация сжатия и растяжения определяется относительным укорочением или удлинением тела. Размеры сдвига определяются тангенсом угла сдвига ($\operatorname{tg}\alpha$) или, в случае малого размера сдвига, углом α (рис. 15, *в*).

Различают два вида сдвиговых деформаций: чистый сдвиг и простой. При чистом сдвиге грани скашивающегося квадратного сечения сохраняют свои размеры, а расстояние между ними сближается. При простом сдвиге расстояние между гранями, измеренное по нормали к ним, остается одинаковым. При деформации горных пород возможен только чистый сдвиг, который и будет рассмотрен ниже. Сжатие, растяжение и сдвиг могут происходить в теле одновременно в различных направлениях.

При деформации различаются три последовательные стадии: упругая, пластическая и разрушения. Развитие деформации и ее конечный результат полностью зависят от напряжений, появляющихся в теле под воздействием внешних сил.

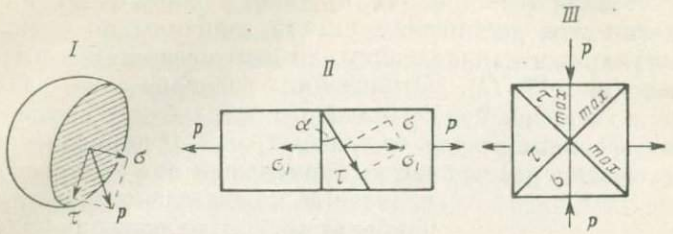


Рис. 16. Распределение нормальных и касательных напряжений в основных видах деформаций

I — общее (*P*), нормальное (σ) и касательное (τ) напряжения; *II* — схема нормальных и касательных напряжений при растяжении, *III* — то же, при сжатии

Напряжением называются возникающие в теле силы, уравновешивающие приложенные внешние силы, вызывающие в теле упругие деформации. Эта уравновешивающая сила, отнесенная к единице поверхности тела, называется общим напряжением. Напряжение легко представить себе, если мы разрежем тело, находящееся под воздействием внешней силы, уберем его часть и заменим ее силой, приложенной к оставшейся части таким образом, чтобы она сохраняла покой (вектор *P* на рис. 16, *I*). Общее напряжение может быть разложено на две силы: нормальную, действующую перпендикулярно к поверхности разреза, и касательную, действующую вдоль этой поверхности. Нормальная и касательная силы, отнесенные к единице площади разреза, представляют собой нормальные (σ) и касательные (τ) напряжения.

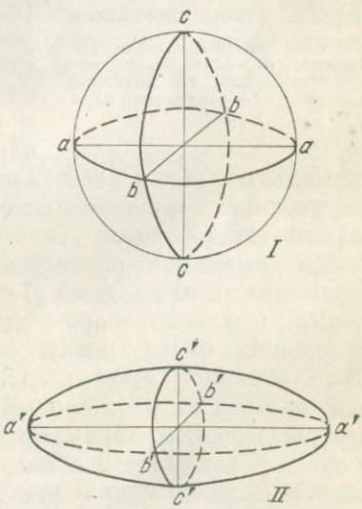


Рис. 17. Расположение осей в эллипсоиде деформации

При любой деформации тела в каждой его точке можно найти такие взаимно перпендикулярные площади, на которые действуют только нормальные напряжения, а касательные отсутствуют. Такие нормальные напряжения называются главными, а направления, по которым они действуют, главными осями напряжений. В изотропном теле они одновременно являются главными осями деформации.

Для условного изображения относительных размеров деформации вдоль главных осей прибегают к построению «эллипсоида деформации». Сущность этого приема заключается в следующем.

Представим себе шар, изображающий первичное недеформированное состояние тела (рис. 17, *I*). Если к шару будут приложены силы сжатия или растяжения разной величины по трем взаимно перпендикулярным направлениям, то шар превратится в трехосный эллипсоид (рис. 17, *II*). Отклонения размеров осей эллипсоида от размера диаметра первоначального шара будут соответствовать величине деформации вдоль ее главных осей. В направлении максимального сжатия расположится наименьшая ось эллипсоида, в направлении максимального растяжения — наибольшая. Изображение эллипсоида деформации позволяет в наглядной форме представить относительное значение деформации по каждой из осей и показать ориентировку осей в пространстве.

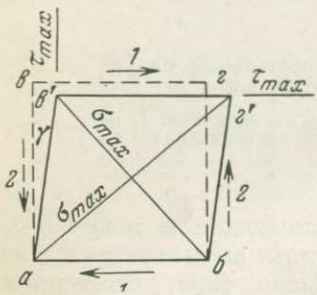


Рис. 18. Сдвиг пластинки

аг — ось максимального удлинения; *бв* — ось максимального сокращения; *1* — активная пара сил; *2* — реактивная пара сил

Рассмотрим напряжения в теле, возникающие при различных видах деформации: растяжении, сжатии и сдвиге.

Если тело подвергается растяжению, то наибольшие нормальные напряжения (σ_{max} на рис. 16) возникнут на площадях, расположенных нормально к оси растяжения, т. е. напряжения окажутся максимальными, а касательные напряжения в этом случае отсутствуют. На площадях, параллельных той же оси, отсутствуют как нормальные, так и касательные напряжения, а на площадках промежуточных положений наблюдаются как нормальные, так и касательные напряжения.

Максимальное касательное напряжение (τ_{max} на рис. 16, *II*) возникнет на площадках, расположенных под углом 45° к оси растяжения. Согласно теории упругости, касательные напряжения на площадках, образующих между собой угол 90°, равны по величине. Следовательно, максимальные касательные напряжения будут наблюдаться на всех площадках, наклоненных под углом 45° к оси растяжения. Эти площадки при одноосном напряженном состоянии в своей совокупности образуют двойной конус. Величина касательного напряжения при одноосном напряжении связана с размером максимального нормального напряжения следующим образом:

$$\tau_{max} = \frac{\sigma_{max}}{2}$$

Аналогичную ориентировку максимальные нормальные и касательные напряжения имеют в теле, подвергнутом одноосному сжатию (рис. 16, *III*).

Сдвиг в теле может быть вызван воздействием на него двух сопряженных пар сил. Пластинка, изображенная на рис. 18, может представлять собой часть слоя горной породы в сечении, покрываемого и подстилаемого другими слоями, которые движутся параллельно границам раздела между слоями в плоскости чертежа: один (верхний) — вправо, другой (нижний) — влево. Она же может изображать любой другой блок пород, находящийся на границе двух участков земной коры, двигающихся параллельно, но в противоположных направлениях. Обычно в таких случаях, изображая сдвиг, показывают одну пару сил. Но поскольку тело, подвергшееся воздействию, по условию не может ни двигаться, ни вращаться, должна существовать и вторая пара реактивных сил, препятствующая тому вращению тела, которое вызывается первой парой.

Сложив пары сил (активную и реактивную), как это изображено на рис. 18, получим для рассматриваемого случая две главные оси деформации, из которых одна является осью растяжения, а другая осью сжатия. Для малой деформации оси повернуты под углом 45° к направлению приложенных сил. Отсюда следует, что деформация тела при сдвиге равносильна растяжению и сжатию по осям, расположенным под углом 45° к направлению приложенных пар сил.

Принято считать, что растяжение вызывает положительные напряжения и сжатие — отрицательные. В условиях гидростатического давления касательные напряжения отсутствуют. Чтобы последние возникли, необходима разность между напряжениями, направленными по различным главным осям, которая иногда называется с т р е с с о м.

УПРУГАЯ И ПЛАСТИЧЕСКАЯ ДЕФОРМАЦИИ

При возрастании деформирующихся сил в теле сначала возникает упругая, а затем пластическая деформация. Связь между напряжениями и величиной упругой деформации определяется законом Гука или законом пропорциональности. Для одноосного растяжения имеем

$$\sigma = E\varepsilon,$$

где σ — напряжение;
ε — деформация;
E — коэффициент пропорциональности, называемый модулем упругости, или модулем Юнга.

Таким же образом устанавливается понятие величины модуля сдвига:

$$\tau = G\gamma,$$

где τ — касательное напряжение;
γ — величина сдвига;
G — модуль сдвига.

Модули упругости и сдвига меняются в широких пределах для различных горных пород. Так, E для гранита равен 6000 кг/см^2, а для глин 30 кг/см^2.

Горные породы оказывают различное сопротивление деформации. Сопротивление тела деформации называется прочностью. Наибольшей прочностью обладают тела при сжатии, наименьшей — при растяжении.

В отличие от упругой пластическая деформация является остаточной (необратимой) и сохраняется при снятии напряжений. Таким образом, во время действия напряжений деформация горной породы делится на упругую и пластическую составляющие общей деформации. После прекращения действия напряжений сохраняется лишь одна пластическая составляющая.

Деформация тела под воздействием приложенных к нему сил может быть выражена в виде графика (рис. 19).

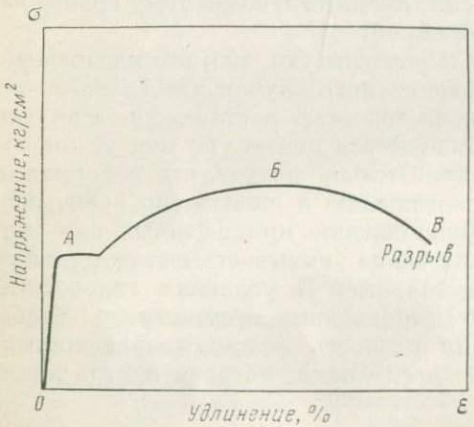


Рис. 19. Общая кривая деформации

ОА — упругая деформация; *АБ* — пластическая деформация с упрочнением; *БВ* — деформация при ослаблении тела перед разрывом

Отрезок кривой *ОА*, отражающей состояние напряжения деформации в теле, соответствует упругой деформации. За пределами упругости кривая некоторое время поднимается, т. е. для роста деформации требуется увеличение нагрузки. Однако это увеличение напряжения значительно меньше, чем в упругой области, и кривая в соответствии с этим в пластической области гораздо положе, чем в упругой. Отрезок кривой *БВ* соответствует деформации при ослаблении тела перед разрывом.

Механизм пластической деформации состоит в том, что упругая деформация, вызванная той или иной нагрузкой, закрепляется путем перераспределения частиц и принятия ими нового устойчивого положения. При этом напряжения постепенно падают до величины, отвечающей пределу упругости.

Пластическая деформация в твердом теле связана со сдвиговыми перемещениями частиц в направлении максимальных касательных напряжений. На гранях деформированных образцов горных пород эти поверхности скольжения, совпадающие с плоскостями максимальных касательных напряжений, представлены так называемыми линиями Чернова — Людерса.

При растяжении тела, например медной проволоки, последняя вначале упруго вытягивается, а за пределами упругости начинает течь с образованием на том или ином отрезке так называемой шейки. Изучение проволоки в состоянии течения под электронным микроскопом показывает, что пластическая деформация в шейке происходит вследствие относительного скольжения внутри нее очень

тонких пластинок в направлении максимальных касательных напряжений по плоскостям, наклоненным под углом 45° к оси растяжения. Толщина пластинок оказывается неодинаковой у различных материалов и зависит от строения кристаллической решетки.

При сжатии плоскости максимальных касательных напряжений располагаются под углом 45° к оси сжатия и в этом же направлении развиваются поверхности скольжения. Последние разделяют тело на множество мельчайших призм, из которых одни выжимаются в стороны, а другие вклиниваются между ними (рис. 20, *а*). При сдвиге скольжение происходит в большинстве случаев под углом 45° к оси растяжения, в направлении действия активной пары сил (рис. 20, *б*). При отсутствии касательных напряжений пластическая деформация невозможна. Например, равномерное всестороннее сжатие или растяжение не может привести к пластической деформации, так как при этом отсутствуют касательные напряжения.

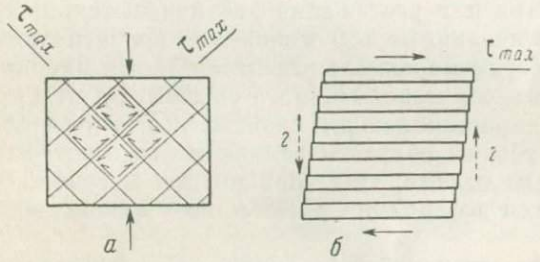


Рис. 20. Схема расположения поверхностей скольжения при сжатии пластического тела (*а*) и при сдвиге (*б*)

1 — активная пара сил; *2* — реактивная пара сил

В. В. Белоусов указывает, что кристаллическое и в особенности зернистое строение горных пород вносит в механизм их пластической деформации ряд особенностей.

При деформации породы, состоящей из зерен, поверхности скольжения, как правило, приспосабливаются к уже готовым разделам, возникающим на границах между зернами пород. При этом цемент породы должен быть менее прочен, чем сами зерна. Поверхности скольжения, находя более легкие пути, могут отклоняться от плоскостей максимальных касательных напряжений, а сами зерна нередко повертываются и перекатываются. Межзернистое скольжение использует также поверхности наслоения и контакты различных геологических тел там, где эти контакты по залеганию близки к направлениям максимальных сдвигов. Оно развивается в рыхлых породах, в приповерхностных зонах земной коры, где гидростатическое давление низкое. Внутризерновое скольжение происходит в породах, в которых прочность цемента не меньше, чем прочность зерен, или в породах, представляющих собой плотные агрегаты более или менее одинаковых по свойствам кристаллов. В процессе

деформации кристаллы могут поворачиваться до тех пор, пока поверхности наиболее легкого скольжения не займут положения, совпадающего с плоскостями максимальных касательных напряжений.

В некоторых случаях внутризерновое скольжение заменяется раздроблением зерен (катаклаз), после чего происходит перераспределение возникших мелких зерен, как при межзерновых скольжениях.

Изменение формы зерен происходит также путем перекристаллизации. При неравностороннем давлении перекристаллизация происходит в соответствии с принципом Рикке, согласно которому грани кристаллов, находящихся под относительно большим сдавливанием, растворяются в имеющихся в породе растворах, а на гранях кристаллов, находящихся под меньшим давлением, этот же материал из растворов кристаллизуется. В результате размеры кристалла в направлении наибольшего сжатия уменьшаются, а в направлении меньшего сжатия или растяжения увеличиваются. В процессе перекристаллизации длинные оси минералов ориентируются не параллельно плоскостям максимальных касательных напряжений, а перпендикулярно к оси максимального сжатия. Внутризерновое скольжение и перекристаллизация свойственны относительно крепким породам и глубоким областям земной коры, в которых гидростатическое давление велико. Оно типично для метаморфических толщ, подвергающихся деформации в обстановке высоких давлений и температур.

Скорость пластической деформации определяется вязкостью тела

$$\varepsilon^0 = \frac{\tau}{\eta},$$

где ε^0 — скорость деформации;
τ — напряжение;
η — вязкость.

Вязкость отражает процесс внутреннего трения, т. е. способность тела оказывать сопротивление при перемещении одной части тела относительно другой. Вязкость выражается в пуазах. Чем больше вязкость, тем большее сопротивление оказывает тело пластической деформации. У тел разного состава вязкость весьма различна: у воды она составляет 0,01 пуаза, для влажной глины 1000 пуазов, а у горных пород до 10^{24} пуаз.

Жидкость начинает течь при очень малых напряжениях. В твердых телах пластические деформации начинаются за пределами упругости. Так как в дальнейшем скорость пластической деформации определяется вязкостью, о твердых телах говорят как о вязко-пластичных.

В некоторых телах упругие и пластические деформации развиваются одновременно, начинаясь совместно при минимальных давлениях. Такие тела называются упруго-вязкими (например влажная глина, соль, метаморфические породы в состоянии перекристаллизации).

Свойство вязкости используется при моделировании тектонических процессов. Так как скорость деформации обратно пропорциональна вязкости, то, подбирая в опытах материалы с низкой вязкостью, можно соответственно ускорить деформацию.

Пластичные материалы и породы способны выдерживать значительную пластическую деформацию без разрушения. В хрупких телах непосредственно вслед за упругой деформацией или после очень незначительной пластической деформации наступает разрушение. Таким образом, для пластических тел между пределом упругости и пределом прочности имеется широкий интервал, тогда как для хрупких тел оба эти предела совсем или почти совсем совпадают.

Большое значение в пластических деформациях горных пород имеют явления р е л а к с а ц и и и п о л з у ч е с т и. Релаксация заключается в падении напряжений в теле, в котором поддерживается постоянная величина пластической деформации (рис. 21, *а*). Происходит это в связи с тем, что частицы тела, смещаясь в процессе пластической деформации, будут находить новые устойчивые положения, и напряжения, вызывающие перемещение частиц, при достижении ими устойчивого положения будут исчезать. Таким образом, релаксация приводит к закреплению деформации, к постепенному превращению упругой деформации в остаточную, пластическую.



Рис. 21. Схема явления релаксации (*а*) и ползучести (*б*). По Я. Фридману

Ползучесть выражается в продолжении пластической деформации при постоянном, не меняющемся по величине напряжении (21, *б*). Она отражает перегруппировку в теле частиц под влиянием постоянно действующей нагрузки, при этом происходит непрерывный переход части упругой деформации в пластическую, но поскольку нагрузка сохраняется, упругая деформация возобновляется до прежнего размера. Ползучесть приводит к пластическим деформациям тел при напряжениях ниже предела упругости. При длительном приложении сил даже небольшие нагрузки могут привести к значительным пластическим деформациям, которые будут развиваться медленно, но чрезвычайно длительно без признаков разрушения пород. Именно ползучестью, по-видимому, объясняется возникновение многих складок в горных породах.

Механические свойства твердых тел зависят от их строения и внешних условий. Среди последних большое значение имеют температура, растворители и адсорбирующиеся жидкости, всестороннее давление, скорость деформации, характер напряженного состояния тела.

Так, повышение температуры ведет к повышению пластичности твердых тел. Соприкосновение тела с растворителем или с жидкостью, адсорбируемой телом, также повышает способность тела пластично деформироваться.

Влияние всестороннего давления на пластические деформации двоякое. С одной стороны, давление повышает сопротивление тела пластической деформации, а с другой — тот же фактор сильно повышает пределы упругости и прочности. В связи с этим тела, являющиеся хрупкими при нормальных условиях, могут стать пластичными при высоком всестороннем давлении.

Скорость деформации является, по-видимому, одним из основных факторов, влияющих на пластические свойства горных пород. Это влияние заключается в том, что повышение скорости деформации приводит к увеличению сопротивления тела деформации и понижению его пластичности. Наоборот, относительно более медленная деформация повышает пластичность тела. Поэтому тело, ведущее себя при быстром механическом воздействии как хрупкое, при медленном воздействии малых напряжений медленно, но значительно деформируется.

Зависимость пластичности и пластических деформаций от напряженного состояния твердых тел выражается таким образом, что наиболее благоприятным для повышения пластичности оказывается сжатие, а наименее благоприятным — растяжение. Объясняется это тем, что сжатие уменьшает объем тела и повышает его пластичность, а растяжение, наоборот, увеличивает хрупкость тела и ослабляет его способность к необратимой деформации без разрыва.

РАЗРУШЕНИЕ ТВЕРДЫХ ТЕЛ

Если напряжения в деформируемом теле достигают предела прочности, тело начинает разрушаться. Существует два вида разрушения: путем отрыва и путем скалывания. Отрыв связан с нормальными напряжениями, возникающими при растяжении или при

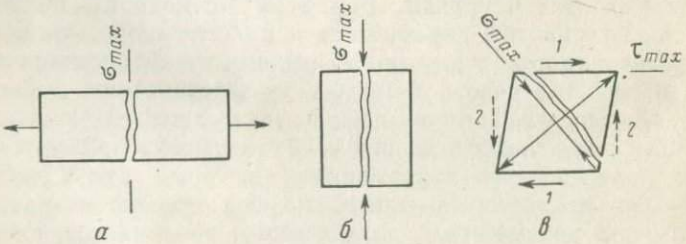


Рис. 22. Хрупкое разрушение при растяжении (*а*), сжатии (*б*) и сдвиге (*в*)

1 — активная пара сил; *2* — реактивная пара сил

сжатии, и бывает только хрупким. Скалывание вызывается касательными напряжениями и бывает обычно вязким. И в том, и в другом случае в теле возникают трещины, которыми оно делится на части. При отрыве трещины образуются в направлении максимальных нормальных напряжений, а при скалывании или срезе трещины

направлены вдоль плоскостей максимальных касательных напряжений.

Рассмотрим хрупкое и вязкое разрушение тел, возникающее при растяжении, сжатии и сдвиге.

При растяжении тела и его разрушении хрупким путем оно ломается в направлении, поперечном к оси растяжения (рис. 22, *а*). При сжатии трещины отрыва возникают параллельно оси сжатия и нормально к оси поперечного удлинения. Возникновение трещин отрыва при сжатии связано с некоторой неодинаковой для разных материалов и условий критической величиной относительного поперечного удлинения (рис. 22, *б*). При сдвиге образование трещин отрыва произойдет нормально к диагонали растяжения, под углом 45° к активным силам (рис. 22, *в*).

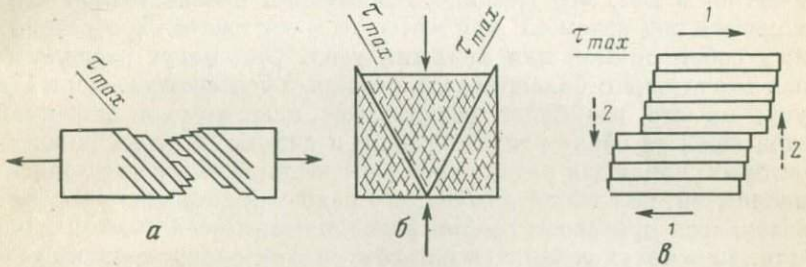


Рис. 23. Вязкое разрушение при растяжении (*а*), при сжатии (*б*), при сдвиге (*в*)

1 — активная пара сил; *2* — реактивная пара сил

При вязком разрушении распадению тела на части предшествует значительная пластическая деформация. Как уже отмечалось, в процессе пластической деформации медной проволоки при ее растяжении образуется шейка, т. е. участок, на котором происходит скольжение тонких пластинок по поверхностям, ориентированным под углом, равным приблизительно 45° к оси растяжения. При приближении допустимого растяжения проволоки к пределу ее прочности скольжение сосредоточивается на одной из плоскостей, и после того как будет превзойден предел прочности проволока распадается на части (рис. 23, *а*).

При сжатии разрушение тела произойдет вдоль трещин скалывания, образующихся под углом, близким к 45° к оси сжатия. В реальных условиях трещины скалывания возникают под углом, меньшим 45° к оси сжатия и большим 45° к оси растяжения. Отклонение в расположении трещин скалывания от направления максимальных касательных напряжений объясняется внутренними силами трения, препятствующими разрыву пород (рис. 23, *б*).

Разрушение тела при сдвиге вызывается возникновением трещин скалывания, ориентированных под углом, несколько меньшим 45° к оси наибольшего сжатия. Обычно возникает одно направление,

параллельное активной паре сил; но может появиться и два направления, одно из которых параллельно силам активной пары, а другое — перпендикулярно (рис. 23, *в*).

В. В. Белоусов указывает, что реальные углы между трещинами скалывания и осью сжатия различны для разных материалов и колеблются от 20 до 40°, приближаясь к 45° для наиболее мягких сред. Если встречаются трещины скалывания, которые располагаются под бóльшим углом к оси сжатия, то это может явиться только результатом последующей пластической деформации, в процессе которой трещины поворачивались совершенно так же, как поворачивались бы любые включения или любые поверхности в деформируемом материале.

Из сказанного можно сделать следующие выводы. Первый заключается в том, что трещины скалывания необязательно должны находиться под углом 45° или меньшим к оси сжатия и образовывать между собой прямой или меньший угол. Они могут располагаться и под значительно бóльшими углами как к оси сжатия, так и к друг другу, но это все будет результатом пластической деформации, следовавшей за образованием трещин и влиявшей на их положение. Во-вторых, наблюдая разные системы трещин скалывания различных направлений, не следует думать, что каждое из направлений трещин образовалось при своем особом расположении осей сжатия и растяжения. Они могут возникать при сохранении ориентировки главных осей напряжений в процессе непрерывной деформации друг за другом.

На характер разрушения влияют не только свойства материала, но и внешние условия, от которых зависят эти свойства: температура, всестороннее давление, среда, скорость деформации, схема напряженного состояния. Эти факторы определяют тип разрушения в зависимости от влияния, оказываемого ими на пределы прочности, на отрыв и скалывание в разных условиях. Для огромного большинства материалов пределы прочности на отрыв и скалывание различаются между собой. Но в зависимости от условий, в которых происходит деформация, эти пределы прочности по-разному поднимаются или снижаются в шкале напряжений, причем они даже могут меняться местами.

Повышение температуры понижает прочность на скалывание. В то же время изменение температуры мало влияет на величину прочности на отрыв. Поэтому при повышении температуры увеличивается вероятность того, что разрушение произойдет путем вязкого скалывания. Наоборот, с понижением температуры, когда прочность на скалывание возрастает, а прочность на отрыв остается почти неизменной, чаще будет наблюдаться разрушение путем отрыва.

Чрезвычайно большое влияние на свойства материала оказывает скорость деформации. Повышение скорости деформации влияет так же, как и понижение температуры: прочность на скалывание повышается, а прочность на отрыв остается почти без изменений. В результате тело становится более хрупким и более способным

к отрыву, чем к вязкому скалыванию. Наоборот, при медленной деформации прочность на скалывание падает, и материал становится вязким. Таким образом, меняя скорость деформации, можно один и тот же материал делать то хрупким, то вязким.

Поскольку отрыв связан с нормальными напряжениями, а скалывание — с касательными, характер разрушения зависит также от типа напряженного состояния тела, так как при различных напряженных состояниях соотношение максимальных нормальных и касательных направлений различно. При растяжении наиболее вероятно хрупкое разрушение тела путем отрыва, при сжатии более вероятным окажется скалывание.

Большое влияние на достижение предела прочности горных пород оказывает всестороннее давление. С ростом всестороннего давления повышается и предел прочности.

Глава 7

СЛОЙ И СТРОЕНИЕ СЛОИСТЫХ ТОЛЩ

СЛОЙ И СЛОИСТОСТЬ

С л о е м называется более или менее однородный, первично обособленный осадок (или горная порода), ограниченный приблизительно параллельными поверхностями. Помимо термина «слой», в практике часто употребляется термин «пласт», обозначающий в сущности то же, что и «слой». Однако термин «пласт» применяется чаще для обозначения слоев полезных ископаемых, например угля, известняка, гематита и т. д. Однородность слоев может быть выражена в составе, окраске, текстурных признаках, присутствии одинаковых включений или окаменелостей.

Чередование слоев называется с л о и с т о с т ь ю. Она представляет собой проявление неоднородности в толще осадочных пород и указывает на изменение условий отложения осадка. Слоистость — одно из самых характерных и важных свойств осадочных горных пород. На ней основано изучение вопросов литологии, стратиграфии, гидрогеологии, инженерной геологии. Слоистость позволяет сопоставлять стратиграфические разрезы, определять направление и амплитуду вертикальных тектонических движений, вести поиски и прослеживать рудные залежи, скопления нефти, воды и др. Слоистостью обусловлено также возникновение складок в осадочных толщах. Знание слоистости является важнейшим условием при выборе системы эксплуатационных выработок.

Поверхности, ограничивающие слой или пласт, не являются плоскими и строго параллельными и могут иметь многочисленные неровности и значительную кривизну. Они носят название поверхностей наслоения (или напластования, или контактов). Верхняя

из них называется кровлей слоя (или пласта), а нижняя — подошвой (рис. 24). Переход одного слоя в другой может быть или резким, или постепенным, незаметным. В первом случае положение кровли или подошвы устанавливается легко, во втором — граница между соседними слоями проводится условно по поверхности, на которой происходит смена одного преобладающего состава другим. Характер перехода от одного слоя к другому позволяет судить о тех изменениях, которые произошли при отложении осадка.

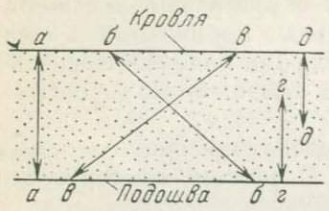


Рис. 24. Различные виды мощности слоя (пласта)

аа — истинная мощность; *бб*, *вв* — видимая мощность; *гг*, *дд* — неполная мощность

Расстояние между кровлей и подошвой слоя (или пласта) составляет его мощность. Различают два вида мощностей: истинную и видимую. Истинной мощностью называется кратчайшее расстояние между кровлей и подошвой. Любое другое расстояние между кровлей и подошвой называется видимой мощностью.

Далеко не всегда удается одновременно наблюдать и кровлю, и подошву слоя. Нередки случаи, когда бывает обнажена только кровля либо подошва и часть слоя. В таких случаях замеряют неполную мощность слоя, представляющую собой расстояние по перпендикуляру к поверхности наслоения от кровли или подошвы до любой точки слоя.

ФОРМЫ СЛОИСТОСТИ

При изучении слоистости следует прежде всего обращать внимание на форму и мощность слоев.

Форма слоистости отражает характер движения той среды, в которой происходит накопление осадка. Выделяются четыре основные формы слоистости: параллельная, волнистая, косая и линзовидная.

При параллельной слоистости поверхности наслоения по строению близки к плоскостям. Этот вид слоистости свидетельствует об относительной неподвижности и покое среды, в которой накапливались осадки. Такие условия возникают в озерных и морских бассейнах ниже уровня действия волн, где отсутствуют заметные движения воды и главное значение в образовании слоистости имеют количество и размеры поступающего в осадок материала. Параллельная слоистость может быть полосовидной, прерывистой и ленточной.

Волнистая слоистость имеет волнистоизогнутые поверхности наслоения. Она формируется при движениях, имеющих периодическую смену или повторяемость в своем направлении, например при отливных и приливных течениях, волнениях в прибрежных мелководных зонах моря.

Косой слоистостью (или слойчатостью, по Н. Б. Вассоевичу) называется слоистость с прямолинейными и криволинейными поверхностями наслоения, под различными углами которых внутри слоя располагается более мелкая слоистость. Этот вид слоистости образуется при движении среды в одном направлении, например реки, потока, морского течения или при движении воздуха.

В зависимости от условий образования различают несколько разновидностей косой слоистости (рис. 25). Образующаяся в речных потоках косая слоистость имеет общий одинаковый наклон в сторону движения воды. Дельтовая разновидность косой слоистости обычно оказывается крупной и отличается плавным причленением косых прослоечков к подошве слоя; у кровли слоя косые прослоечки исчезают и появляется более грубозернистый материал. Нередко верхние части косых прослоечков оказываются при этом размытыми и как бы срезанными подошвой вышележащего слоя (рис. 25, *2*). Косая слоистость, встречающаяся в морских отложениях, обладает крупными размерами и сравнительно небольшим наклоном.

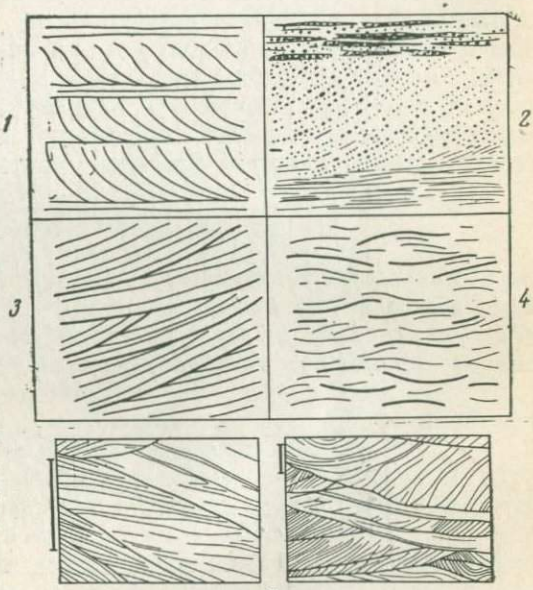


Рис. 25. Различные типы косой слоистости

1 — косая слоистость речных потоков; *2* — дельтовая косая слоистость; *3* — косая слоистость в морских отложениях; *4* — косая слоистость мелководья; *5* — эоловая косая слоистость

Крупные размеры дельтовой и морской косой слоистости при изучении отдельных обнажений нередко не улавливаются. Они могут быть выявлены только в условиях очень хорошей обнаженности или при сопоставлении данных по многим отдельным обнажениям. Недостаточное внимание к крупной косой слоистости может привести к существенным ошибкам при подсчете мощностей. На рис. 26 приведена схематическая геологическая карта одного из районов Центрального Казахстана, в котором распространены средне-верхнедевонские красноцветные терригенные толщи, образовавшиеся в континентальном бассейне и обладающие крупной косой слоистостью. Мощность этих пород, подсчитанная по земной поверхности, составляет более 3,5 км, а в буровой скважине мощность тех же пород 1,9 км.

При мелководье в зоне действия волн образуется своеобразная, очень тонкая, переплетающаяся косая слоистость, ориентированная в различных направлениях в соответствии с направлением движений волн во время осадконакопления.

Особенной неправильностью отличается косая слоистость эолового происхождения. Она бывает направлена в различные стороны и отличается изменчивой мощностью (рис. 25, *5*).

Линзовидная слоистость характеризуется разнообразием форм и изменчивостью мощности отдельных слоев. При

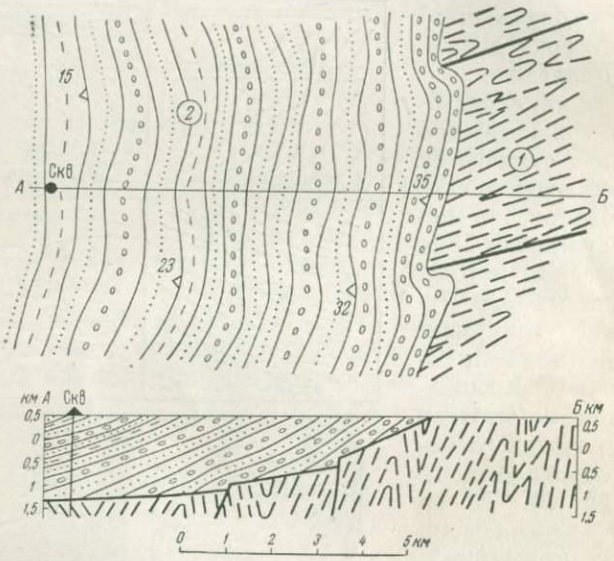


Рис. 26. Схематическая геологическая карта и разрез красноцветных толщ с крупной дельтовой косой слоистостью (Центральный Казахстан)

1 — нижнепалеозойские морские толщи; *2* — красноцветные конгломераты, песчаники и алевролиты среднего — верхнего девона. Мощность пород, подсчитанная на поверхности, составляет 3,7 км, в скважине 1,9 км

этом нередко происходит полное выклинивание слоя, что приводит к его разобщению на отдельные части или линзы. При резком выклинивании поверхности наслоения линзы нередко оказываются изогнутыми.

Линзовидная слоистость образуется при быстром и изменчивом движении водной или воздушной среды, например в речных потоках или в приливно-отливной полосе моря. Нередко линзовидная слоистость связана с размывом ранее отложенного материала и неровностями дна. Мелкая линзовидная слоистость может образоваться и в спокойном водоеме при периодическом привносе в него более грубозернистого материала.

Несмотря на большую протяженность отдельных слоев, они быстро или постепенно уменьшаются в мощности и в конечном

счете исчезают или выклиниваются. Выклинивание слоя может произойти по разным причинам. Оно может быть вызвано неравномерностью осадконакопления и возможным полным его прекращением в непосредственной близости от участков, на которых осадок будет продолжать накапливаться.

Очень часто выклинивание слоя происходит при изменении состава накапливающегося осадка или в результате последующего размыва ранее отложившегося осадка или породы.

Мощность слоя отражает интенсивность движения среды, в которой накапливается осадок, и количество материала, поступающего в область отложения. В зависимости от мощности выделяются четыре вида слоистости: крупная — с мощностью отдельных слоев от десятков сантиметров до метров; мелкая — с мощностью слоев, измеряемой сантиметрами; тонкая, при которой мощность слоев измеряется миллиметрами; микрослоистость, видимая только под микроскопом.

СТРОЕНИЕ ПОВЕРХНОСТЕЙ НАСЛОЕНИЯ

Изучение особенностей строения поверхностей наслоения помогает выяснить происхождение и условия залегания осадочных толщ. К числу этих особенностей относятся: ископаемые знаки ряби, первичные трещины, следы жизнедеятельности различных организмов, отпечатки дождевых капель, кристаллов льда и др.

Среди знаков ряби по условиям образования различаются: ветровая рябь, рябь течения и рябь волнения.

Ветровая рябь имеет относительно крупные размеры и дугообразное расположение валиков в плане. Более крупные зерна осадка сосредоточиваются в ветровой ряби на гребнях.

В ряби течения валики имеют более мелкие размеры, с резко выраженными хребтиками. Валики ориентируются поперек или вдоль направления течения и характеризуются чешуйчато-черепитчатым расположением в плане.

Рябь волнения имеет наименьшие размеры и асимметричное расположение валиков, с более крутыми склонами, обращенными к берегу. Более грубые зерна осадка в ряби, образовавшейся в водной среде, накапливаются во впадинах между валиками. Рябь развивается только на верхней поверхности слоя, чем она отличается от волнистой слоистости или плойчатости, проявляющихся по всей толще слоя или пласта.

Первичные трещины, сохранившиеся в ископаемом состоянии на поверхности слоев или пластов, имеют различное происхождение. Большая часть их является трещинами высыхания, реже встречаются подводные и мерзлотные трещины. Они заполняются инородным материалом, образующим на поверхности наслоения валики и рубцы. Подводные трещины, возникающие вследствие коллоидного старения и свертывания донных илов, чаще образуют звездчатые группы рубцов, развивающиеся не сверху, а из центральных частей слоя.

На поверхности наслоения часто находят следы многочисленных животных, начиная от древнейших пермских обитателей суши, следы ползания крабов, червей и т. п. Особенно важны для геологов разнообразные по виду и происхождению рельефные отпечатки, называемые иероглифами (или гиероглифами), часто встречающиеся на поверхности слоев песчаников и карбонатных пород среди флишевых толщ. Эти отпечатки представляют собой главным образом следы ползания различных илоедов, а также оплывины и борозды размыва, развивающиеся на еще незатвердевшей поверхности илистого осадка. При накоплении следующего песчаного или карбонатного слоя образовавшиеся неровности отпечатываются

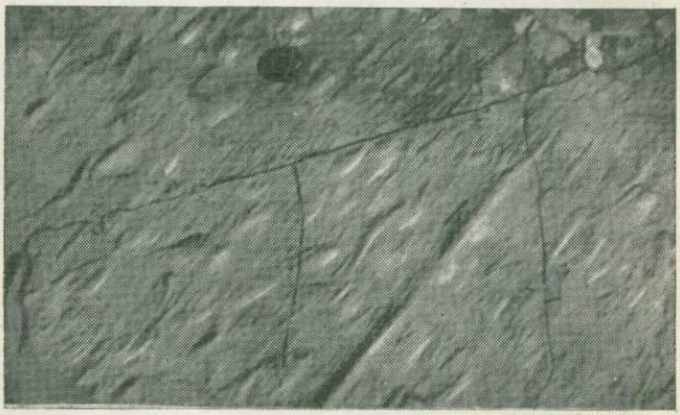


Рис. 27. Иероглифы на подошве песчаников флиша

на нижней его поверхности в виде борозд и бугорков различной величины и формы (рис. 27). Таким образом, иероглифы представляют собой как бы негативное отображение неровностей, сформировавшихся на поверхности илистого осадка, но сохраняющихся на нижней, а не на верхней поверхности слоев, в отличие от других первичных неровностей наслоения.

Отметим еще одно важное свойство осадочных пород, выраженное в ориентировке обломочных зерен и первичных включений. Наблюдения над этими явлениями во многих случаях позволяют выяснить направления сноса материала во время образования данной толщи. Особенно полезно в этом отношении изучение ориентировки галек в конгломератах и галечниках. В речных галечниках, как правило, наклон галек направлен против течения, т. е. навстречу косой слоистости. В устьевых расширениях и на побережьях водоемов наклоны галек и косой слоистости обычно совпадают с направлением течения.

ПЕРВИЧНОЕ (НЕНАРУШЕННОЕ) И НАРУШЕННОЕ ЗАЛЕГАНИЕ СЛОЕВ

Основная часть осадков на поверхности Земли накапливается в морских или континентальных водоемах или на прибрежных равнинах. Поверхность, на которой идет накопление пород в этих условиях, обычно имеет очень незначительный наклон (менее 1°). Чаще он не превышает 15′, и лишь на отдельных участках угол наклона поверхности накопления составляет несколько градусов, а у подводных обрывов и скал — несколько десятков градусов. Поэтому основная часть осадочных пород залегает почти горизонтально. Следует также учесть, что длительное непрерывное накопление осадков выравнивает морское дно, а это приводит к еще большему его сглаживанию.

Первичное залегание со значительными наклонами пород, достигающими 3—4° и очень редко 10°, может возникнуть там, где отложение осадков происходит на склонах наземных и подводных возвышенностей или на склонах долин на суше. При накоплении пород на склонах подводных и наземных возвышенностей происходит облекание осадками неровностей рельефа с характерным примыканием к крутым его участкам и уступам.

Следует иметь в виду, что как бы ни был мал угол наклона осадочных толщ, находящихся в первичном залегании, тем не менее при широком распространении пород относительное погружение слоя или пачки слоев для различных пунктов может быть весьма значительным и составлять десятки и сотни метров.

Первичное залегание осадочных пород сохраняется сравнительно редко. Оно нарушается последующими тектоническими движениями, которые могут вызвать появление в осадочных толщах общего наклона, т. е. привести их к наклонному залеганию и образованию складчатых и разрывных нарушений.

ВЗАИМООТНОШЕНИЯ СЛОИСТЫХ ТОЛЩ

По характеру связи между отдельными слоями и отношению их к более древнему основанию можно выделить (по М. В. Муратову) три различных типа залегания осадочных толщ: трансгрессивное, регрессивное и миграционное.

Наиболее распространенным типом залегания осадочных толщ является трансгрессивное (рис. 28, *а*), возникшее в результате формирования осадков в прогибе на фоне общего длительного опускания при последующем относительно быстром поднятии. При развитии трансгрессии, обусловливающей создание трансгрессивной части комплекса, более древние слои всегда занимают меньшее пространство, чем последующие, более молодые слои, распространяющиеся на все большую площадь.

Таким образом, в центральных частях впадины или прогиба мы будем наблюдать последовательное наложение молодых слоев на более древние. По окраинам прогиба на основание ложатся не

нижние слои толщи, а более высокие, и чем дальше к периферии впадины, тем более молодые слои переходят на древнее основание.

В трансгрессивном типе залегания нередко выделяют начальную — ингрессивную стадию, соответствующую затоплению пониженных

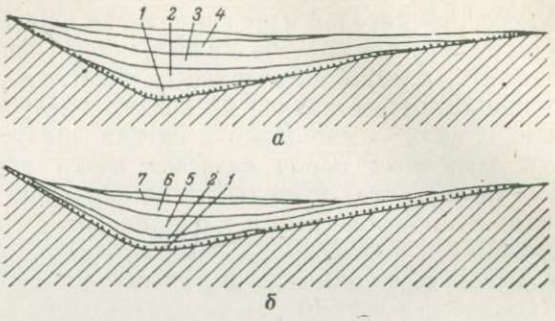


Рис. 28. Схема строения трансгрессивного (*а*, слои *1—4*) и регрессивного (*б*, слои *7—5*) комплексов, точечный пунктир — поверхность несогласного залегания. По М. В. Муратову

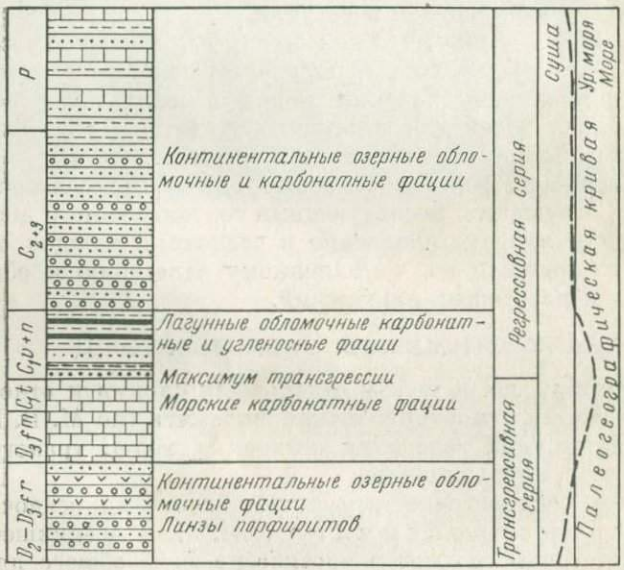


Рис. 29. Трансгрессивная и регрессивная серии в девонских, каменноугольных и пермских отложениях Центрального Казахстана

участков рельефа, в первую очередь речных долин. Ингрессивно залегающие слои приурочены к нижним частям трансгрессивных осадочных толщ. По мере развития трансгрессии ингрессивное залегание в вышезалегающих слоях сменяется трансгрессивным.

Регрессивный тип залегания выражается в последовательном сокращении площади, занимаемой более молодыми слоями по отношению к ранее образовавшимся слоям (см. рис. 28, *б*). Он возникает при относительно быстром опускании или прогибании впадины и при достаточно длительном последующем ее поднятии в целом или только периферических частей. Поднятие вызывает постепенное сокращение (регрессию) водоема и заполнение впадины регрессивной серией слоев. В регрессивном типе нижняя трансгрессивная часть толщи выражена плохо или почти совсем не выражена, а регрессивная развита очень хорошо.

Для полного анализа трансгрессивного и регрессивного типов залегания осадочных толщ необходимо также изучение размещения

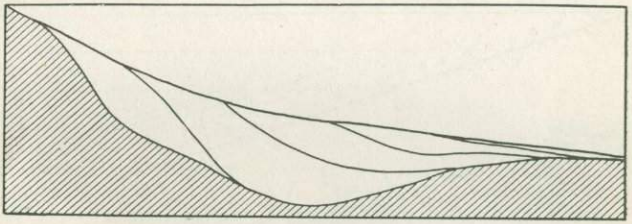


Рис. 30. Схема строения смещенного осадочного комплекса и несогласия смещения (миграционного). По М. В. Муратову

фаций и их взаимоотношений. Нередко трансгрессивная и регрессивная серии совмещаются в одном разрезе. Примером может служить разрез девонских каменноугольных и пермских отложений в западной части Центрального Казахстана, изображенный на рис. 29.

В среднем и верхнем девоне и в турнейском веке на указанной территории формировалась трансгрессивная серия. С началом общей регрессии, падающей на визейский век, трансгрессивная серия вверх по разрезу сменяется регрессивной.

Миграционный (смещенный) тип залегания осадочных толщ характеризуется последовательным смещением области накопления осадков в одном направлении (рис. 30). Слои отступают с одной стороны прогиба и трансгрессивно ложатся на основание с другой его стороны. Весь комплекс приобретает резко асимметричное строение с неравномерным распределением мощностей и состава осадков и выдержанным наклоном в одном направлении.

Миграционный тип залегания встречается реже трансгрессивного и регрессивного, но все же не является редким и формируется в условиях неодинаково направленных вертикальных движений земной коры в крыльях прогиба. В одном из крыльев происходит опускание, вызывающее трансгрессивное залегание слоев, а в другом в результате происходящих поднятий наблюдается обратное явление — регрессивное залегание слоев.

ОБРАЗОВАНИЕ СЛОИСТЫХ ТОЛЩ

Сущность процесса образования слоистых толщ осадочных пород впервые была раскрыта русскими геологами. Особенно интересны в этом отношении работы Н. А. Головкинского, опубликованные в 1869 г. Изучая пермские отложения в Камско-Волжском бассейне, Н. А. Головкинский сделал ряд важных выводов о причинах, вызывающих образование слоистых толщ. Рассмотрим высказанные им положения на примере. Пусть в некоторый отрезок времени береговая линия бассейна, в котором происходит накопление осадков, находится в точке *А* (рис. 31, *I*). В общем случае вблизи берега будут отлагаться грубозернистые осадки, например галечники. С увеличением глубины осадки окажутся более мелкозернистыми, галечники

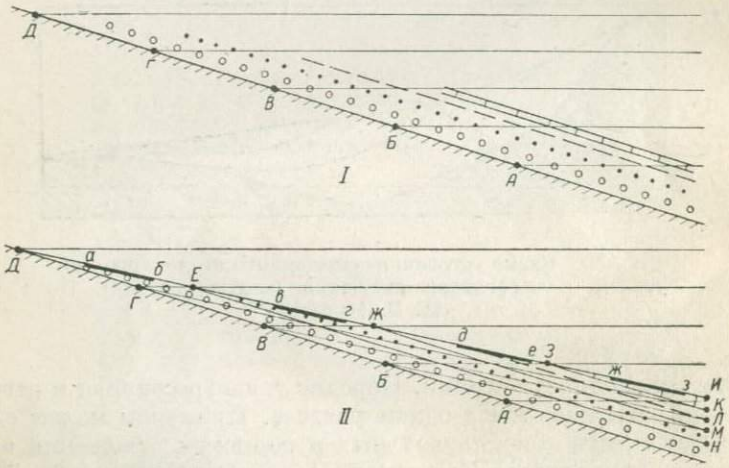


Рис. 31. Схема образования слоистых толщ. По Н. А. Головкинскому

будут сменяться песками, пески — глинами, глины — карбонатными илами. Если в последующее время при погружении суши разовьется трансгрессия, береговая линия передвинется в сторону суши и через некоторое время займет положение, отмеченное на рис. 31 точкой *Б*. Вслед за перемещением береговой линии сместятся и участки накопления осадков. Галечники продвинутся вслед за береговой линией: там, где они ранее накапливались, будут отлагаться пески, на песках — глины, на глинах — карбонатные илы.

При последовательно развивающейся трансгрессии участки накопления каждого из видов осадка будут непрерывно смещаться вслед за береговой линией так, как это показано на рис. 31 (точки *В*, *Г*, *Д*). При регрессии смещение участков накопления осадков указанного вида произойдет в обратном направлении: галечники будут накапливаться на песках, пески на глинах и т. д. Каждый из обособленных участков накопления однородного осадка будет являться слоем. На рис. 31, *II* утолщенными линиями показаны отдельные

слои галечников (*а* — *б*), песков (*в* — *г*), глин (*д* — *е*), известняков (*ж* — *з*), образовавшиеся при положении береговой линии в точке *Д*. Исходя из рассмотренной выше схемы, Н. А. Головкинский ввел понятия о стратиграфическом и петрографическом горизонтах.

Стратиграфическим горизонтом он предложил называть одновозрастную (синхронную) группу слоев различного состава, связанных постепенными переходами в горизонтальном направлении (рис. 31, *ГДИК*, *ВГКЛ*, *БВЛМ*). Отдельные слои (или пачки слоев) стратиграфического горизонта характеризуются одновозрастным, но различным в видовом и родовом отношении комплексом окаменелостей (фауны и флоры).

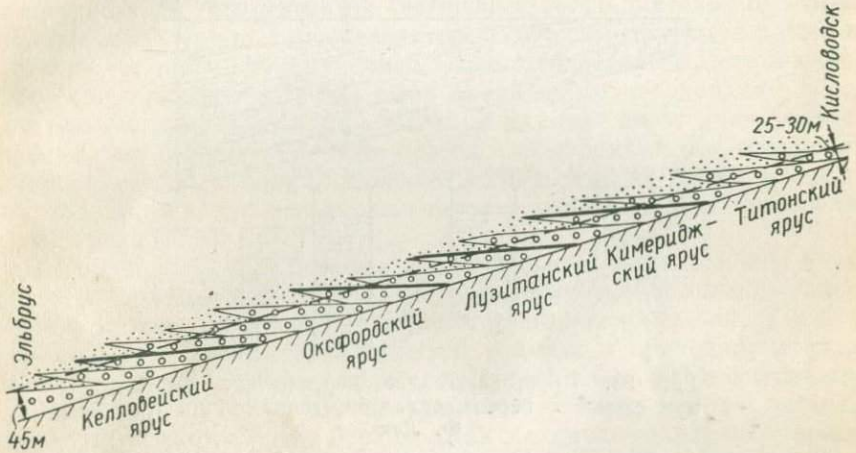


Рис. 32. Сочетание стратиграфических горизонтов с петрографическими горизонтами в отложениях верхней юры на северном склоне Кавказа. По Д. С. Кизевальтеру

Петрографическим горизонтом называется серия одинаковых по составу, но разновозрастных по времени образования (асинхронных) слоев (рис. 31, *АДЕН*, *НЕЖМ*, *МЖЗК*). Разновозрастность петрографических горизонтов является их характерным свойством, вытекающим из самого процесса накопления осадка, и связана со смещением областей накопления в пространстве. Границы между петрографическими горизонтами представляют собой условные поверхности, имеющие сложное строение. На эту особенность в свое время обратил внимание А. А. Иностранцев. Обычно эти поверхности имеют как бы зазубренные края (рис. 32) и отражают непрерывное смещение мест образования однородных осадков и изменение скорости скольжения береговых линий.

В качестве примера, характеризующего значение выделения петрографических горизонтов и поясняющего различие между стратиграфическими и петрографическими горизонтами, приведем строение толщи конгломератов верхней юры, развитой на Северном Кавказе (по Д. С. Кизевальтеру).

На северном склоне Эльбруса мощность конгломератов, по возрасту относимых к келловею, составляет 45 м. Конгломераты прослеживаются непрерывно до окрестностей г. Кисловодска, где их мощность уменьшается до 25—30 м. Изучение окаменелостей, заключающихся в конгломератах, показывает, что возраст последних по мере приближения к Кисловодску постепенно становится более молодым: оксфордским, лузитанским и в окрестностях города — кимериджским и титонским (см. рис. 32).

Таким образом, верхнеюрская трансгрессия развивалась с юга на север. В келловее она захватила значительно меньшую площадь,

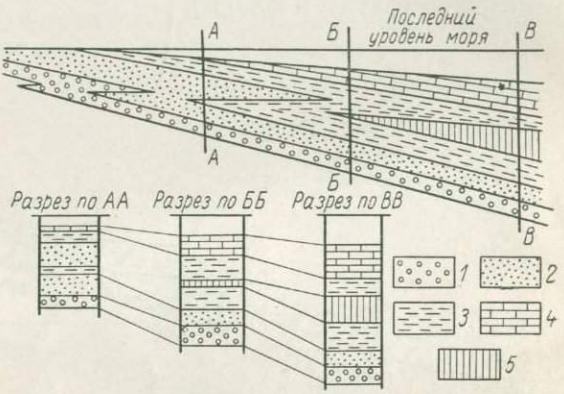


Рис. 33. Пространственное перемещение фаций при сложных перемещениях береговой линии. По Ф. Лею

1 — галечники; *2* — пески; *3* — глины; *4* — известняки; *5* — органогенные илы

чем в лузитане, и далее на север распространилась к концу верхнеюрской эпохи. Конгломераты в рассмотренном примере представляют собой петрографический горизонт, имеющий неодинаковый возраст в различных своих частях: келловейский на юге и более молодой — титонский на севере. Стратиграфические горизонты размещаются иначе, и положение их в разрезе не совпадает с положением петрографических горизонтов.

Очень часто из-за отсутствия дробной возрастной характеристики пород отделить петрографические горизонты от стратиграфических не представляется возможным, однако, как показывают примеры, недостаточное внимание к различиям между стратиграфическими и петрографическими горизонтами может в некоторых случаях привести к неверным выводам в определении стратиграфического положения осадочных толщ в разрезе.

Из рассмотренной схемы Н. А. Головкинского следует, что основную роль в образовании слоистых толщ играют вертикальные тектонические движения, вызывающие смещение береговых линий и фациальных зон накопления осадков. Если направление перемещения

береговой линии периодически меняется, возникают более сложные разрезы, в которых в вертикальном направлении мелководные фации чередуются с глубоководными (рис. 33). Образующаяся при этом слоистость получила название миграционной.

Н. А. Головкинский и А. А. Иностранцев пришли к важному выводу о закономерном распределениифаций и состава осадков в плане и в вертикальном разрезе. А. А. Иностранцев писал: «То, что мы видим вертикально напластованным, должно явиться нам с тем же характером в горизонтальном направлении и обратно».

Помимо тектонических движений важное значение в образовании слоистых толщ имеют физико-географическая обстановка и физико-химические процессы как в области сноса, так и в области накопления осадков. К ним относятся сезонные и более длительные климатические изменения, в результате которых происходят изменения в составе осадков, отлагающихся на дне бассейна. Климатические изменения приводят к появлению правильного чередования слоев в озерных и иных отложениях. Большое влияние имеет уровень воды в реках, выносящих огромное количество терригенного материала в моря и озера. В период паводка реки переносят более крупные частицы, тогда как в межень они несут только мелко- и тонкообломочный материал.

На сортировку и отложение обломочного материала в еще большей степени влияют морские течения, вызывающие появление галечников и песков на больших глубинах от прибрежных зон. Так, например, вдоль побережья Норвегии, в связи с проходящим здесь морским течением Гольфстрим, на глубине от 200 до 600 м осаждается крупнозернистый песок и галечник, а все более мелкие частицы уносятся. Большую роль играют здесь приливно-отливные течения.

Большое значение в накоплении морских толщ имеют мутьевые суспензионные потоки, представляющие собой главным образом речные воды, вливающиеся в море, насыщенные тонким кластическим, преимущественно глинистым материалом, нередко содержащие повышенную концентрацию солей. Плотность мутьевых потоков может достигать 2, благодаря чему они перемещаются вниз по уклону дна и особенно вдоль затопленных речных долин на десятки и даже сотни километров. Взвешенное состояние твердых частиц в потоке сохраняется благодаря турбулентному движению суспензии с вертикальными завихрениями.

Мутьевые потоки способны переносить песок, гальку и даже небольшие валуны на значительное расстояние от берега и отлагать их на больших глубинах за пределами шельфа. Такие перемещенные, нередко плохо отсортированные отложения получили название турбидитов. Мутьевые потоки могут вызвать образование оползней на морском дне, и наоборот, оползни, особенно вызванные землетрясениями, могут быть причиной появления мутьевых потоков. Этими явлениями, вероятно, можно объяснить и появление автобрекчий и автоконгломератов, содержащих угловатые или округлые обломки пород того же состава, что и цементирующие их осадки.

Немаловажную роль в образовании слоистых толщ играют химические изменения в составе вод озерных и морских бассейнов, вызывающие выпадение или, наоборот, прекращение образования тех или иных хемогенных минералов, изменения в окраске осадков и т. д., а также жизнедеятельность организмов. Слоистость, возникающая при указанных процессах, называется м у т а ц и о н н о й.

Таким образом, образование слоистых толщ в сложных условиях происходит под воздействием многих факторов. Важнейшими являются тектонические движения, изменения климата, динамический и химический режимы водной или воздушной среды, из которой выпадает осадок. Эти факторы могут иметь равное взаимодействие, но слоистость может также возникнуть и при преимущественном действии одного из них. Таким образом, в каждой слоистой толще наблюдается сочетание миграционной и мутационной слоистости.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МОЩНОСТЕЙ ОТЛОЖЕНИЙ

Объяснение причин, обусловливающих накопление значительных по мощности осадочных пород, часто не вызывает затруднений. Легко, например, понять условия накопления хемогенных и обломочных осадков в длительно существовавшем глубоком открытом бассейне. Естественно также наращивание мощности пород при прогибании данного участка в условиях развивающейся трансгрессии. Однако известны случаи, когда огромные по мощности толщи осадочных пород сформированы из прибрежных мелководных или лагунных осадков, в условиях, на первых взгляд кажущихся наименее благоприятными для накопления.

В качестве примера рассмотрим обстановку, существовавшую в карбоне на территории Донбасса. Каменноугольные отложения Донецкого бассейна имеют мощность более 10 км и состоят из слоев песчаников, чередующихся с аргиллитами, известняками, заключающими остатки морской фауны, и каменными углями. Пласты каменного угля, которых насчитывается более 200, образовались в прибрежных и континентальных условиях. Таким образом, в этой огромной по мощности толще мы наблюдаем породы морского и континентального происхождения. Следовательно, территория Донбасса в карбоне периодически была то сушей, то морем, причем смена режимов на протяжении периода происходила более двухсот раз.

Попробуем выразить эти условия в виде простого графика. По вертикальной его оси отложим мощности пород (начальную нулевую отметку примем за уровень моря), по горизонтальной оси отметим время (рис. 34). Поверхность накопления осадков в течение всего карбона находилась то выше, то ниже уровня моря.

Пусть в один из моментов в прибрежной зоне накапливались пески, изображенные на рис. 34 в колонке *а* как слои *1*. При опусканиях глубина моря увеличится, береговая линия отдалится, и там, где ранее накапливались пески, станет отлагаться глинистый мате-

риал (слой *2*). При последующих опусканиях на месте глин будут формироваться известняки (слой *3*). При изменении знака вертикальных тектонических движений на обратный опускания сменяются поднятиями, морской бассейн начнет постепенно мелеть, и последовательность образования слоев различного состава окажется обратной: на известняках отложатся глины (колонка *б*, слой *4*), на глинах — пески (слой *5*).

Если участок будет приподнят выше уровня моря и превратится в низкую болотистую сушу, на его поверхности возникнут торфяники, которые со временем преобразуются в уголь (слой *6*). При

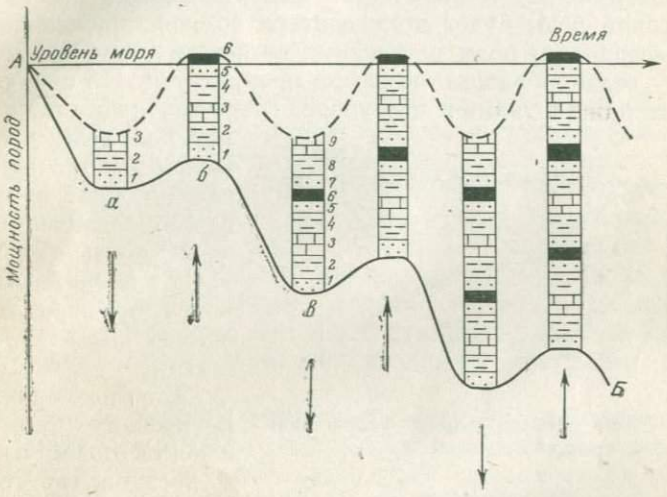


Рис. 34. Схема условий накопления угленосных толщ в Донбассе. Сплошная линия — основание угленосной толщи (эпейрогеническая кривая), пунктирная — поверхность накопления (палеогеографическая кривая)

новых погружениях выше пласта вновь появляются пески (слой *7*), глины (слой *8*) и т. д. При новых поднятиях возникает следующий пласт угля.

Описанный процесс станет повторяться, пока будут происходить непрерывные вертикальные движения различных знаков поверхности накопления. Эти движения не напоминают колебания маятника. Вертикальные движения отрицательного знака (опускания) всякий раз имеют бóльшую величину, чем положительные. Большая амплитуда погружения каждый раз компенсировалась мощностью сформировавшихся осадочных пород. Благодаря этому основание, или первый уровень осадконакопления, непрерывно погружалось, хотя и испытывало при этом как положительные, так и отрицательные движения (рис. 35, кривая *АБ*). Поверхность же накопления пород в каждый отдельный момент испытывала лишь незначительные изменения, оказываясь то выше, то ниже уровня моря. К концу карбона общая

мощность осадков оказалась равной суммарной амплитуде погружения основания.

Другим подобным примером могут явиться условия накопления галогенных толщ. Для выпадения из раствора сульфатов и каменной соли, помимо благоприятных климатических условий, необходимо образование полузамкнутого водоема типа залива или лагуны, имеющего ограниченную связь с морем (такие условия существуют, например, в заливе Кара-Богаз-Гол). Для образования пересыщенного рассола доступ морской воды в залив должен быть ограниченным и в точности компенсировать количество влаги, испаряющейся в заливе с поверхности, и количество выпадающих из рассола солей. Если морской воды будет привноситься больше, произойдет разбавление рассолов, и соли перестанут выпадать, если привнос будет меньше — осадкообразование также прекратится. Но с другой стороны, если даже в залив и поступает строго необходимое количество морской воды, он относительно быстро заполнится солями, так как подобные заливы отличаются очень незначительными глубинами. Между тем мощность отложений солей в земной коре нередко составляет сотни метров.

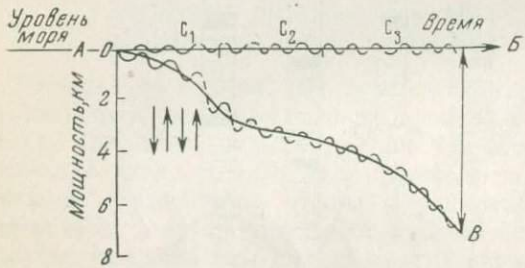


Рис. 35. Схема формирования угленосной толщи Донбасса

Для поддержания непрерывного процесса выпадения солей из осадка и поступления строго определенного количества морской воды в залив необходимо полное соответствие между мощностью выпавшего осадка и величиной прогибания дна залива. Если это соответствие нарушится и дно залива станет прогибаться быстрее скорости выпадения солей, залив заполнят морские воды, произойдет распреснение, и процесс осаждения солей прекратится. Если же, наоборот, осаждение солей будет опережать скорость прогибания, весь залив будет заполнен осадками и перестанет существовать. Только при точном соответствии скоростей прогибания и выпадания осадка из раствора возможно накопление мощных соленосных толщ.

Из рассмотренных примеров можно сделать общий вывод о том, что основное значение в формировании мощностей осадочных пород имеют вертикальные движения. Если общая амплитуда вертикальных движений отрицательная, на поверхности земной коры создаются впадины, благоприятные для накопления толщ осадочных пород. Если скорость погружения велика, а количество выпадающих на дне впадины осадков относительно невелико, создаются открытые глубокие водоемы (некомпенсированные прогибы). Если амплитуда прогибания компенсируется мощностью накапливающихся осадков, их формирование будет происходить в условиях мелководья или прибрежных

зон (компенсированные прогибы). При положительных вертикальных движениях образуются поднятия, являющиеся областями сноса обломочного материала.

Таким образом, вертикальные движения земной коры обусловливают распределение в пространстве областей сноса и осадконакопления, а также фаций осадочных образований и их мощностей.

Глава 8

НЕСОГЛАСИЯ[1]

Возможны два случая соотношений между породами, слагающими слоистые толщи. В первом из них каждый вышележащий слой или комплекс слоев, составляющих данный стратиграфический горизонт, без каких-либо следов перерыва в накоплении осадков налегает на подстилающие породы. Такие взаимоотношения, отражающие непрерывность процесса накопления осадка, обусловливают согласное залегание пород. Во втором случае между вышележащими и подстилающими их слоями стратиграфическая последовательность нарушается, и отложения тех или иных стратиграфических горизонтов в разрезе отсутствуют. При этом возникает несогласное залегание пород.

Появление несогласий может быть обусловлено различными причинами. Они могут явиться результатом перерыва в осадконаплении либо возникают при тектонических перемещениях одних толщ относительно других. В первом случае несогласия называются стратиграфическими, во втором — тектоническими.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ НЕСОГЛАСИЯ

В стратиграфических несогласиях выпадение тех или иных пород из разрезов вызывается прекращением осадкообразования, т. е. сменой режима, благоприятного для накопления осадков, условиями, в которых происходит разрушение и размыв ранее образовавшихся пород. Стратиграфические несогласия по ряду различных признаков (величина угла несогласия, отчетливость выражения поверхности несогласия, площадь распространения, условия возникновения) могут быть разделены на несколько видов.

По величине угла несогласия могут быть выделены: параллельное, угловое и географическое несогласия.

Параллельное несогласие выражается перерывом слоев, залегающих параллельно. Обе серии слоев выше и ниже поверхности несогласия располагаются параллельно друг другу, но они отличаются по составу пород и по заключенным в них окаменелостям.

---

[1] По А. А. Богданову.

Разграничивающая эти серии поверхность несогласия (рис. 36) выражена очень резко. Обычно она представляет собой поверхность древней подводной эрозии или наземной денудации, сформировавшуюся в тот отрезок времени, когда происходило поднятие и процесс образования осадочных толщ был прекращен. Так, например, территория окрестностей Москвы в течение каменноугольного периода являлась областью накопления морских карбонатных илов. В конце каменноугольного периода эта область приподнялась выше уровня моря, и в пермский, триасовый и большую часть юрского периода здесь существовали континентальные условия, при которых происходило разрушение ранее образовавшихся пород. В конце юрского периода началось общее опускание страны, ознаменовавшееся широкой морской трансгрессией, вызвавшей накопление толщи глинистых илов. Эти движения зафиксированы в разрезе крупным стратиграфическим перерывом (отсутствием пород пермского и триасового возраста) и резко выраженной поверхностью несогласия на границе между каменноугольными известняками и верхнеюрскими глинами.

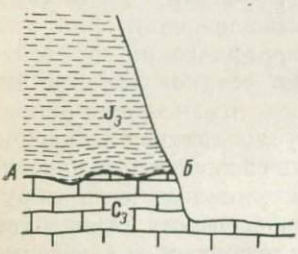


Рис. 36. Разрез правого берега р. Москвы (окрестности г. Москвы)

C_3 — верхнекаменноугольные известняки; J_3 — верхнеюрские глины; AB — поверхность несогласия

Несколько более сложным является случай параллельного несогласия между слоями одинакового или близкого литологического состава. Однако тщательное изучение контактовой зоны в большинстве случаев позволяет выявить положение поверхности несогласия в виде следов перерыва в отложении осадков и размыва верхней части древней свиты. Здесь могут сохраниться различные следы выветривания, базальный конгломерат и т. п.

Легко устанавливается положение поверхности несогласия при параллельном залегании лавовых покровов на осадочных породах. Более сложно выявить ее положение на границе двух различных лавовых покровов. В таком случае особенно детально должны быть изучены изменение структур и петрографического состава пород, резкая смена которых часто совпадает с поверхностью несогласия, а также явления выветривания в нижнем комплексе лав. Обычно несогласие легко устанавливается при налегании осадочных и эффузивных образований на размытую поверхность массивно-кристаллических пород (например гранитов и др.).

Угловое несогласие выражается перерывом между двумя комплексами слоев, имеющими различный угол наклона (рис. 37). Такое несогласие обычно отчетливо отображается как в естественных вертикальных разрезах, так и в выходах на поверхность Земли (рис. 38). При этом основные признаки углового несогласия имеют одинаковое выражение как в вертикальных разрезах, так и на геологических картах. Поверхность несогласия, разделяя в обоих

случаях несогласно залегающие свиты, срезает под углом различные горизонты древней свиты и проходит более или менее параллельно границам между отдельными горизонтами молодой свиты. Этот признак является одним из наиболее важных для установления углового

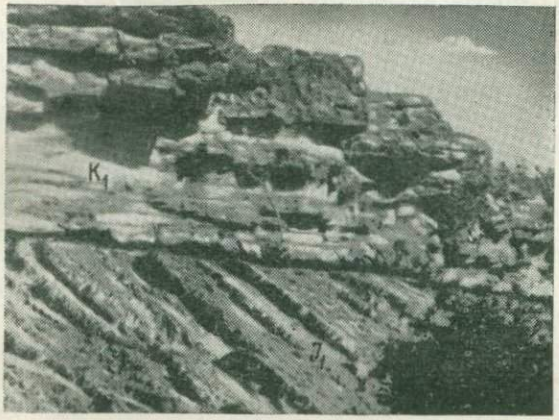


Рис. 37. Угловое несогласие между нижнемеловыми песчаниками (K_1) и песчано-глинистыми отложениями нижнеюрской таврической серии (J_1) в Крыму. По В. Н. Павлинову

несогласия при геологическом картировании и при чтении геологических карт.

Величина угла несогласия может колебаться в очень широких пределах — от 0 до 180° и резко изменяться в различных участках.

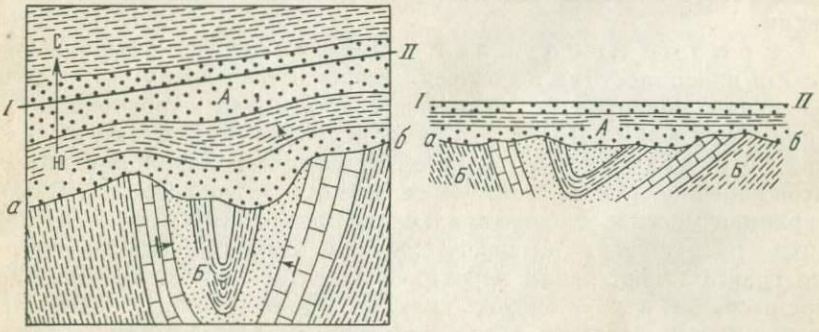


Рис. 38. Угловое несогласие. По А. А. Богданову

А — молодая свита, залегающая с пологим наклоном на север-северо-запад; *Б* — древняя свита, смятая в складки; *аб* — поверхность несогласия

В том случае, если угол несогласия не превышает 30°, обычно говорят о слабом угловом несогласии, при угле несогласия более 30° — о резком несогласии.

Азимутальным угловым несогласием называется такое, при котором простирания контактирующих свит не совпадают.

Таким образом, полная характеристика углового несогласия слагается из двух величин: значения угла несогласия и угловой величины азимутального несогласия. Наблюдения показывают, что эти величины имеют различную зависимость от продолжительности времени, в течение которого формируется поверхность несогласия. Известно много примеров весьма небольших по продолжительности перерывов, отличающихся значительными углами несогласия. Иначе обстоит дело с формированием азимутального несогласия, которое обычно бывает большим при значительном интервале времени осадкообразования и меньшим при малом времени перерыва.

Географическим несогласием называется угловое несогласие с углом менее 1°. Вследствие малого угла такое несогласие может быть установлено только при изучении обширных территорий. В каждом отдельном обнажении несогласно залегающие верхние свиты характеризуются налеганием на различные подстилающие стратиграфические горизонты без видимого нарушения параллельности в ориентировке поверхностей наслоения. Таково залегание мезозойских отложений Ленско-Вилюйской впадины, юрских пород на Русской платформе и ряда горизонтов верхнего мела в южной ее части и т. д.

Таким образом, географические несогласия служат связующим звеном между угловыми и параллельными несогласиями. Отсюда также очевидно, что параллельные несогласия в прямом значении этого термина встречаются сравнительно редко и характеризуются небольшой площадью распространения.

По отчетливости поверхности несогласия различают: явное несогласие — с отчетливо и резко выраженной поверхностью несогласия и скрытое — с неопределенным положением поверхности несогласия.

Скрытое несогласие. Наряду с отчетливо выраженными явными поверхностями несогласия встречаются случаи, когда точное положение поверхности несогласия установить невозможно. Так, например, к югу от Донецкого каменноугольного бассейна в обнажениях по р. Кальмиус на размытой поверхности докембрийских гранитов непосредственно залегают отложения среднего девона. Граниты сохраняют массивное сложение в основании разреза, а вблизи кровли сильно разрушены и выражены рыхлым элювием. Выше разрушенные граниты постепенно переходят в грубый аркозовый песчаник. Этот песчаник в свою очередь сменяется более тонким, лучше отсортированным песчаником, внизу лишенным слоистости, а вверху со слоистостью (рис. 39).

Скрытое несогласие нередко встречается и в нормально наслоенных осадочных породах. В качестве примера можно привести изученное Б. М. Келлером трансгрессивное налегание эоценовых отложений на альбские мергели Черноморского побережья. Альбские породы здесь сложены толщей зеленоватых мергелей с прослоями глинистых

известняков, заключающих альбские пелециподы. Над ними внешне совершенно согласно залегает толща таких же мергелей мощностью 30 м, но лишенная окаменелостей. Еще выше среди зеленоватых мергелей постепенно появляются песчаники, в которых встречаются эоценовые фораминиферы. Таким образом, 30-метровый интервал разреза, в котором отсутствуют окаменелости, казалось бы, должен соответствовать всему верхнему мелу и палеоцену. Однако подобное допущение не может быть принято по той причине, что в непосредственно примыкающих районах перечисленные стратиграфические горизонты имеют широкое распространение и значительные мощности и в них отсутствуют признаки выклинивания в сторону приведенного разреза. Следовательно, наблюдаемое стратиграфическое соотношение следует объяснять наличием скрытого несогласия в пределах какой-то части толщи «немых» мергелей.

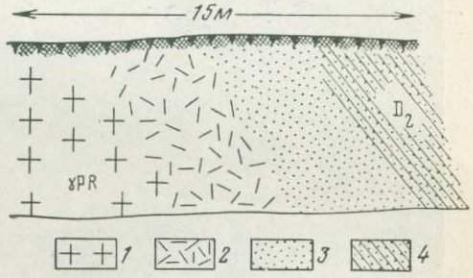


Рис. 39. Контакт докембрийских гранитов и среднедевонских песчаников в бассейне р. Кальмиус. Пример скрытого несогласия

1 — массивные докембрийские граниты; *2* — эльвий гранита; *3* — аркозовый песчаник; *4* — среднедевонские песчаники

По площади распространения выделяются региональные и местные несогласия.

Р е г и о н а л ь н ы е н е с о г л а с и я проявляются на огромных территориях и вызываются общими для больших площадей вертикальными положительными движениями.

Примерами региональных несогласий могут служить юрские и предверхнемеловые несогласия, развитые в пределах всей Русской платформы. При этом выражение несогласий в зависимости от структурных особенностей отдельных районов может принять различную форму. Так, например, повсеместно отмечающиеся в северо-западной части Русской платформы в основании визейских и среднекаменноугольных отложений на контакте с девоном региональные параллельные несогласия переходят местами в резкие угловые несогласия с залеганием каменноугольных отложений непосредственно на докембрийских образованиях.

В складчатых областях региональные несогласия развиты также широко. В Средней Азии большим распространением пользуется несогласие между палеозоем и мезозоем, на Урале — между нижним и средним палеозоем.

М е с т н ы е н е с о г л а с и я не имеют широкого распространения и отражают движения и рост отдельных структур. В этом отношении весьма характерно появление большого числа местных несогласий в присводовых частях соляных куполов Урало-Эмбенской области и среди казанских отложений на отдельных куполах Заволжья.

При росте антиклинальных складок и куполов параллельно с осадконакоплением местные несогласия могут возникнуть в верхних частях поднятий. Это происходит в том случае, когда поверхность осадконакопления в своде складок оказывается в пределах действия волновых колебаний или выше уровня воды (см. рис. 114, *А*). В результате в сводах складок накопление осадков может прекратиться и будет происходить размыв ранее образовавшихся пород, в то время на крыльях складок осадконакопление продолжается без перерыва. В прогибах в таких же условиях непрерывное накопление осадков

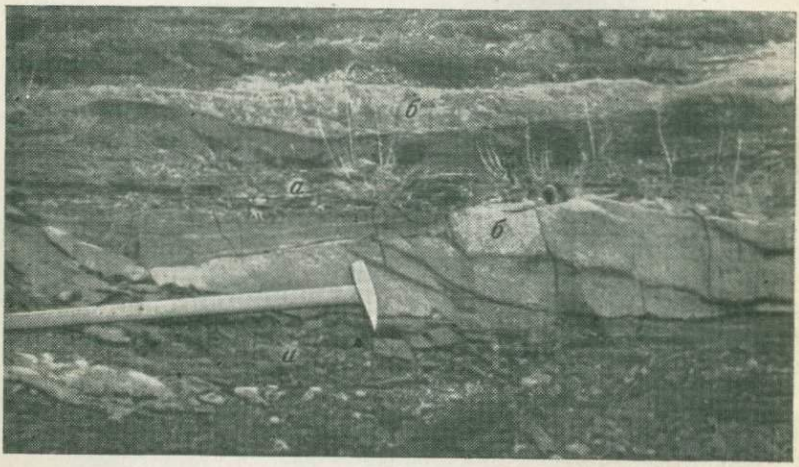


Рис. 40. Сингенетический размыв аргиллитов в верхнедевонских отложениях Центрального Казахстана (*а* — аргиллиты; *б* — песчаники). По П. П. Мамонтову

может продолжаться в их центральных частях (см. рис. 114, *Б*), а на высоко приподнятых крыльях одновременно происходит размыв и снос материала (краевые несогласия).

По условиям возникновения несогласия делятся на истинные, ложные и внутриформационные.

Истинные несогласия фиксируют перерывы в отложении осадков, вызванные вертикальными движениями земной коры. Такие несогласия формируются в более или менее длительный отрезок времени, улавливаемый наблюдениями при изучении разрезов.

К ложным несогласиям должны быть отнесены различные сложные, но всегда местные размывы в сериях косослоистых пород, сопровождающиеся иногда резко выраженными угловыми несогласиями. Косая, перекрещивающаяся и диагональная слоистость возникает вследствие постоянного изменения поверхности накопления, при одновременном сочетании и наложении друг на друга процессов отложения осадка и его перемыва. Совершенно очевидно, что возникающие в данном случае явления местного размыва

и углового несогласия не имеют ничего общего с различными формами истинных несогласий.

Внутриформационные несогласия включают несогласия, возникающие в результате размыва, происходящего одновременно (синтенетически) с накоплением осадка. Основная роль в формировании внутриформационных несогласий принадлежит донным течениям. Размывы имеют местное значение и бывают кратковременными. Внутриформационные размывы часто наблюдаются в основании грубозернистых пород: песчаников и конгломератов, залегающих на тонкозернистых отложениях — глинах и алевритах. При этом нередко в грубозернистых породах встречаются катуны из подстилающих тонкозернистых пород, а сама поверхность контакта между слоями имеет неровное строение — многочисленные вымоины и выступы (рис. 40).

Внутриформационные размывы не отражают переломных моментов в развитии слоистой структуры и не предшествуют новым циклам осадконакопления. Они вызываются изменениями физико-географических условий в области накопления осадков (например увеличением скорости движения водной среды) или в зоне денудации.

Строение поверхностей несогласия

Поверхность стратиграфического несогласия может иметь различные формы. Она бывает сильно сглаженной, но возможны и резко выраженные неровности древнего погребенного рельефа с колебаниями отметок на коротких расстояниях, исчисляемыми десятками и даже сотнями метров. Примером подобного рельефа является поверхность артинских рифовых известняков в ряде мест Предуральского краевого прогиба, которая к началу отложения ангидритов кунгурского яруса имела амплитуды колебания высот до 500—700 м.

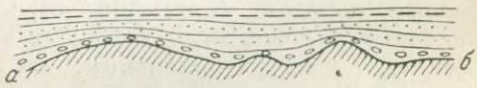


Рис. 41. Облекание поверхности несогласия вышележащими породами

аб — поверхность несогласия

Последние данные глубокого бурения показывают, что поверхность кристаллического фундамента Русской платформы перед накоплением девонских отложений также имела резко выраженный неровный рельеф. Естественно, что накопление осадков на неровной поверхности будет отличаться рядом особенностей. Наиболее характерны случаи облекания и прилегания.

Облекание представляет собой плащеобразное перекрытие отлогой поверхности размыва древних пород. Главной особенностью этой формы несогласного залегания является прямое отражение выступов и понижений поверхности несогласия в строении несогласно залегающей серии слоев. Мощности слоев в нижней части несогласно залегающей серии уменьшаются над повышениями древнего рельефа

и увеличиваются над понижениями. Это различие мощностей постепенно выравнивается при движении вверх по разрезу; одновременно может изменяться и состав формирующихся слоев (рис. 41).

Прилегание. При резких очертаниях рельефа поверхности несогласия формирование осадочных пород происходит путем постепенного заполнения пониженных участков. Здесь вдоль крутых склонов будут иметь место различные случаи прилегания слоев; среди них различают параллельное и несогласное прилегания (рис. 42). При параллельном прилегании как размытые слои, так и налегающие на них свиты залегают параллельно; при несогласном верхние слои залегают на нижних с угловым несогласием.

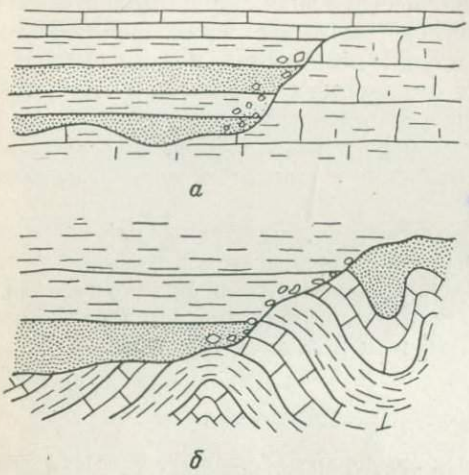


Рис. 42. Параллельное (*а*) и несогласное (*б*) прилегания. По А. А. Богданову

Прилегание слоев широко развито среди прибрежных морских отложений и особенно часто — в прибрежной зоне ингрессивно залегающих свит. Оно также широко распространено и среди аллювиальных образований. Последние, заполняя промытые рекой ложбины, всегда прилегают к коренным породам, слагающим берега долины. Соотношения аллювиальных отложений и коренных пород могут характеризоваться при этом как параллельным, так и несогласным прилеганием, а различные по возрасту террасы, сложенные аллювием, как правило, прилегают друг к другу параллельно.

Критерии установления стратиграфических несогласий

Граница поверхности несогласия обладает рядом признаков, позволяющих отличать ее от обычных границ между слоями. Ниже отмечены основные признаки поверхностей несогласия:

1) характерное строение поверхности несогласия, имеющей в отличие от обычных поверхностей наслоения многочисленные неровности в виде вымоин (карманов) и выступов;

2) угловое несогласие между свитами различного возраста;

3) резкий возрастной разрыв между фауной в выше- и нижележащих слоях (например слои с юрской фауной подстилаются слоями с каменноугольной фауной). Этот критерий наиболее важен для платформенных областей, где угловые несогласия крайне редки, а литологический состав может быть очень близким;

4) резкое различие в степени метаморфизма двух соприкасающихся свит, а также в их насыщенности жильными образованиями;

5) присутствие базального конгломерата в основании несогласно залегающей серии. Конгломерат указывает на стратиграфический перерыв и несогласие и распознается по обилию в нем гальки нижележащих отложений. Базальный конгломерат обычно сравнительно маломощен и имеет значительное горизонтальное распространение, переходя вверх по разрезу в более мелкозернистые отложения. От внутриформационного конгломерата он отличается значительно худшей отсортированностью. В кернах буровых скважин отличить базальный конгломерат от внутриформационного труднее, однако при большом количестве скважин можно установить соотношение слоя конгломерата с подстилающими слоями и тем самым разрешить вопрос о его природе. Следует иметь в виду, что базальные слои трансгрессивно налегающих толщ нередко оказываются сложенными не конгломератами, а более тонкозернистыми породами: песчаниками, глинами, мергелями или известняками;

6) резкий переход от морских отложений к континентальным или, наоборот, от континентальных к морским большей частью свидетельствует о наличии между ними перерыва в отложении;

7) различные следы выветривания (как физического, так и химического), сохраняющиеся на поверхности несогласия или в породах, залегающих непосредственно ниже ее, также могут быть признаками перерыва. В этом случае следует отмечать: пустынный загар на поверхности галек, окремненную эрозионную поверхность известняков, скопление фосфоритовых желваков совместно с глауконитом, пиритом и марганцовыми конкрециями, ожелезненные зоны, образующиеся в пустынных или полупустынных условиях при испарении грунтовых вод на поверхности или у поверхности, и некоторые другие менее определенные признаки.

В заключение характеристики стратиграфических несогласий следует еще раз подчеркнуть их значение в истории развития земной коры. Стратиграфические несогласия фиксируют смену знака в направлении вертикальных движений. Формирование несогласий не всегда следует связывать со складкообразовательными процессами; с другой стороны, рост складок не всегда сопровождается несогласиями. Работами советских ученых (Д. В. Наливкин, Н.С. Шатский, В. И. Попов и др.) доказано, что несогласия и складкообразование нередко развиваются независимо друг от друга и в разное время. На Урале, в Казахстане и в других районах известны палеозойские разрезы, включающие отложения от нижнего палеозоя до перми, в которых присутствуют стратиграфические перерывы, порой охватывающие целые отделы без каких-либо следов угловых несогласий. Развитая в таких толщах складчатость имеет явно выраженный наложенный характер и возникла позже образования самих пород.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НЕСОГЛАСИЯ

Несогласные контакты между слоями различного возраста и литологического состава могут быть вызваны тектоническими разрывами и перемещениями по ним отдельных блоков горных пород. В условиях хорошей обнаженности и достаточной детальности геологических исследований обычно не представляет труда выявить стратиграфические и тектонические несогласия и отличить их друг от друга.

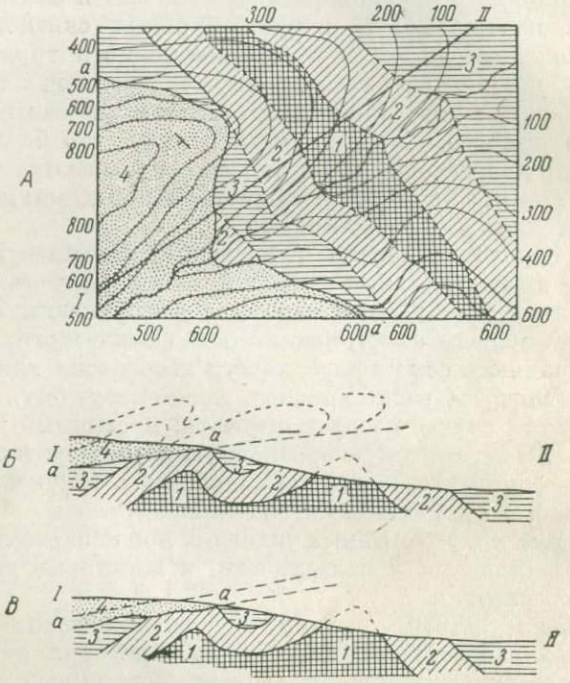


Рис. 43. Пример, поясняющий различие между стратиграфическим и тектоническим несогласиями. По А. А. Богданову

А — схематическая карта; *Б* и *В* — варианты разреза по *I—II*

Однако могут встретиться сложные случаи, при которых затруднительно дать правильную, однозначную интерпретацию геологических наблюдений. Так, например, в условиях сложной складчатой структуры выяснение природы контакта часто затрудняется при его параллельном расположении по отношению к общей форме залегания вышележащей свиты. На рис. 43 изображена схематическая карта (*А*) участка горной складчатой страны. Две свиты резко разделены контактом *а—а*. Нижняя свита (слои *1—3*) смята в складки северо-западного — юго-восточного простирания. Верхняя свита (слой *4*) имеет общий пологий наклон на юго-запад параллельно поверхности кон-

такта *а—а*. При ограниченном количестве наблюдений интерпретация природы контакта и общих тектонических условий района может быть произведена двояко. Вероятным может быть предположение о трансгрессивном залегании слоя *4* на размытой поверхности смятых в складки слоев *1—3* (см. рис. 43). Но также вероятным может оказаться и предположение о том, что слой *4* надвинут на срезанную поверхность смятых слоев *1—3*.

Разрешение вопроса о природе контакта *а—а*, очевидно, может быть произведено при наличии ряда дополнительных сведений. Прежде всего необходимы точные данные о возрасте нижней и верхней свит. В том случае, если верхняя свита (*4*) является более древней, чем нижняя (*1—3*), контакт является несомненно тектоническим. В случае же более древнего возраста нижней свиты вопрос остается открытым, так как верхняя свита могла занять существующее положение равно как в результате перемещения по размыву, так и в результате трансгрессии.

При тщательном изучении контакта можно получить следующие дополнительные сведения: 1) наличие систем зеркал скольжения и растертых масс тектонической брекчии указывает на большую вероятность тектонических причин образования контакта; 2) наличие базального конгломерата в основании верхней свиты, так же как и четко выраженных следов выветривания в поверхностной зоне нижней свиты, является несомненными доказательствами существования разделяющей их поверхности углового несогласия.

Существенный материал может дать детальный анализ взаимоотношений слоистости верхней свиты с поверхностью контакта. При параллельном расположении слоистости и контакта вопрос решается в пользу признания трансгрессивного залегания верхней свиты. При срезании плоскостью контакта слоев верхней свиты вероятнее присутствие тектонического контакта. Однако и в данном случае могут оставаться сомнения, так как подобные соотношения слоистости свиты с ее подошвой могут возникнуть при дисгармоничных, внутрипластовых деформациях, особенно частых при резком различии литологического состава двух разновозрастных свит, а также в случае прилегания.

ИЗОБРАЖЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ГРАНИЦ

На геологическом графике выделяют несколько видов геологических границ. На картах достоверные границы между стратиграфическими подразделениями и интрузивными породами изображаются в виде тонких сплошных линий; те же границы, но предполагаемые, показываются пунктиром [1]. Предполагаемые границы проводятся на тех участках, где их положение недостаточно обоснованно

[1] На геологических картах, изданных до 1970 г., согласные стратиграфические границы изображались сплошными тонкими линиями; несогласные — в виде тонких сплошных линий и расположенной рядом точечной линии; тектонические контакты — красными линиями.

фактическим материалом. Такие случаи могут возникнуть при слабой обнаженности или при отсутствии точно установленного положения в разрезе пород границы, отделяющей один стратиграфический горизонт от другого.

Границы между разновозрастными образованиями, скрытые под более молодыми породами, изображаются в виде штриховой линии, разделенной точками; фациальные границы — точечной линией.

Тектонические контакты достоверные показывают утолщенной 0,3 мм линией, предполагаемые — штриховой.

На стратиграфических колонках выделяют: границы согласного залегания в виде сплошных прямых линий; границы несогласного стратиграфического залегания (с параллельным несогласием) — волнистыми линиями; границы угловых несогласий — в виде угловатой волнистой линии. На геологических разрезах все геологические границы показываются непрерывными линиями.

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ИЗУЧЕНИИ НЕСОГЛАСИЙ

При изучении и картировании несогласий геофизические методы применяются широко. Однако следует иметь в виду, что ими отмечаются только те несогласия, которые одновременно являются и геофизическими границами, т. е. поверхностями раздела пород, различающихся по тем или иным физическим свойствам. Таким образом, несогласия в общем случае фиксируются как контакты разнородных пород. Является ли этот контакт нормальным, отвечающим согласному залеганию пород, или несогласием, установить по одним только геофизическим данным, как правило, невозможно.

Изучение поверхностей несогласия, которые разделяют структурные этажи платформенных участков земной коры, может осуществляться гравиразведкой, методами ВЭЗ, теллурических токов, частотных зондирований, сейсмическими методами и в некоторых случаях аэромагнитной съемкой. Наиболее детальное изучение осуществляется сейсморазведкой.

Первоочередной задачей при этом является изучение рельефа и глубины залегания поверхности кристаллического или складчатого фундамента под осадочным чехлом платформ или в отдельных межгорных депрессиях. Исследования такого рода обычно совмещают с изучением строения толщи фундамента с целью выявления отдельных литологических комплексов, интрузивных образований и разрывных нарушений, по которым фундамент разбит на отдельные тектонические блоки.

Для магниторазведки покров осадочных отложений является, как правило, однородно немагнитной средой, и характер наблюдаемого магнитного поля определяется в основном составом пород фундамента, неоднородных по намагничению. Поскольку аномалеобразующие объекты в толще фундамента в большинстве случаев выведены древними эрозионными процессами на его поверхность, то вы-

числение глубин залегания этих объектов и дает возможность определить глубину залегания фундамента и проследить его рельеф по площади исследований. Лишь в тех случаях, когда в толще осадочного чехла имеются горизонты пород повышенной магнитности (например пермские красноцветы в Западном Приуралье) или отмечаются проявления молодого магнетизма, с которым связаны секущие или межпластовые интрузии, а также эффузивные образования (Сибирская платформа, мезозойские депрессии Забайкалья), использование магниторазведки существенно затрудняется из-за наложения полей пород верхнего структурного яруса на магнитные аномалии фундамента.

Поверхность фундамента представляет собой четкую плотностную границу с положительной избыточной плотностью. Поэтому распределение аномалий силы тяжести в первую очередь должно отражать формы рельефа поверхности фундамента. Однако на «рельефные» аномалии силы тяжести часто накладываются аномалии разного знака от отдельных интрузий и блоков, сложенных теми или иными литологическими разновидностями пород фундамента. К тому же осадочный покров для гравиразведки не является однородной средой, поскольку осадочные породы по плотности достаточно отличаются друг от друга. Наложение аномалий от структур осадочного чехла на поле фундамента существенно осложняет наблюдаемую картину, заставляя проводить тщательное разделение полей.

Комплекс пород фундамента характеризуется также весьма высокими по сравнению с породами осадочного чехла сопротивлениями, и поэтому поверхность фундамента образует четкую геоэлектрическую границу. Изучение ее поведения в пространстве может проводиться вертикальными электрическими зондированиями симметричными (ВЭЗ) и дипольными (ДЭЗ) установками, магнитотеллурическими методами, зондированиями становлением (ЗС). При неглубоком залегании фундамента (в пределах 100—200 м) эффективно сочетание ВЭЗ и симметричного профилирования.

Применение электроразведки существенно осложняется, а иногда становится и бесполезным, если в толще осадочного чехла залегают горизонты пород весьма высокого (гипсы, каменные соли) или, наоборот, весьма низкого (горизонты сильно минерализованных вод) сопротивления. Они образуют соответственно непроводящие и хорошо проводящие экраны, резко ограничивающие проникновение электрического тока на глубину.

Поверхность фундамента является также и хорошей сейсмической границей, которая в большинстве случаев четко прослеживается методом преломленных волн. Отраженными же волнами (МОВ) она отмечается часто плохо из-за сложного микрорельефа (происходит беспорядочное рассеивание отраженных волн). Строение осадочного чехла, как правило, не влияет на условия применения сейсморазведки при изучении рельефа фундамента. При исследовании же строения осадочного чехла ведущим является метод отраженных волн.

В качестве примера решения подобных задач приводится схематический разрез через Тыргетуйско-Жимбиринскую депрессию

(Забайкалье), построенный по комплексным геофизическим данным (рис. 44).

При изучении несогласий геофизическими методами другой требующей решения задачей является исследование рельефа коренных пород, несогласно перекрываемых рыхлыми четвертичными отложениями. Часто эта задача формулируется как определение мощности четвертичных отложений. В этих случаях преобладающее применение находит метод ВЭЗ.

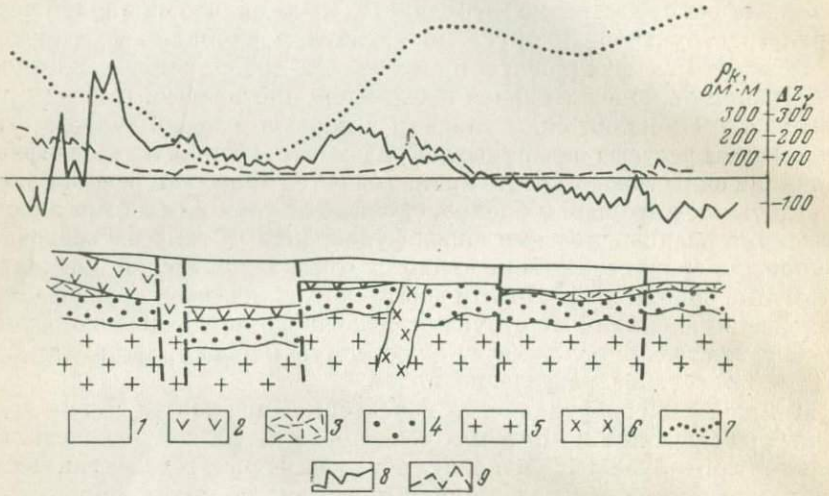


Рис. 44. Схематический разрез Тыргетуйско-Жимбиринской депрессии (Забайкалье). По В. В. Аристову и др.

1 — отложения нижнего мела; *2* — юрские эффузивы основного состава, *3* — то же, кислого состава; *4* — юрские песчаники и конгломераты; *5* — граниты фундамента депрессии; *6* — дайка диоритов; *7* — график Δg_a; *8* — график ρ_k; *9* — график ΔZ_y^v

Если пренебрегать маломощным почвенным покровом, то обычно при решении этой задачи имеют дело с двухслойным геоэлектрическим разрезом: верхний слой — рыхлые четвертичные отложения пониженного сопротивления, нижний слой — высокоомные коренные породы. Такому разрезу отвечают двухслойные кривые ВЭЗ с восходящей правой ветвью (рис. 45, *а*). Часто кровля коренных пород, особенно в эрозионных понижениях, является водоупором. Как следствие, в низах четвертичных отложений образуется водоносный горизонт, отражающийся в геоэлектрическом разрезе как промежуточный горизонт низкого сопротивления. Этому случаю отвечают кривые типа *H* (рис. 45, *б*). И те и другие кривые интерпретируются достаточно уверенно. Следует только иметь в виду, что поскольку метод ВЭЗ рассчитан на модель горизонтально-слоистой среды, то кривые ВЭЗ несколько осредняют, сглаживают рельеф коренных пород, приуменьшая глубины в его понижениях и завышая их на выступах.

Значительно осложняется изучение рельефа коренных пород в тех случаях, когда по ним развилась древняя кора выветривания, как,

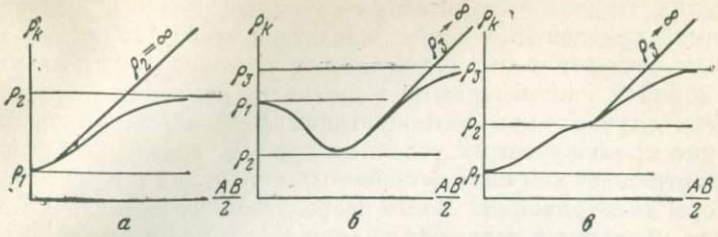


Рис. 45. Типичные кривые ВЭЗ, получаемые при изучении рельефа коренных пород

а — двухслойная кривая; *б* — трехслойная кривая типа *Н*; *в* — трехслойная кривая типа *А*

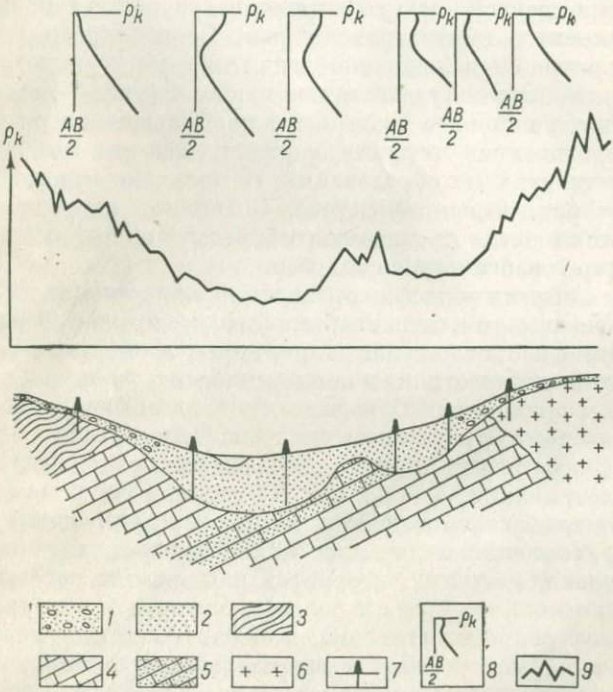


Рис. 46. Строение речной долины по данным электроразведки

1 — делювий; *2* — аллювиальные отложения; *3* — сланцы; *4* — известняки; *5* — песчаники; *6* — гранито-гнейсы; *7* — точки ВЭЗ и линия построения геоэлектрического разреза; *8* — кривая ВЭЗ; *9* — график ρ_k электропрофилирования

например, в Центральном и Северном Казахстане. Сопротивление последней непостоянно и нарастает с глубиной постепенно по мере уменьшения степени выветривания коренных пород. Образуется так называемой градиентный слой. Вследствие этого нет четких границ ни между четвертичными отложениями и корой выветривания, ни между корой и неизмененными коренными породами.

В этих случаях при интерпретации ВЭЗ обычно определяется положение промежуточных условных границ, поведение которых по площади отражает как рельеф коренных пород, так и изменение мощности коры выветривания. Часто посредством сопоставления глубин залегания указанных условных границ с глубинами залегания коры выветривания и поверхности невыветрелых коренных пород удается определить поправочный коэффициент; умножая на него, данные интерпретации ВЭЗ можно приводить к истинному положению искомых геологических границ.

При наличии древней коры выветривания разрез за счет градиентного слоя становится также трехслойным. Если сопротивление четвертичных отложений меньше сопротивления коры выветривания, то при зондированиях получают кривые типа *А* (рис. 45, *в*), которые интерпретируются наиболее трудно и с наибольшей погрешностью. Если же сопротивление верхних горизонтов коры выветривания меньше, чем четвертичных образований, то получают кривые типа *Н*, как и в ранее рассмотренном случае. Возникает неоднозначность, устраняемая лишь после проверочного бурения, позволяющего установить характер геологического разреза.

Для прослеживания рельефа коренных пород применяют и сейсморазведку. В связи с тем, что глубинность исследований невелика, а рыхлые покровные отложения характеризуются низкими значениями скоростей распространения сейсмических волн, работы проводятся методом преломленных волн с использованием более высокочастотных колебаний (так называемая высокочастотная сейсморазведка) посредством легких переносных одно-двухканальных установок. Кора выветривания, так же как и в электрическом отношении, создает градиентный сейсмический горизонт, затрудняющий получение четких преломлений и интерпретацию годографов.

При исследовании строения современных и древних речных долин, определения эрозионного вреза и рельефа плотика эффективно сочетать ВЭЗ и электропрофилирование, проводя последнее между точками зондирований. Это позволяет, кроме количественного определения мощности аллювиально-делювиальных отложений в отдельных точках, по графику профилирования качественно прослеживать рельеф коренных пород (плотика). Пример подобных работ показан на рис. 46.

Глава 9
ГОРИЗОНТАЛЬНОЕ ЗАЛЕГАНИЕ СЛОЕВ

ПРИЗНАКИ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО ЗАЛЕГАНИЯ СЛОЕВ

Горизонтальное залегание слоев характеризуется общим горизонтальным или близким к нему расположением поверхностей наслоения. Идеальных горизонтальных поверхностей наслоения в земной коре не встречается. Уже в процессе осадконакопления образующиеся слои приобретают некоторый наклон. Чаще этот наклон незначителен и измеряется минутами, но нередко угол наклона составляет и несколько градусов.

Первичные углы наклона появляются в результате неравномерных вертикальных движений, одновременных с осадконакоплением. Очень часто отклонение поверхностей наслоения от горизонтального положения происходит за счет различий в скорости и количестве накапливающих осадков на отдельных участках дна водоемов. Мощности формирующихся при этом слоев окажутся неодинаковыми, что в конечном счете может привести к появлению у поверхностей наслоения значительных наклонов.

Образование первичных наклонов может быть вызвано также неравномерным уплотнением осадков при диагенезе и неровностями поверхностей несогласия.

Толщи осадочных пород, залегающие горизонтально или с очень небольшим наклоном (менее 1°), широко развиты на Русской и Сибирской древних платформах, на Западно-Сибирской плите и в других областях.

При горизонтальном залегании абсолютные высоты границ между слоями приблизительно одинаковы. Это может быть установлено несколькими способами. Если в распоряжении геолога имеется топографическая карта с рельефом, изображенным с помощью горизонталей, то границы между слоями или стратиграфическими комплексами, нанесенные на такую карту, окажутся либо совпадающими с горизонталями, либо будут расположены между горизонталями в соответствии с абсолютной высотой указываемой на карте границы (рис. 47).

При изучении данных буровых скважин горизонтальное положение слоев определяется по совпадению высот выбранной границы между слоями не менее чем в трех вертикальных скважинах.

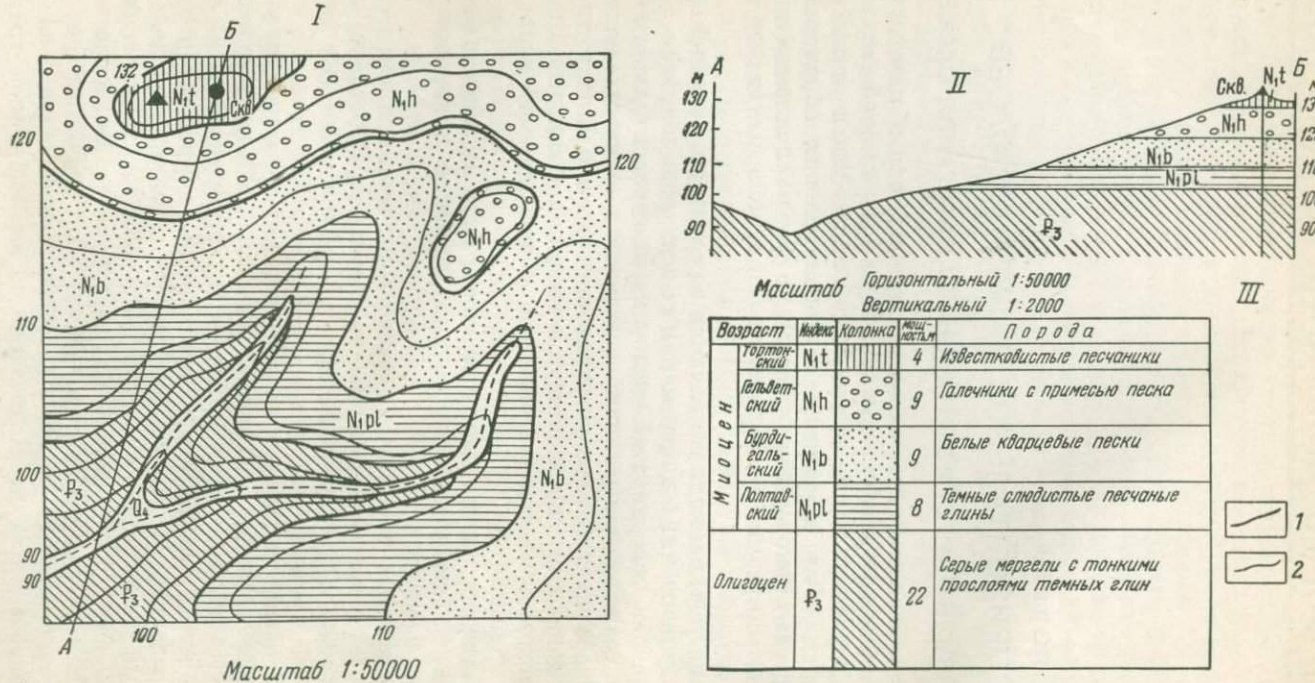


Рис. 47. Пример геологической карты с горизонтальным залеганием пород

I — геологическая карта; *II* — геологический разрез по *АБ*; *III* — разрез буровой скважины (на карте черный кружок). *1* — геологические границы; *2* — горизонтали

Так как при горизонтальном положении осадочных толщ каждый нижележащий слой является более древним, чем перекрывающий, соотношения разновозрастных слоев с элементами рельефа характеризуются расположением древних слоев в пониженных частях, а наиболее молодых слоев — на возвышенных участках рельефа.

ИЗМЕРЕНИЕ МОЩНОСТИ СЛОЯ

Истинная мощность при горизонтальном залегании определяется как разность между отметками кровли и подошвы слоя. Пример такого определения показан на рис. 48.

При расчлененном рельефе истинная мощность слоя может быть вычислена также по данным измерения видимой мощности и углу наклона поверхности рельефа.

Ширина выхода слоя на поверхности (видимая мощность) зависит от ряда условий. Чем больше истинная мощность слоя, тем шире выход его на поверхности (при прочих равных условиях). Большое влияние на ширину выхода слоя оказывает рельеф. При крутом рельефе ширина выхода слоя может оказаться близкой к истинной мощности. При пологом рельефе, наоборот, ширина выхода увеличивается, а при выровненном рельефе она может намного превышать истинную мощность. Если рельеф окажется плоским, слой или стратиграфический комплекс при горизонтальном залегании может слагать обширные территории.

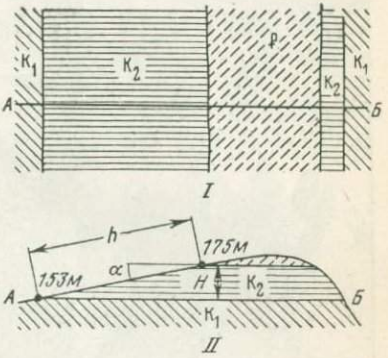


Рис. 48. Зависимость ширины выхода горизонтально залегающих слоев от рельефа и определение истинной мощности слоя при горизонтальном залегании

I — геологическая карта; *II* — разрез; h — видимая мощность; H — истинная мощность; α — угол наклона рельефа; 175 м — абсолютная отметка кровли слоя; 153 м — абсолютная отметка подошвы слоя; $H = h \sin \alpha$; $H = 175 - 153 = 22$ м

ИЗОБРАЖЕНИЕ ГОРИЗОНТАЛЬНО ЗАЛЕГАЮЩИХ СЛОЕВ НА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТАХ

При изображении горизонтально залегающих слоев на геологической карте необходимо установить положение границ между слоями на местности и их абсолютные отметки. При наличии этих данных, найдя соответствующие пункты на карте, легко провести нужные границы, которые могут совпадать с горизонталями или располагаться между ними. От этого общего правила, однако, в ряде случаев приходится отступать. На картах с изображением обрывистых склонов ширина выхода слоев на поверхность на месте обрывов резко сокращается, а при вертикальных обрывах она превращается в линию.

Если на таком участке карты изобразить несколько слоев или стратиграфических горизонтов, они сольются в одну линию, и понять строение такого участка при чтении карты будет очень трудно. Поэтому в местах карты с изображением обрывов слои или стратиграфические горизонты указываются полосками шириной не менее 1 мм. Для придания слоям необходимой ширины на карте они могут быть несколько сдвинуты с пунктов их выходов на поверхности.

Отклонения от горизонтального положения границ между слоями могут быть также вызваны изменениями мощности отложений. Подошва слоя (или стратиграфического горизонта) может залегать горизонтально, кровля же при последовательном сокращении (или увеличении) мощности приобретет некоторый наклон и в таком случае окажется залегающей уже не горизонтально, а наклонно [1].

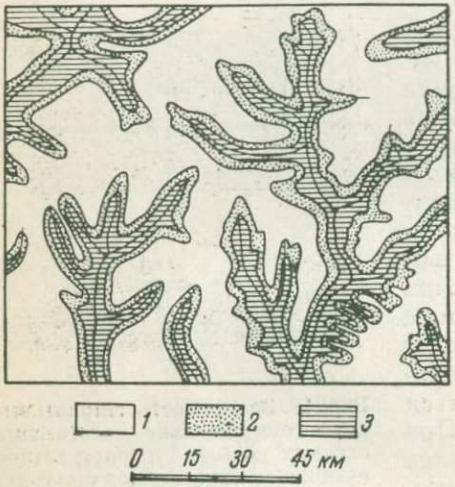


Рис. 49. Пример геологической карты с горизонтальным залеганием слоев на топографической основе без горизонталей (Харьковская область)

1 — верхний палеоген; *2* — средний и нижний палеоген; *3* — верхний мел

Если изменения мощности не имеют широкого распространения, то искривление поверхности кровли или подошвы слоя отмечается на небольших по площади участках, но нередко такие явления носят региональный характер и охватывают большие территории.

При чтении геологических карт, на топографической основе которых рельеф не изображен, горизонтальное залегание может быть установлено лишь предположительно. Если местность имеет достаточно расчлененный характер (например балочный или овражный рельеф), а мощности изображаемых на карте слоев или стратиграфических горизонтов меньше относительного превышения рельефа, границы между слоями или стратиграфическими горизонтами будут повторять очертания основных элементов рельефа и соответствовать изображению изогипс рельефа, которые можно было бы представить себе проведенными на карте. При этом в наиболее низких точках рельефа всегда будут располагаться более древние коренные породы, а на водораздельных пространствах — самые молодые (рис. 49).

Если мощность пород превосходит относительные превышения рельефа, граница между выходящим на поверхности горизонтом и под-

[1] Изображение поверхностей наслоения, залегающих с наклоном, рассматривается в главе 9.

стилающими его породами может оказаться ниже поверхности данного участка, и в этом случае даже при расчлененном рельефе один и тот же слой или стратиграфический горизонт, залегающий горизонтально, может быть распространен на огромные пространства. При выровненном рельефе широкое развитие на поверхности могут иметь слои или стратиграфические горизонты даже относительно небольшой мощности.

ИЗОБРАЖЕНИЕ ГОРИЗОНТАЛЬНО ЗАЛЕГАЮЩИХ СЛОЕВ НА АЭРОФОТОСНИМКАХ

Слоистость передается на аэрофотоснимках чередованием тонов различной плотности, зависящей от естественной окраски, или формой рельефа. Чем более пестрой окажется эта окраска, тем резче на снимках видны границы между отдельными слоями. Конфигурация выхода слоя на поверхность зависит от рельефа и условий залегания.

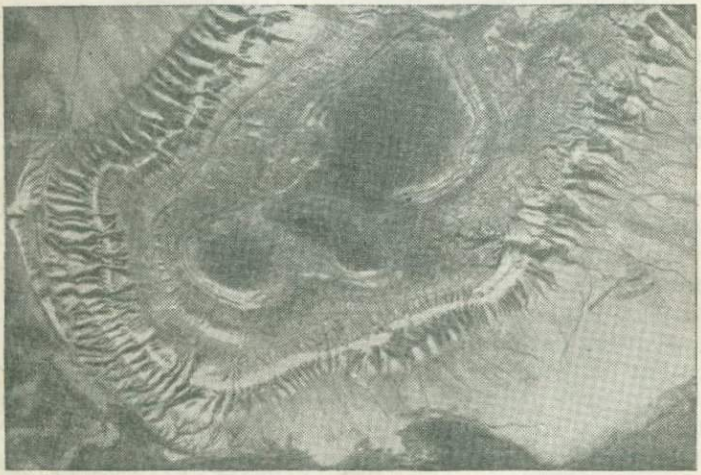


Рис. 50. Горизонтально залегающие слои известняков, мергелей и глин, образующие ступенчатые уступы на склонах возвышенности в полупустынной местности со скудной травянистой растительностью (аэрофотоснимок)

При горизонтальном залегании и выровненном рельефе слои на снимках имеют однотонную серую окраску и не обнаруживают никаких следов внутренней структуры. Горизонтально залегающие слои при расчлененном рельефе дают сложный, прихотливый рисунок, повторяющий формы рельефа (рис. 50).

Строение поверхности рельефа зависит от физических свойств каждого из слоев и главным образом от его крепости и сопротивляемости процессам выветривания. При значительных различиях между отдельными слоями на каждом из них возникают обособленные формы

рельефа. При съемках залесенной местности горизонтальное залегание пород нередко подчеркивается расположением древесной растительности, развитой более густо или, наоборот, слабо на выходах отдельных слоев.

По аэрофотоснимкам можно вычислить истинные мощности горизонтально залегающих пород. С этой целью определяют превышения по разности продольных параллаксов между двумя точками, выбранными на подошве и кровле слоя или стратиграфического подразделения.

ИЗОБРАЖЕНИЕ НА КАРТАХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Четвертичные континентальные образования должны быть по возможности удалены с геологической карты. Для выявления состава и возраста коренных пород на тех участках, где они перекрыты породами четвертичного возраста, изучают состав и условия накопления четвертичного покрова. Если этого оказывается мало, сквозь покров четвертичных образований до коренных пород проходится достаточная по густоте сеть горных выработок или скважин и применяются геофизические методы исследования.

При широком развитии и большой мощности четвертичных образований (аллювиальные отложения, дюнные пески и др.) выявить строение коренных пород без большого объема горных работ невозможно. Однако затрачивать большие средства на проходку горных выработок далеко не всегда рационально, и геологи вынуждены поэтому оставлять на картах поля четвертичных образований. Чаще других на картах указываются речные аллювиальные, озерные и эоловые отложения. Четвертичные образования сохраняются и в тех случаях, если они заключают в себе полезные ископаемые, например россыпи золота, касситерита и др.

Залегание аллювиальных отложений зависит от формы и расположения эрозионного ложа речной долины. В поперечном сечении верхняя поверхность аллювиальных отложений пойм и надпойменных террас в равнинных реках горизонтальна, а в горных реках она имеет наклон в сторону русла реки, достигающий нескольких градусов. Нижняя поверхность аллювиальных отложений имеет обычно сложное строение, зависящее от рельефа эрозионной поверхности, выработанной на коренных породах.

В разрезах вдоль долины реки аллювиальные отложения имеют наклон в сторону течения реки, приблизительно соответствующий продольному профилю речной долины. Для равнинных рек этот наклон измеряется в метрах на километр, для горных рек он может достигать нескольких градусов. Таким образом, при горизонтальном залегании коренных пород аллювиальные отложения по мере продвижения от истоков к устью реки будут покрывать все более древние подстилающие породы.

Четвертичные аллювиальные отложения, как правило, прекрасно дешифрируются на аэрофотоснимках. При дешифрировании следует

стремиться выявить связь отдельных комплексов пород с элементами рельефа. В ряде случаев таким путем удается определить генетический тип пород и их относительный возраст. Поверхность поймы и террас на снимках обычно ровная с однотонной окраской. Нередко в пойменной части видны изогнутые полосы, подчеркнутые растительностью, являющиеся следами более раннего положения русла реки. Поверхности террас отделяются друг от друга уступами (рис. 51).

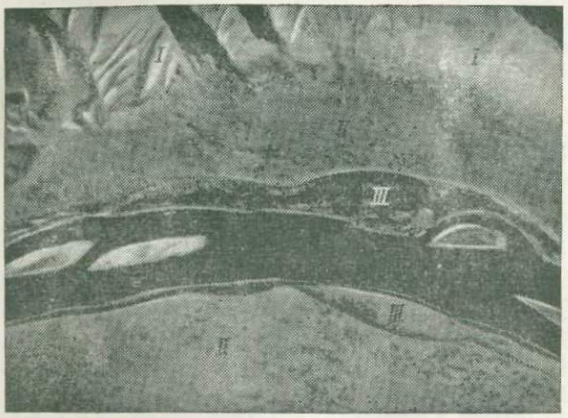


Рис. 51. Уступы в рельефе, отделяющие коренные породы (I) от аллювия террасы (II) и аллювий террасы от поймы (III) (аэрофотоснимок)

Залегание четвертичных озерных отложений полностью зависит от уровня воды в озерах. В разрезах вдоль современных или древних береговых линий верхняя поверхность отложений горизонтальна. В разрезах, перпендикулярных к береговой линии, и верхняя, и нижняя поверхности озерных отложений наклонены в направлении наиболее глубоких участков озера.

Залегание эоловых отложений подчинено рельефу коренных пород. Однако эоловые образования нередко формируются за счет развевания четвертичных или неогеновых аллювиальных отложений и поэтому тесно с ними связаны в распространении и формах залегания.

СОСТАВЛЕНИЕ РАЗРЕЗОВ ГОРИЗОНТАЛЬНО ЗАЛЕГАЮЩИХ ТОЛЩ

При горизонтальном залегании слоев наиболее рациональным направлением разреза будет являться линия, проходящая через самую высокую и самую низкую точки рельефа. Протяженность разреза ниже поверхности Земли определяется конкретными данными о мощностях и залегании пород, не обнажающихся на поверхности.

Основным источником этих материалов служат буровые скважины и геофизические данные.

На карте может быть проведена одна или несколько линий разрезов, которые могут пересекаться. Положение границ на разрезах в точках пересечения должно быть одинаковым.

Горизонтальный масштаб разреза выбирается соответствующим масштабу карты. Вертикальный масштаб зависит от мощностей изображаемых на разрезе слоев или стратиграфических горизонтов. Следует стремиться принимать вертикальный масштаб разреза равным масштабу карты. Однако при мелком масштабе карты и небольших мощностях пород это условие невыполнимо. В этих случаях при выборе вертикального масштаба необходимо придерживаться следующего правила: самый маломощный слой или стратиграфический горизонт должен иметь на разрезе ширину не менее 1 мм. Поясним это следующим примером.

Допустим, что надо построить разрез по геологической карте масштаба 1 : 1 000 000, на которой показаны отложения нижнего мела и верхней юры. Наименьшая мощность отдельных стратиграфических горизонтов, изображенных на разрезе, составляет 25 м. Помня, что наименьший по мощности слой на разрезе должен иметь ширину не менее 1 мм, приравниваем 25 м к 1 мм или 25 000 мм к 1 мм. Отсюда получаем вертикальный масштаб разреза 1 : 25 000. Другими словами, масштаб карты в вертикальном масштабе разреза следует увеличить в 40 раз, или отношение горизонтального масштаба к вертикальному на разрезе будет равно 1/40. Выбрав вертикальный масштаб разреза, вычерчивают вначале профиль земной поверхности, затем сносят на этот профиль точки пересечения геологических границ с линией разреза и по полученным точкам строят границы на разрезе. Следует иметь в виду, что рельеф вычерчивается в увеличенном вертикальном масштабе. Это повлечет за собой увеличение крутизны склонов земной поверхности и появление заметных углов наклона геологических границ.

Необходимо обращать внимание на правильное оформление разрезов. В начале и в конце линии разреза ставятся буквенные обозначения. Начальная буква ставится в конце линии разреза, выходящей на рамку карты в северо-западном или юго-западном направлении, и у южной рамки в том случае, если разрез проведен точно по меридиану; вторая буква ставится на северо-восточном или юго-восточном направлении линии разреза, у соединения разреза с рамкой карты или у северной рамки при меридиональном направлении разреза (см. рис. 47, *II*).

На концах разреза указываются графический вертикальный масштаб. В подзаголовке к разрезу приводятся числовой горизонтальный и вертикальный масштабы. На разрезе наносятся индексы, соответствующие индексам изображенных пород.

ИЗУЧЕНИЕ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО ЗАЛЕГАНИЯ СЛОЕВ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

При горизонтальном залегании слоев с помощью геофизических методов обычно решаются следующие задачи:

1) расчленение толщи слоев на отдельные горизонты и определение их мощности;

2) выявление и прослеживание фациальных изменений слоев.

Для решения этих задач в первую очередь можно привлекать методы ВЭЗ и сейсморазведки, а для оценки суммарной мощности горизонтальнослоистой толщи при средне- и мелкомасштабных съемках — методы зондирования становлением поля и теллурического поля.

Фациальные изменения отдельных слоев устанавливаются обычно по изменению удельного сопротивления, граничных и пластовых скоростей в горизонтальном направлении (от точки к точке наблюдений). Следует иметь в виду, что детальность расчленения горизонтальнослоистых толщ зависит не только от различий физических параметров отдельных слоев, но и от глубины исследования. С возрастанием последней минимальная мощность отдельного пласта, выделяемого на кривых ВЭЗ и по сейсмическим годографам, должна быть все большей. Конкретно она определяется реальными геолого-геофизическими условиями. В частности, для метода ВЭЗ в зависимости от типа геоэлектрического разреза она должна составлять по меньшей мере от $^1/_{10}$ до $^1/_3$ глубины залегания пласта.

Часто встречаются такие условия, когда отдельные смежные геологические слои, не различаясь в достаточной степени по сопротивлению или упругим свойствам, сливаются в единые более крупные геоэлектрические или сейсмогеологические горизонты. В результате расчленение разреза по геофизическим данным происходит более крупными элементами, чем это требуется.

В тех случаях, когда литологические границы в разрезе изучаемого района, которым отвечают геоэлектрические и сейсмические границы, прослеживаемые электрическими зондированиями и сейсморазведкой, не совпадают со стратиграфическими, на картах и разрезах их показывают как некоторые условные горизонты. Последующим анализом или сопоставлением с данными структурного бурения устанавливается геологическая приуроченность этих условных границ горизонтов.

На рис. 52 представлен разрез осадочной толщи с практически горизонтальным залеганием пород, построенный по данным метода ВЭЗ.

В помощь прослеживанию отдельных горизонтов, обнажающихся на склонах долин, оврагов, но перекрытых делювиальными отложениями, можно привлекать симметричное или дипольное профилирование, магнитометрию, при небольшой мощности делювия гамма-съемку, а в случае наличия в разрезе битуминизированных и графитизированных прослоев или пластов углей — метод естественного поля.

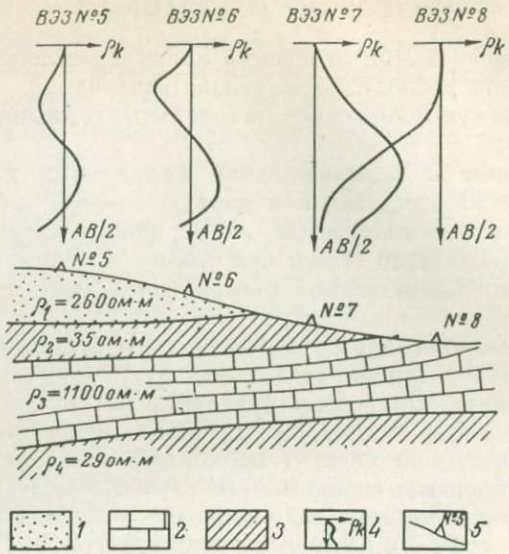


Рис. 52. Кривые ВЭЗ и геоэлектрический разрез по профилю

1 — пески; *2* — известняки; *3* — глины; *4* — кривая ВЭЗ; *5* — номер ВЭЗ и центр зондирования

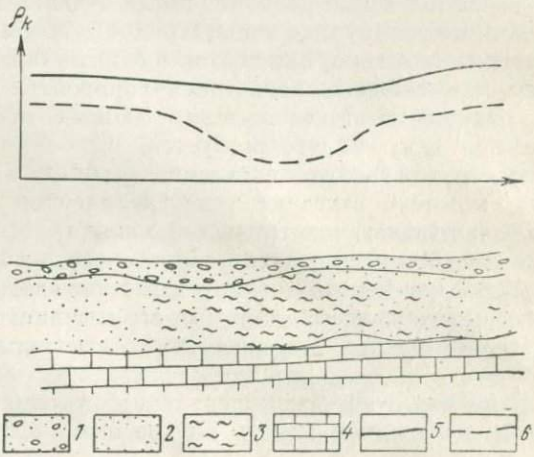


Рис. 53. Графики электропрофилирования установкой $AA'MNB'B$ над фациально меняющейся песчано-глинистой толщей

1 — четвертичные отложения; *2* — пески; *3* — глины; *4* — известняки; *5* — график ρ_k на большом разносе AB; *6* — график ρ_k на малом разносе $A'B'$

Прослеживание ведут по серии коротких профилей, ориентированных по склонам сверху вниз.

Геофизические методы позволяют прослеживать и фациальные изменения пластов по простиранию в тех случаях, когда эти изменения вызывают соответствующие изменения физических свойств. В частности, электрическим профилированием постепенным уменьшением значений ρ_k выявляется переход песков к глинистым пескам и глинам, увеличение трещиноватости известняков или переход их в мергели и т. д. Фациальные изменения выявляются и сейсморазведкой по изменениям величин граничных и пластовых скоростей. Плавное нарастание магнитного поля отражает увеличение ожелезнения пород. Один из примеров решения подобных задач показан на рис. 53.

Глава 10

НАКЛОННОЕ ЗАЛЕГАНИЕ СЛОЕВ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НАКЛОННОГО ЗАЛЕГАНИЯ СЛОЕВ

При наклонном (или моноклинальном) залегании слои на обширных пространствах наклонены в одном направлении. Такое залегание наблюдается, например, в верхнеюрских, меловых и палеогеновых



Рис. 54. Наклонно залегающие отложения нижней юры, сложенные песчаниками и аргиллитами (Дагестан). По В. Т. Фролову

отложениях Крыма и Северного Кавказа (рис. 54), где толщи пород повсеместно наклонены на север-северо-восток с углами падения, достигающими 30° и более; на широкой площади, расположенной

к западу и северо-западу от Москвы, в пределах которой наклон девонских, каменноугольных и пермских отложений в восточном направлении настолько полог, что выражается в метрах на километр. С моноклинальным залеганием мы встречаемся при изучении крыльев складок и флексур.

ЭЛЕМЕНТЫ ЗАЛЕГАНИЯ

При наклонном залегании измеряются направление и угол наклона слоев. Их положение в пространстве характеризуется элементами залегания, в которые входят понятия о линии простирания, линии падения и угла падения (рис. 55).

Линией простирания называется линия пересечения поверхности слоя с горизонтальной плоскостью или, другими словами, любая горизонтальная линия на поверхности слоя является линией простирания данного слоя. На поверхности слоя можно провести бесчисленное количество линий простирания. В общем случае простирание слоя будет плавно изменять свое направление, но в пределах одного обнажения или же ограниченных по размерам участках поверхности слоя линию простирания можно принять за прямую.

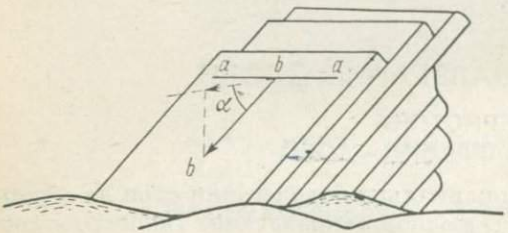


Рис. 55. Элементы залегания

aa — линия простирания, *вв* — линия падения, α — угол падения

Линией падения[1] называется вектор, перпендикулярный к линии простирания, лежащий на поверхности слоя и направленный в сторону его наклона. Линия падения обладает наибольшим углом наклона к горизонту по сравнению с любой другой линией, которую можно провести на поверхности слоя.

Углом падения называется угол, заключенный между линией падения и проекцией ее на горизонтальную плоскость. Положение линии простирания в пространстве определяется ее азимутом, а линии падения — азимутом и углом падения.

Напомним, что азимутом заданного направления называется правый векториальный угол, заключенный между северным направлением истинного меридиана и заданным направлением. Азимутом линии простирания называется правый векториальный угол между одним из направлений линии простирания и северным направлением истинного меридиана.

---

[1] Помимо линии падения нередко пользуются линией восстания, представляющей собой ту же линию, что и линия падения, но направленную по восстанию слоя.

Линия простирания, как и любая другая линия, имеет два противоположных направления, поэтому у линии простирания может быть замерено два азимута, различающихся между собой на 180°.

Азимутом падения называется правый векториальный угол между проекцией линии падения на горизонтальную плоскость и северным направлением истинного меридиана. Так как линия падения расположена в наклонной плоскости, при изменении азимута падения необходимо найти ее проекцию на горизонтальную плоскость. Падение имеет одно определенное направление, и для него может быть замерен только один азимут, отличающийся на 90° от азимута линии простирания. Значение угла падения не может быть больше 90°.

УСТРОЙСТВО ГОРНОГО КОМПАСА

Для замеров элементов залегания пород служит горный компас (рис. 56). Устройство горного компаса отличается от устройства обычного компаса. Горный компас монтируется на прямоугольной пластинке, имеющей длину 8—11 см и ширину 7—8 см. В середине пластинки прикреплен лимб, разделенный на 360 градусов. Градуировка лимба произведена против часовой стрелки. Лимб устанавливается таким образом, чтобы линия север — юг была параллельна длинной стороне пластинки компаса. В центре лимба в пластинку ввертывается игла, на которую насажена магнитная стрелка. В стрелку в медной оправе вделан подшипник из твердого минерала (агата или рубина), которым стрелка соприкасается с иглой. Подшипник позволяет стрелке свободно вращаться на игле. Хорошо намагниченная и правильно отрегулированная стрелка быстро успокаивается и принимает горизонтальное неподвижное положение, обращаясь к северному магнитному полюсу. Северный конец стрелки покрыт синей или белой краской. Под стрелкой на иглу надевается стопорное кольцо, укрепленное на конце рычага, которым магнитную стрелку можно поднимать с иглы и закреплять на кольце, для того чтобы не изнашивался конец иглы.

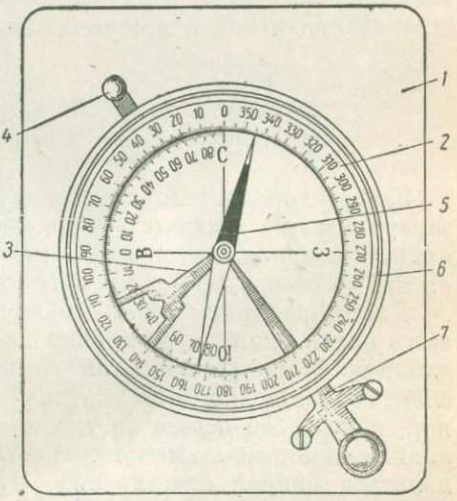


Рис. 56. Горный компас

1 — пластинка (основание компаса); *2* — коробка компаса с лимбом; *3* — клинометр (отвес); *4* — тормозное приспособление для клинометра; *5* — магнитная стрелка; *6* — пружина, удерживающая покровное стекло; *7* — тормозное приспособление для магнитной стрелки

Кроме лимба, служащего для замера азимутов, на пластинке имеется шкала клинометра, применяющегося при измерении углов наклона. Эта шкала градуируется прямо на пластинке и представляет собой половину окружности, на которой нанесены деления от 0 до 90°. Нулевое деление этой шкалы помещается против середины длинной стороны пластинки компаса. Для отсчетов угла наклона служит отвес, надетый на иглу ниже кольца, поддерживающего стрелку компаса. На нижней расширенной части отвеса прорезано окошечко, в нижнем краю которого выступает короткий заостренный зубец, расположенный точно по оси отвеса. Шкала клинометра, как и шкала лимба, ориентирована относительно длинной стороны пластинки компаса. При вертикальном положении пластинки компаса и совмещении ее длинной стороны с горизонтом зубец отвеса показывает 0°; при вертикальном направлении длинной стороны пластинки зубец укажет 90°.

Лимб покрывается стеклом, закрепленным кольцевой пружиной. В один из углов пластинки вмонтирован винт, которым при подвинчивании можно давить на рычажок с кольцом, приподнимающим стрелку над иглой и прижимающим ее к стеклу.

РАБОТА С ГОРНЫМ КОМПАСОМ И ЗАПИСИ ЗАМЕРОВ

Замеры горным компасом производят следующим образом. Для замера азимута заданного направления длинную сторону пластинки компаса направляют северным концом на визируемый предмет и берут отсчет по северному концу магнитной стрелки.

Для определения азимута линии простирания нужно прежде всего найти линию простирания на поверхности слоя. С этой целью длинную сторону пластинки компаса перемещают по поверхности слоя, сохраняя при этом вертикальное положение пластинки до тех пор, пока зубец отвеса не укажет 0°. В таком положении компаса линия соприкосновения поверхности слоя с ребром пластинки и будет являться линией простирания. Прочертив линию простирания на поверхности слоя для замера ее азимута, освобождают стрелку от действия рычажка и при горизонтальном положении компаса, прикладывая его длинной стороной к линии простирания, берут отсчет по северному концу магнитной стрелки.

Следует отметить, что при замере азимута простирания компас к линии простирания можно приложить как одной, так и другой длинной стороной. При этом получится два отсчета, отличающихся друг от друга на 180°.

Для замера азимута падения сначала необходимо определить положение линии падения на поверхности слоя и найти ее проекцию на горизонтальную плоскость. Компас прикладывают длинной стороной к поверхности слоя и, держа компас в отвесном положении, передвигают его до тех пор, пока зубец отвеса не укажет наибольший угол

наклона. В таком положении длинная сторона пластинки компаса будет совмещена с линией падения слоя.

Для отсчета азимута падения пластинку компаса прикладывают короткой стороной к линии простирания так, чтобы северный конец пластинки был направлен в сторону падения слоя, и берут отсчет по северному концу магнитной стрелки (рис. 57).

Если на поверхности наслоения уже отмечена линия простирания, выполнение замера азимута падения упрощается. В этом случае горный компас прикладывают короткой стороной к линии простирания так, чтобы северный конец пластинки был направлен по падению слоя и, держа компас в горизонтальном положении, берут отсчет по северному концу магнитной стрелки. Следует отметить, что при таком положении компаса его длинная сторона будет представлять собой проекцию линии падения на горизонтальную плоскость.

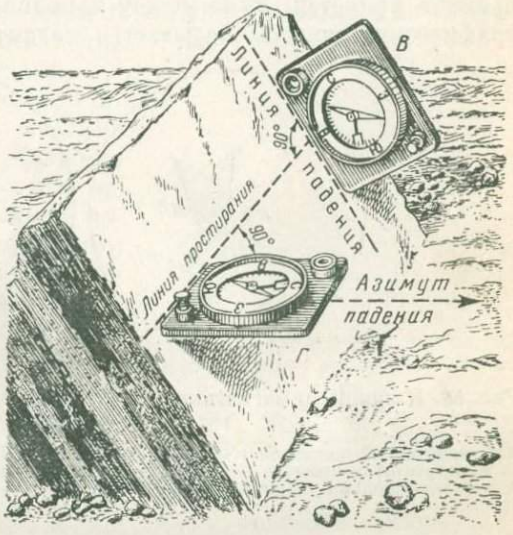


Рис. 57. Измерение горным компасом азимута направления падения и угла падения. Пластинка компаса в горизонтальном (*Г*) и вертикальном (*В*) положении (угол падения показывает отвес)

При правильно выполненных замерах разность отсчетов азимутов линии простирания и падения должна составлять 90°.

Чтобы замерить угол падения, горный компас прикладывают длинной стороной к линии падения, и, держа его в вертикальном положении, берут отсчет по зубцу отвеса (см. рис. 57). Точность отсчетов горным компасом составляет 2—3°. Приведем пример полной записи всех замеров для наклонно залегающих слоев: аз. прост. 175; аз. пад. $265 < 32$ [1].

Однако в практике при наклонном залегании слоев измеряются лишь азимут падения и угол падения. Азимут линии простирания легко может быть найден путем прибавления или вычисления от замера азимута падения 90°. Запись в этом случае будет такой: аз. пад $265 < 32$, а азимут линии простирания при этом составит (если такой отсчет будет необходим): $265 \pm 90 = 355$ или 175 градусов.

При вертикальном падении азимут падения измерить невозможно, так как в этом случае линия падения на горизонтальную плоскость

[1] Значок градуса у цифр замеров писать не рекомендуется, так как при чтении записи он легко может быть принят за нуль в числе отсчета.

проектируется в виде точки. При вертикальном падении измеряется и записывается азимут линии простирания и угол падения. Пример записи вертикального залегания слоя: аз. прост. 105 < 90.

Как уже отмечалось, замеры, выполненные горным компасом, дают углы между данным направлением и магнитным меридианом. Топографические карты, на которые наносятся замеры, ориентируются относительно географического меридиана. Магнитный и географический полюсы земного шара находятся в разных точках и, следовательно, направления на магнитный и географический полюсы различны. Положение магнитного полюса неустойчиво и с течением времени меняется. Угол между направлениями на магнитный и географический полюсы называется магнитным склонением. Величина

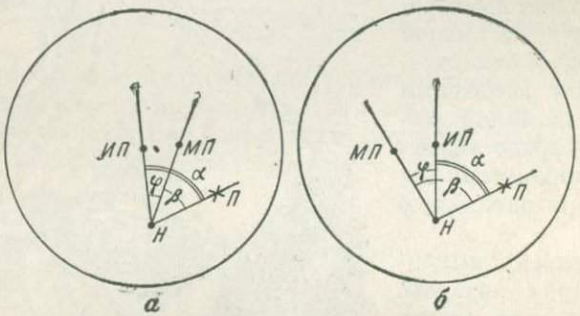


Рис. 58. Истинные и магнитные азимуты при восточном (*а*) и западном (*б*) склонении

ИП — истинный полюс; *МП* — магнитный полюс; *Н* — наблюдатель; *НП* — направление на визируемый предмет; α — истинный азимут; β — магнитный азимут; φ — угол магнитного склонения. При восточном склонении $\alpha = \beta + \varphi$, при западном $\alpha = \beta - \varphi$

магнитного склонения меняется в широких пределах (для территории СССР от 0 до 30°) и зависит от положения наблюдателя на поверхности земного шара.

Таким образом, следует различать магнитный азимут и азимут, отсчитанный от географического меридиана. Величина магнитного склонения указывается на топографических картах. На рис. 58 дано пояснение различия между магнитным и истинным азимутом. В том случае, если магнитный полюс относительно наблюдателя смещен к востоку (восточное склонение), для получения истинного азимута к магнитному азимуту следует прибавить величину магнитного склонения. Если магнитный полюс смещен к западу (западное склонение), для получения истинного азимута из магнитного азимута следует вычесть величину магнитного склонения.

Для учета магнитного склонения и получения непосредственно при замерах горным компасом истинных азимутов лимб компаса перемещают на величину склонения. Так, например, для Западного Казахстана склонение восточное и составляет приблизительно 9°. Следовательно, чтобы получить истинные азимуты, необходимо к магнитным азимутам прибавлять 9°. В этом случае следует повернуть лимб на 9°

по часовой стрелке и против начальной отметки с указанием севера поставить не нулевое деление лимба, а деление, отвечающее 9°.

Элементы залегания на картах изображаются с помощью условных значков (рис. 59).

Наносить элементы залегания на топографическую карту следует сразу же после замера в пункте наблюдения с тем, чтобы избежать в отсчетах возможных ошибок, которые легко заметить, находясь у обнажения.

Для нанесения элементов залегания на карту через точку, в которой произведен замер, проводится меридиан и от него вправо, с помощью транспортира или горного компаса, откладывают значение истинного азимута линии падения или линии простирания и затем наносят значок, соответствующий замеру и характеру залегания.



Следует остановиться на причинах градуировки лимба компаса против часовой стрелки. Делается это чтобы ускорить и упростить отсчет замеров. Любое заданное направление обычным топографическим компасом определяется при совмещении нулевого деления лимба с северным концом магнитной стрелки и визировании в соответствии с выбранным азимутом. При работе с горным компасом на визируемый предмет направляется длинная сторона пластинки компаса, а вместе с ней повертывается и лимб компаса, и азимут сразу отсчитывается по показанию северного конца магнитной стрелки. Таким образом, различие в замерах обычным и горным компасом заключается в том, что при работе обычным компасом линии С—Ю лимба совмещаются с магнитным меридианом, а в горном компасе линия С—Ю лимба направляется на визируемый предмет, что и вызывает необходимость градуировки лимба горного компаса в направлении, обратном градуировке топографического компаса.

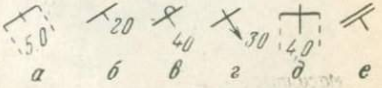


Рис. 59. Условные знаки для изображения элементов залегания

а — для вертикального залегания, *б* — наклонного нормального залегания, *в* — наклонного опрокинутого залегания, *г* — пологого (до 2°) наклонного залегания, *д* — горизонтального залегания, *е* — преобладающего наклонного залегания

ИЗМЕРЕНИЕ ИСТИННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЗАЛЕГАНИЯ ПО ДАННЫМ БУРЕНИЯ И ВИДИМЫМ НАКЛОНАМ

Элементы залегания слоев замерить непосредственно горным компасом можно далеко не всегда. При изучении кернов буровых скважин и стенок горных выработок измерение элементов залегания компасом нередко бывает невозможно или может быть вполнено лишь приближенно. В таких случаях прибегают к графическим построениям.

При определении элементов залегания слоя по буровым скважинам можно воспользоваться слоистостью пород в керне. Но для этого

нужно иметь ориентированный керн и знать характер искривления скважины. В других случаях при определении элементов залегания необходимо получить данные не менее чем по трем скважинам. Рассмотрим следующий пример. Пласт каменного угля пробурен в трех вертикальных скважинах. В скв. 1 с абсолютной высотой устья 490 м кровля пласта встречена на глубине 350 м. В скв. 2, имеющей абсолютную высоту устья 530 м, кровля того же пласта встречена на глубине 340 м и в скв. 3 с высотой устья 520 м кровля пласта угля встречена на глубине 410 м. Положение скважин нанесено на топографическую карту масштаба 1 : 5000 (рис. 60). Вычислим абсолютные отметки кровли пласта угля в каждой из скважин. Для этого из абсолютной высоты устья скважины нужно вычесть расстояние от устья скважины до кровли пласта. Соответственно получаем: для скв. 1 490 — 350 = 140 м; для скв. 2 530 — 340 = 190 м и для скв. 3 520 — 410 = =110 м. Полученные цифры подписываем на карте у скважин и соединяем точки, в которых расположены скважины, прямыми линиями. В углах полученного треугольника кровля пласта имеет различные высоты: в скв. 2 высота наибольшая, в скв. 3 она наименьшая, в скв. 1 отметка имеет промежуточное значение относительно высот кровли пласта в скважинах 2 и 3.

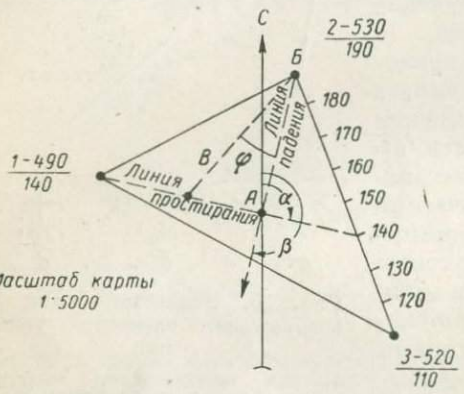


Рис. 60. Определение элементов залегания по трем вертикальным скважинам

Если на линии, соединяющей скважины 2 и 3, найти точку с отметкой, равной высоте пласта в скв. 1, и соединить скв. 1 с полученной точкой, получим линию простирания пласта, так как эта линия горизонтальна и лежит на поверхности пласта. Найдя линию простирания, восстанавливаем к ней перпендикуляр таким образом, чтобы он пересек скв. 2. Эта линия будет представлять собой проекцию линии падения на горизонтальную плоскость, т. е. на карту. Направлена она будет от скв. 2 к линии простирания, имеющей высоту 140 м, в направлении наклона пласта. Выполнив все построения, легко измерить транспортиром азимут линии падения (β) и простирания (α).

Для определения угла падения необходимо найти угол между линией падения и ее проекцией на карту. Откладываем в масштабе карты вдоль линии простирания от точки *А* расстояние, равное превышению точки *Б* над точкой *А* (см. рис. 60, отрезок *АВ*). Искомый угол φ будет равен углу *АБВ*.

Таким же способом можно определить элементы залегания наклонных слоев, обнажающихся в трех точках на земной поверхности или вскрытых горными выработками.

Рассмотрим приемы определения элементов залегания по двум видимым наклонам. В и д и м ы м н а к л о н о м называется падение поверхности слоя в любом направлении, не совпадающем с направлением наибольшего наклона. Угол, заключенный между линией видимого наклона и проекцией ее на горизонтальную плоскость, называется у г л о м в и д и м о г о н а к л о н а.

Необходимость определения элементов залегания по двум видимым наклонам может встретиться при изучении стенок горных выработок или естественных обнажений, например шурфов или склонов оврага.

Приведем пример определения элементов залегания пласта, вскрытого в вертикальном шурфе, по видимым падениям, замеренным в стенках шурфа.

В одной из стенок шурфа, ориентированной по азимуту 140° (β_1), вскрытый пласт имеет угол падения 35° (α_1); в другой, ориентированный по азимуту 230° (β_2), пласт падает под углом 65° (α_2). Истинное падение пласта по приведенным выше двум видимым наклонам может быть найдено графически (рис. 61).

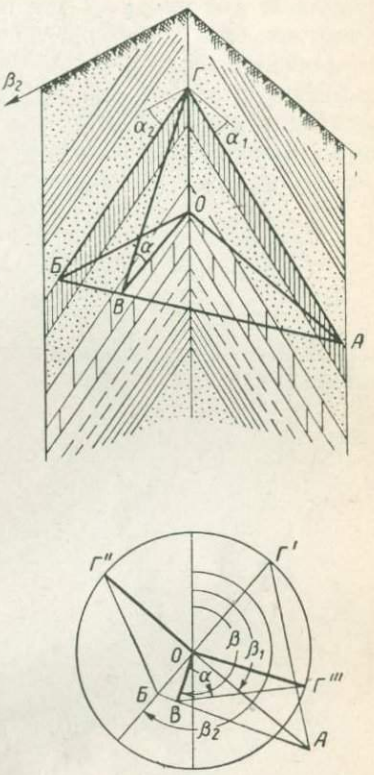


Рис. 61. Определение истинных элементов залегания по двум видимым падениям в стенках шурфа

Рассечем стенки шурфа горизонтальной плоскостью так, чтобы она пересекала пласт в обоих замеренных стенках. Если соединить точки пересечения поверхности пласта с горизонтальной плоскостью прямой, получим линию его простирания (рис. 61, I, *АБ*). Перпендикуляр к линии простирания, направленный по падению пласта, является линией падения пласта (рис. 61, I, *ВГ*).

Для определения азимутов линии простирания и падения повернем треугольники *АГО*, *БГО*, *ВГО* (рис. 61, II) до горизонтального положения вокруг сторон, лежащих на горизонтальной плоскости, рассекающей стенки шурфа.

Одна из сторон всех трех треугольников общая и, чтобы не измерять ее трижды, для удобства построения проведем на бумаге круг произвольного радиуса. Точку *О* помещаем в центре круга и через нее проводим меридиан. Далее с помощью транспортира от точки *О* проводим два вектора *ОА* и *ОБ*, направления которых соответствуют азимутам стенок шурфа (β_1 и β_2). Из точки *О* направляем перпендику-

ляры к векторам, продолжая их до пересечения с окружностью в точках $Г'$ и $Г''$. В обеих этих точках при помощи транспортира определяем углы, дополнительные к соответствующим углам падений, измерен ным в стенках шурфа. Стороны построенных дополнительных

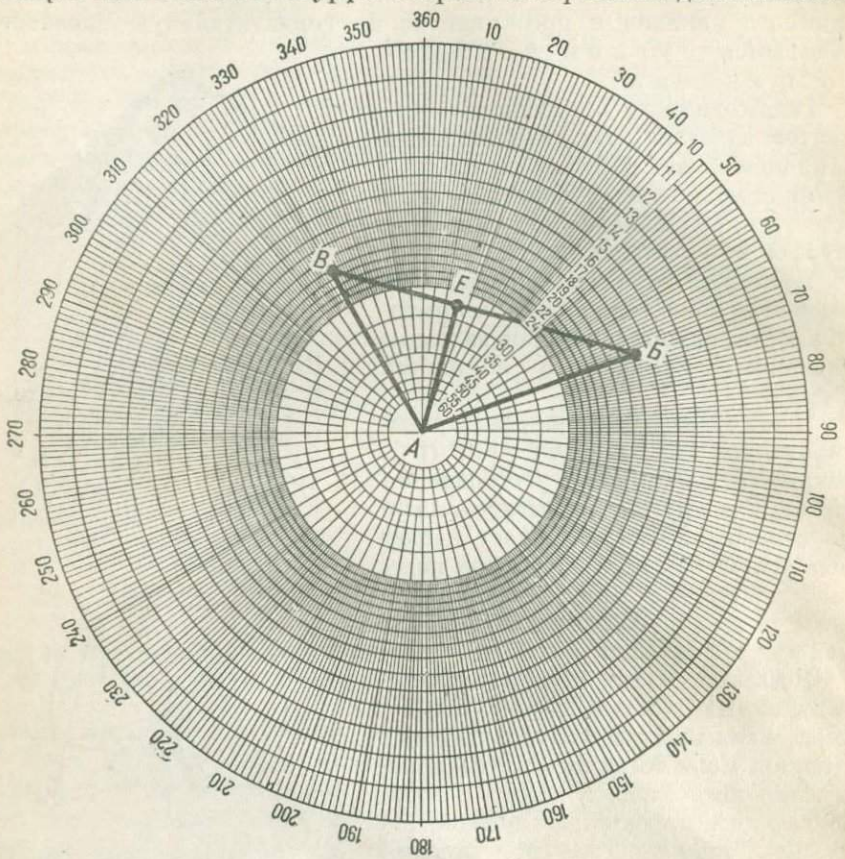


Рис. 62. Сетка Баумана для определения истинных элементов залегания пород по двум видимым наклонам

углов продолжаем до пересечения с направлениями видимых наклонов в точках $А$ и $Б$ и соединяем между собой прямой, которая является линией простирания поверхности пласта. Из точки $О$ опускаем на прямую $АБ$ перпендикуляр $ОВ$, представляющий собой проекцию линии падения пласта. Определяем ориентировку линии $ОВ$, т. е. азимут истинного падения. В нашем примере этот азимут равен 200°. Через точку $О$ проводим перпендикуляр к линии $ОВ$ до пересечения с окружностью в точке $Г'''$. Полученную точку $Г'''$ соединяем прямой с точкой $В$. Угол $ОВГ$ (α) является углом падения поверхности напластования. Величину его измеряем с помощью транспортира.

Определение элементов залегания пласта по двум видимым замерам можно произвести при помощи сетки Баумана. Сетка состоит из ряда концентрических окружностей (рис. 62), величина радиусов которых пропорциональна котангенсам видимого угла падения; центр сетки соответствует углу падения 90°, а направления радиусов указывают азимуты линий падения. На рис. 62 точки *Б* и *В* соответствуют двум замерам видимого падения. Соединив эти две точки, получим линию простирания. Опустив на нее перпендикуляр из центра сетки (точка *А*), находим точку *Е* пересечения перпендикуляра с линией *БВ*. Точка *Е* определяет на сетке Баумана азимут истинного падения слоя и величину угла падения. Для примера, приведенного на рис. 62, азимут падения составит СВ 15°, а угол падения 27° 30′.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИСТИННОЙ МОЩНОСТИ СЛОЯ ПРИ НАКЛОННОМ ЗАЛЕГАНИИ

Измерение мощности слоя можно производить многими способами. Иногда истинную мощность можно измерить непосредственно

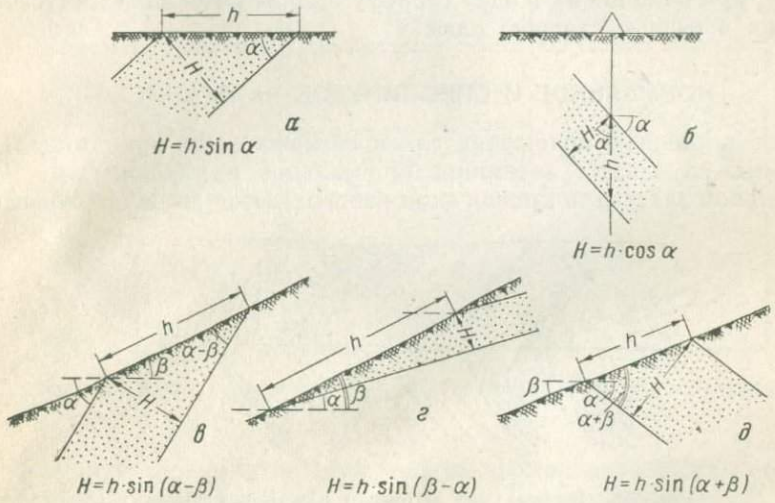


Рис. 63. Различные случаи определения истинной мощности наклонно залегающих слоев в сечениях, перпендикулярных простиранию слоя

а — при горизонтальной поверхности рельефа, *б* — по керну буровой скважины, *в* — при наклонной поверхности рельефа (слой падает в сторону наклона поверхности рельефа, положе рельефа), *г* — то же, но слой падает в сторону наклона рельефа, положе рельефа; *д* — то же, слой падает в сторону, противоположную относительно наклона поверхности рельефа. *H* — истинная мощность; *h* — видимая мощность; *α* — угол падения слоя; *β* — угол наклона поверхности рельефа

в обнажении. С этой целью рулеткой измеряют расстояние между кровлей и подошвой слоя по перпендикуляру к поверхности наслоения.

Чаще оказывается возможным измерить лишь видимую мощность слоя. На рис. 63 указаны различные случаи вычисления истинной мощности в сечениях, ориентированных перпендикулярно линии простирания по измеренной видимой мощности, углу падения слоя и наклону поверхности рельефа.

Если истинная мощность слоя определяется в сечении, ориентированном косо по отношению к линии простирания, тогда вводят соответствующую поправку на отклонение линии разреза от направления падения. Эти поправки выражаются углом γ, представляющим собой разность между азимутами линий простирания и измерения. Вычисления производят по формуле П. М. Леонтовского

$$H = h\,(\sin\alpha\cos\beta\sin\gamma \pm \cos\alpha\sin\beta),$$

где H — истинная мощность;
h — видимая мощность;
α — угол наклона пласта в косом сечении;
β — угол наклона рельефа.

Знаки плюс и минус употребляются в зависимости от соотношения направления наклонов поверхностей рельефа (или обнажения) и слоя; при наклоне их в одну сторону принимается знак минус, при наклоне в разные стороны плюс.

НОРМАЛЬНОЕ И ОПРОКИНУТОЕ ЗАЛЕГАНИЕ

При наклонном положении слоев возможны два принципиально отличных случая их залегания: нормальное и опрокинутое. При нормальном залегании кровля слоя располагается выше его подошвы

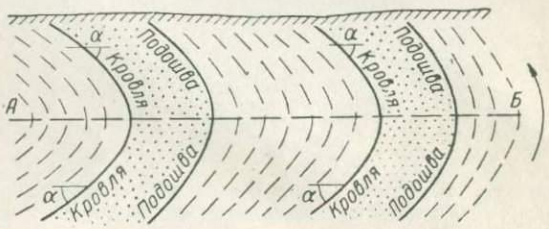


Рис. 64. Нормальное и опрокинутое залегание в вертикальном разрезе. Ниже линии $АБ$ слои залегают в нормальном положении (кровля располагается выше подошвы); выше линии $АБ$ слои опрокинуты (кровля располагается ниже подошвы); α — угол падения слоев

при опрокинутом подошва слоя оказывается выше его кровли. При повороте слоев до того момента, пока угол их наклона не станет равным 90°, они будут залегать нормально, т. е. их кровля будет располагаться выше подошвы, и молодые пласты будут налегать на более древние. При повороте на больший угол (хотя угол падения

и станет уменьшаться) слои окажутся в перевернутом или опрокинутом залегании, т. е. их подошва окажется выше кровли, а древние пласты — выше молодых (рис. 64).

При наблюдениях над слоями с наклонным залеганием чрезвычайно важно выяснить характер их залегания. Недостаточный учет возможности опрокинутого залегания может привести к неверному определению местоположения подошвы и кровли стратиграфического горизонта, неправильной характеристике стратиграфической последовательности слоев в разрезе и к ошибкам в подсчете мощностей и в тектонических построениях и т. п.

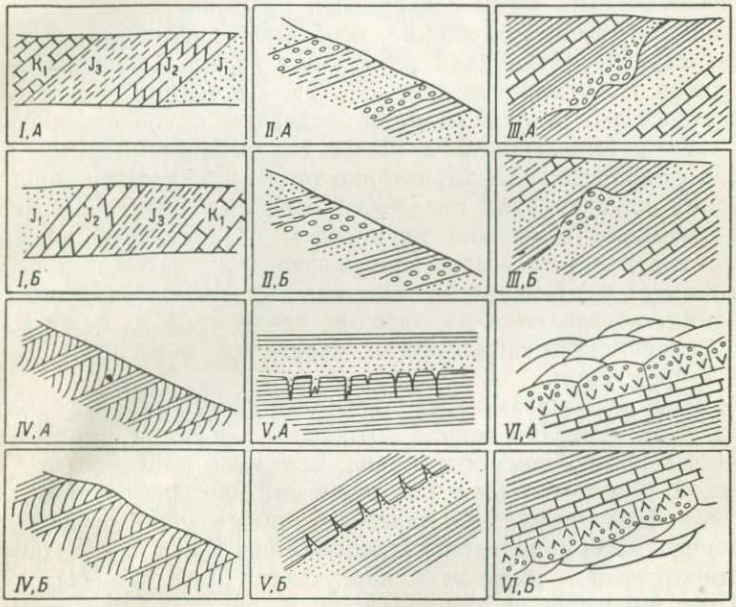


Рис. 65. Примеры нормального (*А*) и опрокинутого (*Б*) залегания

Отличить опрокинутое залегание от нормального можно по ряду характерных признаков.

1. При достаточной фаунистической характеристике пород опрокинутое залегание легко определяется по перекрыванию относительно молодых стратиграфических горизонтов более древними (рис. 65, *I*).

2. На положение кровли и подошвы нередко с достаточной определенностью указывает распределение обломочного материала в слоистых сериях. В водной среде резкая смена спокойных условий подвижными (вызываемая обычно появлением донных течений или вливанием речных потоков) фиксируется в разрезе накоплением грубообломочных осадков песков или галечников. Если эти осадки отла-

гаются на поверхности тонкозернистого осадка — глин или алевролитов — на границе между грубообломочными и тонкозернистыми породами появятся следы внутриформационного (синтетического) размыва, так как возникающее при этом движение водной среды приведет вначале к размыву ранее образовавшихся тонких осадков. Таким образом, при нормальном залегании пород выше поверхности внутриформационного (синтетического) размыва располагаются слои грубозернистых песчаников или конгломератов. Вверх по разрезу эти породы могут замещаться более тонкозернистыми. При опрокинутом залегании выше поверхности внутриформационногоюразмыва располагаются более мелкозернистые породы по сравнению с породами, залегающими ниже поверхности размыва.

Описанные взаимоотношения особенно свойственны флишевым толщам, характеризующимся ритмичным чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов (рис. 65, *II*). Песчаники, которыми начинается каждый отдельный ритм, отделены от подстилающих их аргиллитов предшествующего ритма внутриформационным размывом. Для флишевых толщ характерно также присутствие иероглифов на нижних поверхностях наслоения песчаных слоев (см. рис. 27). При нормальном залегании иероглифы, возникающие на поверхности тонкозернистого осадка, покрывающегося затем песком, который заполняет все бывшие на поверхностях тонкозернистого осадка углубления, встречаются на подошве песчаников, т. е. на нижней стороне слоев; при опрокинутом залегании иероглифы располагаются сверху слоя.

3. В слое, располагающемся выше поверхности внутриформационного размыва, нередко можно наблюдать линзы и неправильные скопления крупнообломочных пород, например конгломераты среди песчаников, приуроченных к вымоинам или карманам в поверхности несогласия. При нормальном залегании линзы и скопления крупнообломочного материала располагаются выше поверхности размыва, при опрокинутом — ниже этой поверхности (рис. 65, *III*).

4. При определении нормального и опрокинутого залегания в ряде случаев помогает изучение косой слоистости. Обычно с этой целью используется свойство слоистости, выражающееся в плавном причленении косонаслоенных прослоев в основании слоя и их резком окончании или размыве у его кровли (рис. 65, *IV*).

5. Внимательное изучение контактов между слоями нередко дает возможность обнаружить проникновение породы вышележащего слоя в подстилающий. Обычно это объясняется появлением трещин в нижнем слое, вызываемых уплотнением или усыханием осадка, в которые затем заносится осадок перекрывающего слоя (рис. 65, *V*).

В пирокластических накоплениях нижняя поверхность почти всегда имеет несогласные контакты с подстилающими породами. Бомбы и крупные обломки, падающие на пепел, имеют у нижней поверхности характерные вмятины.

У застывших лав зона закалки в кровле в несколько раз больше по мощности зоны закалки у подошвы. На поверхности лавовых

потоков развивается особая — подушечная форма отдельности (рис. 65, *VI*).

Для определения верхней и нижней поверхностей покровов лав могут быть использованы скопления у кровли пузырьков газа или оставшихся от газа пустот.

ЗАВИСИМОСТЬ ШИРИНЫ И ФОРМЫ ВЫХОДА СЛОЯ НА ПОВЕРХНОСТИ ОТ ЕГО ИСТИННОЙ МОЩНОСТИ, УГЛА ПАДЕНИЯ И ФОРМЫ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

При наклонном залегании видимая мощность слоя или ширина его выхода на земной поверхности зависит от мощности слоя, угла наклона и формы рельефа. Чем больше истинная мощность слоя, тем при прочих равных условиях шире его выход на поверхности (рис. 66, *I*).

С уеличением угла падения ширина выхода слоя на поверхности уменьшается, и при вертикальном залегании слоя его проекция на горизонтальную плоскость, независимо от строения рельефа, соответствует его истинной мощности (рис. 66, *II*).

Ширина выхода слоя на поверхности зависит от формы рельефа. Она увеличивается при совпадении направления наклона слоя и наклона рельефа и уменьшается при падении слоя в сторону, обратную направлению наклона рельефа (рис. 66, *III*). При крутом рельефе и падении слоя в сторону, обратную падению рельефа, проекция слоя на горизонтальную плоскость может оказаться меньше истинной мощности.

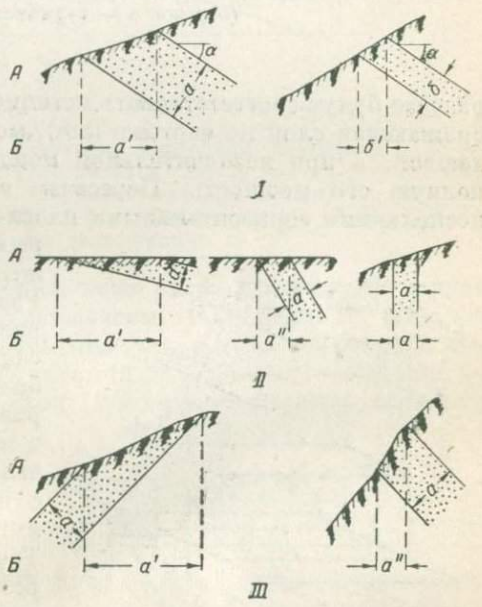


Рис. 66. Зависимость ширины выхода наклонно залегающего слоя от истинной мощности (*I*), угла наклона (*II*) и формы рельефа (*III*)

А — вертикальные разрезы; *Б* — плановые изображения; *а*, *б* — истинная мощность; *а'*, *а''*, *б'* — проекция ширины выхода слоя на горизонтальную плоскость; *α* — угол падения слоев

Положение кровли и подошвы слоя на поверхности Земли зависит от угла его падения и формы рельефа. Для изображения наклонно залегающего слоя или его кровли или подошвы на карте пользуются заложением. З а л о ж е н и е м называется проекция отрезка линии падения слоя на горизонтальную плоскость, заключенного между двумя линиями простирания, прове-

денными по подошве или кровле слоя. Определение величины заложения производится следующим образом.

Строится вертикальный разрез в масштабе карты по направлению линии падения слоя (рис. 67). Углы наклона слоя (α) на таком

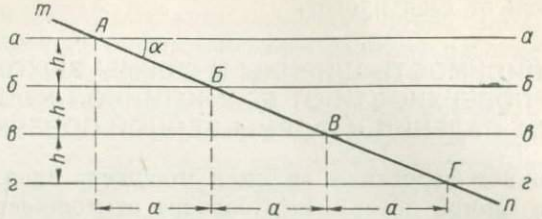


Рис. 67. Определение величины заложения слоя (отрезок *а* — величина заложения)

разрезе будут соответствовать истинному углу падения. Линия, изображающая слой на чертеже (*mn*), может быть его кровлей или подошвой, а при незначительной мощности слоя может изображать полную его мощность. Пересечем слой через равные интервалы несколькими горизонтальными плоскостями, следы от сечения которых плоскостью чертежа изображены в виде линий *аа*, *бб*, *вв*, *гг*. Расстояния на разрезе между горизонтальными плоскостями, рассекающими слой (*h*), удобнее брать соответствующими сечению рельефа горизонталями, взятому в масштабе карты. Линии пересечения горизонтальных плоскостей с поверхностью слоя будут являться линиями его простирания. Точки пересечения линий простирания с плоскостью чертежа обозначены через *А*, *Б*, *В*, *Г*. Проектируя отрезки пласта, заключенные между линиями простирания (*АБ*, *БВ*, *ВГ*), на горизонтальную плоскость, получим отрезок *а*, который и будет величиной заложения при данном угле наклона слоя (α).

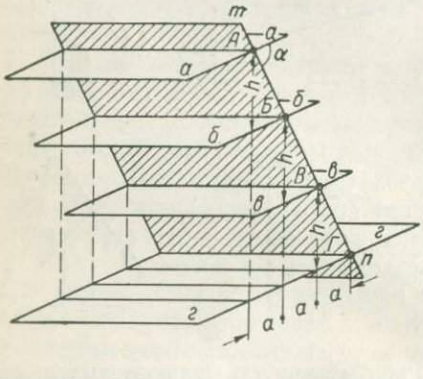


Рис. 68. Блок-диаграмма, поясняющая прием определения величины заложения (отрезок *а*).

Обозначения те же, что и на рис. 67

На рис. 68 приведена блок-диаграмма, поясняющая построение при определении величины заложения.

Величина заложения может изменяться в зависимости от угла наклона слоя, избранного вертикального сечения между горизонтальными плоскостями, рассекающими слой, масштаба, в котором производится построение, но она не зависит от формы рельефа.

На рис. 69 приведен пример, из которого видно, что чем более полого падает слой, тем больше при прочих равных условиях величина заложения. С увеличением угла падения слоя величина заложения уменьшается.

С расстоянием между горизонтальными поверхностями, рассекающими слой, величина заложения связана прямо пропорционально. чем больше расстояние между плоскостями, тем больше величина

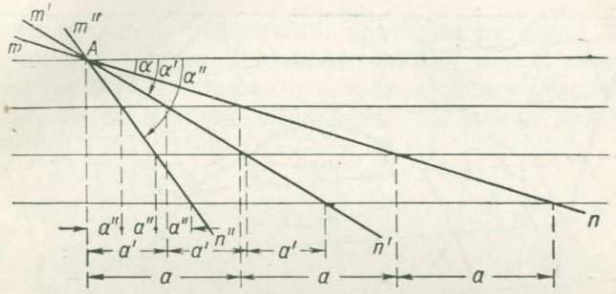


Рис. 69. Изменение величины заложения в зависимости от угла падения слоя
mn, $m'n'$, $m''n''$ — кровля или подошва пласта; α, α', α'' — соответствующие углы падения; a, a', a'' — величина заложения

заложения, и наоборот, с уменьшением расстояния между горизонтальными поверхностями уменьшается и величина заложения (рис. 70). Такой же прямой зависимостью связана величина заложения с масштабом построения, который должен соответствовать масштабу карты с изображением слоя. Чем крупнее масштаб, тем больше величина заложения; с уменьшением масштаба построения уменьшается и величина заложения.

Величина заложения не зависит от формы рельефа. Это подтверждается примером, приведенным на рис. 70, из которого видно, что при различных формах рельефа величина заложения сохраняет свое значение.

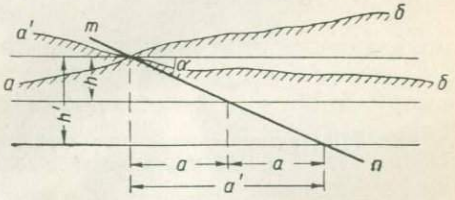


Рис. 70. Зависимость между величиной заложения a и a' и расстоянием между горизонтальными плоскостями h и h', рассекающими слой (mn); $аб$ и $а'б'$ — различные варианты формы рельефа

Рассмотрим несколько примеров применения заложения.

1. Построение выхода пласта на поверхность по элементам залегания с помощью заложения. Представим, что на некотором участке, изображенном на рис. 66, в точке M обнаружен выход пласта угля, имеющего следующие элементы залегания: аз. пад. $185 < 23$. Карта

участка имеет масштаб 1 : 2000. Рельеф участка изображен с помощью горизонталей с сечением через 10 м. Пласт угля обнажен только в русле реки, а на остальной территории участка скрыт под маломощными делювиальными отложениями.

Для определения положения пласта на поверхности предполагается задать ряд разведочных канав. Чтобы канавы могли дать положительные результаты при наименьшем объеме земляных работ,

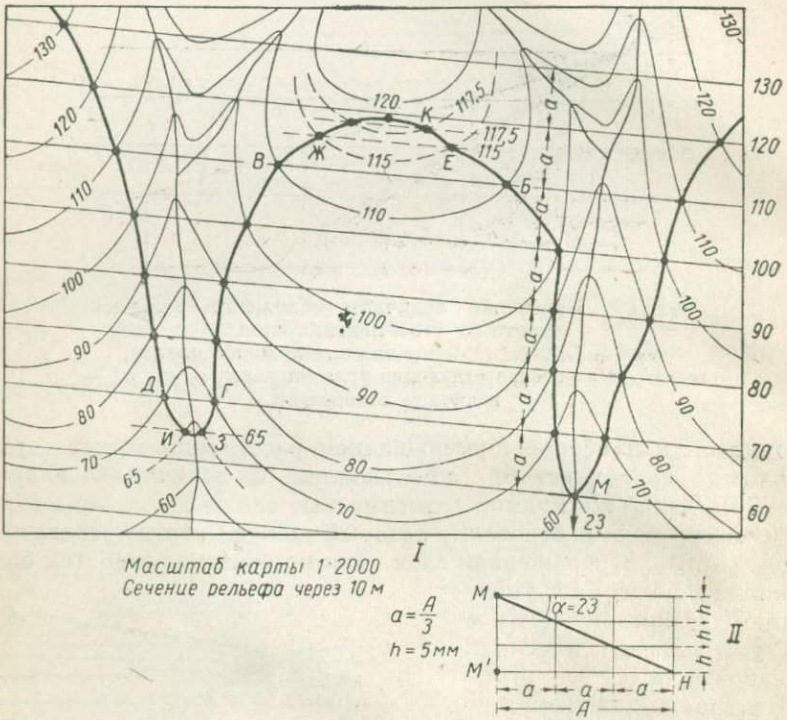


Рис. 71. Пример построения выхода наклонно залегающего пласта на поверхности с помощью заложения

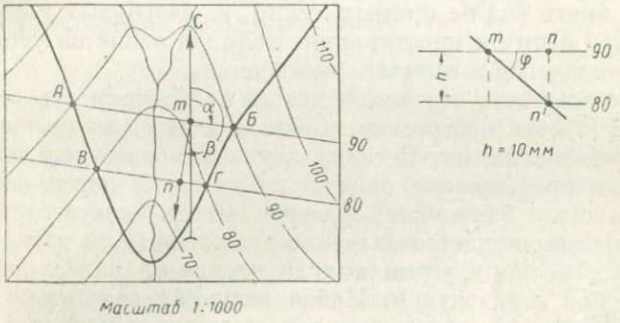
I — карта; *II* — определение заложения

необходимо предварительно наметить выход пласта угля под делювием. Для этой цели воспользуемся заложением. Построение для определения величины заложения необходимо выполнить в масштабе карты, т. е. 1 : 2000 (рис. 71).

Расстояние между горизонтальными параллельными линиями на чертеже (h) должно быть равно сечению рельефа горизонталями на карте, взятому в масштабе карты. В нашем примере горизонтали секут рельеф через 10 м, что в масштабе карты 1 : 2000 составит 5 мм и, следовательно, линии будут расположены через 5 мм друг от друга ($h = 5$ мм). На верхней линии наметим точку M, из нее построим линию, наклоненную под углом 23°, т. е. под углом падения пласта.

Построенная линия может соответствовать кровле или подошве пласта, а при незначительной мощности пласта изображать полную его мощность. Проектируем точки пересечения пласта с горизонтальными линиями на одну из них. Получим равные горизонтальные отрезки a, которые и будут являться заложением. Для большей точности определения величины заложения следует провести не две, а три-четыре параллельные линии и для получения величины заложения общий отрезок A разделить на соответствующее количество частей.

Определив величину заложения, проводим на карте линии простирания и падения пласта. Далее, от точки M по линии падения откладываем величину заложения a как по падению, так и по восстанию слоя. Из каждой вновь полученной на линии падения точки



Масштаб 1:1000

Рис. 72. Определение элементов залегания по линии выхода пласта на поверхность с помощью заложения
α — азимут линии простирания; β — азимут линии падения

строим линии простирания или стратоизогипсы слоя и вычисляем их отметки. Отметка линии простирания, проходящей через точку M, равна отметке проходящей через нее горизонтали, т. е. 60 м. Линия простирания, расположенная ниже точки M, будет иметь отметку 50 м. В направлении восстания отметки повышаются и будут равны соответственно 70; 80; 90; 100 м и т. д. Пласт угля, очевидно, будет обнажаться на поверхности в точках, где высотные отметки линии простирания пласта совпадут с отметками горизонталей. Находим такие точки и соединяем их плавной кривой, которая и будет изображать выход пласта угля на поверхность. При соединении точек кривой возникают затруднения в местах перегибов поверхности рельефа. Точки $Б$ и $В$, $Г$ и $Д$ на карте можно соединить кривой лишь условно, так как никаких данных о ее положении между этими точками у нас нет. Для уточнения положения выхода пласта на поверхность на указанных отрезках следует найти горизонталь с промежуточной отметкой и построить линию простирания, равную по высоте отметке промежуточной горизонтали.

Вблизи точек *Б* и *В* промежуточная горизонталь и линия простирания будут иметь отметку 115 м, у точек *Г* и *Д* 65 м. Пересечение промежуточных горизонталей и линий простирания даст положение новых точек выхода пласта на поверхность (точки *Е*, *Ж*, *З*, *И*). Точек *Е* и *Ж* оказывается недостаточно для построения выхода пласта; находим новые промежуточные горизонтали и линию простирания с отметкой 117,5 м. Определяя таким путем положение новых точек, можно точно построить выход пласта угля на поверхность.

Описанный выше способ построения выхода пласта может быть применен лишь в тех случаях, когда азимут простирания и угол падения пласта в пределах данного участка не изменяются и пласт не нарушен тектоническими разрывами.

При изменяющемся азимуте простирания и сохранении значения углов падения величина заложения не меняется, но линии простирания будут иметь вид не прямых линий, а изогнутых в соответствии с изменением азимута простирания. Если же меняется угол падения, то будет изменяться и величина заложения.

Следует отметить, что выход пласта на поверхность в той точке, от которой ведется построение, может оказаться не на горизонтали, а между горизонталями. В таких случаях прежде чем наносить на карту линии простирания, следует найти точку пересечения пласта на поверхности с ближайшей к точке выхода пласта горизонталью. С этой целью вычисляется значение заложения для разности между высотными отметками точки выхода пласта на поверхность и ближайшей к ней горизонтали. Найдя величину заложения, откладываем ее значение по линии падения от точки выхода пласта на поверхность в сторону ближайшей горизонтали и строим линию простирания пласта высотой, равной отметке горизонтали. Далее все построения выполняются так, как это указано выше.

Определение элементов залегания по выходу пласта на поверхность с помощью заложения. С помощью заложения легко решить задачу, обратную вышеприведенной, и определить элементы залегания пласта на карте с горизонталями по его выходу на поверхность (рис. 72). Для этой цели находим на карте две точки пересечения линии выхода пласта на поверхность с одной и той же горизонталью (*А* и *Б*). Найденные точки соединяем прямой линией, которая будет являться линией простирания пласта, так как она горизонтальна и лежит на поверхности пласта. Высота линии простирания равна отметке точек *А* и *Б*.

Далее находим две новые точки пересечения линии выхода пласта со следующей выше- или нижележащей горизонталью (*В* и *Г*), соединяем их прямой и получаем новую линию простирания с высотой, равной отметке точек *В* и *Г*. Затем перпендикулярно к линии простирания строится линия падения, которая будет направлена от линии простирания с большей отметкой к линии простирания с меньшей отметкой. Построив линию простирания и падения с помощью транспортира, замеряем их азимуты (α и β).

Угол падения находим следующим образом. Проводим две параллельные линии, расстояния между ними соответствует высоте сечения рельефа горизонталями в масштабе карты. Далее две найденные на карте линии простирания соединяем перпендикуляром (линия *mn* на рис. 72). Величина отрезка *mn*, представляющего собой заложение, переносится на верхнюю из параллельных линий. Затем точка *n*, лежащая на линии простирания с более высокой отметкой, проектируется на нижнюю линию в точку *n'*. Точки *m* и *n'* соединяем прямой, которая будет изображать собой пласт, и с помощью транспортира находим угол падения (φ). Сравнение направлений линий простирания, построенных в различных частях карты, позволяет выявить изменения в азимутах падения и простирания пласта и в угле его падения.

ПЛАСТОВЫЕ ТРЕУГОЛЬНИКИ

На карте с изображением выхода пласта на поверхность (см. рис. 71) легко подметить одну характерную особенность в форме изгиба — линия выхода пласта на поверхность изогнута так, что образует сравнительно резко выраженные углы в самой низкой точке рельефа (точка *M*) и в самой высокой (точка *K*). Вершина угла, лежащего в самой низкой точке рельефа, направлена по падению пласта, а в самой высокой — в направлении его восстания. Если мысленно соединить стороны этих углов прямыми линиями, получим треугольники, которые носят название пластовых треугольников.

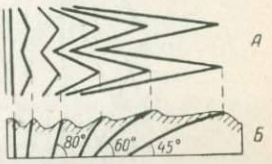


Рис. 73. Изменение формы пластовых треугольников в зависимости от угла падения пласта

А — план; *Б* — вертикальный разрез

Пластовые треугольники позволяют легко определять направление падения слоев в тех случаях, когда на топографической основе геологической карты отсутствуют горизонтали. Слои наклонены в ту сторону, куда направлена вершина угла, образованного линией выхода слоя на поверхность в самой низкой точке рельефа (в долине) и в сторону, обратную направлению вершины угла в самой высокой точке (на водоразделе).

Величина угла, указывающего на направление падения, в пластовых треугольниках может быть различной. Она зависит от наклона слоев и от формы рельефа. При вертикальном падении выход слоя на поверхность будет иметь вид прямой линии. При крутом залегании угол окажется тупым, с уменьшением наклона слоя угол превратится в острый (рис. 73). При одинаковом наклоне слоя выход его на крутом рельефе имеет более острый угол, чем на пологом.

На рис. 74 (*а* и *б*) приведены два примера с пластовыми треугольниками; на таких же картах, но с горизонталями (*в* и *г*) подтверждается правильность приведенного выше определения. Построив на каждой карте (*в* и *г*) по две линии простирания, определяем поло-

жение линии падения, которая перпендикулярна к линии простирания и направлена от линии простирания с большей высотой в ту сторону, куда указывает вершина угла, образованного изгибом пласта в самой низкой точке рельефа.

При определении направления наклона слоев по пластовым треугольникам необходимо иметь в виду следующее. Пластовыми треугольниками можно пользоваться только в тех случаях, когда угол наклона слоев больше наклона поверхности рельефа. Если угол наклона слоев окажется меньше угла наклона поверхности рельефа,

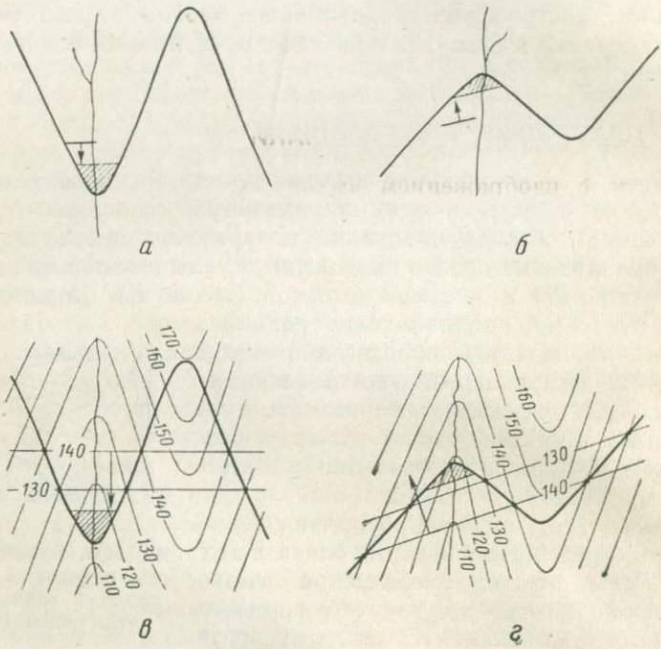


Рис. 74. Примеры определения направления наклона пород по пластовым треугольникам

правило пластовых треугольников сохраняет свое значение, но при этом вершина угла, образованного изгибом слоя, направленная в сторону падения слоя, будет расположена не в долине, а на водоразделе (рис. 75), так как линия выхода слоя в долине окажется выше, чем линия его выхода на водоразделе. Если не учитывать эту особенность, можно ошибочно принять направление вершины угла в долине за направление падения слоя.

Не следует также путать пластовые треугольники с изгибами горизонтально залегающего слоя, образующимися на поверхности расчлененного рельефа.

При определении направления наклона по картам, лишенным горизонталей, или по картам с выровненным плоским рельефом,

следует руководствоваться общим правилом: при наклонном нормальном залегании слои падают в сторону расположения более молодых отложений.

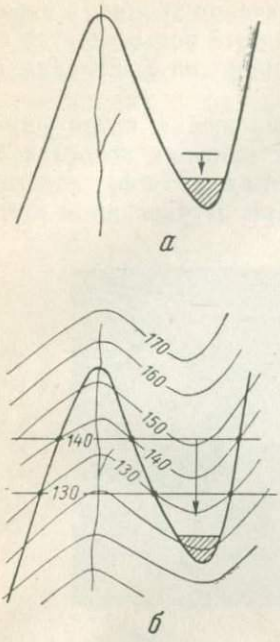


Рис. 75. Изображение пласта на карте без горизонталей (*а*), *б* — тот же участок на карте с горизонталями (если угол наклона слоев меньше угла наклона рельефа, пластовые треугольники, указывающие направление падения пород, располагаются не в долинах, а на водоразделах)

На рис. 76 приведена геологическая карта с изображением наклонно залегающих слоев. Все породы на этой карте наклонены на юго-восток, что легко проверить, построив разрез по линии *АБ* через буровую

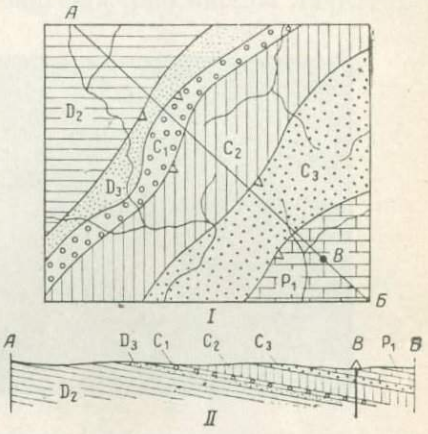


Рис. 76. Геологическая карта (*I*) и геологический разрез (*II*).

Точка *В* — буровая скважина. При нормальном наклонном залегании слои падают в сторону расположения более молодых отложений

скважину *В*. Слои не могут быть наклонены в северо-западном направлении, так как в этом случае древние отложения налегали бы на молодые, что при нормальном залегании пород невозможно.

ИЗОБРАЖЕНИЕ НАКЛОННО ЗАЛЕГАЮЩИХ СЛОЕВ НА АЭРОФОТОСНИМКАХ

При наклонном залегании и выровненном, слабо расчлененном рельефе слои вытягиваются вдоль их общего простирания. При расчлененном рельефе наклонно залегающие слои плавно или зигзагообразно изогнуты при сохранении их общего простирания.

Элементы залегания слоев на аэрофотоснимках могут быть установлены по форме их выхода на поверхность. Конфигурация выхода

слоя, как уже упоминалось, зависит от формы рельефа и угла наклона слоя.

При выровненном рельефе составить представление об условиях залегания пород по аэрофотоснимкам чрезвычайно трудно, а нередко и совершенно невозможно. Резкий расчлененный рельеф в этом случае, наоборот, создает благоприятные условия для выявления элементов залегания.

Элементы залегания при наклонном положении слоев определяются по пластовым треугольникам. При плавных водоразделах, широких долинах и небольших превышениях рельефа пластовые треугольники обычно широкие (рис. 77). При расчлененном крутом



Рис. 77. Изменение формы пластовых треугольников с изменением угла падения (аэрофотоснимок)

а — круто наклоненные слои; *б* — полого наклоненные слои

рельефе они частые, с резкими изгибами. Выходы слоев на поверхность в этих случаях нередко имеют вид непрерывных зигзагов.

При пологом залегании слоев пластовые треугольники вытягиваются, а угол, указывающий направление падения, становится острым. Этот угол с увеличением наклона слоев становится менее острым, и при крутом залегании он превращается в тупой (рис. 73). При вертикальном залегании слоев их выходы образуют на снимках прямые линии, пересекающие рельеф независимо от его формы. Изгибы слоев в таких случаях связаны только с изменением их простирания. Не следует путать пластовые треугольники с изгибами слоев при горизонтальном залегании.

Г. С. Поршняковым предложен способ определения элементов залегания слоев на аэрофотоснимках без применения специальной аппаратуры. Получаемые результаты имеют приближенное значение, так как построения производятся без учета возможных отклонений аэрофотоснимка от горизонтального положения; ошибки могут быть и в графических построениях. Последние выполняются в масштабе аэрофотоснимка, т. е. высота полета (H) условно уменьшается до

величины фокусного расстояния фотокамеры (f). Последовательность операций при определении элементов залегания следующая.

1. По координатным меткам у рамок аэрофотоснимка находим главные точки O_1 и O_2 (рис. 78, *а* и *б*).

2. Отыскиваем и накалываем эти точки на аэрофотоснимках стереопары (точки O_1 и O_2). Линия, соединяющая главные точки (базисная линия), будет служить для взаимной ориентировки снимков.

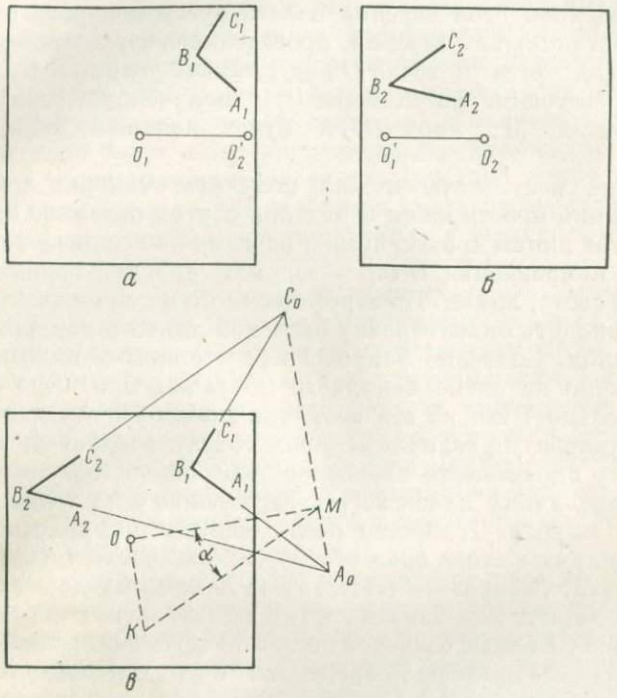


Рис. 78. Определение элементов залегания слоя на аэрофотоснимках по его выходу на поверхность. По Г. С. Поршнякову

а и *б* — плановые аэрофотоснимки стереопары; *в* — решение задачи на восковке. A_1, B_1, C_1 и A_2, B_2, C_2 — линии выхода слоя на аэрофотоснимках; O, O_1, O_2 — главные точки аэрофотоснимков; OK — фокусное расстояние аппарата (fk); A_0C_0 — линия простирания; MO — линия падения; α — угол падения

3. Накладываем восковку (рис. 78, *в*) на левый снимок и копируем на нее точки O_1, O_2, A_1, B_1, C_1. Через точки O_1 и O_2 через всю восковку проводим базисную линию (на чертеже она не показана).

4. Переносим восковку на правый снимок, совмещаем точку O_1 с точкой O_2 так, чтобы продолжение базисной линии восковки проходило через точку O_1 правого снимка и в этом положении копируем точки A_2, B_2, C_2.

5. Проводим на восковке линии выхода B_1C_1, B_2C_2 и B_1A_1, B_2A_2 до их взаимного пересечения в точках C_0A_0 (эти точки будут

линейными проекциями линий выхода пласта, проходящих через центр проекции, т. е. через точку, расположенную над точкой O на высоте фокусного расстояния).

6. Проводим проекцию плоскости слоя, т. е. прямую через точки A_0 и C_0. Эта плоскость пройдет также через центр проекции. Прямая A_0C_0 будет одновременно линией простирания слоя.

7. Из точки O опускаем перпендикуляр на A_0C_0, т. е. проводим проекцию линии падения слоя (OM).

8. Определяем угол падения пласта путем поворота в плоскость чертежа вертикального сечения, проведенного через проекцию линии падения. Для этого из точки O под прямым углом к OM отложим фокусное расстояние фотокамеры (f) и полученную точку K соединим с точкой M. Угол OMK будет искомым углом падения слоя.

Конечные результаты можно получить, измерив на восковке азимуты линий простирания и падения и угол падения. Для измерения азимутов линий простирания и падения на восковке должно быть проведено направление север — юг или другая, ориентированная по странам света, линия. По аэрофотоснимкам с помощью топоосновы можно установить ориентировку базисной линии и измерить азимуты от этой линии. Значение фокусного расстояния фотокамеры указывается обычно на схеме накидного монтажа. Оно чаще составляет приблизительно 7 см, но эта величина может быть и иной, так как она неодинакова у различных марок объективов фотоаппаратов.

Точность определения элементов залегания описанным способом зависит от величины пластового треугольника и от точности нанесения линий выхода. Требуется очень большая аккуратность накола точек на линиях выхода слоя и отбор их на достаточном расстоянии друг от друга. Следует избегать также линий выхода, совпадающих с базисной линией или близких к ней по положению на снимке и по ориентировке. Вблизи базисной линии следует брать линии выхода, ориентированные примерно поперек нее. Затруднительно также определение описанным выше способом замеров пологозалегающих пластов. Чтобы точки A_0C_0 не уходили далеко за пределы чертежа, масштаб построения можно уменьшить.

Более точное определение углов наклона пластов по аэрофотоснимкам можно измерить с помощью вычисления превышений по разности продольных параллаксов. С этой целью выбирают достаточно выразительный пластовый треугольник и строят линию простирания и через вершину треугольника проекцию линии падения. Затем измеряют превышения между линией простирания и вершиной пластового треугольника и определяют угол наклона пласта обычным графическим способом.

Определение превышений разности продольных параллаксов может быть использовано для вычисления по аэрофотоснимкам истинных мощностей пород и построения геологических разрезов.

ИЗОБРАЖЕНИЕ НАКЛОННО ЗАЛЕГАЮЩИХ СЛОЕВ НА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗАХ

При изображении наклонно залегающих слоев на разрезах необходимо учитывать ориентировку линии разреза относительно линии падения и линии простирания слоев, соотношения горизонтального и вертикального масштабов разреза, угла падения слоев, их мощность и форму рельефа.

Значение ориентировки линии разреза относительно элементов залегания (линии падения и линии простирания слоев) исключительно важно. Если направить разрез по линии падения, угол наклона слоев и мощности слоев на таком разрезе будут истинными. В разрезах, направление которых совпадает с направлением линии простирания, слои будут иметь горизонтальное положение.

При косом расположении разреза относительно линии простирания угол наклона слоев на разрезе будет иметь промежуточное значение между 0° и истинным углом падения, а мощность слоев окажется больше истинной.

При изображении наклонно залегающих слоев вертикальный масштаб разрезов должен быть равен горизонтальному. На таких разрезах углы падения слоев будут соответствовать углам, наблюдающимся в действительности. Однако могут встретиться такие условия, при которых вертикальный масштаб разреза приходится увеличивать. Это необходимо делать в тех случаях, когда на разрезе, имеющем мелкий вертикальный масштаб, показываются слои с небольшой мощностью и незначительным углом наклона или когда на разрезе вместе с наклонными изображаются горизонтально залегающие слои, имеющие небольшую мощность.

При увеличении вертикального масштаба разреза по отношению к горизонтальному углы наклона слоев меняются и становятся больше истинных углов. Следовательно, на таком разрезе с увеличенным вертикальным масштабом изображение положения слоев будет отличаться от действительного, что заставляет геологов по возможности избегать увеличения вертикального масштаба и строить разрезы при соотношении масштаба 1 : 1.

Если разрез с увеличенным вертикальным масштабом строится по косому направлению относительно линии простирания, вначале вычисляют измененный угол для косого разреза, полученное значение угла пересчитывают с помощью таблиц, в соответствии с отношением горизонтального масштаба разреза к вертикальному.

Рельеф на разрезах с увеличенным вертикальным масштабом также строится искаженным. Вертикальные расстояния между высотными отметками рельефа наносятся на разрез не в горизонтальном масштабе, а в увеличенном вертикальном. Необходимо иметь в виду, что на разрезах с увеличенным вертикальным масштабом истинная мощность слоев (за исключением залегающих вертикально), как и углы падения, будет искажена.

ИЗУЧЕНИЕ НАКЛОННОГО ЗАЛЕГАНИЯ СЛОЕВ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

При небольших углах наклона слоев задачи, решаемые геофизическими методами, аналогичны тем, которые выдвигаются при изучении горизонтальных напластований, и решаются они тем же комплексом методов по той же методике. Несмотря на то, что интерпретация кривых ВЭЗ проводится по палеткам теоретических кривых, рассчитанных для горизонтально залегающих слоев, применение их при углах наклона пластов до 5—10° не вызывает сколько-нибудь заметных ошибок. При дальнейшем же возрастании углов наклона условия применения электроразведочных методов существенно меняются; соответственно меняется и комплекс привлекаемых частных

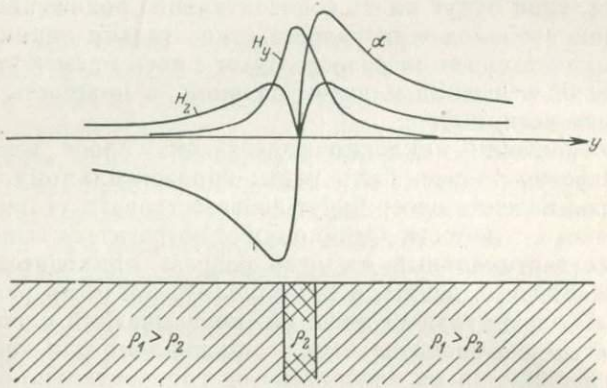


Рис. 79. Графики H_y, H_z и α при наблюдениях методом индукции над вертикальным проводящим пластом

методов. Ведущим методом становится электропрофилирование, создаются благоприятные возможности для применения метода индукции (дипольно-индуктивного профилирования), метода радиокип (рис. 79, 80).

При сейсмических же наблюдениях наклонное залегание пластов изменяет только геометрию путей распространения сейсмических волн, что автоматически отражается в изменении значений регистрируемых кажущихся скоростей и соответственно формы годографов. В программу интерпретации последних уже заложено определение углов наклона пластов, и поэтому на получаемом сейсмогеологическом разрезе сейсмогеологические границы отражают истинную картину залегания пород. Однако в отличие от электроразведки, эффективность применения которой растет вместе с ростом угла падения пластов вплоть до вертикального залегания, сейсмические методы удается применять при углах наклона пород не свыше 30—40°.

При наклонном залегании пластов возможно применять и такие методы, как магниторазведку (рис. 81), гамма-съемку (при небольшой мощности четвертичных отложений).

За исключением сейсморазведки, перед электроразведкой и другими методами ставятся также задачи расчленения разреза корен-

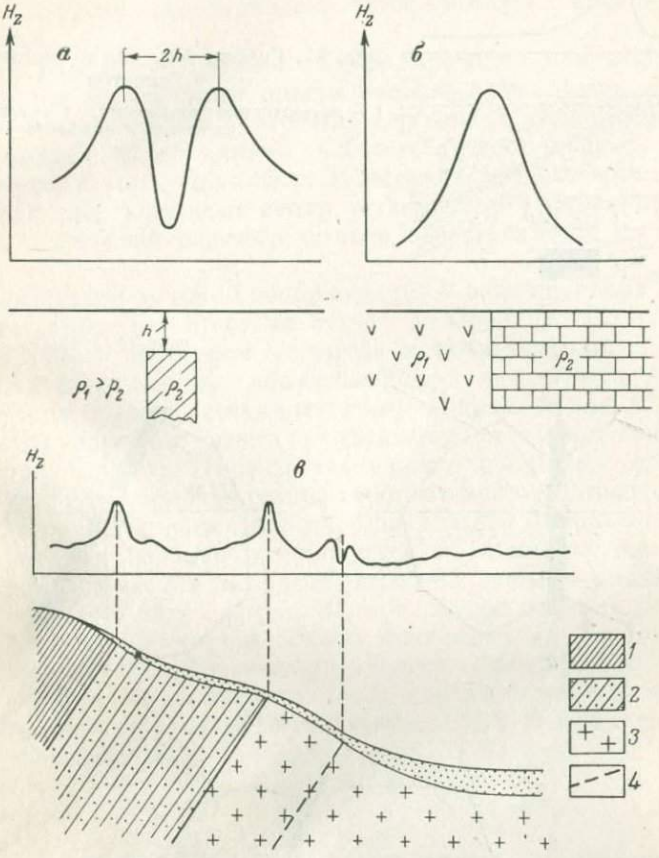


Рис. 80. Графики H_z при наблюдениях методом радиокип. По А. Д. Фролову

а — теоретический график над вертикальным проводящим пластом, *б* — то же, над вертикальным контактом; *в* — полевой график. *1* — сланцы; *2* — роговики; *3* — граниты; *4* — разрывное нарушение

ных отложений вдоль поверхности коренных пород вкрест их простирания, а также прослеживания отдельных горизонтов (слоев) по простиранию.

По мере укрупнения масштаба съемок и увеличения детальности расчленения разреза предпочтение среди методов электроразведки следует отдавать электрическому профилированию с дипольными установками.

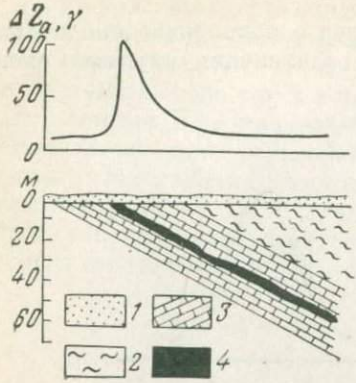


Рис. 81. График ΔZ_a над наклонным пластом бокситов

1 — четвертичные отложения; *2* — глины; *3* — известняки; *4* — боксит

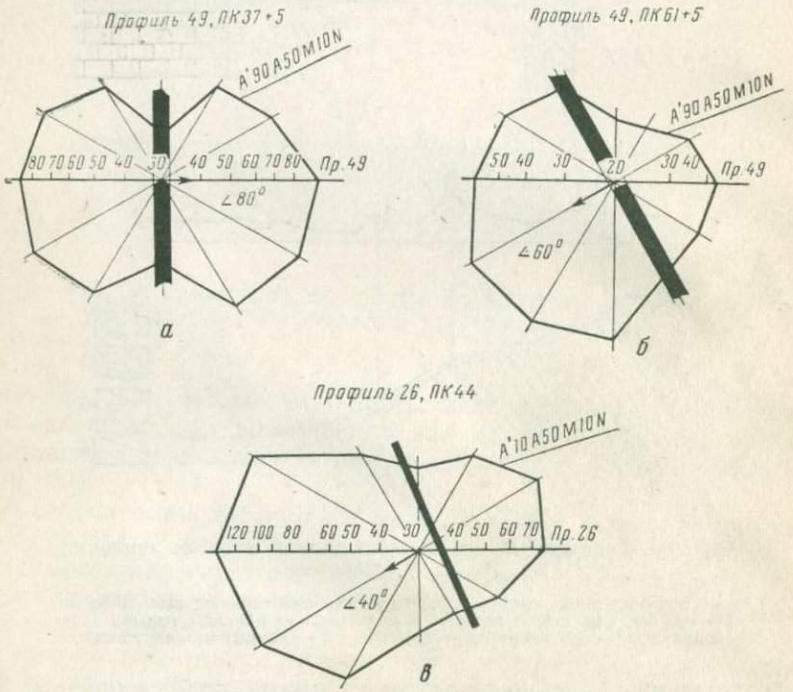


Рис. 82. Полярные диаграммы над выходами пластов углей (Кузбасс). По данным Д. И. Никанорова

а — диаграмма при $\alpha > 80°$, *б* — при $\alpha > 60°$, *в* — при $\alpha > 40°$

Для определения элементов залегания пластов, перекрытых четвертичными отложениями, рекомендуется применять методику кругового профилирования с дипольными установками. Наибольший аномальный эффект отмечается на профиле, идущем вкрест простирания пласта; с поворотом профиля относительно линии простирания пласта аномальный эффект будет уменьшаться. На этих положениях и основана рассматриваемая ниже методика кругового профилирования.

Для проведения кругового профилирования намечают его центр над выходом исследуемого пласта под наносами. Затем с помощью буссоли из намеченного центра провешиваются двенадцать радиально расходящихся лучей длиной, соответствующей разносу применяемой измерительной установки. Измерения ρ_k проводят на каждом луче один раз, совмещая центр установки с центром наблюдений. После каждого измерения установка переставляется на следующий луч.

Результаты измерений изображаются в виде круговых или полярных диаграмм. Для этого на бумаге вычерчивают схему лучей, на каждом луче в некотором масштабе откладывают отрезок, соответствующий величине ρ_k, полученной при измерениях на длинном луче. Концы отрезков соединяют ломаной линией (рис. 82). Продольная ось диаграммы всегда оказывается ориентированной вкрест простирания пласта. Проведя через центр диаграммы (центр наблюдений) прямую перпендикулярно продольной оси диаграммы, получаем линию простирания пласта. Определение направления падения пласта и угла падения производится по сопоставлению размеров площадей двух частей диаграммы по обе стороны от линии простирания пласта. Как видно из рис. 82, при крутом падении пласта (больше 75°) линия простирания делит диаграмму на две почти равные части (при $\alpha = 90°$ диаграмма практически симметрична). С уменьшением угла падения диаграммы становятся все более асимметричными, вытягиваясь в сторону падения пласта. Если обозначить отношение площадей обеих частей диаграмм через b, то получим:

при $b = 1 \div 2$ угол падения α от 90 до 60°;
при $b = 2 \div 5$ угол падения α от 60 до 30°;
при $b > 5$ угол падения $\alpha < 30°$.

Метод пригоден для измерений при мощности четвертичных отложений до 20 м, оптимальные условия применения — при мощности отложений от 3 до 5 м.

Глава 11

СКЛАДЧАТЫЕ ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ СЛОЕВ

Рассмотрим складчатые формы залегания, возникающие при пластических деформациях слоистых горных пород. Смятые в складки породы имеют самый разнообразный возраст и встречаются чрезвычайно широко. Они почти повсеместно наблюдаются в Средней Азии, на Урале, в Восточной Сибири и в других горных областях. Однако и там, где развиты почти горизонтально или наклонно залегающие толщи, их ложем или фундаментом обычно являются складчатые образования, и, таким образом, складчатые формы залегания распространены на континентах почти повсюду.

СКЛАДКИ И ИХ ЭЛЕМЕНТЫ

Складками называют волнообразные изгибы в слоистых толщах, образующиеся при пластических деформациях горных пород. Совокупность складок составляет складчатость (рис. 83).

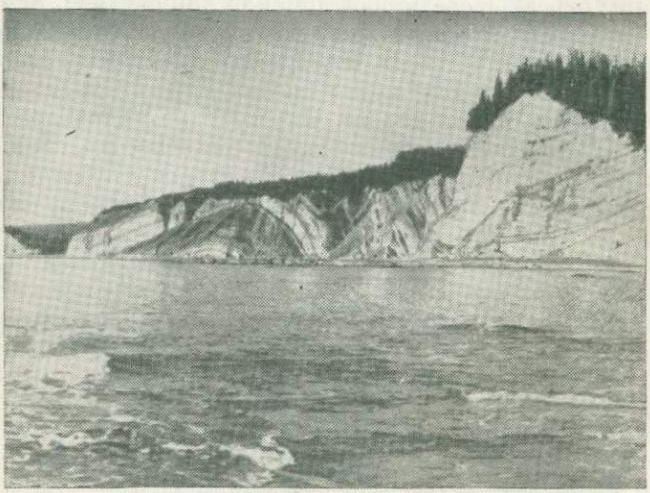


Рис. 83. Складки в нижнемеловых и нижнеюрских отложениях на побережье Удской Губы. Фото А. К. Левитана

Среди складок выделяются две основные разновидности — антиклинальные и синклинальные. *Антиклинальными складками* (антиклиналями) называются изгибы, в центральных частях которых располагаются наиболее древние породы относительно их краевых, периферических частей (рис. 84). *В синклинальных*

складках (синклиналях) центральные их части сложены породами более молодыми по сравнению с породами, слагающими их краевые части.

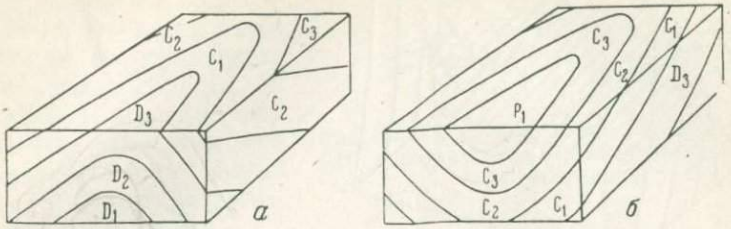


Рис. 84. Антиклинальная (*а*) и синклинальная (*б*) складки

В складке выделяются следующие элементы. Часть складки в месте перегиба слоев называется замком, сводом или ядром (рис. 85, *1—2*; *3—4*; *5—6*; *7—8*). Термин «ядро складки» употребляется при характеристике пород, слагающих центральные части складки. При описании формы перегиба слоев употребляются термины «свод» или «замок». Части складок, примыкающие к своду (замку), называются крыльями (*2—3*; *4—5*; *6—7*). У смежных антиклинали и синклинали одно крыло является общим. Угол, образованный линиями, являющимися продолжением крыльев складки, называется углом складки α.

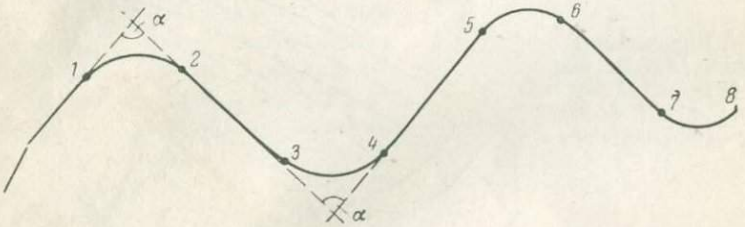
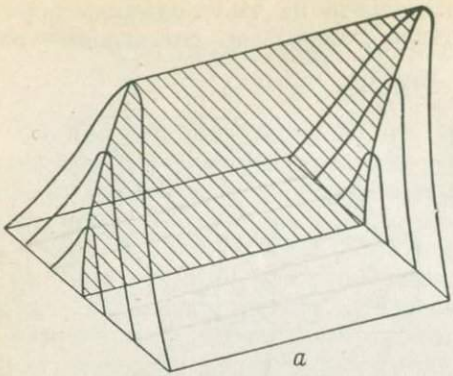


Рис. 85. Элементы складки

Осевой поверхностью складки называется поверхность, проходящая через точки перегиба (рис. 86, *а*) слоев, составляющих складку.

Осевой линией складки, или осью складки, называется линия пересечения осевой поверхности с поверхностью рельефа. Осевая линия характеризует ориентировку складки в плане. Ее положение определяется азимутом простирания. На карте осевая линия складки находится путем соединения точек, расположенных в местах перегиба слоев (в замке складки). На рис. 86, *б*, *в* и *г* приведены условные знаки для изображения осевых линий на карте.



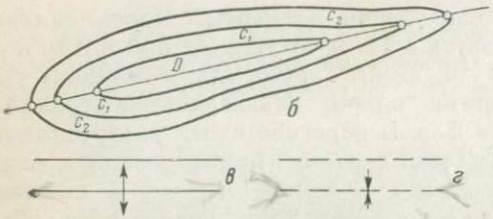


Рис. 86. Осевая поверхность складки в разрезе (*а*), осевая линия в плане (*б*). Условные знаки для изображения на картах: осевых линий антиклинальных (*в*) и синклинальных (*г*) складок

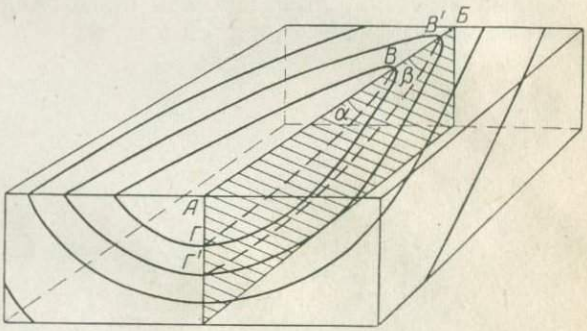


Рис. 87. Положение осевой линии (*АБ*) и шарнира (*ВГ* и *В′Г′*) в складке; α и β — углы погружения шарнира

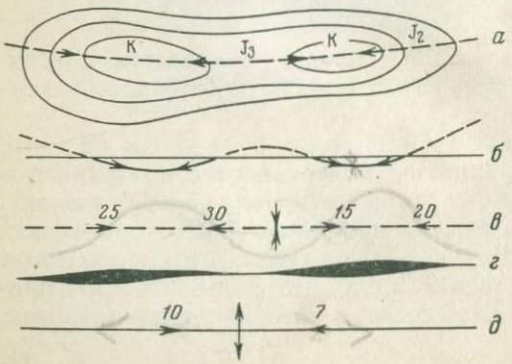


Рис. 88. Положение шарнира в синклинальной складке в плане (*а*) и в разрезе (*б*). Условные знаки для изображения на картах: шарниров синклинальных (*в*) и антиклинальных (*г*, *д*) складок; направление погружения шарниров указано стрелками (*а*, *б*, *в*, *д*) и утолщениями (*г*); цифры — углы погружения шарниров

Ш а р н и р с к л а д к и — линия пересечения осевой поверхности с поверхностью одного из слоев (кровлей или подошвой), составляющих складку (рис. 87). Шарнир расположен в складке на поверхности слоя в месте его перегиба. Он характеризует строение складки вдоль ее осевой поверхности (рис. 88, *а*, *б*). Положение шарнира определяется азимутом его погружения (или воздымания) и углом погружения или воздымания.

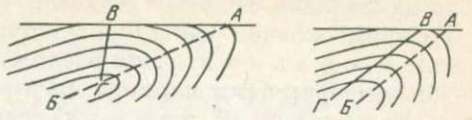


Рис. 89. Положение осевой (*АБ*) и гребневой (*ВГ*) поверхности в вертикальном поперечном разрезе складки

При изображении на картах положение шарнира не всегда совпадает с осью складки. Лишь в том случае, когда осевая поверхность складки вертикальна, изображения шарнира и оси совместятся на карте в одну линию. В складках с наклонной осевой поверхностью положение шарнира на карте может сильно отличаться от положения оси.

Учитывая степень уменьшения естественных размеров складок при изображении их на картах, для подавляющего большинства складок, исключая складки с сильно наклонным и горизонтальным положением осевой поверхности, шарнир совмещается с осевой линией, а направление и угол погружения могут быть указаны прямо на осевой линии. На рис. 88, *в*, *г*, *д* приведены условные знаки для шарниров складок. Для определения наклона шарнира следует сравнить возраст слоев в месте пересечения ими осевой линии складки. Шарнир погружается в сторону расположения более молодых пород.

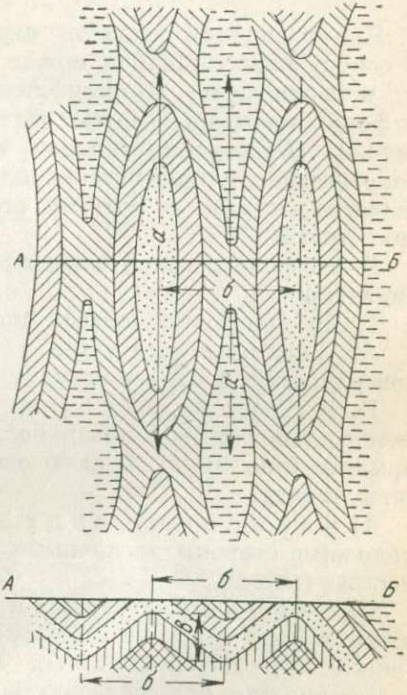


Рис. 90. Размеры складок:

а — длина складки, *б* — ширина (горизонтальный размах), *в* — высота (вертикальный размах)

Г р е б н е в о й п о в е р х н о с т ь ю называется поверхность, соединяющая самые высокие точки расположения слоев, образующих складку. Г р е б е н ь с к л а д к и представляет собой линию пересечения гребневой поверхности с кровлей или подошвой любого из слоев складки (рис.89). Определение гребневой линии в складках

бывает важно при изучении наклонных и опрокинутых складок, содержащих жидкие и газообразные полезные ископаемые. Последние часто сосредоточиваются в наиболее высоких частях антиклинальных складок вблизи гребневой поверхности.

Размеры складок характеризуются длиной, шириной и высотой. Длина складки — это расстояние вдоль осевой линии между смежными перегибами шарнира. Ширина складки (или горизонтальный размах) составляется из расстояния между осевыми линиями двух соседних антиклиналей или синклиналей. Высотой складки (или вертикальным размахом) называется расстояние по вертикали между замком антиклинали и замком смежной с ней синклинали, измеренное по одному и тому же слою (рис. 90).

МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ СКЛАДОК

Классификации складок строятся на различных принципах. В основу классификации может быть положена форма складок или их происхождение. Классификация, в которой складки разделены по форме, называется морфологической; классификация, отражающая условия образования складок, носит название генетической. Морфологическая и генетическая классификации учитывают различные свойства складок и поэтому отнюдь не исключают, а дополняют друг друга.

В морфологической классификации складки делятся по ряду признаков.

I. По положению осевой поверхности выделяют:

А. Симметричные складки с вертикальной осевой поверхностью и одинаковыми углами наклона крыльев (рис. 91, *1*).

Б. Асимметричные складки с наклонной или горизонтальной осевой поверхностью и различными углами наклона крыльев (рис. 91, *2*). В свою очередь они могут быть разделены на четыре вида:

1) наклонные складки с падением крыльев в противоположные стороны различными углами и наклонной осевой поверхностью (рис. 91, *3*).

2) опрокинутые складки с крыльями, наклоненными в одну и ту же сторону, и наклонной осевой поверхностью (рис. 91, *4*). В опрокинутых складках различаются нормальные и опрокинутые (или подвернутые) крылья (рис. 91, *5*): в нормальном крыле породы залегают нормально, т. е. молодые отложения располагаются выше древних; в опрокинутом, подвернутом крыле соотношение между древними и молодыми породами ненормальное — древние породы залегают выше молодых;

3) лежачие складки с горизонтальным положением осевых поверхностей (рис. 91, *7*);

4) ныряющие, или перевернутые, складки с осевой поверхностью, изогнутой до обратного падения (рис. 91, *8*).

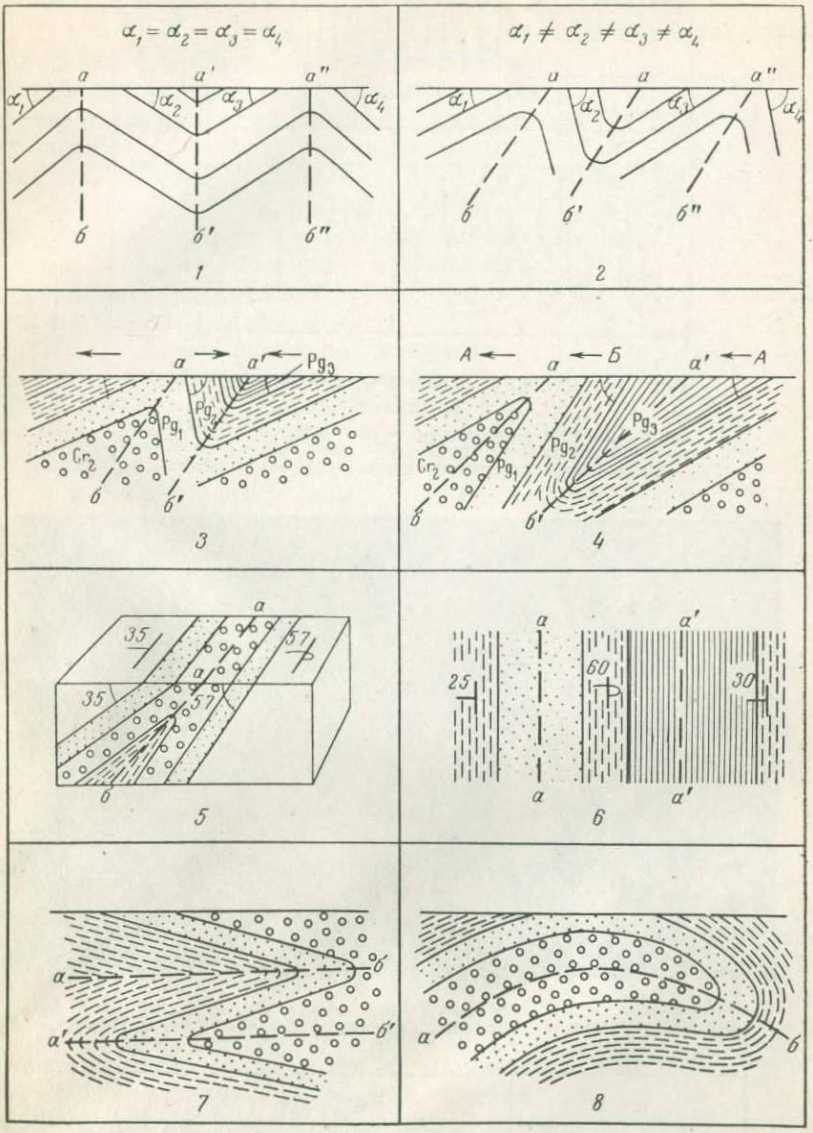


Рис. 91. Деление складок по положению осевой поверхности

Складки: *1* — симметричные, *2* — асимметричные, *3* — наклонные, *4* — опрокинутые — в вертикальном разрезе, *5* — опрокинутые — на блок-диаграмме, *6* — опрокинутые — в плане, *7* — лежачие, *8* — нырящие (изображены разрезы); *аа*, *а′а′* — осевые линии складок; *аб*, *а′б′*, *а″б″* — осевые поверхности складок

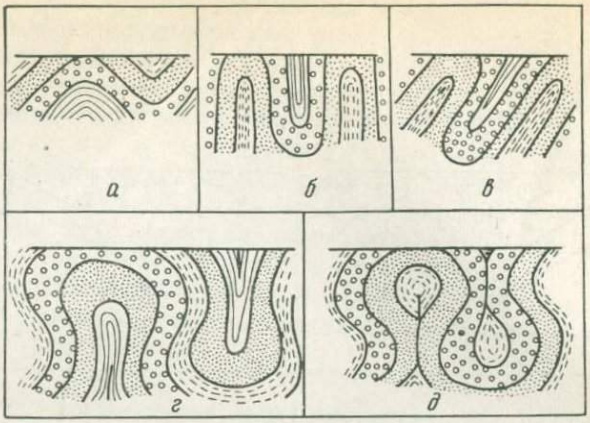


Рис. 92. Деление складок по соотношению между крыльями

Складки: *а* — простые, *б* — изоклинальные прямые, *в* — изоклинальные опрокинутые, *г* — веерообразные, *д* — веерообразные с пережатым ядром (изображены разрезы)

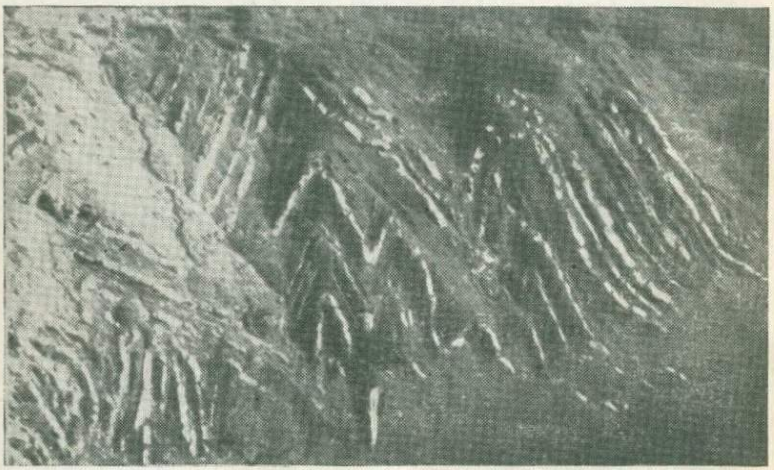


Рис. 93. Складки в отложениях таврической серии в Крыму

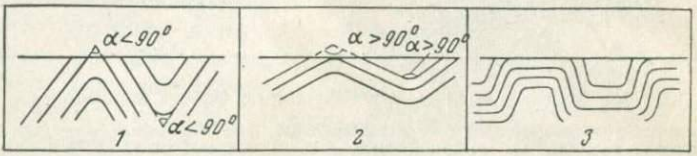


Рис. 94. Деление складок по форме замка

Складки: *1* — крутые; *2* — пологие; *3* — коробчатые (сундучные) (изображены разрезы)

II. По отношению между крыльями складок выделяются:

1) обычные, или нормальные, складки с падением крыльев в различные стороны (рис. 92, *1*);

2) изоклинальные складки с параллельным расположением крыльев. При вертикальном расположении крыльев изоклинальные складки называются прямыми, при наклонных крыльях — опрокинутыми (рис. 92, *2*, *3*);

3) веерообразные складки с веерообразным расположением слоев. Ядра веерообразных складок нередко оказываются пережатыми, т. е. отделенными от остальных их частей (рис. 92, *4*, *5*).

III. По форме замка различаются:

1) острые складки, с углом складки меньше 90° (рис. 93);

2) тупые складки, с углом складки больше 90°;

3) сундучные (или коробчатые) складки, с плоскими замками и крутыми крыльями (рис. 94).

IV. По соотношению мощностей слоев на крыльях и в сводах складок выделяются:

1) подобные складки, у которых мощность слоев на крыльях меньше мощности в сводах, а форма замка не меняется с глубиной (рис. 95, *I*);

2) концентрические складки с одинаковой мощностью слоев в своде и на крыльях. С глубиной радиус кривизны свода таких складок изменяется и антиклинали становятся более резкими, а синклинали расплываются (рис. 95, *II*). В природе развиты преимущественно подобные складки. Однако различие в мощностях на своде и на крыльях подобных складок бывает обычно настолько незначительным, что на разрезах чаще изображаются концентрические складки, так как изменения в мощностях на разрезах не всегда могут быть отражены;

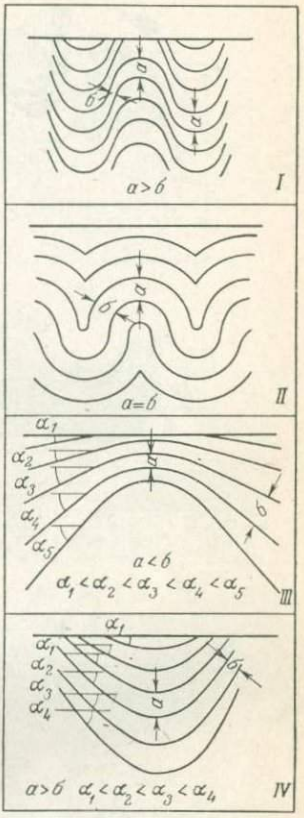


Рис. 95. Деление складок по соотношению мощностей на сводах и на крыльях

Складки: *I* — подобные, *II* — концентрические, *III* — с утоняющимися слоями в своде (изображены разрезы), *IV* — с повышенными мощностями пород в замках

3) антиклинальные складки с утоненными замками (рис. 95, *III*). В складках этого вида мощности пород в сводах меньше, чем на крыльях, вследствие чего для них характерно увеличение угла падения на крыльях с глубиной. Синклинальные складки подобной формы не встречаются;

4) синклинальные складки с повышенными мощностями пород в замках (рис. 95, *IV*). Как и в антиклинальных складках с утоненными замками, в описываемом виде складок углы наклона крыльев увеличиваются с глубиной.

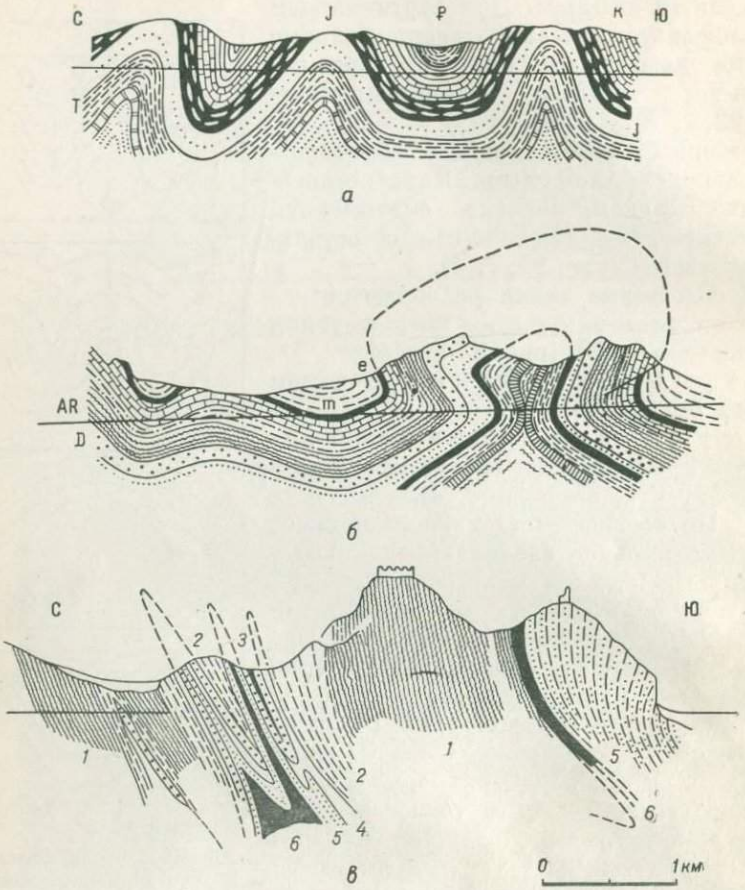


Рис. 96. Формы складок

а — прямые и наклонные складки; *б* — веерообразная складка в юрских горах (по А. Гейму); *в* — изоклинальные складки во Французских Альпах (по М. Люжону). *1* — лейасовые («блестящие») сланцы; *2* — лейасовый известняк; *3* — доломитизированный известняк; *4* — гипс; *5* — кварцит; *6* — каменноугольные породы

На рис. 96 приведены некоторые из форм складок.

По соотношению длиной оси складки (длины) к ее короткой оси (ширине) различают: линейные, брахиформные и куполовидные.

Линейными называются складки, у которых отношение длины к ширине больше трех. Складки, у которых это отношение меньше трех, называются брахиформными (брахиантиклиналями

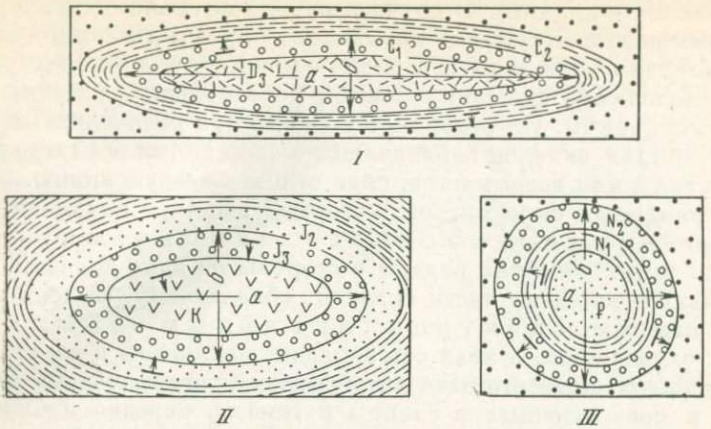


Рис. 97. Деление складок в плане

Складки: *I* — линейные $\left(\frac{a}{б} > 3\right)$, *II* — брахиформные $\left(\frac{a}{б} < 3\right)$, *III* — куполовидные $\left(\frac{a}{б} \cong 1\right)$

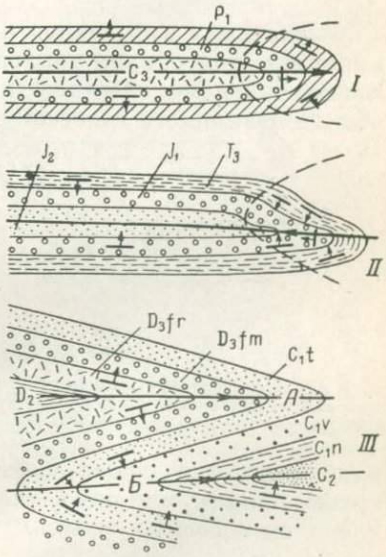
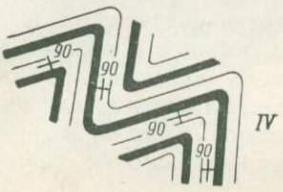


Рис. 98. Периклинальные погружения антиклинальной складки (*I*); центриклинальное погружение синклинальной складки (*II*); периклинальное (*III*, *А*) и центриклинальное (*III*,*Б*) погружения складок; складки с вертикальными шарнирами (*IV*). Сплошные утолщенные линии — оси складок; стрелки — направления погружения шарнира



и брахисинклиналями). В случае приблизительно одинаковых поперечных размеров складки называются *куполовидными*, а синклинальные складки этого вида — *чашевидными* (рис. 97).

На положение складок в земной коре большое влияние оказывают их шарниры. На поверхности Земли при горизонтальных шарнирах крылья складок параллельны осевой линии. Там, где шарнир погружается или воздымается, слои огибают осевую линию. Участки антиклинальных складок, на которых шарнир наклонен, носят название *периклинального замыкания* (рис. 98). Слои на таких участках падают в стороны от ядра складки. В синклинальных складках части складок, обладающих наклонным шарниром, называются *центриклинальным замыканием*. В этом случае слои, огибая ось складки, наклонены к ее ядру.

В породах, подвергшихся интенсивному региональному метаморфизму и превращенных в сланцы и гнейсы, нередко наблюдаются складки, шарниры которых имеют вертикальное положение. Углы наклона слоев на крыльях таких складок обычно крутые или равны 90° (рис. 98, *4*).

ФЛЕКСУРЫ

Флексурами называются коленчатые изгибы в слоистых толщах; выражены они обычно наклонным положением слоев при общем их горизонтальном залегании или более крутым падением на фоне общего наклонного залегания. У флексур в вертикальных разрезах

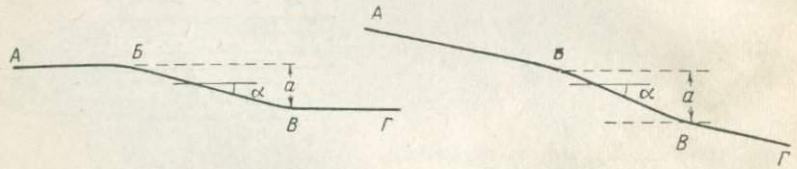


Рис. 99. Схема строения флексуры

АБ — верхнее или приподнятое крыло; *ВГ* — нижнее или опущенное крыло; *БВ* — смыкающее крыло; *α* — угол наклона смыкающего крыла; *а* — вертикальная амплитуда смыкающего крыла

выделяются следующие элементы (рис. 99): верхнее, или поднятое, крыло; нижнее, или опущенное, крыло; смыкающее крыло; угол наклона смыкающего крыла; вертикальная амплитуда смещающего крыла.

Флексуры, распространенные в породах с наклонным залеганием, могут быть согласными и несогласными. В согласных флексурах верхнее, нижнее и смыкающее крылья направлены в одну и ту же сторону, в несогласных (рис. 100) флексурах верхнее и нижнее крылья наклонены в одну сторону, а смыкающее крыло — в противоположную. Если коленообразный изгиб пород наблюдается в горизонтальной плоскости, такая флексура носит название горизонтальной.

Флексуры имеют различные формы и размеры и распространены чрезвычайно широко, главным образом на платформах в осадочном чехле, где они при незначительных углах наклона крыльев прослеживаются в длину на десятки километров, а вертикальная амплитуда их смыкающих крыльев составляет десятки и сотни метров. Флексуры осложняют строение крыльев синеклиз и особенно широко

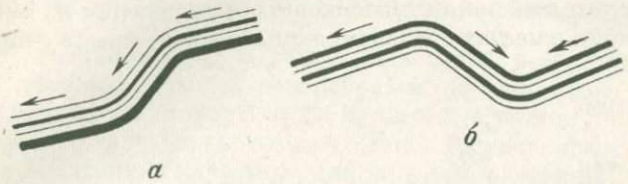


Рис. 100. Согласная (*а*) и несогласная (*б*) флексуры

развиты по окраинам платформ. В складчатых областях флексуры возникают на крыльях складок и имеют меньшую протяженность, чем флексуры, развитые на платформах, но углы наклона их крыльев значительно круче.

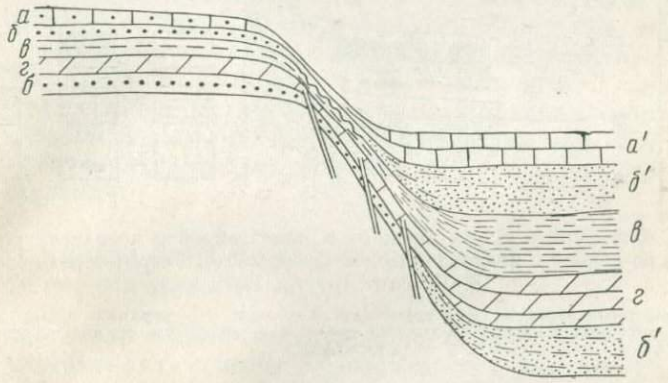


Рис. 101. Схема строения флексуры, развивавшейся одновременно с осадконакоплением. Характерны различия в мощностях и фациях на крыльях; смыкающее крыло осложнено разрывами

а — песчанистые известняки; *а′* — известняки; *б* — песчаники; *б′* — алевролиты; *в* — аргиллиты; *г* — мергели

Помимо флексур, в условиях моноклинального залегания встречаются участки с менее крутым, даже горизонтальным залеганием слоев, называемые структурными террасами. Если такой участок вытянут по направлению падения моноклинали, он называется структурным носом.

Флексуры можно разделить на две группы. К первой относятся флексуры, развивавшиеся позже процессов осадков накопления, образовавших породы, слагающие флексуры. Ко второй — флексуры,

развивавшиеся на фоне процессов осадконакопления. Строение каждой из групп флексур обладает рядом существенных отличий.

Флексуры, образовавшиеся позже осадконакопления, не имеют различий в мощностях и фациях на крыльях (если только фации не менялись под влиянием каких-либо общих причин в процессе осадконакопления). В этих случаях флексуры устанавливаются по чисто геометрическим признакам: увеличению угла падения на смыкающем крыле, изгибам в местах сочленения смыкающего крыла с опущенным

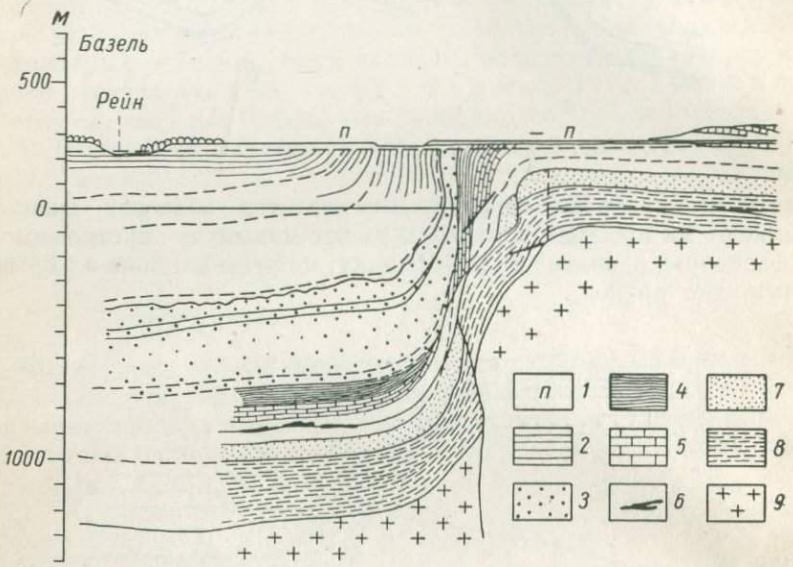


Рис. 102. Флексура в слоях юрского и палеогенового возраста, отражающая движения по сбросу в кристаллическом фундаменте. Разрез через долину Рейна у Базеля. По А. Гейму

1 — аллювиальные террасы; *2* — третичные; *3* — юра; *4* — верхний триас; *5* — средний триас; *6* — ангидрит и гипс; *7* — нижний триас; *8* — пермь; *9* — породы кристаллического фундамента

и приподнятым крыльями. Углы наклона верхнего и нижнего крыльев флексуры могут быть одинаковыми, но могут быть и различными. Такие флексуры широко развиты в складчатых областях и краевых прогибах. Реже они встречаются на платформах.

Значительно сложнее строение флексур, образующихся одновременно с накоплением осадков. Отличительные черты этих флексур выражаются в резком изменении мощностей и фаций на их крыльях. На нижних, опущенных, крыльях обычно отмечаются наиболее полные стратиграфические разрезы пород с наибольшими мощностями и тонкообломочные глинистые или карбонатные фации. На смыкающих крыльях мощности пород наименьшие, часто здесь появляются перерывы с выпадением отдельных членов стратиграфического разреза. Смыкающим крыльям свойственны грубообломочные фации

и нередко рифогенные образования. На верхних, приподнятых крыльях мощности пород значительно меньше, чем на опущенном крыле. Слагающие их фации обычно грубообломочные (рис. 101). На глубине смыкающие крылья описываемых флексур нередко осложняются разрывами (рис. 102).

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ СКЛАДОК

Процесс возникновения и развития складок в земной коре, по-видимому, весьма сложен и разнообразен. В настоящее время выяснены далеко не все стороны этого процесса, и поэтому о механизме образования складок можно судить лишь предположительно, привлекая для объяснения известные нам явления, связанные с деформациями горных пород, и опираясь на историю формирования земной коры.

Следует отметить, что до недавнего времени многие исследователи в вопросах складкообразования стремились найти такое решение, которое было бы универсальным и могло однозначно объяснить происхождение всех разнообразных форм складок. Даже в тех работах, в которых признавалась многопричинность образования складок, также обычно указывалась основная причина складкообразования, а остальные считались второстепенными. Между тем опыт, накопленный при геологических исследованиях, свидетельствует о многообразии процессов складчатости, которые не являются следствием какой-либо причины, а отражают различные стороны развития земной коры и протекают с различной интенсивностью как во времени, так и в пространстве, в полной зависимости от конкретного геологического строения.

МЕХАНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СКЛАДОК

Форма и размеры изгибов горных пород, возникающих при пластических деформациях, зависят от очень многих условий. Основное значение имеют: физические свойства пород, динамическая и кинематическая обстановка, характер возникающих в породах напряжений и состояние внешней среды. В процессе деформации происходит непрерывное перемещение вещества, нередко его перекристаллизация, а также привнос нового материала, что приводит к изменению реакции пород даже на постоянно действующую и одинаковую по размерам и направлению нагрузку. Необходимо учитывать, что все процессы складкообразования совершаются в поле действия силы тяжести и в очень больших интервалах времени.

Среди всего многообразия изгибов могут быть выделены три типа складок: складки продольного изгиба, складки поперечного изгиба и складки течения.

Продольный изгиб вызывается силами, действующими вдоль слоистости (рис. 103, *а*). При этом происходит перемещение ве-

щества, направленное параллельно поверхности наслоения. При однородном составе слоистых толщ скольжение рассредоточивается по всей массе пород: если слои имеют различные свойства, оно концентрируется в наиболее мягких пластичных слоях (например в прослоях аргиллитов, заключенных среди песчаников). Малопластичные слои при этом нередко разрываются и перемещаются в виде отдельных блоков. При скольжении вещество перераспределяется в пределах одной складки. Оно перемещается к изгибам с большим радиусом кривизны от изгибов с относительно меньшим радиусом. Подобные складки легко воспроизвести, сминая стопку листов бумаги.

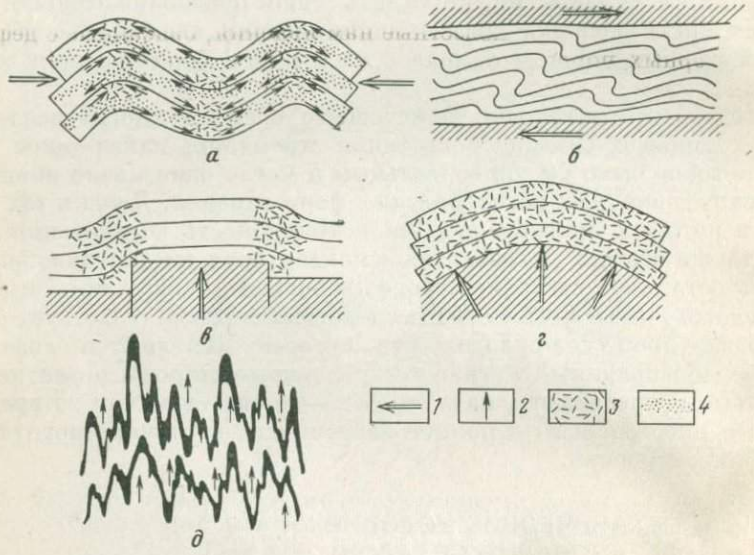


Рис. 103. Различные типы складок

а, б — продольного изгиба, *в, г* — поперечного изгиба, *д* — течения. *1* — направления действующих сил; *2* — направления перемещения пород; *3* — участки растяжения; *4* — участки сжатия

По отношению к направлению сжатия складки продольного изгиба развиваются симметрично. При благоприятных условиях скольжение может сопровождаться общим перемещением вещества в направлении, перпендикулярном к действию сжимающих усилий, в участки с относительно меньшим давлением, что приведет к интенсивному росту складок. Таким образом, при образовании складок продольного изгиба происходит общее сжатие пород в направлении, нормальном к осевым поверхностям складок, и удлинение вдоль осевой поверхности. В прямых складках ось максимального сокращения располагается горизонтально и перпендикулярно к простиранию складок, ось максимального удлинения будет вертикальной, а средняя ось деформации вытянется по направлению складки.

Размеры складок продольного изгиба увеличиваются с увеличением мощности слоев и вязкости пород.

Складки, возникающие при сдвиге, под воздействием противоположно направленных сил имеют все характерные черты, свойственные складкам продольного изгиба, но обладают хорошо заметным наклоном в сторону действия активных сил (рис. 103, *б*). В плане они имеют кулисообразное расположение, подходя к поверхности сдвига под углом, близким к 45°.

При поперечном равномерном изгибе породы испытывают растяжение, а не сжатие. Образованию складок на начальных стадиях и в этом случае способствует скольжение слоев, но направленное иначе, чем в складках продольного изгиба (рис. 103, *г*). Вещество будет перемещаться в стороны от участков с наибольшим радиусом изгиба в большей степени, чем на участках с меньшим изгибом. Таким образом, при поперечном равномерном изгибе повсеместно будет наблюдаться неодинаковое по интенсивности растяжение пород.

При значительном поперечном изгибе в породах перпендикулярно слоистости начинают возникать трещины, а затем и крупные разрывы. Нередко центральные части таких складок отрываются от своих крыльев и опускаются вниз под воздействием силы тяжести.

Если силы, вызывающие образование складок поперечного изгиба, распределяются не на той или иной площади, а сосредоточены вдоль определенных линий, возникают особенно сложные деформации, повторяющие в общих чертах те линейные направления, от которых передаются усилия (рис. 103, *в*). Участки с интенсивным растяжением в таких складках могут локализоваться в виде узких полос, создавая флексуры.

В складках поперечного изгиба ось минимального сокращения пород обычно расположена перпендикулярно к слоистости, а ось максимального удлинения — вдоль слоев. Если кривизна складки неодинакова, то и сокращение и удлинение на ее отдельных участках будут различны. В вытянутых овальных складках растяжение и удлинение максимальны в направлении, поперечном к простиранию складки, а минимальные — вдоль ее простирания. В округлых куполах сжатие в вертикальном направлении сопровождается растяжением по всем радиусам (ось максимального удлинения совпадает со средней осью эллипсоида деформации).

Изгибы, связанные с течением, обычно возникают при неравномерных перемещениях вещества из участков с бóльшим давлением к участкам, на которых давление относительно меньше.

В верхних зонах земной коры, в условиях сравнительно невысоких температур и давления, течение свойственно только высокопластичным горным породам: солям, гипсам, углям, известнякам, глинам, насыщенным водой. При достаточно высоких температурах и давлениях большую пластичность приобретают даже самые крепкие породы: такие, как кварциты, аплиты, гнейсы и другие. При этом одновременно может происходить и пéрекристаллизация вещества.

При однородности физических свойств отдельных слоев течение вещества происходит рассредоточенно в направлении слоистости; при разнородных слоях оно сосредоточивается в наиболее пластичных в данных условиях слоях. Несмотря на значительные перемещения вещества при образовании складок течения заметить поверхности скольжения почти никогда не удается из-за происходящей одновременно с течением перекристаллизации пород.

Складки течения обладают особенно неправильными формами с многочисленными раздувами, утонениями и пережимами слоев (рис. 103, *д*).

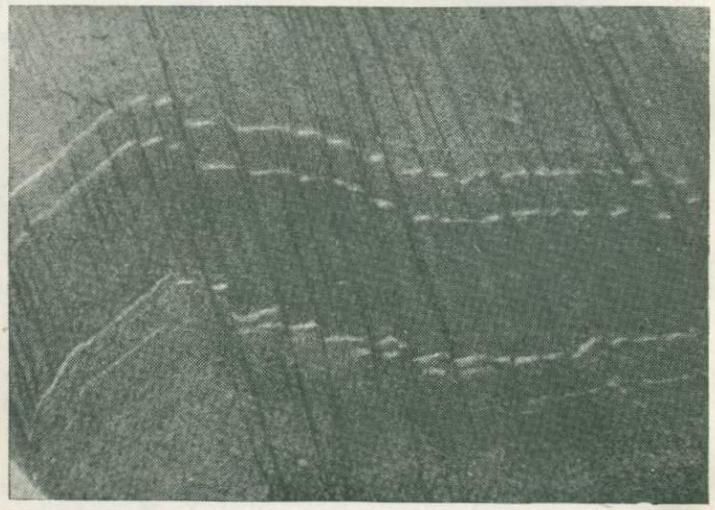


Рис. 104. Кливаж в протерозойских филлитах Енисейского кряжа (николи 11 × 10). Фото Т. М. Дембо

Из сказанного выше следует, что в каждом из типов складок обязательно присутствуют явления, свойственные и двум другим типам. Иногда образование двух или даже всех трех типов складок может происходить одновременно. Например, в пластичном ядре диапировой складки (см. ниже) могут возникнуть складки продольного изгиба и складки течения, а вмещающие породы в это время будут испытывать поперечный изгиб, выгибаясь вверх. Тем не менее каждому из видов складок присущ определенный преобладающий характер перемещения вещества, что вместе с отмеченными выше морфологическими особенностями позволяет легко различать отдельные разновидности складок в естественных условиях.

Нередко в специальной литературе можно встретить указания на образование складок путем скольжения пород по параллельным поверхностям скалывания («складки скалывания»). Подобные представления являются совершенно необоснованными.

Появление частых параллельных поверхностей скалывания свойственно, как уже отмечалось выше, любой стадии пластической деформации, но особенно резко, в «макроформах», их образование начинается в породах при завершении пластической деформации, перед разрывом.

Таким образом, перемещения вдоль поверхностей скалывания лишь осложняют ранее возникшие складки, а не являются причиной их образования. Если же поверхности скольжения становятся ясно видимыми, создается ложное впечатление о возникновении изгиба путем перемещения участков слоя вдоль поверхности скольжения.

Перемещение по поверхности скалывания имеет неправильный, хотя в целом и направленный характер и никогда не приводит и не может привести к образованию какого-либо геометрически правильного рисунка. Само это явление происходит в стадию течения вещества, у порога пластической деформации и начала его разрушения (рис. 104).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ СКЛАДОК

Геологическая обстановка, в которой происходит образование складок, весьма различна. Наиболее широко распространены складки, связанные с эндогенными процессами, в этом случае возникает эндогенная складчатость, или складчатость тектонического происхождения. Значительно реже, главным образом в самой верхней части земной коры, возникают складки, обусловленные экзогенными процессами. В таких условиях образуется экзогенная складчатость, или складчатость нетектонического генезиса.

Эндогенная складчатость

В эндогенной складчатости выделяются две подгруппы: конседиментационная складчатость, или складчатость, возникающая параллельно с накоплением осадков, и постседиментационная, или наложенная складчатость, развивающаяся позже образования пород. Коренное различие обеих подгрупп складок заключается в том, что конседиментационная складчатость создается теми же тектоническими движениями, которыми обусловливается в конечном счете и осадконакопление, т. е. вертикальными движениями земной коры. В противоположность этому постседиментационная складчатость образуется тектоническими движениями различного типа, при этом вертикальные перемещения не всегда играют ведущую роль. Значительно большее значение при формировании наложенной складчатости имеют горизонтальные перемещения земной коры, а также сдвиги и движения по наклонным поверхностям с горизонтальной и вертикальной составляющими.

Другое существенное отличие конседиментационной складчатости от наложенной выражается в разных формах воздействия

процессов складкообразования на породу. Параллельно с конседиментационной складчатостью происходит преобразование осадков в горную породу, которая даже может оказаться подвергнутой метаморфизму, не выходящему за пределы низшей стадии. Наложенная складчатость большей частью развивается в отложениях, уже деформированных конседиментационной складчатостью. Вовлеченные в постседиментационную складчатость породы нередко претерпевают сильный метаморфизм, вплоть до изменения их первичного состава и полной перекристаллизации с образованием кристаллических сланцев, гнейсов и иных продуктов метаморфизма.

В конседиментационных складках очень часто наблюдаются изменения мощностей и фаций при переходе от их крыльев к замкам, имеющие первичный характер и возникающие при отложении осадков; в наложенных складках подобных явлений не наблюдается, а отмечаемые иногда явления сокращения мощностей в крыльях и увеличение в замках вызываются пластическими деформациями.

Конседиментационную складчатость не следует представлять себе как пластическую деформацию, возникающую только в слое осадка, подстилающего поверхность осадконакопления. Этот вид складкообразования может развиваться длительное время и охватывать относительно мощные толщи осадков как насыщенных водой, так и находящихся в стадии эпигенеза и диагенеза, а также уже сформировавшихся горных пород.

Основные признаки, указывающие на принадлежность комплекса конседиментационных складок к одному структурному плану, выражаются в отсутствии в деформированной толще слоев перерывов и несогласий и в близости палеотектонической и палеогеографической обстановки времени накопления осадков.

К о н с е д и м е н т а ц и о н н а я с к л а д ч а т о с т ь. Наибольшим распространением среди конседиментационных складок пользуются складки погружений и складки, возникающие при неравномерных вертикальных движениях поверхности осадконакопления, представляющие собой складки поперечного изгиба (табл. 1).

Складки погружений возникают при относительно равномерных опусканиях (фундамента), на котором происходит накопление осадков. Они обладают обычно неправильными контурами, повторяющими в общем виде границы бассейна, в котором откладываются осадки.

Второй тип конседиментационных складок связан с неравномерными вертикальными перемещениями фундамента. Для этого типа характерно распадение крупных форм на более мелкие, частные, что вызывается дифференцией скорости, а нередко и различиями в знаке вертикальных движений отдельных участков дна бассейна.

Надежным признаком при выделении конседиментационных складок является увеличение углов наклона на их крыльях с глубиной, а также близкое совпадение наблюдаемых углов наклонов на крыльях складок со значениями наклонов, которые можно вычислить, исходя из мощности пород. По мере развития конседиментационных скла-

Таблица 1

Классификация складчатости

Складчатость тектонического происхождения (эндогенная)			Складчатость нетектонического происхождения (экзогенная)
Конседиментационная	Постседиментационная (наложенная)		
	поверхностная	глубинная	
Складки погружения	Складки регионального сдавливания	Складки вертикального течения	Подводно-оползневые складки, образующиеся при оползании осадков на дне бассейна
Складки, связанные с неравномерными вертикальными движениями	Складки облекания (глыбовые, отраженные)	Складки горизонтального течения	Наземно-оползневые складки, образующиеся при оползневых процессах
			Складки, обусловленные деформациями при эпигенезе и диагенезе осадков (уплотнение, разбухание, дегидратация)
	Складки гравитационного скольжения		Складки, вызываемые разгрузкой от вышележащих толщ
	Приразрывные складки		Складки обрушений, связанные с карстовыми явлениями, провалами и т. п.
	Складки, связанные с внедрением магмы		Складки, вызываемые напором ледников (гляциодислокации)
	Диапировые складки		Первичные наклоны и изгибы, вызываемые неровностями поверхности накопления осадков (структуры облекания)
			Первичные наклоны и изгибы в покровах эффузивных пород
			Первичные наклоны, связанные с различной скоростью накопления осадков или неравной мощностью пород

док их строение в нижних стратиграфических горизонтах сильно усложняется. Особенно большим разнообразием форм обладают складки погружения, формирующиеся в толщах, накапливающихся после длительного перерыва на эрозионной поверхности глубоко метаморфизованных пород. Вертикальные движения в таком жестком фундаменте имеют обычно глыбовый характер; значительную роль при этом играют разрывы. Нередко в таких условиях возникают крутые, сильно сжатые и опрокинутые складки, а развитие конседиментационной складчатости сливается с образованием наложенных глыбовых складок.

Постседиментационная (наложенная) складчатость. При изучении постседиментационных складок прежде всего легко выявляется одна особенность их строения. В одних районах породы, слагающие складки, не обнаруживают существенных изменений своего первоначального состава. Развивающиеся иногда в них новые минералы, чаще всего слюды, не играют заметной роли. В других же районах складки образованы полностью перекристаллизованными породами, сложенными комплексом минералов, совершенно отличных от первоначального. Изучение условий образования новых минералов и их расположение в складках указывает на то, что они возникают и развиваются главным образом в процессе складкообразования, т. е. перекристаллизация пород и складчатость происходили одновременно и являются следствием одних и тех же причин. При этом необходимо подчеркнуть, что степень перекристаллизации пород не зависит от интенсивности складчатости. Нередко породы, смятые в самые сложные складки, оказываются почти неизмененными, в то же время толщи, сложенные лишь в плавные пологие складки, превращены в гнейсы и кристаллические сланцы. Следует, по-видимому, предположить, что степень перекристаллизации пород в процессе складкообразования зависит не от интенсивности складчатости, а от условий, при которых происходит развитие складок.

Образование таких обычных минералов метаморфических пород, как гранат, биотит, мусковит, полевой шпат и ряд других, составляющих основную массу гнейсов и кристаллических сланцев, возможно только в условиях достаточно высокого давления и температуры. Такая обстановка может возникнуть в земной коре на глубине не менее чем в несколько километров, поэтому складки, сложенные породами, образовавшимися при перекристаллизации первоначального их состава в процессе складчатости, следует называть глубинными. Складки, развивающиеся в верхних зонах земной коры, при образовании которых не происходит существенных изменений в первоначальном составе пород, называются поверхностными.

Процессы формирования поверхностной складчатости изучены относительно полно. В зависимости от условий образования этой категории складчатости выделяются следующие типы складок: складки регионального сдавливания, складки облекания, складки гравитационного скольжения, приразрывные складки, складки, связанные с перемещением магмы в земной коре, и диапировые складки.

Складки регионального сдавливания (общего смятия, по В. В. Белоусову) образуются при продольном изгибе деформирующихся толщ под влиянием сил, действующих на огромных территориях параллельно поверхности Земли. Природа этих сил не вполне ясна. Возможно, что их появление в верхней зоне коры обусловливается движениями по наклонным разломам глубокого заложения, достигающим глубины в сотни километров и протя-

гивающихся на сотни и тысячи километров. Эти разломы устанавливаются по концентрации в их пределах очагов землетрясений, разрывов, приуроченности интенсивной вулканической и интрузивной деятельности, анализом мощностей и фаций осадочных толщ и другим признакам. Один из таких современных разломов выявлен у восточной окраины Азиатского материка на территории Охотского моря и Курильских островов (рис. 105). Распределение очагов землетрясений показывает, что такой разлом наклонен под углом 35—55° к поверхности Земли. При движении земной коры по поверхности разлома возникает горизонтальная составляющая, которая может вызвать в верхней зоне земной коры образование поясов линейных складок, вытянутых параллельно направлению разлома (рис. 106, *I*, *II*).

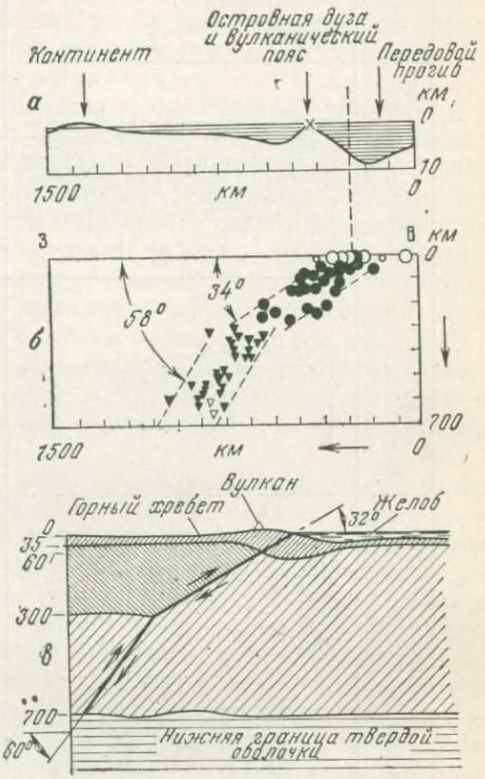


Рис. 105. Разрез через восточную окраину Азии

а — топографический профиль; *б* — размещение центров землетрясений; *в* — поперечный схематический разрез, иллюстрирующий положение сдвиговых зон и структуру глубинных частей земной коры. По Гутенбергу и Рихтеру (из Е. Ш. Хиллса)

Есть основания полагать, что складчатость общего смятия вызывается также горизонтальными перемещениями крупных участков земной коры. Особенно благоприятны в этом отношении области соприкосновения массивов древних кристаллических метаморфических пород с относительно более молодыми геосинклинальными толщами. Складчатость, возникающая в последних случаях, имеет обычно в своем направлении дугообразные повороты, а нередко и петлеобразные изгибы.

Для складок регионального сдавливания характерны линейные симметричные и асимметричные формы с общей ориентировкой осей. Примерами могут служить палеозойские складчатые поясы Урала и Тянь-Шаня, складчатость в мезозойских толщах альпийского пояса и др.

Складки облекания (отраженные складки, по В. Е. Хаину; глыбовые складки, по В. В. Белоусову) представляют собой поперечные изгибы в верхнем структурном этаже (или осадочном

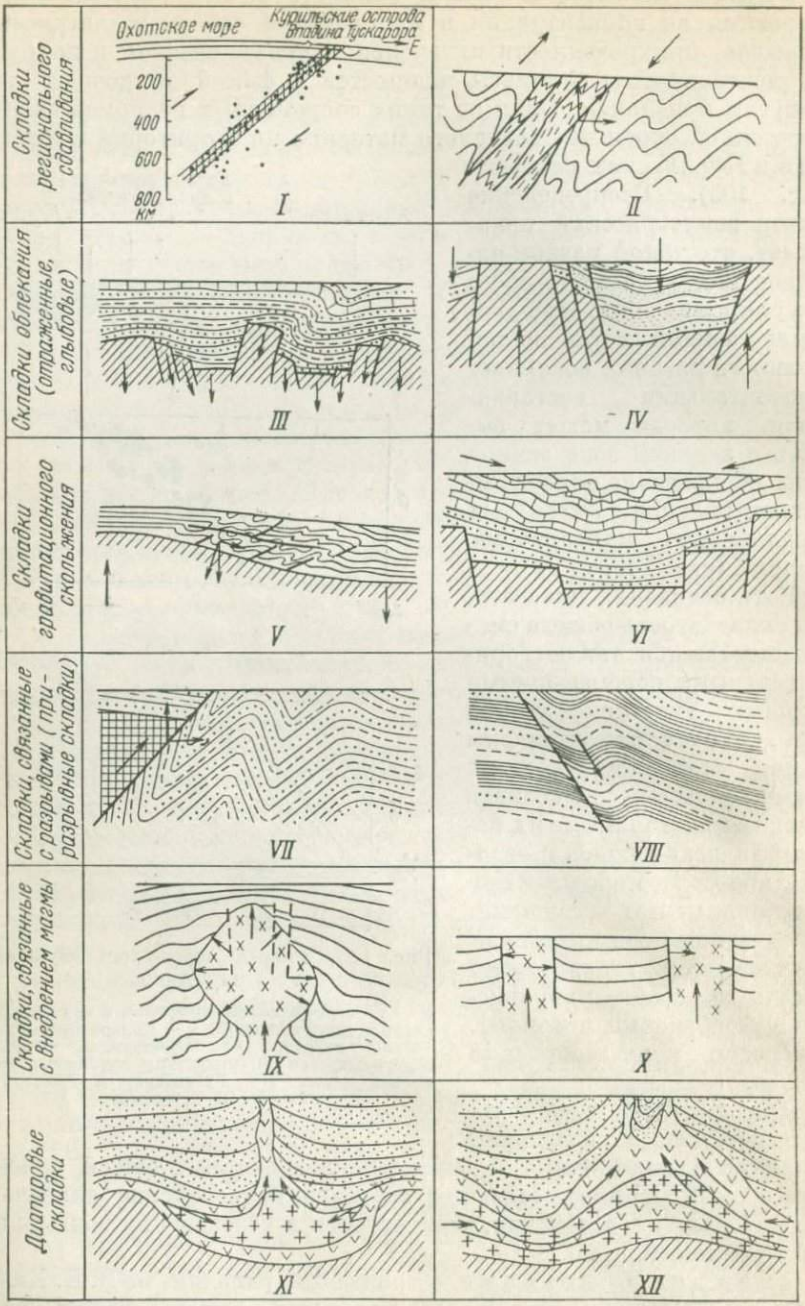


Рис. 106. Схемы образования поверхностной складчатости

чехле), образующиеся при глыбовых перемещениях нижнего структурного этажа — фундамента (рис. 106, *III*, *IV*).

В большинстве случаев складки облекания начинают образовываться одновременно с осадконакоплением при перемещениях глыб фундамента вдоль разделяющих их разрывов. Это подтверждается закономерным уменьшением мощностей в сводах антиклиналей и увеличением мощностей отложений в ядрах синклиналей. Разрывы из фундамента могут проникать и в породы осадочного чехла, осложняя строение развивающихся в нем складок.

К складкам облекания относятся также глыбовые складки. В этих структурах, развивающихся из складок облекания, разрывы, по которым перемещаются блоки фундамента, проникают в деформирующийся осадочный чехол и достигают поверхности. Таким путем возникают чередующиеся антиклинальные и синклинальные складки, разделенные продольными разрывами (обычно сбросами или взбросом), с уплощенными или плоскими замками и сравнительно крутыми крыльями. Такие глыбовые складки получили название *горст-антиклиналей* и *грабен-синклиналей*. В ядрах горст-антиклиналей на поверхность нередко оказываются выведенными породы фундамента; в противоположность этому центральные части грабен-синклиналей слагаются наиболее молодыми толщами (рис. 107).

Размеры описываемых складок весьма различны. Наиболее крупные из них могут достигать в длину 100 км и более.

Складки облекания обладают своеобразными чертами строения в различных структурных зонах земной коры. В складчатых областях, где они особенно характерны для заключительного этапа развития, складки облекания имеют изометричные, брахиформные или коробчатые формы, реже линейные асимметричные, иногда с подвернутыми крыльями. В их расположении отсутствует общая ориентировка или она сохраняется лишь для отдельных районов. Нередко ориентировка и форма небольших изгибов, осложняющих строение основной складки, неодинаковы. В платформенном осадочном чехле складки облекания характеризуются плавными очертаниями, незначительными углами наклона пород на крыльях, увеличивающимися обычно с глубиной, различными формами на разных стратиграфических уровнях.

Складки гравитационного скольжения образуются на склонах поднятий под действием гравитационных сил. Особенно благоприятные условия для развития этих складок создаются в тех случаях, когда растущие поднятия окаймляются не менее интенсивно прогибающимися впадинами. Осадочные толщи, покрывающие склоны поднятий, приобретают в таких условиях значительный наклон и под воздействием гравитационных сил перемещаются в сторону впадин, подвергаясь при этом продольному изгибу. Амплитуда перемещения может достигать значительных размеров: максимальные амплитуды известных смещений составляют 20—30 км. Нередко гравитационному скольжению способствует

присутствие пластичных пород (солей, гипсов, ангидритов, глин), которые в таких случаях могут играть роль своеобразной смазки, значительно облегчающей скольжение оползающих толщ.

Складки гравитационного скольжения широко распространены в складчатых областях. Здесь им свойственны наклонные, опрокинутые и лежачие формы, осложненные надвигами (рис. 106, *V*). Ориентировка осей складок параллельна наиболее прогнутым частям впадин. Рассматриваемые складки нередко развиваются и на

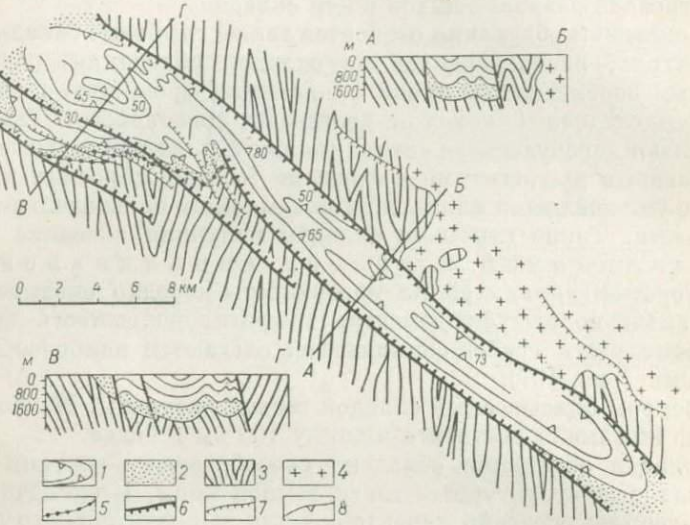


Рис. 107. Схема строения Каиндинской грабен-синклинали. По Ю. А. Зайцеву

1 — известняки, доломиты, алевролиты и аргиллиты нижнего карбона и фаменского яруса; *2* — красноцветные песчаники и конгломераты верхнего — среднего девона; *3* — протерозойские сланцы и гнейсы; *6* — нижнепалеозойские гранитоиды; *7* — региональные несогласия; *6* — крупные разрывы; *7* — мелкие разрывы; *8* — направление и углы наклона слоев

незначительных по площади участках, осложняя складки регионального сдавливания и складки облекания (рис. 106, *VI*).

Развиты складки гравитационного скольжения также в краевых прогибах, где они представлены наклонными и опрокинутыми линейными структурами, нарушенными надвигами; иногда они принимают здесь вид гребневидных антиклиналей, разделенных широкими синклиналями.

Складки, связанные с разрывами (приразрывные складки). При перемещении пород вверх по наклонным разрывам, главным образом по взбросам и надвигам, в нижнем лежачем крыле развиваются горизонтально или наклонно ориентированные силы, вызывающиеся давлением висячего крыла. Эти силы могут обусловить образование складок продольного изгиба в нижнем опущенном крыле разрыва, интенсивность и форма которых зависят от амплитуды перемещения и угла наклона сместителя. Наиболее благоприятны в этом отношении разрывы с наклоном сме-

стителя от 40 до 60°. Вблизи таких разрывов образуются наклонные или опрокинутые складки, ориентированные параллельно простиранию разрыва, частые вблизи сместителя и затухающие по мере удаления от него. От этих же условий зависит и ширина полосы, захваченной приразрывной складчатостью. Обычно она невелика, и складки быстро затухают в сторону от поверхности разрыва (рис. 106, *VII*).

Приразрывные складки могут развиваться и на опущенных крыльях сбросов, там, где крылья при опусканиях испытывают изгибы и коробления (рис. 106, *VIII*).

Складки, связанные с перемещениями магмы в земной коре. Вблизи контактов многих массивов интрузивных пород, возникших как на значительных глубинах в виде батолитов, так и в непосредственной близости от поверхности в форме небольших тел, во вмещающих породах наблюдаются складки продольного или, реже, поперечного изгиба, оси которых ориентированы согласно с контурами интрузивных массивов. В плане эти складки обычно обтекают внешние контуры интрузивных тел, что нередко приводило к ложному заключению об их возникновении позже интрузивных пород, о которые как бы раздавливались деформированные толщи в процессе складкообразования. В действительности же образование таких складок следует связывать с боковым давлением магмы при ее продвижении в верхние части земной коры, в зону остывания и кристаллизации. Ширина пород, подвергающихся при этом складкообразованию, оказывается различной и зависит в значительной степени от площади массива; обычно она не превышает нескольких километров, а чаще составляет сотни метров. Складки у небольших гипабиссальных интрузивных тел образуют полосы в десятки или сотни метров шириной (рис. 106, *IX*, *X*). Примером таких структур могут служить смятия, наблюдаемые во вмещающих толщах у контактов мезозойских и кайнозойских гипабиссальных интрузий Крыма и Кавказа.

При вулканической деятельности вокруг вулканов нередко возникают крупные округлые и овальные мульды, образующиеся в результате погружения или обрушения вулканических аппаратов в полости, прежде занятые магмой (см. ниже).

Диапировые складки, или складки протыкания, впервые были установлены румынским геологом Мразеком в 1907 г. Они представляют собой антиклинальные структуры, образующиеся в результате внедрения пластичных горных пород в окружающие их менее пластичные и более хрупкие толщи. К горным породам, обладающим высокой пластичностью, выражающейся в способности течь под влиянием внешнего давления или под действием собственного веса, относятся соли, ангидрит, гипс и насыщенные водой глины.

Наиболее широко развитыми разновидностями диапировых складок являются соляные купола и глиняные диапиры.

В соляных куполах следует различать ядро, сложенное пластичными породами, и окружающие его вмещающие породы. На рис. 108, и 109 приведены схемы строения диапировой складки в вертикальном

разрезе. На схемах отчетливо видно резкое различие между строением ядра и вмещающими породами. Ядро носит все черты активного перемещения слагающих его пластичных масс вверх, в то время как структура вмещающих пород отражает лишь пассивное их приспособление к движению ядра. Очертания ядра характеризуются пологим сводом и крутыми боковыми поверхностями. В плане контуры ядра неодинаковы на различных глубинах. В этом отношении интересен купол «Ромны» на Украине. Ядро складки, сложенное здесь девонской каменной солью, в верхнемеловых отложениях вытянуто в северо-западном направлении параллельно простиранию герцинских

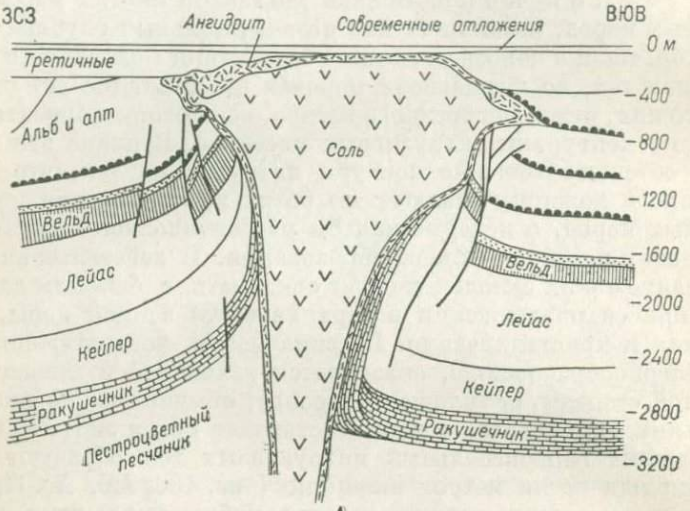


Рис. 108. Соляной купол у Винхаузен — Эйклингена. По Бенцу (из Е. Ш. Хиллса)

структур; в палеогеновых отложениях ядро приобретает округлые очертания.

Внутренняя структура ядра характеризуется исключительно сложным строением. Пластичные породы, слагающие ядро, смяты в узкие сжатые складки, которые могут образоваться только при течении вещества. Отдельные прослои, слагающие эти складки, очень сильно растянуты, местами же образуют сложные изгибы, сгустки и неправильные раздувы.

Вмещающие толщи на контакте с ядром нередко раздроблены и срезаны пластичными породами ядра. Вблизи контакта они имеют крутое залегание, часто поставлены на голову или запрокинуты. В них развиваются многочисленные разрывы и поверхности скольжения, по которым отдельные пачки и пакеты слоев отрываются от ограничивающих их пород и перемещаются вслед за ядром на значительные расстояния. Перемещение сопровождается развитием зон

дробления и тектонических брекчий, придающих строению вмещающих пород в зоне контакта очень большую сложность. Эти нарушения быстро затухают по мере удаления от ядра, и в нескольких сотнях метров от нарушенной зоны они обычно вообще исчезают. Таким образом, в диапировых структурах сочетаются два вида складок: в активном ядре развиваются складки течения, в то время как окружающие ядро породы подвергаются поперечному изгибу.

В соляных куполах удлиненной формы сбросы имеют два направления: продольное к длинной оси купола и поперечное. Продольных сбросов обычно меньше, чем поперечных, но они имеют большую амплитуду.

В зависимости от того, обнажается ядро на поверхности или нет, соляные купола делятся на закрытые и открытые. В открытых куполах пластичные породы ядра выходят на поверхность. Из-за легкой

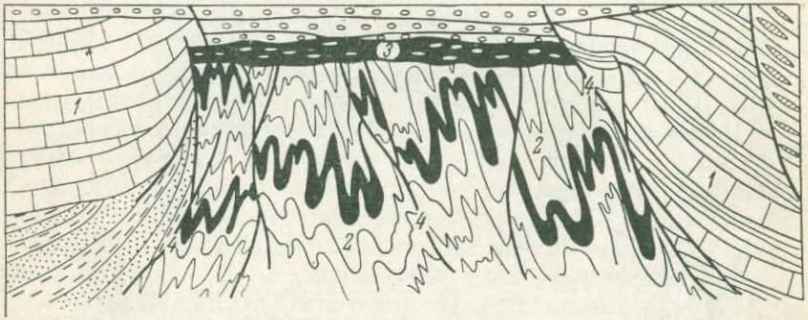


Рис. 109. Схема строения диапировой складки

1 — вмещающие породы; *2* — пластичные породы ядра; *3* — соляная шляпа (кепрок); *4* — разрывы

растворимости солей и гипсов участки, в пределах которых располагается ядро, в рельефе областей с влажным климатом обычно выражены низинами, сильно заболоченными и закарстованными. На поверхности солей развивается так называемая соляная шляпа (кепрок), представляющая собой в основном глинистую массу, вымытую из растворенных соленосных отложений и оставшуюся на месте. Мощность соляной шляпы нередко достигает нескольких десятков метров.

В закрытых куполах пластичные породы ядра не достигают поверхности, а располагаются на той или иной глубине. Породы, окружающие пластичные массы таких куполов, дугообразно изогнуты, что легко позволяет наметить на поверхности положение их ядер.

В сводах куполов нередко происходит интенсивное дробление и проседание, и они в таких случаях принимают в плане очень сложный вид, напоминающий разбитую тарелку. Большое значение при этом может иметь циркуляция подземных вод в ядре, вызывающая растворение и вынос слагающих его пород. Опустившиеся централь-

ные части раздробленных куполов нередко оказываются сложенными более молодыми породами по сравнению с породами, участвующими в строении крыльев. Закрытые соляные купола, часто на поверхности имеющие вид разбитой тарелки или панциря черепахи, особенно широко развиты в Эмбенском районе.

По очертаниям в плане соляные структуры делятся на куполовидные и линейные.

Куполовидные структуры имеют овальные и округлые очертания. Их поперечные размеры обычно не превышают 5 км; более крупные складки, достигающие 10 км и более в поперечнике, относительно редки. Примерами куполовидных складок являются складки

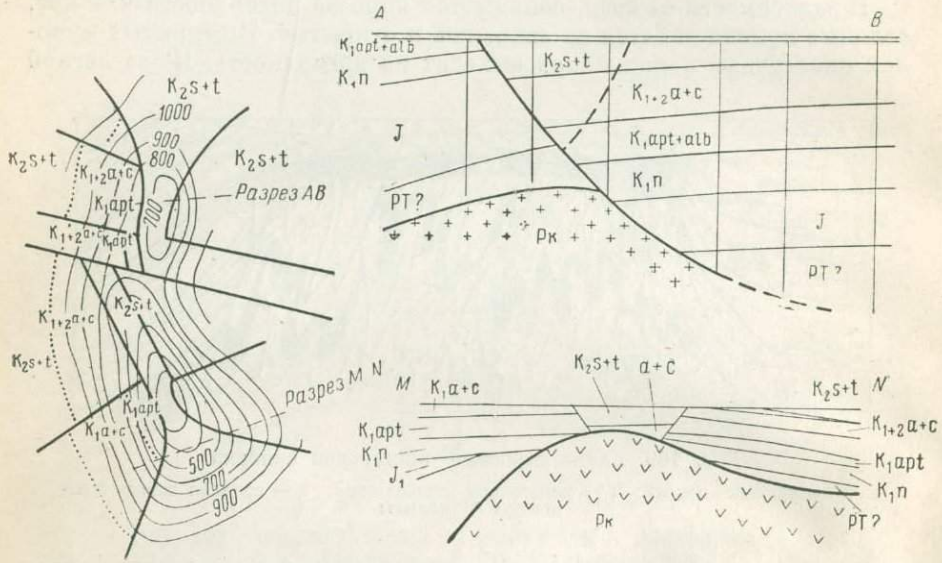


Рис. 110. Структурная схема и разрезы типичной диапировой складки Эмбенского района (масштаб разрезов в 5 раз крупнее масштаба схемы). По Н. В. Неволину и А. П. Чопрову

Днепровско-Донецкой впадины, а также Эмбенского района, где ядра складок сложены каменной солью, гипсами и ангидритами нижней перми, максимальная мощность которых достигает 2,5—3 км. Вмещающие породы имеют песчано-глинистый состав и относятся (глубокие горизонты складок) к верхней перми и триасу; на крыльях обнажаются отложения юры, мела и палеогена. Общее залегание вмещающих пород, наибольшая мощность которых достигает 9—10 км, спокойное, почти горизонтальное и нарушается лишь вблизи пластичных ядер (рис. 110).

Линейные складки имеют иное строение: при относительно небольшой ширине они вытянуты в длину, которая нередко достигает 10 км и более. Ядра открытых складок отделены от вмещающих пород разрывами. Ширина ядра обычно неодинакова и характери-

зуется пережимами и раздувами. Районом развития линейных соляных складок является Оренбургское Приуралье. Складки здесь вытянуты в меридиональном направлении, в соответствии с общим простиранием пород. Ядра складок сложены каменной солью, гипсами и ангидритами нижнепермского возраста; в плане они образуют цепочки, из которых составляются огромные кольца и овалы. Окружающие их породы собраны в плавные складки, представляющие собой чередование широких синклиналей и узких антиклиналей, сложенных карбонатно-терригенными отложениями верхней перми и триаса.

Соляные купола развиваются очень медленно, в течение длительного времени. Рост соляных куполов часто происходит параллельно с формированием пород, перекрывающих пластичные массы. Об этом свидетельствуют уменьшение мощностей вмещающих пород в сводовых частях куполов, выпадение отдельных свит из разрезов и появление местных размывов и несогласий.

Нередко в сводовых частях куполов выше поверхностей размыва встречаются конгломераты, прорванные породами, слагающими ядро, в гальке которых присутствуют те же породы ядра. Такие взаимоотношения свидетельствуют о непрерывном росте купола до и после перерыва в осадконакоплении.

Формирование диапировых складок, по данным Ю. А. Косыгина, происходит лишь там, где мощность пластичных пород составляет не менее 120 м, а глубина их залегания превышает 300 м. Для объяснения причин образования и роста диапировых складок выдвинуто большое количество гипотез. А. Д. Архангельский, Н. М. Страхов, Г. Штилле полагают, что образование диапировых складок связано с тангенциальным сжатием земной коры. Пластические породы, будучи вовлеченными в процесс сжатия, вместе с окружающими их хрупкими породами выжимаются из крыльев в ядро антиклиналей, где при благоприятных условиях они могут прорвать перекрывающие их породы и образовать диапировые складки (рис. 106, *XII*).

Иной точки зрения придерживаются А. А. Богданов и другие исследователи. Изучая строение приуральских диапировых складок, А. А. Богданов обратил внимание на несовпадение их строения со структурой пород, подстилающих пластичные массы. Выяснилось, что диапировые складки располагаются не над антиклиналями в подстилающих породах, а над глубокими мульдами. По мнению А. А. Богданова, решающим в образовании диапировых складок является выжимание солей с бортов к центральным частям тех впадин, в которых происходило осадконакопление. Скопление пластичных пород в центральных частях впадин может приводить к прорыву перекрывающих их толщ и к образованию диапировых складок (рис. 106, *XI*).

Ю. А. Косыгин, а также американские исследователи Бартон, Нетльтон и другие рост соляных куполов объясняют различием в плотностях солей (2,15) и вмещающих пород (2,3—2,4). При вертикальной амплитуде складки, составляющей не менеее 1 км, разница

в давлении над сводом купола и над его крыльями может явиться причиной, вызывающей перемещение легких пластичных масс ядра складки вверх.

Образование соляных куполов в Прикаспийской впадине в настоящее время связывается главным образом с инверсией плотностей солей и покрывающих их пород. Учитывается и тектоническая обстановка. Ведущим в этом процессе является различное давление на соль, величина которого зависит от мощности, температуры, состава солей, их влажности и присутствия примесей.

Касаясь оценки приведенных выше взглядов на образование соляных куполов, следует отметить, что каждый из рассмотренных процессов оказывается доминирующим при благоприятной динамической обстановке. В Прикарпатье (Румыния) при образовании соляных куполов в зоне линейной складчатости главную роль играло, по-видимому, тангенциальное сжатие миоценовых толщ. В Прикаспийской и Днепровско-Донецкой впадинах решающее значение имели гравитационные силы. При достижении куполами определенной высоты в продвижении соляного ядра вверх большое значение начинает приобретать различие в удельных весах солей и вмещающих пород.

Глиняные диапиры распространены в СССР в плиоценовых отложениях на Керченском, Таманском, Апшеронском полуостровах и в других районах. На Керченском и Таманском полуостровах к ядрам многих глиняных диапиров приурочены действующие грязевые вулканы. И. М. Губкин указывает, что грязевые вулканы возникают там, где к наиболее поднятым и наиболее разрыхленным и измятым породам подходит подток воды, газа и затем нефти. Извержения грязевых вулканов достигают огромной силы и сопровождаются воспламенением газов с появлением высокого (до 300 м) огненного столба, а также мощными извержениями сопочных грязей, брекчий и глыб, создающих в море острова, а на суше высокие конусы.

Приведенные выше данные далеко не исчерпывают тех возможных условий, при которых происходит образование поверхностных складок. Из описанных выше типов складки регионального сдавливания, облекания и гравитационного скольжения по площади распространения в поверхностных зонах земной коры составляют основную массу складчатых сооружений. Остальные типы складок распространены не так широко и имеют местное значение.

Значительно менее полно изучены процессы образования глубинной складчатости. Глубинные складки развиты преимущественно в докембрийской и в меньшей степени в нижнепалеозойских толщах. В средне- и верхнепалеозойских, а также в мезозойских породах глубинные складки развиваются лишь в том случае, если эти породы были погружены на достаточно большую глубину.

Основную роль при перекристаллизации пород на больших глубинах, кроме огромного всестороннего давления, играет, по-видимому, стресс, вызывающий перемещение вещества. Сложные

складки в таких породах, как гнейсы, особенно хорошо заметные по смятию прорывающих их жильных образований, позволяют рассматривать глубинную складчатость как складчатость течения, развивающуюся под влиянием стресса в условиях пластичного состояния горных пород при высокой температуре и большом давлении.

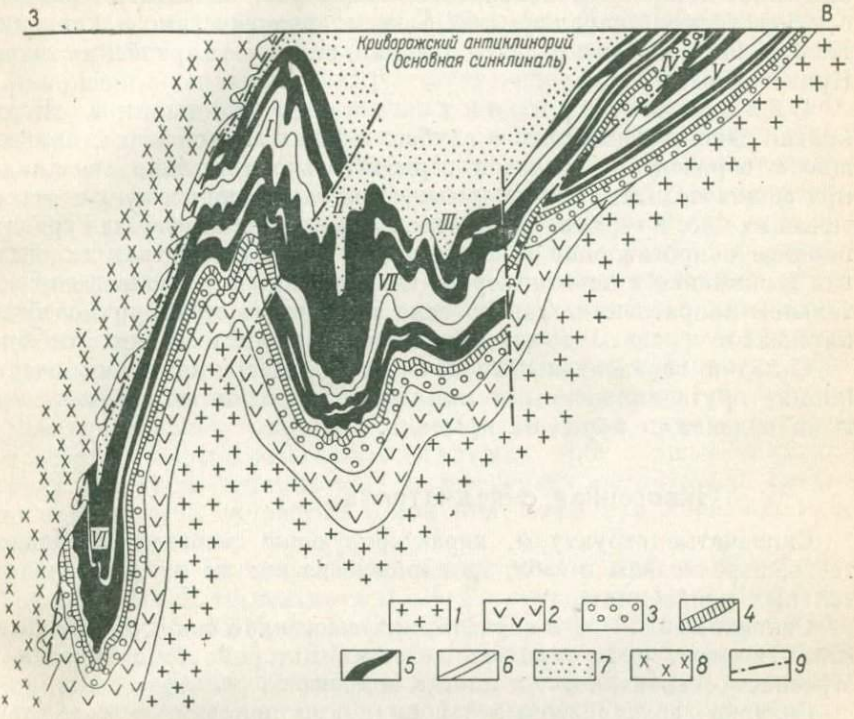


Рис. 111. Тектоническая схема Криворожского бассейна. По Я. Белевцеву

1 — саксаганские плагиограниты; *2* — амфиболиты; *3* — нижняя свита криворожской серии; *4* — тальк-карбонатный горизонт; *5* — железорудные горизонты средней свиты; *6* — сланцевые горизонты средней свиты; *7* — верхняя свита; *8* — тектонические разрывы; *9* — криворожские микроклин-плагиоклазовые граниты. I — Таранако-Лихмановская антиклиналь; II — Западно-Генгулецкая мульда; III — Восточно-Генгулецкая мульда; IV — Саксаганская антиклиналь; V — Саксаганская синклиналь; VI — Лихмановская сиклиналь; VII — Советская антиклиналь

Силы, вызывающие образование глубинной складчатости, могут действовать в горизонтальном или вертикальном направлениях. Горизонтальные силы обусловливают формирование складчатости вертикального течения, вертикальные силы — складчатости горизонтального течения.

Складки вертикального течения. Горизонтально действующие силы играют, по-видимому, основную роль в развитии глубиной складчатости. Основное значение в этом процессе имеют перемещения огромных сегментов земной коры (и под-

корового вещества) вдоль глубинных разломов, направленных под углом к поверхности Земли, вследствие чего при общем горизонтальном сжатии огромные клинья выдавливаются вверх. Складки вертикального течения характеризуются резко выраженной линейностью, острыми замками, крутыми крыльями, горизонтальным или слабо наклонным положением шарниров, интенсивно развитой сланцеватостью, параллельной осевым поверхностям, и кливажем. На рис. 111 показаны складки течения, развитые в архейских толщах Кривого Рога.

Складки горизонтального течения. Вертикально действующие силы в глубоких зонах земной коры, приводящие к образованию складок горизонтального течения, возникают при общих поднятиях. Они вызываются также перемещением магматических масс в верхние части земной коры: магма, встречая гравитационное сопротивление вышележащих толщ, раздвигает их, вызывая выжимание и неравномерное перемещение материала в горизонтальном направлении. Такого типа складчатые структуры особенно интенсивно развиты в докембрийских толщах и гранито-гнейсах.

Складки горизонтального течения обладают плавными очертаниями, крутонаклоненными или вертикальными шарнирами, крутыми падениями пород на крыльях.

Экзогенная складчатость

Складчатые структуры, характеризующие экзогенную складчатость, перечислены в табл. 1, и многие из них не нуждаются в детальных пояснениях.

Основное значение в образовании экзогенной складчатости имеет сила тяжести, эффективность действия которой тесно связана со строением современного, а иногда и древнего рельефа.

Складки, обусловленные деформациями при эпигенезе и диагенезе осадков, представляют собой многочисленную разнообразную по строению группу нарушений, обусловленную главным образом неравномерными дегидратацией и уплотнением осадков, а также переходом из одного физико-химического состояния в другое. Выражены эти нарушения мелкими короблениями, а в хемогенных породах нередко складками течения, указывающими на пластические перемещения, связанные с нагнетанием или с оттоком вещества.

Складки, вызываемые разгрузкой от вышележащих толщ, возникают в днищах долины или на крутых склонах. Они выражены плавными выгибами слоев в сторону открытого пространства, а на крутых склонах долин в пластичных породах нередко возникают мелкие вспучивания и структуры течения, свидетельствующие о перемещениях вещества к поверхности.

Деформации пород, связанные с карстовыми явлениями, провалами и обвалами, имеют местный характер и возникают в непосредственной близости от мест развития указанных явлений. Выражены они как мелкими пластичными смятиями пород, так и (значительно

чаще) образованием в них разрывов, дроблений и тектонических брекчий.

Складки, вызываемые напором ледников (гляциодислокации), распространены преимущественно в северной и средней полосе страны, подвергавшейся в прошлом интенсивному материковому оледенению. Этого рода дислокации известны в Поволжье, к северу и югу от Москвы, в окрестностях Ленинграда. В результате гляциодислокаций появляются мелкие, но часто сложные опрокинутые и разорванные складки, быстро затухающие на глубине, образующиеся в относительно пластичных породах — глинах, мергелях, известняках и т. п. Складки обычно возникают на возвышенных участках доледникового рельефа под напором перемещающихся по ним ледяных масс. Вертикальная амплитуда складок может достигать 30 м, общее положение их осевых поверхностей соответствует направлению движения льда. Нередко этого рода деформации сопровождаются появлением глыб-отторженцев, оторванных от коренных пород и перенесенных льдом на значительные расстояния.

К экзогенным структурам относятся также разнообразные по форме первичные наклоны и изгибы поверхностей наслоения, вызываемые неровностями эрозионного рельефа, на котором происходит отложение осадков, они имеют иногда внешние черты сходства с настоящими складками (псевдоскладки, или ложные складки); к этой же группе принадлежат также первичные наклоны, связанные с различной скоростью отложения осадков и неравной мощностью пород.

Первый вид псевдоскладок обычно носит название структур облекания. В. Д. Наливкин и Л. И. Розанов, изучавшие структуры облекания в Волго-Уральской нефтяной области, выделяют среди них два типа. В первом неровности эрозионного рельефа выполняются вышележащими осадками, сравнивающими их, и горизонты, удаленные от поверхности размыва, перестают быть зависимыми от формы рельефа этой поверхности. Во втором случае нижние слои повторяют форму размытой поверхности и образуют структуры облекания, прослеживающиеся в толще пород мощностью в сотни метров. В структурах первого вида выше поверхности эрозионного рельефа залегают терригенные осадки, характеризующие относительно мелководные условия. Вследствие движения воды осадки перемещаются по дну, заполняя впадины и сглаживая неровности эрозионного рельефа.

Во втором типе структур облекания развиты карбонатные осадки, образующиеся на относительно больших глубинах, при которых хемогенный и органогенный карбонатный материал оседает на неровную поверхность дна и отлагающиеся осадки повторяют нижележащий эрозионный рельеф, образуя структуры облекания.

Как следует из описания структур облекания и приведенной выше характеристики складок облекания, они имеют совершенно различное происхождение. Складки облекания образуются при пластических деформациях мягких, слабо уплотненных толщ,

обусловленных неравномерными вертикальными движениями фундамента, на котором накапливаются осадки. Структуры облекания не являются настоящими складками, а представляют собой первичные наклоны, возникающие в осадочных толщах в процессе накопления осадков без всякого участия пластических деформаций.

В заключение остановимся на взаимоотношениях выделенных генетических типов складок.

Развитие складок в большинстве случаев обычно начинается с конседиментационных форм. В дальнейшем при тектонических движениях конседиментационные складки преобразуются в тот или иной тип поверхностной складчатости; при погружении складчатых комплексов на значительные глубины в зоне интенсивного метаморфизма, имеющего в одних случаях региональное распространение, в других — связанного с активными магматическими процессами, из поверхностных складок развиваются глубинные.

Каждый из комплексов складок обычно образует самостоятельный структурный этаж, однако в реальной обстановке в земной коре не все комплексы должны присутствовать в разрезах. При отсутствии благоприятных условий одни из них могут вообще не возникнуть, в других случаях складчатые комплексы могут оказаться уничтоженными эрозией.

Дисгармоничная складчатость

Дисгармоничной складчатостью называется сочетание одновременных по возникновению и различных по форме складок, развитых в разнородных по составу горных породах. Появление дисгармоничной складчатости зависит от условий, в которых развиваются складки, и от состава слагающих их пород.

До недавнего времени существовало распространенное мнение о постепенном усложнении складчатости от поверхности в глубину. Накопленные за последние годы материалы и особенно данные глубокого бурения показывают несостоятельность этих представлений. При дисгармоничной складчатости породы, смятые в самые сложные складки, нередко подстилаются толщами, в которых развиты лишь плавные пологие изгибы.

Наиболее интенсивная складчатость возникает в слоистых толщах аргиллитов, мергелей, известняков, ангидритов, доломитов, гипсов и солей. В мощных толщах массивных алевролитов, песчаников, конгломератов и вулканогенных образований развиваются обычно крупные плавные складки. При разнообразном составе толщ складчатость в них зависит от состава преобладающих пород. Если среди аргиллитов или известняков оказываются подчиненные прослои песчаников, не способных в силу своей хрупкости повторить изгибы окружающих их пород, они ломаются и перемещаются по частям, приспосабливаясь к изгибам более пластичных слоев.

Немалую роль в образовании дисгармоничной складчатости играет и механизм образования складок. Наиболее часто дисгармо-

ничные складки возникают при процессах диапиризма и гравитационных перемещениях.

Примером дисгармоничной складчатости могут служить складки, развитые в девонских и каменноугольных отложениях западной части Центрального Казахстана и хребта Каратау. Отложения среднего девона и франского яруса указанных районов сложены преимущественно красно- и сероцветными конгломератами и песчаниками, собранными в плавные широкие складки с углами падения на крыльях, не превышающими 30°. Перекрывающие их отложения фаменского яруса и нижнего карбона состоят из мощной толщи известняков, мергелей, доломитов и аргиллитов, смятой в исключительно



Рис. 112. Пример дисгармоничной складчатости в верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложениях северо-западной части Центрального Каратау. По В. В. Эзу

Карбонатно-глинистые породы нижнего карбона: *1* — шукурганатский горизонт, *2* — аккалпинский горизонт; карбонатно-глинистые породы верхнего девона: *3* — жанкурганский горизонт; *4* — джилаганатский горизонт, *5* — карпешский горизонт; *6* — песчаник франского яруса и среднего девона (тюлькубашская свита)

сложные наклоненные и опрокинутые складки. Складчатость верхнего этажа ориентирована параллельно осям прогибов и особенно интенсивна на их крыльях (рис. 112).

Складки волочения

Складки волочения представляют собой разновидность дисгармоничной складчатости, отличающуюся незначительными размерами складок.

При изучении слоистости в породах, смятых в складки, нередко в пластичных податливых слоях, например аргиллитах или мергелях, зажатых среди крепких и хрупких пород, подобных песчаникам, отмечается появление мелких складок, развитых только в пластичных породах и отсутствующих в покрывающих и подстилающих их хрупких слоях. Эти мелкие складки носят название складок волочения. Расположение складок волочения в основной складке имеет ряд особенностей. В разрезе осевые поверхности складок волочения наклонены под одним и тем же углом к поверхности наслоения ограничивающего их слоя (рис. 113). Этот угол может быть неравным в слоях различного состава. Обычно он меньше в более пластичных породах и больше в породах менее пластичных.

В плане осевые линии складок волочения ориентированы приблизительно параллельно осям основных складок, и их шарниры

погружаются в одну и ту же сторону. Складки волочения развиваются преимущественно на крыльях основной складки; в замках складок они нередко отсутствуют.

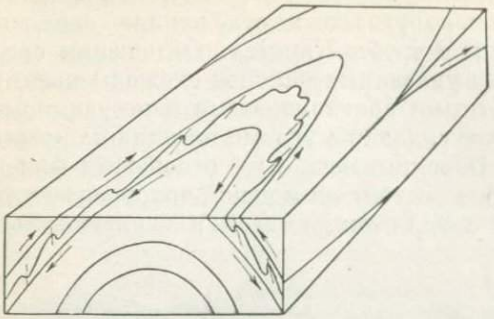


Рис. 113. Схематическое изображение складок волочения в плане и разрезе. Стрелки — движения непластичных слоев. По Невину

Образование складок волочения связывается со скольжением слоев относительно друг друга в процессе формирования основной складки. Верхние слои скользят в направлении от оси синклинальной складки к замкам смежных антиклиналей, нижние слои — в обратном направлении. Острый угол между осевыми поверхностями складок волочения и поверхностью наслоения обращен в сторону движения слоев.

При ином направлении скольжения слоев относительно друг друга при формировании складок взаимоотношения между основной складкой и складками волочения могут отличаться от вышеописанных.

СВЯЗЬ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И СКЛАДЧАТОСТИ

Образование складок нередко теснейшим образом связано с осадконакоплением. Оба эти процесса в таких случаях развиваются одновременно, хотя следует подчеркнуть, что обычно развитие складчатости не заканчивается с прекращением осадконакопления, а происходит и позже и нередко даже с большей интенсивностью.

Одновременность складкообразования и накопления осадков обнаруживается по связи между расположением и формой складок, составом и мощностью слагающих их пород. В сводах антиклинальных складок, развивающихся параллельно с осадконакоплением, осадки более грубозернисты, а мощность их меньше, чем на крыльях. Нередко в сводовых частях антиклиналей появляются местные разрывы, и отдельные толщи выпадают из разреза.

Обогащение сводовых частей антиклинальных складок крупнозернистым материалом и сокращение мощности осадков объясняется следующим образом. Представим себе, что в морской бассейн выносится терригенный материал различной размерности, осаждающийся относительно равномерно на его дне. Если свод антиклинали окажется поднятым над уровнем действия волн, тонкие осадки будут выноситься из его пределов во время волнений и захороняться на крыльях антиклинали. Таким образом, произойдет обогащение свода антиклинали крупнозернистым материалом и сильно уменьшится

мощность осадков (рис. 114, *а*). Поднятие свода антиклинали выше уровня воды вызовет размыв ранее накопившихся на нем осадков, а образование новых толщ может начаться с отложения базальных конгломератов.

При образовании синклинальных складок параллельно с осадконакоплением мощность пород в их центральных частях оказывается наибольшей, а состав осадков более мелкозернистым, чем на крыльях. При этом особенно характерны краевые несогласия, развивающиеся по периферии синклиналей по мере их роста и

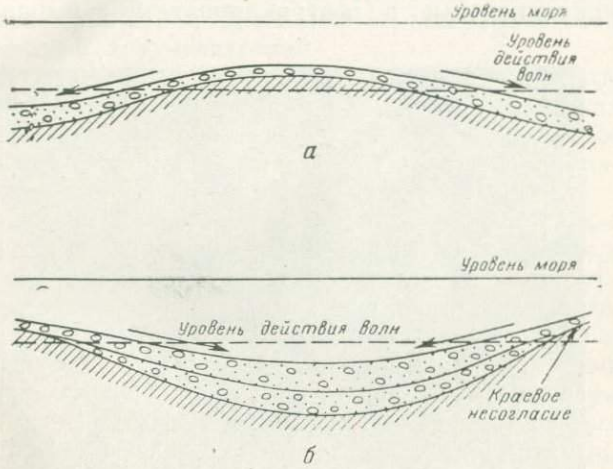


Рис. 114. Схема накопления осадков на своде формирующихся антиклинальной (*а*) и синклинальной (*б*) складок

характеризующиеся полным перекрытием ранее отложившихся пород более молодыми и переходом последних к своду прилегающих антиклиналей во все более древние образования (рис. 114, *б*). Нередко крылья синклиналей оказываются благоприятными для накопления рифогенных известняков.

Если осадконакопление и складчатость происходят ниже уровня действия волн, отмеченные признаки могут не проявляться. При таком сочетании складки, развивающиеся одновременно с накоплением осадков, будут иметь одинаковые мощности в своде и на крыльях. Указанием на одновременность обоих процессов в таких случаях может явиться подводное оползание осадков на крыльях складок, получивших достаточно большие наклоны, и образование трещин отрыва в сводах складок, наполненных материалом из покрывающих слоев.

ИЗОБРАЖЕНИЕ СКЛАДОК НА АЭРОФОТОСНИМКАХ

Нормальные складки на аэрофотоснимках дешифрируются по падению пород на крыльях, направленному в противоположные стороны от осевой линии складки. Значительную помощь при этом может оказать симметричное расположение слоев, одинаковых по окраске, рисунку рельефа или другим признакам относительно осевой линии.

Большое значение при дешифрировании складок имеют их замыкания. Периклинальные и центриклинальные замыкания складок



Рис. 115. Синклинальные и антиклинальные складки (аэрофотоснимок)

позволяют точно наметить их оси, направления погружения шарниров, а при опрокинутых и изоклинальных складках они служат основным дешифрировочным признаком. Выявить опрокинутые и изоклинальные складки без изображения их замыканий чрезвычайно трудно, так как падения слоев на разных крыльях одной складки направлены в одну и ту же сторону. Лишь внимательное наблюдение над симметричным расположением пород относительно осевой линии позволит высказать предположение о наличии опрокинутой или изоклинальной складки, подтвердить которое можно только после обнаружения их замыкания. На рис. 115 приведен аэрофотоснимок с антиклинальными и синклинальными складками.

ИЗОБРАЖЕНИЕ СКЛАДОК НА КАРТАХ

Складки могут изображаться как на обычных геологических картах, так и на специальных структурных картах. При нанесении на геологическую карту обнажающихся на поверхности выделенных в разрезе стратиграфических горизонтов можно достичь большой детальности и выразительности в изображении складок.

Чрезвычайно важно найти правильные соотношения между дробностью стратиграфического расчленения разреза и масштабом карты. При недостаточной для заданного масштаба карты расчлененности разреза отдельные складчатые структуры могут быть упущены, и наоборот, при чрезмерной дробности стратиграфического разреза карта становится трудночитаемой.

В однообразных по составу породах или при отсутствии в них окаменелостей нередко не удается достичь необходимой для масштаба карты расчлененности разреза. В этом случае для изображения складок прибегают к выделению внутри стратиграфических комплексов отдельных пачек и маркирующих горизонтов.

Маркирующими горизонтами называются слои горных пород, обладающие относительно широким распространением, выдержанной мощностью и признаками, позволяющими легко выделить их среди окружающих пород. Величина мощности при этом существенного значения не имеет. Характерные признаки, позволяющие опознавать маркирующие горизонты, могут быть самыми различными. Чаще всего маркирующие горизонты выделяются по составу пород, например: пласты угля, слои песчаников или конгломератов среди известняков, либо, наоборот, известняков среди терригенных пород, слои доломитов, гипсов, солей и т. д. Важное значение при выделении маркирующих горизонтов имеют: характерная окраска, присутствие какого-либо одного или нескольких видов окаменелостей, конкреций (например гипсов, фосфоритов и др.), различного рода включений (пирита, марказита, и серы и др.), характерная текстура — комковатость, зернистость, оолитовое строение и т. д. Частота выделяемых маркирующих горизонтов должна быть такой, чтобы они достаточно четко отражали структуру, но не перегружали карту.

Для изображения складок широко применяются структурные карты. Последними называются карты, на которых с помощью линий одинаковых высот (изогипс) изображается положение опорных поверхностей. Таковыми могут явиться кровля или подошва выделяемых в разрезе стратиграфических горизонтов, кровля или подошва резко выделяющегося по составу слоя или пачки слоев, пласты, заключающие полезные ископаемые, поверхности несогласия, поверхность интрузивных пород и др. Наиболее широко распространены карты, составленные по опорным стратиграфическим горизонтам или горизонтам, включающим полезные ископаемые: газ, нефть, уголь и др. (рис. 116).

Изогипсы, проведенные по поверхности горизонтов, имеющих определенное положение в стратиграфическом разрезе, называются стратоизогипсами.

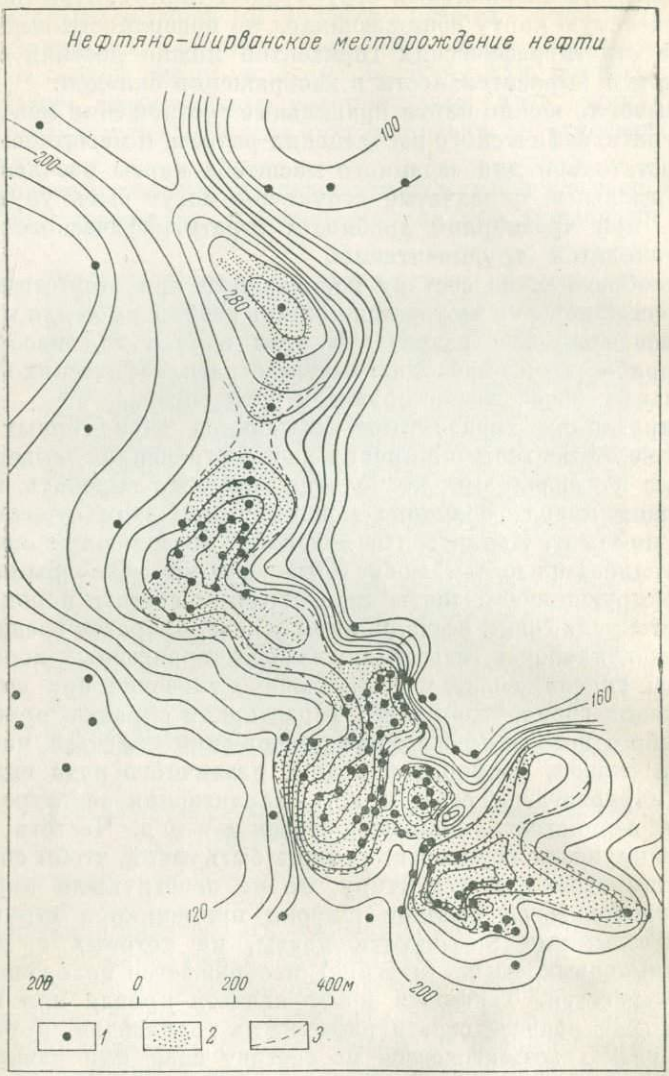


Рис. 116. Структурная карта поверхности размыва в фораминиферовых слоях. По И. М. Губкину

1 — буровые скважины; *2* — песчаные линзы с легкой нефтью, залегающие в руслообразном размыве; *3* — граница распространения нефтеносной залежи. Подземный рельеф изображен в линиях равной высоты

МЕТОДИКА ПОСТРОЕНИЯ СТРУКТУРНЫХ КАРТ

Наиболее распространенная методика построения структурных карт заключается в следующем. На топографическую или геологическую карту с изображением рельефа в горизонталях наносятся все пункты, позволяющие вычислить абсолютную отметку опорной поверхности. Этими пунктами обычно являются буровые скважины и высотные отметки выхода опорного горизонта на дневную поверхность, если он на ней обнажен. Помимо указанных данных, для вычисления высот опорного горизонта могут быть использованы геофизические данные и геологические разрезы.

Вычисление абсолютных отметок опорного горизонта по данным буровых скважин производится следующим образом. Из буровых журналов берется высота устья скважины и глубина до опорной поверхности. Вычитая из первой вторую, получаем абсолютную высоту поверхности опорного горизонта. Необходимо при этом учитывать искривление скважин для внесения соответствующей поправки (рис. 117).

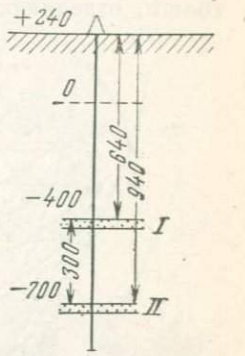


Рис. 117. Нахождение по данным бурения абсолютных отметок поверхностей верхнего (I) и нижнего (II) опорных горизонтов. Высота устья скважины +240 м.

0 — уровень горизонта; 640 м — глубина до поверхности верхнего опорного горизонта (I); 940 м — глубина до поверхности нижнего опорного горизонта; 400 — абсолютная отметка поверхности верхнего опорного горизонта; 300 — мощность промежуточной толщи (в метрах); —700 — абсолютная отметка поверхности нижнего опорного горизонта

После вычисления высотных отметок для всех пунктов указывают их значение на карте. Далее все пункты соединяют прямыми линиями, из которых составляется сеть треугольников. При этом необходимо стремиться к тому, чтобы треугольники были по возможности равносторонними. Выбрав вертикальное расстояние между стратоизогипсами, находят нужные отметки на сторонах треугольников и соединяют однозначные отметки плавными кривыми линиями — стратоизогипсами. Весь процесс составления структурной карты напоминает изображение рельефа земной поверхности с помощью горизонталей. Интерполяция данных по сторонам треугольников производится с помощью палетки, вычерчиваемой на восковке.

Качество структурной карты во многом зависит от правильно построенной сети треугольников. Стремиться строить равносторонние треугольники необходимо для того, чтобы избежать появления на карте отсутствующих в действительности изгибов поверхности опорного горизонта, обусловленных только интерполяцией высотных отметок. На рис. 118 приведены примеры правильной и неправильной разбивки сети треугольников.

Следует внимательно проследить за тем, чтобы стороны треугольников не пересекали участков, на которых отметки поверхности

опорного горизонта были бы выше или ниже интервала отметок, указанных на концах соответствующей стороны треугольника. Не учитывая этого, легко пропустить поднятия и прогибы в кровле опорного горизонта (рис. 119).

Чрезвычайно важно увязать структуры опорного горизонта с геологической картой. Если опорный горизонт не обнажен на поверхности, следует очень внимательно отнестись к значению мощности толщи, отделяющей опорный горизонт от пород, обнажающихся на

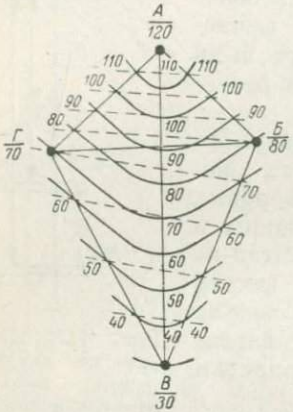


Рис. 118. Варианты структурной карты. Первый вариант (сплошные линии) построен по сторонам треугольников *АБВ* и *АВГ*, второй (пунктирные линии) — по треугольникам *АБГ*, *БВГ* (во втором варианте карты отсутствует поднятие, хорошо выраженное при первом варианте, получившееся за счет неверной интерпретации высотных отметок по линии *АВ*). Цифры — абсолютные высоты (в метрах)

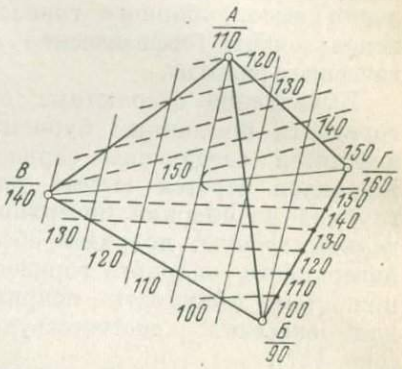


Рис. 119. Варианты структурной карты. Первый вариант (сплошные линии) построен по скважинам *А*, *Б* и *В*, второй (пунктир) — по скважинам *А*, *Б*, *В*, *Г*; различие в положении стратоизогипс первого и второго вариантов объясняется неверно построенной стороной треугольника между скважинами *А* и *Б*. Высотные отметки — в метрах

поверхности. При изменении мощности необходимо выявить причины этого изменения и не допустить в этом случае ошибок в построениях. Если опорный горизонт обнажается на поверхности, нужно проверить точки пересечения стратоизогипсы с границами выхода горизонта. При правильно составленной карте в точках пересечения стратоизогипс и границ выхода опорного горизонта на поверхность их высотные отметки должны совпадать.

Построив структурную карту опорного горизонта, геологу нередко приходится на той же площади выявлять строение нижележащего опорного горизонта. Для этой цели может быть использован метод, известный под названием метода схождения. Сущность этого метода заключается в том, что, пользуясь структурной картой верхнего горизонта и сопоставляя с ней мощность пород, отделяющих верхний опорный горизонт от нижнего, строят структурную карту нижнего горизонта.

Разберем построение структурной карты методом схождения на следующем примере. По данным бурения построена структурная карта верхнего продуктивного горизонта, образующего овальную пологую брахиантиклинальную складку (рис. 120). При дальнейшем бурении одной из скважин (*А*) на глубине 940 м вскрыт еще один продуктивный горизонт. Для построения структурной карты по нижнему горизонту прежде всего необходимо установить мощность пород, отделяющих нижний горизонт от верхнего. Для этого нужно иметь данные не менее чем по трем скважинам. После добуривания до нижнего продуктивного горизонта еще двух скважин вычисляем по каждой из них мощность промежуточной толщи, оказавшейся равной в скважине *А* 300 м, в скважине *Б* 500 м и в скважине *В* 450 м. Для вычисления мощности промежуточной толщи пород необходимо из значения глубины залегания нижнего продуктивного горизонта вычесть значение глубины залегания верхнего продуктивного горизонта.

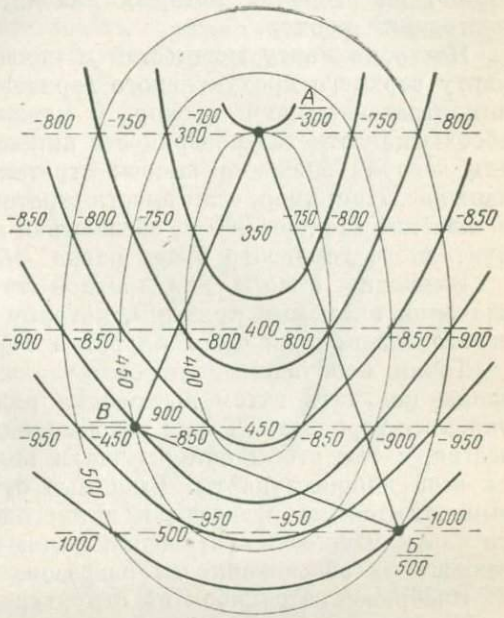


Рис. 120. Структурная карта, построенная методом схождения

Тонкие линии — стратоизогипсы поверхности верхнего опорного горизонта, утолщенные — стратоизогипсы поверхности нижнего опорного горизонта, пунктирные — изохоры. Цифры на изохорах — мощности (в метрах), остальные цифры — абсолютные высоты (в метрах)

Как видно из приведенных цифр, мощность промежуточной толщи непостоянна. Для выяснения направления изменения мощности строим карту равных мощностей промежуточной толщи пород. На таких картах положение равных мощностей указывается условными линиями. Линии равных истинных мощностей называются изопахитами, а линии равных вертикальных мощностей — изохорами. Вертикальная мощность всегда больше истинной, однако при незначительных углах наклона пород, не превышающих 10°, разница между вертикальной и истинной мощностями невелика, и без существенных ошибок вместо истинных мощностей можно пользоваться вертикальными мощностями.

Для построения изохор соединяют пункты расположения скважин на карте прямыми линиями. На сторонах образованного треугольника находят значения мощности промежуточной пачки через

интервалы, соответствующие интервалам между стратоизогипсами верхнего продуктивного горизонта. Например, если стратоизогипсы проведены через 100 м, интервалы между изохорами также должны быть равны 100 м. Точки с одинаковыми значениями мощности на сторонах треугольника соединяют прямыми линиями, которые будут представлять собой изохоры промежуточной толщи. Если количество скважин более трех, необходимо строить ряд треугольников, на сторонах которых находятся значения мощности для построения изохор.

Построив карту мощностей и нанеся изохоры на структурную карту верхнего продуктивного горизонта, находим точки пересечения стратоизогипс и изохор. В каждой такой точке вычисляется абсолютная отметка поверхности нижнего продуктивного горизонта, для чего из значения высоты стратоизогипсы вычитают значение изохоры. Например, если высота стратоизогипсы составляет —400 м, а значение изохоры 300 м, абсолютная отметка кровли нижнего продуктивного горизонта будет равна —700 м.

Вычислив высоты для каждой точки, соединяем одинаковые значения плавными кривыми, которые и будут представлять собой стратоизогипсы нижнего опорного горизонта.

Точки, необходимые для составления структурной карты, можно также получить путем построения ряда разрезов с изображением опорного горизонта. Таких разрезов должно быть достаточное количество, с тем чтобы они освещали положение опорного горизонта на всей площади карты. Высотные отметки для каждой из точек вычисляются по разрезам и затем наносятся по линиям разреза на карту. Точность построенной таким способом структурной карты зависит от обоснованности разрезов.

Изображение складок на структурных картах отличается большой точностью, что обусловливает широкое использование этих карт при разведке и эксплуатации месторождений полезных ископаемых, имеющих форму пластовых залежей. Структурные карты позволяют изобразить рельеф складок, скрытых под поверхностью Земли, что выгодно отличает такие карты от геологических карт и разрезов. Однако у структурных карт существует и ряд недостатков. Основной заключается в том, что на них изображается лишь один или два горизонта, а не весь комплекс пород, слагающих представляемый на карте участок. В этом отношении геологическая карта имеет ряд преимуществ, так как на ней изображаются все породы, доступные наблюдению. Однако строение земной коры под ее поверхностью на геологической карте выявляется лишь условно, на основании интерпретации данных, полученных на поверхности.

Отмеченные недостатки в изображении складок на геологических и структурных картах могут быть в известной степени устранены построением стратоизогипс непосредственно на геологической карте — прием, получающий все большее и большее распространение.

ПОСТРОЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ С ИЗОБРАЖЕНИЕМ СКЛАДОК

Разрезы через складчатые структуры должны строиться таким образом, чтобы они были ориентированы вкрест простирания осей складок. При ориентировке разреза под углом к линии простирания пород, составляющих складки, в значения углов их наклона на разрезе вводятся соответствующие поправки. Вертикальный масштаб разрезов должен соответствовать горизонтальному. Если вертикальный масштаб разрезов по каким-либо причинам увеличивается, то в значения углов наклона также вводятся поправки. Следует при этом помнить, что изменение углов наклона слоев на разрезе ведет к искаженному изображению складок.

Выбрав линию разреза, строят профиль рельефа, на который наносят положение осей складок и точки пересечения линии разреза с геологическими границами на карте. Затем на разрез наносятся углы падения пород, по которым строятся крылья складок. При изображении замков складок внимание должно быть обращено на форму сводов и мощности пород.

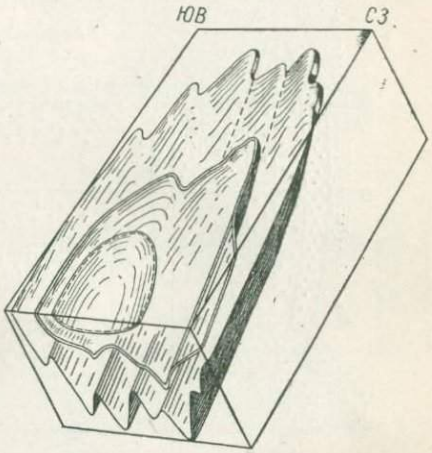


Рис. 121. Форма складки в плане повторяет форму складки в разрезе. По Р. Бертлингу

В большинстве случаев на разрезах строятся концентрические складки, так как естественные изменения в мощностях сводов и крыльев складок не отражаются при их уменьшении в тысячи раз. Исключения составляют складки с резким изменением мощностей в сводах и на крыльях, что должно быть отражено на разрезах. Следует внимательно следить за тем, чтобы изменение мощностей пород на разрезах не произошло за счет неверно продолженных в глубину указанных у поверхности углов наклонов слоев.

При изображении сводов складок на разрезе следует ориентироваться на форму их замыкания, изображенную на карте, которая в той или иной степени повторяется в разрезе (рис. 121). Стрельчатое замыкание складок в плане дает основание изображать их острыми и на разрезе; при плавном замыкании таким же плавным должен быть и замок складки на разрезе.

При построении разрезов по карте с недостаточной стратиграфической расчлененностью следует соблюдать осторожность. В таких случаях большое значение приобретает изображение на разрезах осевых поверхностей складок.

На рис. 122 приведены разрезы через складку. На одном из разрезов по линии *ВГ* положение осевых поверхностей складок не учтено, но сохранены углы падения пород (разрез по линии *ВГ*); мощность пород оказалась при этом искаженной. На разрезе по линии *ВГ* положение осевых поверхностей также не учтено, сохранены мощности пород, однако углы падения оказываются искаженными. Лишь при учете положения на разрезе осевых поверхностей складок (третий вариант разреза — по линии *ВГ*) удается достичь

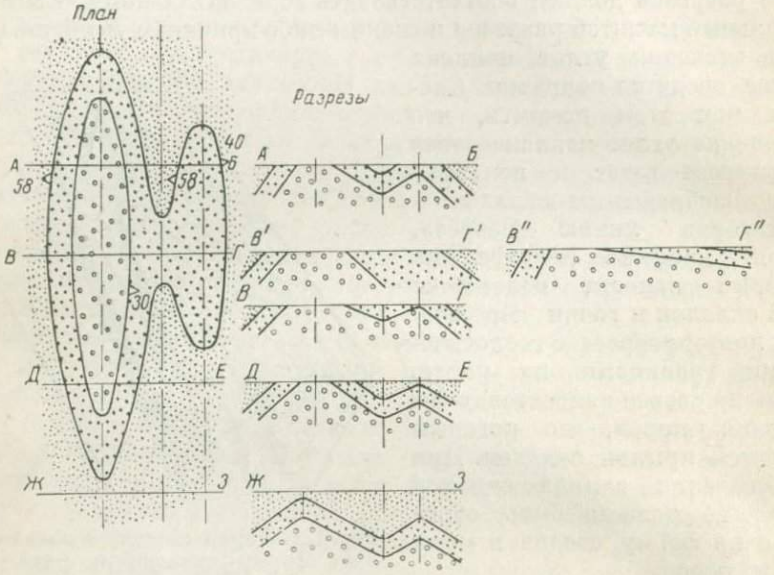


Рис. 122. Разрезы через складчатые структуры, построенные с учетом положения осевых линий (разрезы *АБ*, *ДЕ*, *ЖЗ*) и без учета положения осевых линий (разрезы *В'Г'*, *В''Г''*)

правильного изображения складок. Остальные разрезы на рис. 122 построены с учетом положения осевых поверхностей складок.

Описанные выше приемы дают возможность изображать ориентировочные разрезы через складчатые структуры на ту или иную глубину. В основе их составления лежит интерпретация данных, указанных на геологической карте. Однако при разведке угольных, газовых и нефтяных месторождений, месторождений железа и других полезных ископаемых нередко возникает необходимость составления более точных разрезов. В таких случаях широко применяется способ радиусов, заключающийся в следующем.

На разрез с вычерченным профилем рельефа наносят все точки пересечения линии разреза с геологическими маркирующими горизонтами и осями складок (рис. 123). Далее на него наносят точки, в которых на карте по линии разреза указаны элементы залегания. Замеры элементов залегания могут быть перенесены на линию раз-

реза вдоль простирания слоев при условии сохранения истинной мощности и угла наклона пород. В тех случаях, когда линии разреза неперпендикулярны к простиранию пород, в углы падения вносят соответствующие поправки.

Все точки с замерами элементов залегания наносят на линию рельефа на разрезе. В каждой точке к направлению падения слоев строят перпендикуляры, делящие весь разрез на секторы. Слои, входящие в пределы каждого из секторов, вычерчивают с помощью циркуля. Ножку циркуля помещают в точку пересечения двух смежных перпендикуляров и от точек выхода слоев на поверхность в каждом секторе проводят дуги.

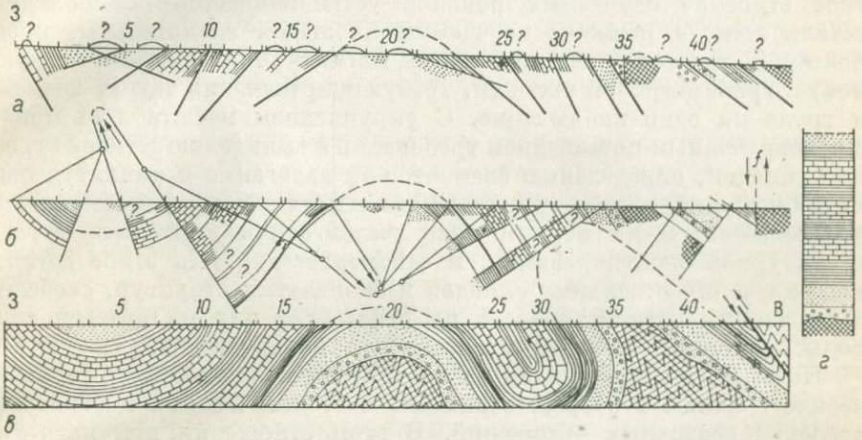


Рис. 123. Построение геологического разреза методом радиусов. По В. Н. Веберу

а — нанесение на разрез геологических данных и углов падения слоев; *б* — построение разреза; *в* — окончательно составленный разрез; *г* — стратиграфическая колонка

Далее ножку циркуля переставляют в следующую точку пересечения перпендикуляров и слои продолжают в смежном секторе. В замках складок должны быть построены осевые поверхности складок и дуги проводят из точек пересечения осевой поверхности и примыкающих к ней перпендикуляров. В тех случаях, когда перпендикуляры оказываются параллельными и не пересекаются, слои между ними проводят в виде прямых линий, в соответствии с углами падения.

Преимущества описанного способа построения разрезов заключаются в том, что достигается плавное изменение углов падения пород и сохраняются мощности последних. При изменении мощностей пород на крыльях и в замке складки описанный прием применять нельзя.

ИЗУЧЕНИЕ СКЛАДЧАТЫХ ФОРМ ЗАЛЕГАНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Изучение складчатых структур относится к числу основных задач структурной геофизики. На их решение направлены ее основные глубинные методы — вертикального электрического зондирования, зондирования становлением поля, теллурического поля, преломленных и отраженных волн, гравиразведки, магниторазведки.

Выбор того или иного метода определяется как геолого-геофизической обстановкой, так и экономико-производственными соображениями. При более мелкомасштабных съемках, когда тектоническое строение изучаемых районов устанавливается без большой детальности, а размеры изучаемых площадей значительны, предпочтение отдается более подвижным магнитной (наземной и воздушной) и гравиметровой съемкам, требующим меньших затрат времени и труда на одно наблюдение. С укрупнением масштаба съемок и с одновременным повышением требований к выявлению деталей строения складок, определению элементов их залегания и амплитуд поднятий и прогибов, роль гравиразведки и магниторазведки постепенно уменьшается, и на первый план выдвигаются «тяжелые» методы структурной электроразведки и сейсморазведки. На этапе детального изучения отдельных складок и складчатых структур, особенно в случае их перспективности на нефть, газ или на артезианские воды, основным методом становится сейсморазведка.

Но выбор метода зависит также и от того, в какой мере геофизические границы в разрезе совпадают с геологическими и отражают строение осадочных отложений. В этом отношении при изучении складчатых структур в полной мере проявляются те же особенности геофизических разрезов, о которых уже говорилось в главе 9, а именно: несовпадение геофизических границ со стратиграфическими, объединение близких или не различающихся по физическим свойствам смежных слоев пород в более крупные геофизические горизонты. Поэтому сейсмическая разведка при изучении складчатых форм залегания пород имеет преимущество перед другими методами, так как осадочные напластования наиболее четко и дробно делятся прежде всего по упругим свойствам и акустической жесткости.

В связи с этим при изучении складчатых районов применяют понятие о так называемых опорных горизонтах. Под опорным горизонтом понимают хорошо выделяющийся по тому или иному физическому свойству пласт или толщу пород, который обладает также достаточной мощностью для четкого проявления в соответствующем физическом поле. Этот горизонт должен занимать определенное стратиграфическое положение в разрезе, быть выдержанным по простиранию (по площади исследований) и принимать участие в строении изучаемых структур с тем, чтобы на основании данных того или иного метода по поведению этого горизонта можно было бы судить об исследуемых структурах. Особенно широко этим понятием пользуются при электрических зондированиях. Наилучшими

опорными электрическими горизонтами среди терригенных пород являются глины, отличающиеся низким удельным сопротивлением; среди карбонатных пород — горизонты гипсов, ангидритов, а также массивных известняков, обладающие весьма высоким сопротивлением. За опорный горизонт принимают также и поверхность кристаллического фундамента.

Немаловажную роль играет характер самих складчатых структур. Так, более благоприятны для уверенного истолкования результатов геофизических наблюдений структуры пологие, не осложненные разрывными нарушениями. Усложнение тектоники осадочных отложений приводит к осложнению наблюдаемых физических полей и, таким образом, к трудностям их расшифрирования, что в конечном итоге понижает точность и надежность структурных построений. В то же время следует иметь в виду, что структурные условия для постановки работ отдельными геофизическими методами тем не менее различны.

Для сейсморазведки благоприятны структуры с углами наклона крыльев от 2 до 15°, и во всяком случае, не свыше 35—40°. Для электрических зондирований доступны только пологие структуры с углами падения крыльев не более 5—10°. Для гравиразведки и магниторазведки благоприятен более резко выраженный структурный рельеф. В этих же условиях на смену электроразведке методом ВЭЗ приходит электропрофилирование. Поэтому электроразведка методами зондирований и сейсморазведка при изучении складчатых структур применяются на платформенных участках, в предгорных и межгорных прогибах, во внутренних зонах крупных депрессий. Гравиразведка, магниторазведка применяются как в платформенных условиях, так и в складчатых областях.

При оценке возможностей отдельных геофизических методов в случае изучения отдельных складчатых структур имеет значение также и минимальная амплитуда поднятий и опусканий отдельных складок, которые необходимо выявлять тем или иным методом. Эта амплитуда во всяком случае должна быть не меньше погрешности определения глубин (мощностей) данным методом.

При интерпретации гравиметрических данных значительные трудности возникают в тех случаях, когда в разрезе имеется несколько плотностных границ. Их эффекты при измерениях суммируются, причем знаки плотностного скачка на разных границах могут быть различны. Вследствие этого разделение суммарного аномального эффекта представляет иногда значительные трудности, осложняющие надежность интерпретационных построений. Способы и примеры разделения полей были рассмотрены в главе 8.

Такие же по существу трудности имеют место и в магниторазведке, поскольку наблюдаемые на поверхности Земли аномальные значения геомагнитных элементов могут быть созданы суммарным эффектом нескольких пластов различной магнитности. В платформенных условиях наблюдаемые магнитные аномалии обязаны, как правило, кристаллическому фундаменту, породы которого в целом

значительно более магнитны и более неоднородны в этом отношении, чем породы осадочного чехла. Но, как это указывалось в главе 8,

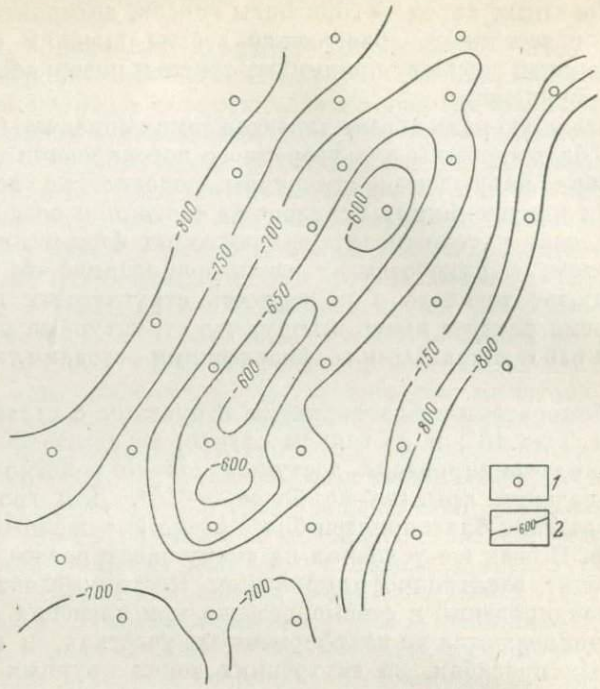


Рис. 124. Структурная карта изогипс по кровле высокоомных пород карбона по данным ВЭЗ

1 — точки ВЭЗ; *2* — изогипсы

и в толще осадочного чехла встречаются горизонты магнитных пород, представленные межпластовыми интрузиями и линзами эффузивов, ожелезненными осадочными образованиями.

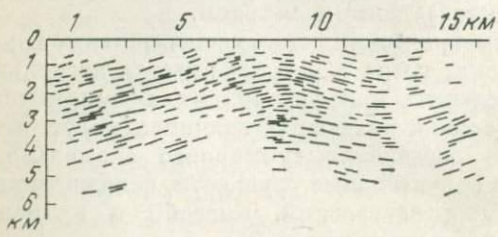


Рис. 125. Сейсмогеологический разрез дна Каспийского моря около Апшеронского полуострова. По Е. Н. Каленову

Результаты геофизических работ при изучении складчатых структур представляют как в виде геофизических разрезов по профилям наблюдений, так и в виде структурных карт изогипс. На рис. 124 представлена такая карта кровли высокоомных пород карбона, построенная по данным ВЭЗ. Вырисовывается крупная антиклинальная складка, ось которой протягивается в северо-восточном направлении на

протяжении 8 км. Амплитуда поднятия свода складки достигает 200 м.

На рис. 125 показан типичный сейсмогеологический разрез, полученный при проведении исследований дна Каспийского моря вблизи Апшеронского полуострова. Выявленные с помощью МОВ отражающие площадки достаточно четко обрисовывают складчатую структуру слоистой толщи, выполняющей Прикуринскую впадину. На рис. 126 показан также сейсмогеологический разрез, полученный

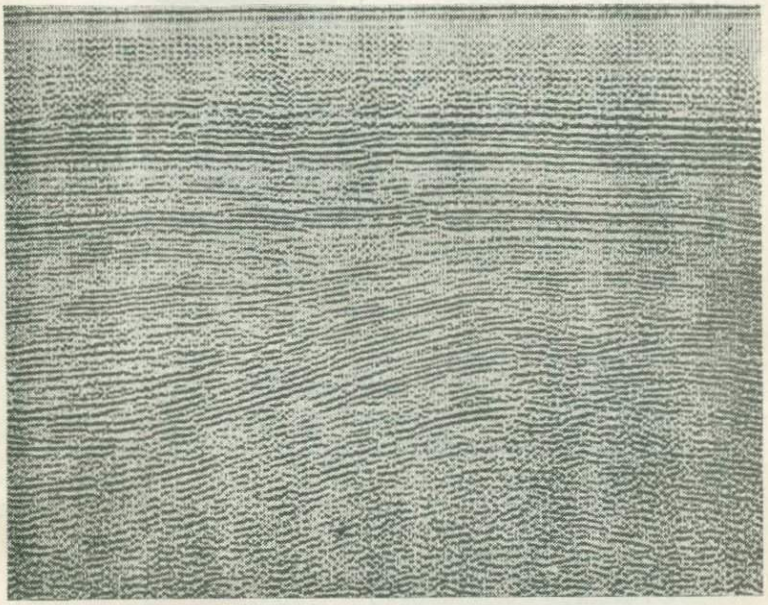


Рис. 126. Сейсмогеологический разрез осадочных отложений, полученный при машинной обработке сейсмограмм

при автоматизированной машинной обработке и интерпретации сейсмограмм для одного из участков Саратовского Заволжья. Разрез еще не привязан по глубинам и в стратиграфическом отношении, но четко проявляются основные геологические особенности участка. Верхние горизонты характеризуются практически горизонтальным залеганием пластов, составляя верхний структурный этаж. Подстилающие его горизонты образуют крупную антиклинальную складку, свод которой располагается под правой частью профиля. Хорошо видно, что породы в ядре антиклинали не обладают отчетливо выраженной слоистостью, которая четко выявляется в верхней части разреза.

Пример применения магниторазведки в сложных складчатых районах приведен на рис. 127. Возможность картирования антиклинальной

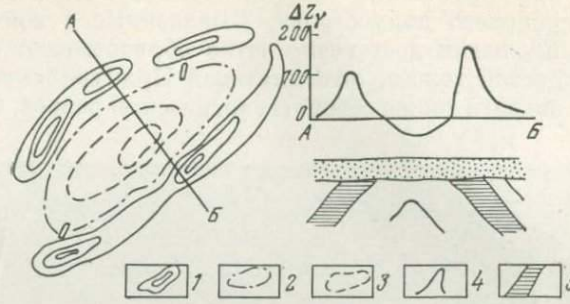


Рис. 127. Магнитное поле над антиклинальной складкой. По К. П. Соколову

1 — положительные изодинамы ΔZ; *2* — нулевая изодинама; *3* — отрицательные изодинамы ΔZ; *4* — график ΔZ; *5* — пласт магнитных пород

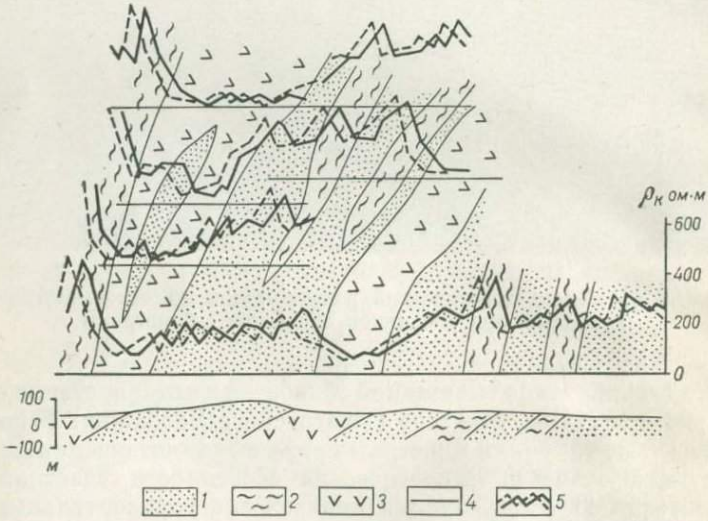


Рис. 128. Прослеживание по графикам ρ_k дипольного профилирования. По В. Д. Огородникову

1 — полимиктовые песчаники; *2* — хлоритовые сланцы; *3* — сланцы углистые; *4* — линии профилей: *5* — графики ρ_k

складки связана в данном случае с повышенным содержанием магнетита в одном из пластов, слагающих структуру. В этих районах благодаря большим углам наклона пластов при условии достаточной дифференциации их по сопротивлению складчатые структуры можно эффективно картировать электропрофилированием (рис. 128), причем посредством зигзагообразного расположения профилей детально прослеживать отдельные пласты, определяющие детали строения складки.

Широко применяются геофизические методы в районах распространения солянокупольных и диапировых структур. Соляные купола отражаются на гравитационных и магнитных картах отрицательными аномалиями силы тяжести и геомагнитных элементов. Более детальное исследование сводовых частей соляных куполов, а также структур в перекрывающих осадочных отложениях, в межкупольных пространствах и в подсолевых отложениях производится главным образом посредством сейсморазведки. Для изучения формы крутых склонов куполов применяется детальная гравиметрическая съемка в комплексе с методом преломленных волн и скважинной сейсморазведкой. Эти же методы, дополняемые электрическим профилированием, применяют и при изучении диапировых структур, связанных, например, с грязевыми вулканами.

Следует иметь в виду, что изучение складчатых структур посредством геофизических методов в практике современных геофизических работ проводят в большинстве случаев неразрывно с изучением несогласий между структурными этажами и в первую очередь совместно с исследованием рельефа кристаллического или складчатого фундамента.

Глава 12

ТРЕЩИНЫ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ
(разрывы без смещений)

Разрывы в горных породах делятся на две большие группы. К первой группе относятся трещины, представляющие собой разрывы, перемещения по которым имеют очень незначительную величину. Во вторую группу объединяются разрывы с заметными перемещениями пород, разъединяемых разрывами. Совокупность трещин, разбивающих тот или иной участок земной коры, называется трещиноватостью. По степени проявления трещины можно разделить на три группы: открытые, закрытые и скрытые.

Открытые трещины характеризуются четко видимой полостью. В закрытых трещинах разрыв хорошо заметен невооруженным глазом, но стенки трещин оказываются сближенными до такой степени, что заметить полость по разрыву не удается. Скрытые трещины очень тонки и при обычных наблюдениях не заметны, но их легко обнаружить при разбивании или окрашивании горных пород.

Трещины, имеющие одинаковую или близкую ориентировку, объединяются в ряды трещин. Трещины одного ряда могут ветвиться, но они не пересекаются. Обычно в горных породах развивается несколько рядов трещин. Нередко при этом ряды трещин оказываются взаимосвязанными, и изменения в ориентировке одного ряда сопровождаются соответствующими изменениями в ориентировке другого ряда.

Отдельностью называются блоки и глыбы, на которые разделяется трещинами горная порода. Форма отдельности обусловливается расположением трещин. В осадочных горных породах обычно развиваются прямоугольная, кубическая, параллелепипедальная, призматическая, плитчатая, шаровая и глыбовая отдельности; в метаморфических — плитчатая, пластинчатая, ребристая, остроугольная; в лавах — призматическая, столбчатая или шаровая отдельности; среди интрузивных массивов встречаются кубическая, прямоугольная, параллелепипедальная и др.

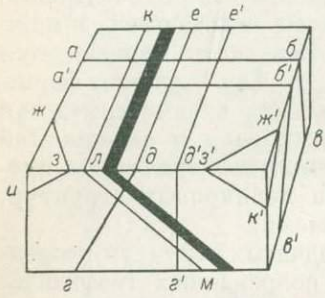


Рис. 129. Геометрическая классификация трещин

Черный слой — слоистость; *абв* и *а'б'в'* — поперечные трещины, *где* и *г'д'е'* — продольные, *жзк* и *ж'з'к'* — косые; *клм* — согласные

Классификация трещин. Трещины, развитые в горных породах, можно классифицировать либо относительно текстурных особенностей (слоистости, сланцеватости, ориентировки линейных и пластинчатых минералов) и по ориентировке трещин в пространстве, либо исходя из условий их образования. В первом случае классификация трещин будет отражать лишь геометрические особенности; такая классификация называется геометрической. Во втором случае классификация имеет генетический характер. Обе классификации не исключают одна другую, трещиноватость в них рассматривается с различных точек зрения и они дополняют друг друга.

В *геометрической классификации трещин* в осадочных и метаморфических породах, обладающих ясно выраженной слоистостью или имеющих неясную слоистость, но четкую сланцеватую текстуру, выделяются (рис. 129):

а) поперечные трещины, секущие в плане слоистость или сланцеватость по направлению падения. В разрезах поперечные трещины могут быть либо вертикальными, либо наклонными;

б) продольные трещины, параллельные линии простирания, но секущие слоистость или сланцеватость в вертикальных разрезах;

в) косые трещины, секущие слоистость или сланцеватость под углом относительно простирания и направления падения;

г) согласные трещины, ориентированные параллельно слоистости, или сланцеватости как в плане, так и в разрезах.

В массивных, а также в слоистых и сланцеватых породах нередко трещины удобнее классифицировать по углу наклона.

В таких случаях обычно выделяются следующие виды трещин: вертикальные (с углами падения от 80 до 90°), крутые (с углами падения 45 до 80°), пологие (с углами падения 10 до 45°), слабо наклоненные и горизонтальные (с углами падения от 0 до 10°).

В *генетической классификации* выделяются следующие типы и виды трещин:

Нетектонические трещины:

1. Первичные трещины.
2. Трещины выветривания.
3. Трещины оползней, обвалов и провалов.
4. Трещины расширения пород при разгрузке.

Тектонические трещины:

1. Трещины с разрывом сплошности пород (трещины отрыва и скалывания).
2. Кливаж.

В приведенной генетической классификации за основу приняты геологические условия формирования трещин. К основным признакам, положенным в основу разделения трещин, относятся: геологическая обстановка, характер механического разрушения пород, источник возникновения нагрузок и морфологические особенности трещин.

НЕТЕКТОНИЧЕСКИЕ ТРЕЩИНЫ

Образование нетектонических трещин в горных породах обусловлено изменениями внутренних свойств пород под влиянием сил, проявляющихся при экзогенных процессах на поверхности Земли или вблизи нее.

Первичные трещины развиваются в результате проявления внутренних сил, возникающих в породах при их усыхании, уплотнении, изменении объема и температуры и физико-химических превращениях.

Первичные трещины в осадочных породах, или *диагенетические трещины*, возникают преимущественно при процессах диагенеза, т. е. в стадии превращения осадка в горную породу. Наиболее важными физическими изменениями при диагенезе являются потеря воды и уплотнение отложений путем уменьшения их влажности и пористости.

При повсеместном распространении диагенетических трещин наиболее четко они выражены в областях с горизонтальным или слабо нарушенным залеганием пород. Там, где породы смяты в складки и испытали интенсивные тектонические движения, первичные трещины обычно замаскированы более поздней тектонической трещиноватостью. Диагенетические трещины не пересекают сколько-нибудь мощные толщи тех или иных пород, а тесно связаны с отдельными слоями или пачками слоев. Обычно они резко заканчиваются у поверхностей наслоения. По отношению к слоистости эти трещины

располагаются различно: перпендикулярно, косо, параллельно; нередко они имеют изогнутые поверхности, а также неправильную сложную форму (рис. 130). На поверхностях наслоения диагенетические трещины образуют полигональную сеть (рис. 131).

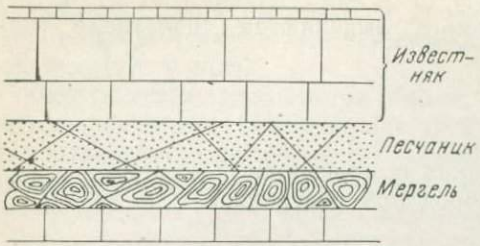


Рис. 130. Схема расположения первичных трещин в зависимости от состава пород. По А. С. Новиковой

Частота трещин находится в полной зависимости от мощности пород. Мощные пласты имеют более редкую сеть трещин по сравнению с пластами менее мощными, сеть трещин в которых при прочих равных условиях бывает более густой. Г. А. Смирнов указывает, что среднее расстояние между трещинами равняется приблизительно удвоенной мощности пласта.

Образование диагенетических трещин объясняется уменьшением объема осадка при превращении его в породу. Различия в степени уменьшения объема пород различного состава в слоистых толщах вызывают появление трещин, ориентированных согласно со слоистостью. Трение, развивающееся при этом, по мнению В. В. Белоусова, является причиной стяжения породы не к одному, а к многим центрам с распадением на большое число отдельностей.

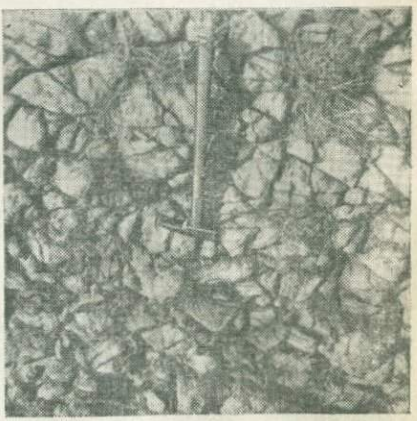


Рис. 131. Диагенетические трещины в верхнекаменноугольных известняках (Северный Казахстан). Фото Я. Г. Каца

Первичные трещины в эффузивных породах развиваются под воздействием напряжений, возникающих при их охлаждении. Уменьшение объема всегда вызывает появление растягивающих усилий, в результате которых образуются трещины. Для лав наиболее характерны плитчатая, столбчатая и шаровая отдельности, реже встречаются прямоугольная и остроугольная отдельности. Особенно примечательными являются столбчатая и шаровая отдельности в лавах. Образование трещин, ограничивающих столбчатую отдельность, связано с возникновением осей стяжения, отстоящих друг от друга на равных промежутках. Линии, соединяющие эти центры, совпадают с направлениями наибольших растягивающих напряжений, и когда лава затвердевает, то появляются трещины, перпендикулярные

этим линиям. Трещины пересекаются таким образом, что получаются шестиугольники. По мере охлаждения лавы столбы удлиняются от поверхности в глубину лавового покрова, образуя многочисленные призмы. Столбчатая отдельность иной формы (пятиугольная, четырехугольная) встречается редко и образуется за счет усиленного роста одних граней и из-за недоразвитости других.

Шаровая и овальная отдельности в лавах возникают при быстром охлаждении лавовых потоков. Такие условия создаются при соприкосновении лав с морской водой, при излиянии лав под сильным дождем или их внедрении в мягкие, пропитанные водой отложения.

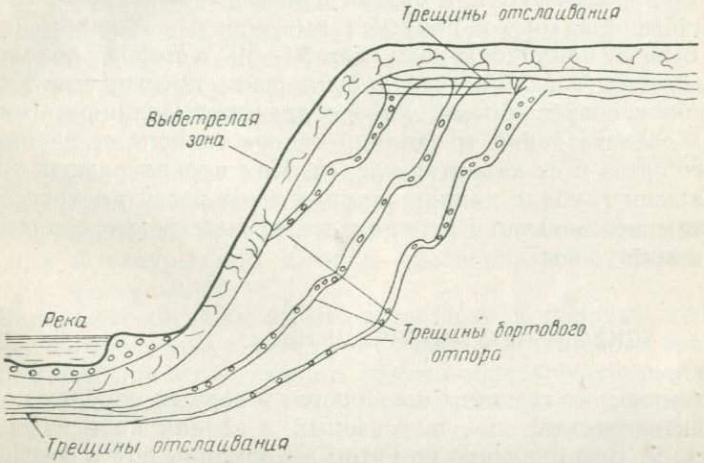


Рис. 132. Схема расположения трещин бортового отпора и трещин отслаивания. По А. Г. Лыкошину (упрощено)

Трещины выветривания. При выветривании порода теряет свою монолитность. Разрушение ее происходит главным образом за счет раскрытия и расширения ранее существовавших в ней трещин и образования новых — трещин выветривания.

Степень разрушения породы и частота трещин, вызванных процессами выветривания, с удалением от дневной поверхности быстро уменьшаются. Обычно трещины выветривания распространены на глубину до 10—15 м от поверхности, и в редких случаях глубина их проникновения увеличивается до 30—50 м.

Трещины оползней, обвалов и провалов. В описываемую группу объединены трещины, довольно разнообразные по происхождению. Они обычно часты и четко выражены, но имеют местное распространение.

Трещины расширения пород при разгрузке. Горные породы в земной коре находятся в сильно сжатом состоянии. Одна из основных сил, действующая повсеместно, вызывается тяжестью вышележащей толщи. При высвобождении пород от дей-

ствия сжимающих сил, что происходит у поверхности Земли, в горных выработках, в бортах речных и овражных долин и при других подобных условиях, породы начинают выдавливаться в свободное пространство. В выработках выдавливаются боковые стенки, кровля и почва, стремящиеся заполнить все ее сечение; у поверхности Земли развиваются трещины отслаивания; в бортах речных долин и оврагов появляются характерные трещины бокового отпора.

Трещины отслаивания возникают параллельно обнаженной поверхности. Они часты и хорошо выражены вблизи нее, но становятся более редкими и менее ясными в глубине.

Трещины бортового отпора (отседания, откоса) развиваются в бортах долин рек и оврагов, врезанных в различные скальные и полускальные породы. Трещины бортового отпора бывают наклонены под углом 30—50° в сторону долины и распространяются в глубину до уровня реки; простирание их совпадает либо с современными, либо с древними долинами (рис. 132). Ширина захвата долин трещинами отпора зависит от глубины эрозионного среза и от характера пород. При прочих равных условиях при большей глубине долины ширина зоны развития трещин будет соответственно больше. Крепкие и менее выветрелые породы сокращают ширину зоны.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ТРЕЩИНЫ

Тектонические трещины появляются в горных породах под влиянием тектонических сил, вызываемых в земной коре эндогенными процессами. Возникающие при этом деформации почти всегда сопровождаются развитием в горных породах трещин, образующихся как на сравнительно небольших площадях, ограниченных отдельными структурами, так и на огромных пространствах.

Тектонические трещины во многом отличаются от трещин нетектонических. Различия выражаются прежде всего в том, что эти трещины более выдержаны как по простиранию, так и по падению и ориентированы по единому плану в различных по составу породах.

Напомним, что тектонические трещины в соответствии с принятой нами классификацией делятся на трещины с разрывом сплошности пород и на кливаж. Кливаж, в противоположность другим видам тектонических трещин, не нарушает сплошности пород. В породах с развитым кливажем разрушается их текстура и структура, но они не теряют монолитности, если только поверхности кливажа не расширены какими-либо более поздними процессами (например выветриванием).

Трещины с разрывом сплошности пород возникают при появлении в породах напряжений, превышающих пределы их прочности.

Ниже описаны только те трещины отрыва и скалывания, которые связаны с тектоническими силами, развивающимися в земной коре.

Трещины отрыва обычно приоткрыты, обладают неровной зернистой поверхностью и лишены каких-либо следов перемещений. Гальки и крупные зерна при пересечении их поверхностью отрыва нередко выпадают из породы, оставляя на поверхности трещины гнезда в виде ямок и вдавленностей. Трещины отрыва быстро выклиниваются по простиранию и падению, но часто рядом или в стороне от выклинивающейся трещины можно найти новую, продолжающуюся в том же направлении.

При разрастании трещин отрыва выделяется несколько последовательных стадий их роста. Вначале появляются редкие, удаленные друг от друга трещины, затем при увеличении их числа и размеров они как бы заходят друг за друга и на последней стадии соединяются между собой с образованием коротких косых смыкающихся разрывов (рис. 133).

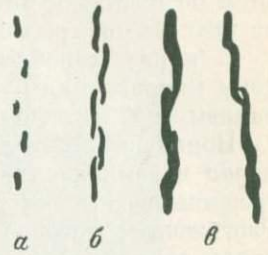


Рис. 133. Схема роста трещин отрыва (*а*, *б*, *в* — стадии роста). По В. В. Белоусову

Образование трещин отрыва происходит в разнообразных условиях. Они могут быть развиты на огромных пространствах, в таких региональных структурах, как флексуры или крылья прогибов, либо имеют узкое местное распространение.

Региональные трещины отрыва возникают в породах, испытывающих растяжения в результате проявления вертикальных движений. Появляющиеся при этом трещины обычно образуют систему из двух рядов круто наклоненных трещин, пересекающихся в плане и разрезе под прямым или близким к нему углом. Один из рядов развивается согласно с простиранием пород, в общем плане параллельно оси поднятия или оси опускания. Второй совпадает с направлением падения пород.

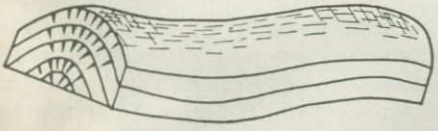


Рис. 134. Схема расположения трещин в ядре антиклинальной складки

Морфологически региональные трещины отрыва имеют ряд характерных черт. Это обычно вертикальные или круто наклоненные ровные трещины, выдержанные по простиранию и падению на десятки и сотни метров. Они бывают открытыми и очень часто речная и овражная сеть вырабатывается согласно с планом расположения таких трещин. Региональные трещины отрыва широко развиты на крыльях многих платформенных прогибов, обладающих большой глубиной.

Местные трещины отрыва возникают на участках, испытывающих растяжения при формировании складок и разломов. Морфологически эти трещины не отличаются от описанных выше региональных трещин, но они не имеют такого широкого распространения.

Многочисленные трещины отрыва образуются на сводах пологих куполовидных поднятий, в ядрах складок, на участках крутого погружения шарниров складок и на смыкающих крыльях флексур.

Расположение трещин на сводах куполовидных поднятий зависит от их формы. В изометричных куполах трещины отрыва развиваются по радиусам и концентрически. Нередко возникает лишь один из этих видов трещин.

В ядрах линейных складок трещины отрыва возникают по двум направлениям. Одно из них продольное (совпадает с простиранием осей складок), другое поперечное.

Появление продольных трещин объясняется общим растяжением пород в замках складок, связанным с изгибом слоев. Поперечные трещины возникают там, где шарниры складок образуют перегибы. Растяжение, которое испытывают при этом породы, направленное вдоль оси складки, приводит к образованию поперечных трещин (рис. 134).

Трещины отрыва возникают на смыкающих крыльях флексур, в направлении, совпадающем с их простиранием. Такие трещины бывают интенсивно развиты на участках, нарушенных сбросами. Последние чаще образуются в условиях растяжения горных пород и отражают дальнейшее развитие тех напряжений, которые приводят к образованию трещин отрыва. Там, где развиты сбросы, трещины отрыва ориентированы параллельно поверхности сместителя. Они образуются раньше, чем произойдет перемещение крыльев сброса, и имеют наибольшую частоту у сместителя, становясь более редкими вдали от него.

Трещины скалывания. Стенки трещин скалывания обычно плотно сжаты и имеют гладкую поверхность. Гальки и крупные зерна, попадающие на линию разрыва, срезаются, а не выдергиваются из своих гнезд, как это отмечалось для трещин отрыва. Трещины скалывания сохраняют свою ориентировку по простиранию и падению и обладают большой протяженностью. Нередко их поверхности носят следы перемещения в виде царапин, бороздок и зеркал скольжения.

Широко распространены трещины скалывания на участках, нарушенных взбросами и сдвигами. Образование этих структур происходит в условиях сжатия земной коры или при перемещениях одного участка земной коры относительно другого под действием пары сил. Однако раньше, чем напряжения, вызываемые сжатием или сдвигом, сконцентрируются на одной поверхности разрыва и вызовут перемещение вдоль нее, в породах произойдет образование трещин скалывания. Эти трещины составляют обычно два ряда, ориентированных под углом к оси сжатия. В реальной обстановке может развиваться лишь одно направление трещин скалывания; если же развиваются оба направления, то они не всегда выражаются одинаково отчетливо.

Трещины скалывания связаны не только с формированием отдельных структур, но и широко распространены во многих районах.

Они возникают в складчатых областях в тех случаях, когда уплотненные и преобразованные в процессе складчатости породы, неспособ-

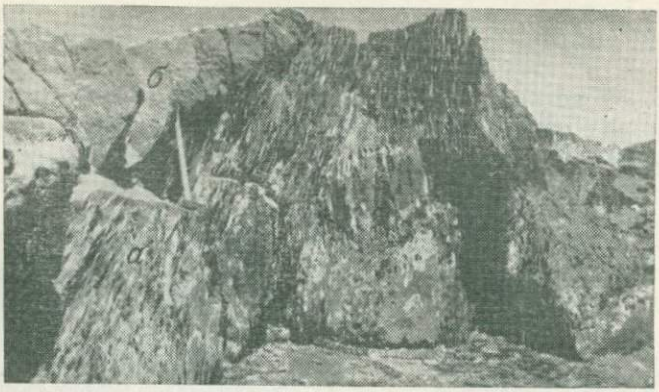


Рис. 135. Кливаж, развитый в аргиллитах (*а*) верхнего девона под углом к слоистости; в залегающих выше песчаниках (*б*) кливаж отсутствует (Центральный Казахстан)

ные в поверхностных зонах земной коры к дальнейшим пластическим деформациям, вновь испытывают сжатие в периоды, следующие за

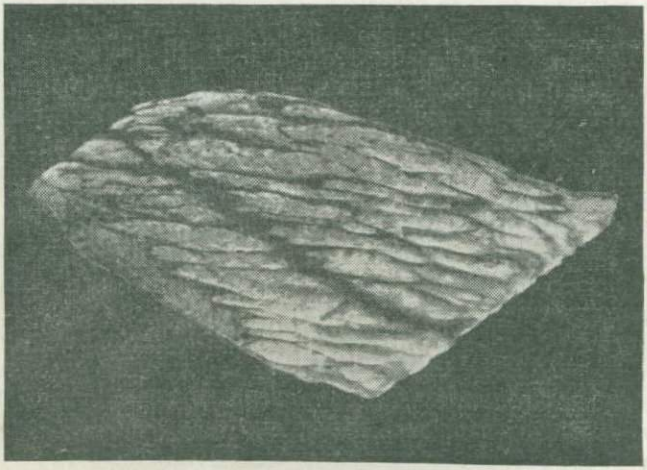


Рис. 136. Кливаж, делящий слои известняка на линзы. Керн из отложений нижнего турне Атасуйского района Центрального Казахстана

временем формирования складчатости. Трещины в таких случаях располагаются под острым углом по отношению к общему направлению сжатия.

Трещины скалывания очень часто возникают в интрузивных породах, подвергшихся сдавливанию после окончания кристаллизации и полного остывания.

К л и в а ж е м называются частые параллельные поверхности скольжения, развивающиеся при пластической деформации горных пород.

На земной поверхности и вблизи нее в зоне выветривания кливаж имеет вид открытых или закрытых частых параллельных трещин с ровными поверхностями и нередко со следами скольжения и притирания (рис. 135). В породах, расположенных вне зоны выветривания, поверхности кливажа выражены скрытыми трещинами, которые могут быть замечены только по относительному перемещению по поверхностям скольжения и особенно по смещению резко выраженных границ между слоями (рис. 136).

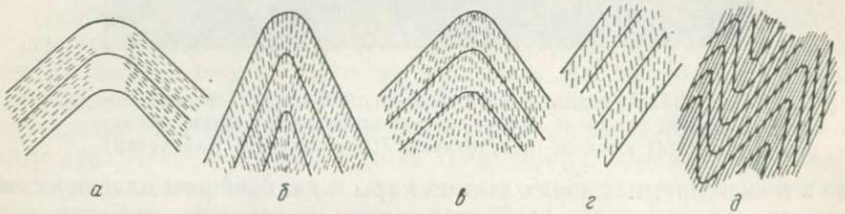


Рис. 137. Разновидности кливажа

а — послойный кливаж; секущий кливаж: *б* — веерообразный, *в* — обратный веерообразный, *г* — S-образный, *д* — параллельный

Из существующих классификаций кливажа наиболее обоснованной является классификация, предложенная В. В. Белоусовым. Им выделяются следующие разновидности кливажа (рис. 137).

1. Послойный кливаж, развивающийся параллельно слоистости на ранних стадиях пластической деформации.

2. Веерообразный кливаж, располагающийся под острым углом к осевой поверхности и ориентированный таким образом, что он сходится под антиклиналями и над синклиналями, т. е. веерообразно относительно осевой поверхности складки.

3. Обратный веерообразный кливаж, при котором поверхности кливажа сходятся над антиклиналями и под синклиналями.

4. S-образный кливаж с изменяющейся ориентировкой в пластах различного состава; этот вид осложняет как веерообразный, так и обратный веерообразный кливажи.

5. Главный (параллельный) кливаж, развивающийся параллельно осевым поверхностям складок как в замке, так и на крыльях (рис. 138).

Веерообразный и обратный веерообразный, S-образный и главный (параллельный) разновидности кливажа могут быть объединены в одну группу под общим названием секущего кливажа и противопоставлены послойному кливажу. Оба основных типа кливажа —

послойный и секущий — связаны с процессами складкообразования. Помимо этих двух типов кливажа, развитых в складках, явления, имеющие все признаки сходства с кливажем, наблюдаются иногда вблизи крупных разрывов, на что указывал М. А. Усов. Мощность зон, пораженных кливажем, достигает 200—400 м. На более раннее возникновение кливажа относительно образования поверхностей разрыва и перемещений вдоль них указывает присутствие в брекчиях трения раздробленных обломков боковых пород с развитым в них кливажем. Основываясь на вышеизложенном, общая классификация кливажа может быть дана в следующем виде.

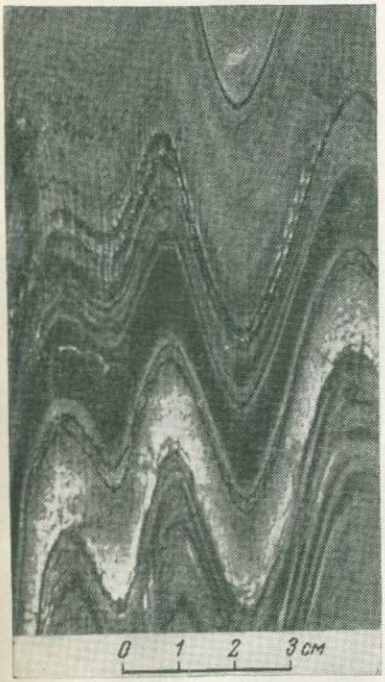


Рис. 138. Главный (параллельный) кливаж в протерозойских сланцах гор Улутау (Центральный Казахстан)

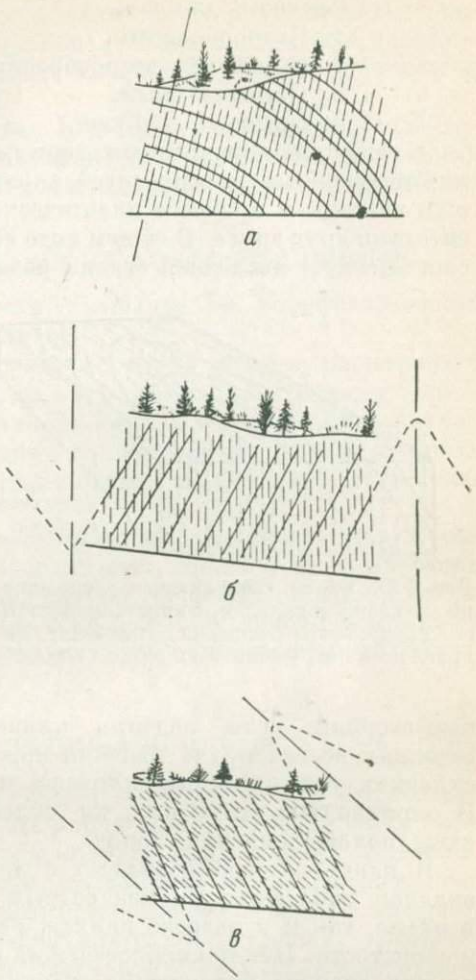


Рис. 139. Соотношение кливажа, слоистости и осевых поверхностей складок в разрезе

а — кливаж перпендикулярен к слоистости — замок складки; *б* — кливаж круче слоистости — крыло нормальной складки; *в* — кливаж положе слоистости — крыло опрокинутой складки. Указано возможное расположение осей антиклинальной и синклинальной складок. На рисунках изображены разрезы; сплошные линии — слоистость; пунктир — кливаж; длинный пунктир — осевые поверхности складок

А. Кливаж, связанный со складчатостью.
I. Послойный кливаж.
II. Секущий кливаж.
1. Веерообразный.
2. Обратный веерообразный.
3. Параллельный.
Б. Приразрывный кливаж.

Кливаж в механическом понимании выражается в образовании многочисленных поверхностей скольжения или срезания, по которым частицы в процессе пластической деформации смещаются относительно друг друга. В общем ходе деформации образование кливажа соответствует последней стадии развития пластической деформации, характеризующейся потерей прочности перед разрывом.

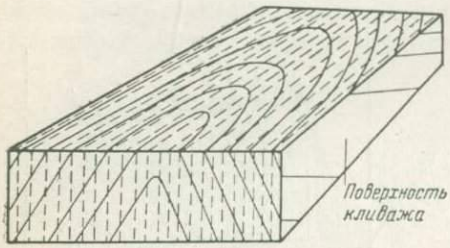


Рис. 140. Схема, поясняющая расположение кливажа в складке. Наклон слоистости на поверхности кливажа указывает направление погружения шарнира складки

Остановимся на характерных свойствах кливажа и некоторых примерах его практического использования. В наиболее полной форме это можно показать на секущем параллельном кливаже, использовав его основное свойство, выраженное в параллельности осевым поверхностям складок.

В нормальных складках с падением крыльев в разные стороны углы падения кливажа на крыльях в поперечных сечениях всегда круче падения пород (рис. 139). В изоклинальных складках углы падения кливажа и пород на крыльях совпадают. В опрокинутых складках на подвернутых крыльях наклон кливажа положе падения пород.

В плане кливаж совпадает с простиранием пород на крыльях складок либо сечет их под острым углом. В замках складок как в плане, так и в разрезе кливаж располагается под прямым углом к слоистости. Наклон слоистости на поверхности кливажа указывает на направление погружения шарнира складок (рис. 140). Если на кливажных поверхностях слоистость горизонтальна, шарнир складки также горизонтален. Описанные свойства кливажа могут оказать большую помощь при изучении складчатых структур.

При практическом использовании веерообразного и S-образного кливажа необходимо учитывать угол отклонения поверхностей кливажа от направления осевых поверхностей складок. Изучение кливажа, развивающегося в крыльях крупных разрывов параллельно сместителю, позволяет определить ориентировку сместителя.

Следует отметить, что нередко кливаж отождествляют со сланцеватостью: сланцеватость рассматривается как разновидность кливажа или, наоборот, кливаж как разновидность сланцеватости.

Между тем кливаж и сланцеватость — явления принципиально отличные друг от друга и до известной степени противоположные. Кливаж представляет собой один из видов механического разрушения породы а сланцеватость, выражающаяся в образовании линейных и пластинчатых минералов под влиянием процессов метаморфизма, развивается при образовании новых пород.

Кливаж может возникнуть как в породах, обладающих сланцеватостью, так и в породах без признаков сланцеватости. Последняя в свою очередь может наложиться на ранее сформировавшийся кливаж.

ИЗОБРАЖЕНИЕ ТРЕЩИН НА АЭРОФОТОСНИМКАХ

При хорошей фотогеничности трещины на аэрофотоснимках могут быть выражены очень четко.

Трещины и в особенности кливаж могут сильно маскировать слоистость, и их легко принять за направление простирания пород. Иногда в таких случаях появляется как бы «перекрещивающаяся слоистость», т. е. слоистость в двух направлениях, одно из которых является направлением настоящей слоистости, а второе трещиноватостью или кливажем.

При изображении на аэрофотоснимках разновозрастных комплексов пород, разделенных несогласиями, каждый из комплексов обладает отличным планом расположения трещин. При этом древние комплексы оказываются в значительно большей степени покрытыми трещинами, чем молодые, что может служить существенным дешифровочным признаком.

НАБЛЮДЕНИЯ НАД ТРЕЩИНАМИ В ПОЛЕ

Изучение трещиноватости в горных породах должно быть основано в первую очередь на полевых наблюдениях. Оно должно быть направлено таким образом, чтобы прежде всего выяснить генезис трещин, время их возникновения, возрастные и пространственные взаимоотношения. Не менее важны количественная оценка трещиноватости и характеристика строения поверхности трещин. Особенно тщательные наблюдения должны быть проведены над минерализацией трещин и их обводненностью. Все перечисленные вопросы должны решаться комплексно при взаимной увязке и учете получаемых результатов.

Выбор пунктов наблюдений при изучении трещиноватости имеет большое значение. Практика изучения трещин показывает, что пункты наблюдений могут располагаться либо более или менее равномерно на всей площади, подлежащей изучению, либо наблюдения производятся лишь на участках, специально выбранных для этой цели.

При равномерном расположении пунктов наблюдений изучение трещин ведут параллельно с выявлением других свойств горных пород. Особенно тщательно следует вести наблюдения в выработках.

Подобный способ наблюдений рекомендуется при съемках в масштабах 1 : 50 000, 1 : 100 000 и др. При крупномасштабных съемках изучение трещиноватости лучше производить на специально выбранных участках. Такие участки выбираются после достаточно полного знакомства с районами работ. Располагаются они так, чтобы в результате можно было дать характеристику трещиноватости для различных структурных элементов, например для крыльев складок, их осевых частей и погружений; для пород различного состава или комплексов пород; для отдельных свит, толщ и структурных этажей в целом.

Количество выбранных участков зависит от сложности геологического строения: чем оно сложнее, тем большее количество участков приходится подбирать. Размер площадки должен быть таким, чтобы на ней располагалось не менее 50—70 трещин. Однако для более полных наблюдений необходима площадка, на которой можно произвести 100—200 замеров.

При определении ориентировки трещин в пространстве измеряют элементы залегания поверхности трещин точно так же, как измеряют элементы залегания пластов горных пород. Замеряются азимут простирания, азимут падения и угол падения.

Прежде чем приступить к замерам ориентировки трещин, совершенно необходимо на участке, где производятся измерения, выяснить элементы залегания пластов горных пород, сланцеватости или иных ориентированных текстур. Сделать это всегда следует вначале, так как при большом количестве измерений об этом можно забыть и тем самым обесценить проведенную работу.

Запись наблюдений над трещинами следует сводить в таблицы непосредственно в поле, а не разбрасывать среди текста полевой книжки.

При специальных исследованиях трещин указываются дебит, температура и состав вод, которые могут быть заключены в трещинах, длина и ширина трещин, состав заполнителей и др.

ГРАФИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИЗОБРАЖЕНИЯ ЗАМЕРОВ ТРЕЩИН

При полевом изучении трещиноватости горных пород скапливается большое количество замеров трещин, требующих дальнейшей обработки для выявления преобладающих направлений, относительной интенсивности каждого из них и т. д. С этой целью прибегают к построению различного вида диаграмм и карт трещиноватости.

В основе построения таких диаграмм должно лежать разделение трещин по генезису. Совершенно бесцельным в большинстве случаев является нанесение на диаграмму замеров без отнесения их к трещинам определенного происхождения. Диаграммы, получаемые в таких случаях, имеют вид «звездного неба», либо дают искаженные представления. Хотя в ряде случаев диаграммы и помогают выяснить

генезис трещин, однако всегда необходимо иметь четкую генетическую характеристику наносимых на диаграмму трещин.

В настоящее время наибольшим распространением пользуются круговые диаграммы в изолиниях, построенные с помощью сетки Вальтер-Шмидта. Однако широко используются и другие виды диаграмм и в особенности розы-диаграммы.

Розы-диаграммы строятся по тому же методу, что и розы ветров. На розах-диаграммах легко можно выявить преобладающие простирания трещин, азимуты или углы их падения.

В качестве примера рассмотрим построение розы-диаграммы азимутов линий простирания. На полукруге произвольного радиуса наносится градусная сетка с северными румбами и проводятся радиусы-меридианы (рис. 141). Интервалы между меридианами можно

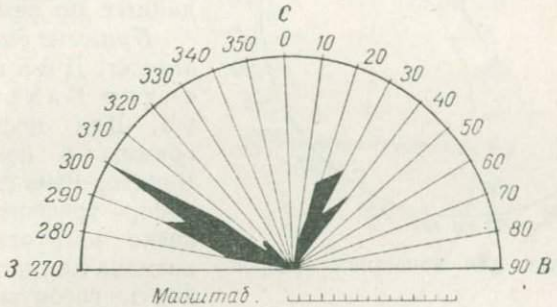


Рис. 141. Роза-диаграмма простираний (деление масштаба соответствует одной трещине)

брать различными — в 2—3 или 5°. Затем выбирается единичный отрезок с произвольной длиной, соответствующей одному замеру, служащий масштабом для изображения количества трещин. Единичный отрезок откладывается на полукруге от его центра по направлению замеренного азимута. При этом производится округление значений замеров азимутов в соответствии с частотой проведенных радиусов-меридианов.

Можно вести построение и без округлений. При повторении замера единичный отрезок откладывается от ранее нанесенного к периферии диаграммы. После нанесения всех замеров концы линий составленных единичными отрезками, соединяют прямыми, и образовавшийся контур затушевывают.

Существует и иной способ построения розы-диаграммы, при котором прежде чем наложить имеющиеся замеры на сетку, они группируются с интервалами в 2—3 или 5°. В одну группу относят трещины, азимуты или углы падения которых находятся в пределах того или иного интервала. Определяют количество случаев и среднее значение азимута или угла падения для каждой группы. Полученные значения наносят на диаграмму с помощью радиусов. Направление радиусов должно отвечать среднему значению азимута, а длина

его должна быть пропорциональной количеству замеров, попавших в данную группу.

Если количество трещин наносят в процентной форме, то общее количество замеров принимают за 100 и вычисляют процент замеров по каждой группе. Для изображения азимутов падения розу-диаграмму нужно строить на полном круге; для крутых углов падения достаточно одного квадранта.

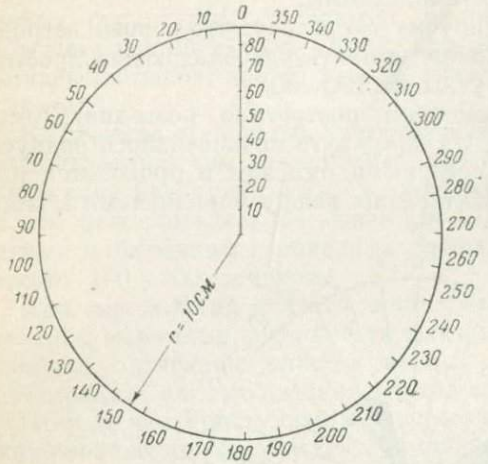


Рис. 142. Сетка для нанесения замеров

Существенным недостатком роз-диаграмм является невозможность изображения на одной диаграмме всех данных по замерам.

Круговые диаграммы в изолиниях. Диаграмма на сетке Вальтер-Шмидта. Для построения диаграммы с помощью сетки Вальтер-Шмидта необходим набор трафаретов, которые легко изготовить из куска ватмана или картона. Удобно иметь готовую сетку Вальтер-Шмидта, которую следует наклеить на картон или фанеру. Однако можно обойтись и упрощенной сеткой, изображающей лишь окружность и верхний радиус окружности. Для простоты расчетов при изготовлении трафаретов радиус окружности следует брать равным 10 см. Окружность градуируется через равные градусные интервалы против часовой стрелки, начиная от северного радиуса, который принимается за нулевой (рис. 142). Полученная

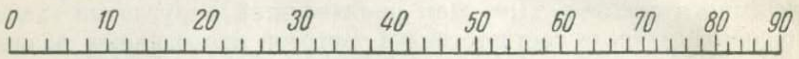


Рис. 143. Масштаб для градуировки северного радиуса при круге диаметром 20 см

шкала служит для отсчета замеров азимутов падения. По нулевому радиусу отсчитывают углы падения. При его градуировке придерживаются принципа, который применяется при построении сетки Вальтер-Шмидта.

Как известно, сетка Вальтер-Шмидта сохраняет равенство площадей, заключенных между меридианами и параллелями, за счет нарушения пропорциональности изображения угловых значений. Применение такой сетки необходимо для количественной оценки замеров. На рис. 143 приведен размеченный радиус для диаграммы

с диаметром 20 см. Нулевое значение для углов падения указывается в центре сетки, 90° — на окружности.

В центр круга с размеченной окружностью и радиусом (или в центре сетки Вальтер-Шмидта) вставляется игла или гвоздь, на который накладывается восковка с нанесенной на ней окружностью того же диаметра. Для того чтобы восковка не прорывалась, на ней в месте прокола иглой следует приклеить кусочек плотной бумаги.

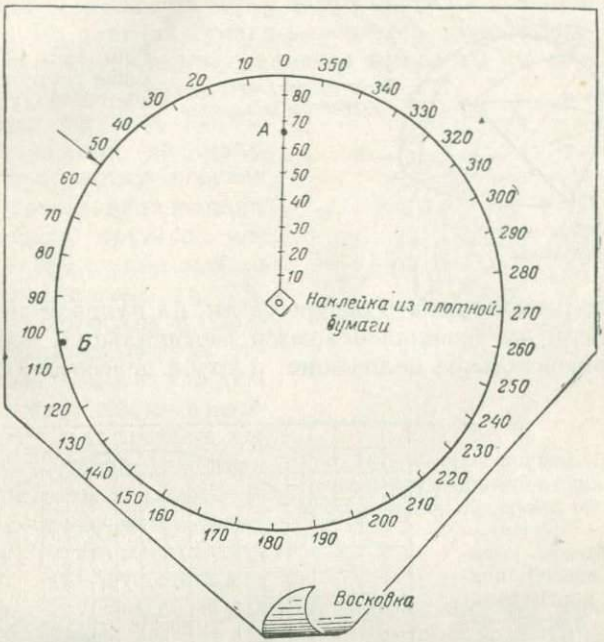


Рис. 144. Восковка, наложенная на сетку. При данном положении восковки нанесен замер поверхности трещины с азимутом падения 55°, ∠66° (точка *А*). Точка *Б* отвечает замеру азимута падения 42°, ∠90°.

На окружности восковки проводится стрелочка или другой какой-либо ориентир, служащий для отсчета азимутов падения по градусной шкале на окружности диаграммы. При нанесении замеров азимутов падения восковку поворачивают до положения, при котором стрелочка или другая пометка на окружности восковки будет соответствовать замеру азимута падения. Затем восковку придерживают, и на ней по размеченному радиусу откладывают значение угла падения. Полученная точка и будет изображать положение поверхности трещины (рис. 144). В геометрическом смысле эта точка будет представлять собой место пересечения перпендикуляра, восстановленного к поверхности трещины, с поверхностью полушария, которое можно вообразить себе над сеткой Вальтер-Шмидта.

При этом трещины представляются в виде плоскостей, пересекающих центр сетки и поверхности полушария (рис. 145).

Если трещина горизонтальна, т. е. угол падения равен нулю, перпендикуляр пересечет полушарие в его центре, и, следовательно,



Рис. 145. Схема, поясняющая соотношение поверхностей полушария и трещины

точка будет расположена в центре сетки, на нулевом значении угла падения. Если же трещина окажется вертикальной, перпендикуляр примет горизонтальное положение, и точка пересечения полушария

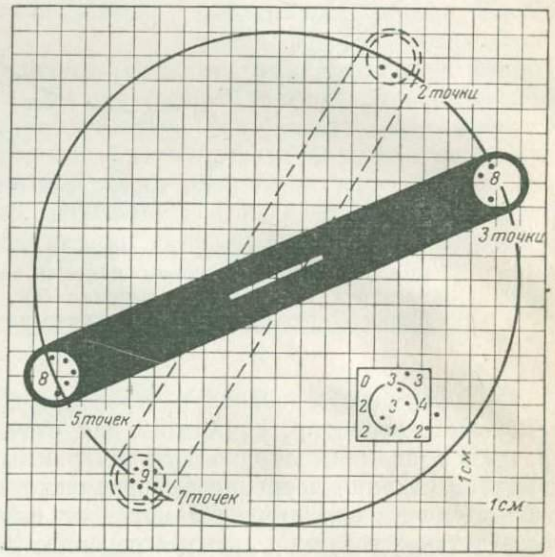


Рис. 146. Схема, показывающая способ подсчета точек в центральных частях и около периферии круга с помощью сетки квадратов. При пользовании линейкой с двумя кружками данные, полученные в каждом кружке, складываются, и найденное число указывается около узла сетки

с перпендикуляром будет лежать на окружности, где углы падения имеют значения 90°. Чтобы нанести замер вертикальной трещины на сетку, к замеру азимута линии простирания прибавляют 90°, затем поворачивают восковку до полученного значения и на окружности у конца нулевого радиуса ставят точку. Если на восковку наносят

несколько однозначных замеров, точки ставятся рядом или заменяются цифрой.

Обычно на одну диаграмму наносят не более 300—400 замеров. С целью выяснения преобладающей ориентировки трещин круг с замерами подвергают дальнейшей обработке. Восковка накладывается на сетку квадратов, на которой нанесена окружность с радиусом, равным 10 см (рис. 146); стороны отдельных квадратов равны 1 см. Центр окружности располагается в середине сетки квадратов; при накладывании восковки на сетку окружности на восковке и на сетке совмещаются. Из плотной бумаги вырезается кружок диаметром 2 см. Площадь этого кружка при диаметре круга 20 см составляет 1% площади большого круга.

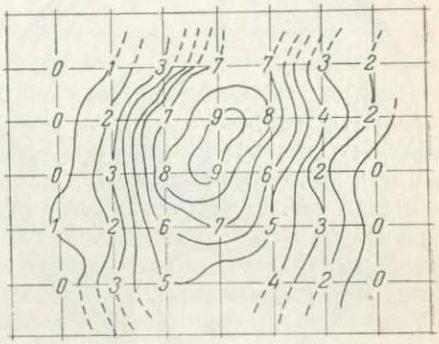


Рис. 147. Схема, показывающая способ проведения изолиний с одинаковой плотностью точек. Цифрами обозначены индексы

Передвигая кружок на восковке, наложенной на сетку квадратов, производят подсчет количества точек, попадающих внутрь площади кружка, определяя тем самым количество точек, приходящихся на 1% площади большого круга. Подсчет ведут, помещая центр кружка последовательно в каждую точку пересечения линии сантиметровой сетки и записывая количество точек (индекс) в центре кружка. При этом кружок должен вписываться в четыре смежные клеточки сетки. В тех случаях, когда на его площади оказывается окружность большого круга, подсчет точек ведется линеечкой, имеющей два кружка и узкую продольную прорезь посредине. Расстояние между центрами кружков линеечки должно быть равно 20 см. Линеечка устанавливается так, чтобы ее прорезь проходила через центр круга, а центры кружков совпали с центрами четырех смежных квадратиков, через которые проходит окружность большого круга. Затем подсчитывается количество точек, оказавшихся на площади обоих кружков, и суммарное значение указывается в том кружке, центр которого расположен в пределах круга восковки. В тех случаях, когда линеечка устанавливается в положение, при котором центры кружков совпадают с окружностью, индекс, составляющийся из суммы точек на площади обоих кружков, ставится в каждом из кружков на окружности диаграммы (см. рис. 146).

После определения всех индексов на восковке проводятся изолинии, отражающие плотность точек на 1% площади круга. Изолинии проводятся путем соединения одинаковых индексов плавными кривыми линиями, и весь процесс очень напоминает нанесение горизонталей при составлении топографической карты (рис. 147). Так, например, если на углах квадрата стоят индексы *2* и *8*, то на стороне

квадрата путем пропорционального деления находим индексы *3*, *4*, *5*, *6* и *7*.

Применяется и другой способ построения изолиний на диаграмме, при котором индексы отражают не количество замеров на 1% площади круга, а плотность точек, выраженную в процентах относительно общего количества замеров. Например, если на диаграмму нанесено 400 замеров, а точек на площади кружка 8, это составит 2% общего количества замеров. Цифра 2 явится соответствующим индексом. Далее изолинии проводятся через индексы, как и в первом случае.

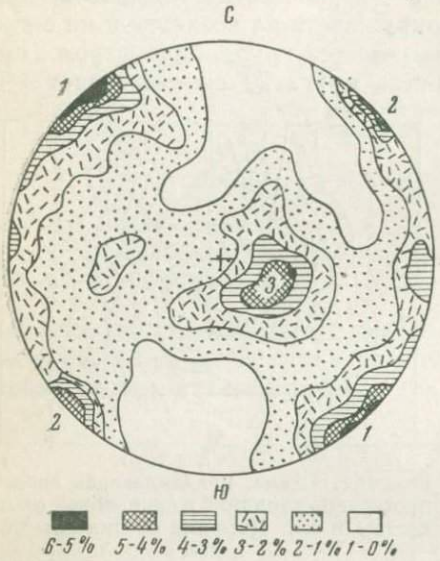


Рис. 148. Круговая диаграмма трещиноватости в изолиниях. Нанесено 400 замеров; изолинии проведены через 1% точек. Черный кружок — элементы залегания пород

Ряды трещин на диаграмме: *1* — вертикальный ряд с простиранием 50°, *2* — то же с простиранием 130°, *3* — наклонный ряд с простиранием 25°, юго-восточным падением и углом наклона 20°

Особое внимание при изображении изолиний должно быть обращено на периферические участки круга. При правильно составленной диаграмме на противоположных концах диаметров в точках их пересечения с окружностью должны находиться изолинии с одинаковой плотностью точек, что достигается тщательной проверкой и сопоставлением точек пересечения окружности и изолиний (рис. 148).

Пространство, заключенное между отдельными изолиниями, для большей выразительности обычно покрывается различной штриховкой, более темной для изолинии с большей плотностью точек. Для большей обзорности построенную диаграмму можно уменьшить в два или четыре раза, пользуясь для этого квадратной сеткой меньшего масштаба, причем иногда оказывается удобным переносить на уменьшенную сетку не все изолинии, а каждую вторую или третью. На диаграмме крестиком помечается центр, точкой — элементы залегания пород, в которых замерены трещины, указываются север, юг и другие данные. Помимо этого, указываются количество нанесенных замеров, а также количество точек, через которые проведены изолинии, выраженное в процентах. Так, например, если нанесено 400 замеров, а изолинии проведены через каждый индекс (точку), получим, что каждая точка составляет 0,25% общего количества замеров и, следовательно, изолинии проведены через 0,25% точек. Если изолинии проведены через два индекса, плотность изолиний

составляет 0,5%; если через четыре индекса — 1% и т. д. На рис.148 приведен пример круговой диаграммы в изолиниях.

Достоинство диаграммы, построенной на сетке Вальтер-Шмидта, заключается в наглядности изображения, возможности количественной оценки трещин различного направления и сравнения диаграмм, построенных для различных участков и районов.

Недостатками диаграммы является некоторая громоздкость шаблонов и невозможность ее составления непосредственно в поле.

Результаты обработки замеров трещин, полученные на стереографической проекции, позволяют подойти к восстановлению того поля напряжений горных пород, которое существовало во время возникновения в них трещин.

М. В. Гзовский предложил с этой целью следующий метод. Во-первых, трещины всесторонне изучаются в поле на отдельных структурно однородных участках и для каждого из них составляются диаграммы трещиноватости. При этом обычно выявляется небольшое число (2—4) преимущественных направлений трещин, выражающихся на диаграммах максимумами замеров. Во-вторых, приняв во внимание геологическое строение участка, морфологию, возраст, направление смещения, минеральное заполнение и другие особенности трещин, нужно выдвинуть одну или несколько рабочих гипотез о том, какие пары преимущественных направлений трещин, изображенных на диаграмме, соответствуют сопряженным системам скалывания и по каким направлениям следуют отрывы. В-третьих, для каждой предполагаемой сопряженной пары направлений скалывания следует выполнить графическое построение осей напряжений на специальной сетке, имеющей такие же линии, как и сетка Вульфа, но иначе ориентированные в пространстве и с другими расположением чисел азимута и угла падения (рис. 149, *а*). На эту сетку накладывают восковку. Северную отметку ее совмещают с числом, равным азимуту падения первой из двух предположительно сопряженных пар систем трещин скалывания. На вертикальном диаметре сетки находим точку с числом, совпадающим с углом падения этой системы трещин. На восковке отмечаем данную точку и проходящую через нее дугу большого круга на сетке. Точка изображает пересечение линии восстания изображенных трещин, а дуга — линию пересечения плоскости трещин с верхней полусферой. Диаметр диаграммы, соединяющий концы дуги, является линией простирания изображенной плоскости (рис. 149, *б*). Таким же образом на восковке изображают вторую систему трещин (рис. 149, *в*). Точку пересечения двух дуг соединяем с центром диаграммы. Получившаяся прямая является стереографической проекцией оси средних по значению главных нормальных напряжений σ_2, которую совмещаем с вертикальным диаметром сетки (рис. 149, *г*). От этой точки отсчитываем вдоль диаметра 90°. Через новую точку на этом диаметре проводят дугу третьего большого круга сетки (прерывистая линия на рис. 149, *д*). Плоскость, изображенную дугой, перпендикулярную σ_2, отмечают точечной штриховкой. Точки пересечения третьей дуги

с первыми двумя дугами соединяем с центром диаграммы. Параллельно этим линиям на плоскостях, изображающих трещины, накладывают штриховку, указывающую то направление смещения по тре-

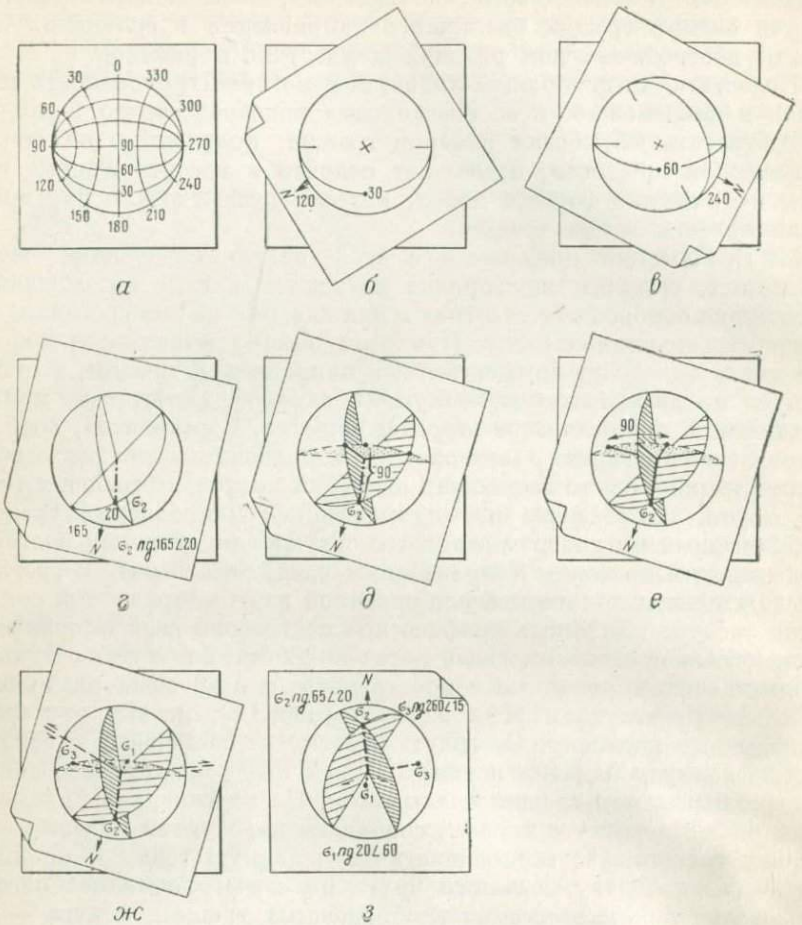


Рис. 149. Определение ориентировки осей напряжений по двум сопряженным системам трещин скалывания и системе трещин отрыва по методу М. В. Гзовского

а — стереографическая сетка для определения ориентировки осей; *б* — изображение первой системы трещин скалывания (имеющей азимут падения 120°, ∠30°); *в* — изображение второй системы трещин скалывания (имеющей азимут падения 240°, ∠60°); *г* — нахождение линии пересечения двух систем трещин скалывания, совпадающей с осью σ_2; *д* — построение плоскости, перпендикулярной оси σ_2; *е* — нахождение биссектрис углов между двумя системами трещин скалывания; *ж* — определение наименования осей напряжений, совпадающих с биссектрисами углов между двумя системами трещин скалывания; *з* — окончательный вид диаграммы и ее расположение на карте

щинам скалывания, которое должно иметь место, если трещины действительно являются сопряженной парой систем скалывания, возникшей при одном общем для них напряженном состоянии. Далее

двигаются вдоль большого круга, показанного прерывистой линией, и определяют по сетке величины углов между первыми двумя плоскостями. Углы делят пополам и проводят к центру диаграммы их биссектрисы. Они являются осями алгебраически максимальных σ_1 и минимальных σ_3 главных нормальных напряжений (рис. 149, *е*).

Если в поле были отмечены направления смещения крыльев трещин скалывания, показывают эти направления на диаграмме стрелками в плоскости, отмеченной точечной штриховкой. Биссектриса угла, в котором стрелки направлены от центра диаграммы, является осью σ_1. В другом углу, где стрелки направлены к центру диаграммы, биссектриса является осью σ_3 (рис. 149, *ж*). Если в одном и том же углу стрелка у одной трещины направлена к центру диаграммы, а у другой трещины — от центра, значит рассматриваемые два направления трещин не являются сопряженными и возникли не при одном, а при разных напряженных состояниях в разное время. Если направления смещения крыльев трещин не известны и породы не испытали очень больших пластических деформаций, за ось σ_3 условно принимаем биссектрису острого угла, а за ось σ_1 биссектрису тупого угла.

Такие построения производятся для различных пар трещин скалывания и выясняется, какие из них обладают свойствами сопряженных пар. По трещинам отрыва находят перпендикулярное им направление оси σ_1. Диаграмма изображается на карте северной стороной вверх (рис. 149, *з*).

В одном и том же структурно однородном участке нередко удается определить оси не одного, а двух или более разновозрастных напряженных состояний. По многочисленным точкам можно установить пространственные закономерности полей напряжений в пределах месторождения и крупного района. Они могут быть использованы с различными теоретическими и практическими целями.

ИЗУЧЕНИЕ ТРЕЩИН В ГОРНЫХ ПОРОДАХ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Изучение трещин в горных породах относится к числу детальных геолого-геофизических исследований. Но если геологические методы изучения трещиноватости требуют наблюдений на обнаженной поверхности пород, то геофизические методы позволяют выявлять основные закономерности пространственного распределения трещин и количественно оценивать степень трещиноватости пород, даже в случае залегания их на глубине нескольких десятков метров под четвертичными отложениями или пластами других коренных пород. Конечно, детальность и точность количественных оценок с глубиной уменьшается.

Основными геофизическими методами изучения трещиноватости являются круговое профилирование, круговые ВЭЗ и микромагнитная съемка.

Круговое профилирование и круговые ВЭЗ могут применяться на участках с горизонтально- или пологозалегающими осадочными породами или же для исследования отдельных массивов изверженных и эффузивных пород. Их применение обусловлено возникновением у пород анизотропии по удельному сопротивлению за счет трещиноватости в том случае, когда трещины в трещиноватой породе пространственно ориентированы преимущественно в одном или нескольких направлениях. Эта анизотропия может быть выявлена, если, не меняя положения центра измерительной установки, располагать линию разносов последней под разными азимутами.

Техника выполнения кругового профилирования и способы изображения результатов наблюдений аналогичны методике, описанной в главе 10. Но только в данном случае целесообразнее применять симметричную установку AMNB. При этом разнос AB выбирают по крайней мере в 3 раза больше глубины залегания того слоя, трещиноватость которого исследуется. В случае изотропной породы полярная диаграмма имеет изометрическую форму; над анизотропной трещиноватой породой диаграмма вытягивается в направлении трещиноватости. Отношение продольной и поперечной осей диаграммы примерно соответствует коэффициенту λ анизотропии породы. Для массивных или равномернотрещиноватых пород λ имеет значение $1 \div 1{,}05$. У сильнотрещиноватых пород с явно выраженной ориентировкой трещин коэффициент λ достигает $2 \div 2{,}5$.

Располагая точки центров кругового профилирования по площади, можно картировать горизонты или массивы трещиноватых пород, а в пределах одной и той же по возрасту или литологическому составу толщи выявить и оконтурить зоны преимущественного развития трещиноватости (или, наоборот, установить контуры зон массивных, нетрещиноватых пород). Наилучшие результаты этот метод дает при изучении трещиноватости карбонатных и эффузивных пород.

Методика круговых ВЭЗ заключается в том, что в одной точке выполняются несколько ВЭЗ с общим центром, но с различными азимутами разносов электродов. Затем строят полярные диаграммы для каждого разноса зондирований. Последовательное сопоставление диаграмм друг с другом позволяет проследить изменение степени трещиноватости пород с глубиной и выявить наиболее трещиноватые интервалы. Такие данные необходимы для оценки распространения карста на глубину, наличия трещиных водоносных горизонтов и решения других вопросов.

Микромагнитная съемка заключается в высокоточных измерениях ΔZ_a по густой сети точек (1×3м; 3×5 м) на небольших площадках (обычно не более 50×50 м). Эффективна эта съемка при глубине залегания изучаемых пород не более 10—15 м. Определение ΔZ_a ведется, как и при обычной магнитной съемке, по отношению к фоновому значению магнитного поля на контрольном пункте (магнитном репере). Но для повышения точности измерений наблюдения на КП проводят через одно-три наблюдения на рядовых точках. Результаты съемки статистически обрабатываются различными приемами. Чаще

всего по наблюденным значениям ΔZ_a строится магнитная карта с возможно меньшим сечением изодинам (при слабых полях — до 5 гамм). Каждую изолинию делят затем на отрезки длиной 0,5—1 см и определяют азимут ориентировки каждого такого отрезка по направлению касательной к середине отрезка изодинамы. Подсчитывают количество точек в пределах всей карты с одинаковыми азимутами (по интервалам 5—10°). Результаты подсчета изображаются в виде полярной диаграммы («розы направлений»). Для этого по радиусам, проведенным из общего центра через 5 или 10°, откладывают отрезки, пропорциональные числам повторяемости соответствующих значений азимутов. Концы отрезков соединяют ломаной линией. Диаграммы имеют такой же вид, как роза-диаграмма, показанная на рис. 141. Каждая диаграмма характеризует один изученный участок.

Форма диаграммы отражает размещение магнитных минералов в породе, которое в ряде случаев определяется ходом процесса формирования трещиноватости породы.

Глава 13

РАЗРЫВЫ СО СМЕЩЕНИЯМИ

Рассмотрим разрывы, по которым происходили значительные смещения пород, прилегающих к поверхности разрыва. Четкой грани между трещинами и разрывами со смещениями провести невозможно. В районах, где развиты только трещины, разрыв со смещением в 10 см будет заметен и, следовательно, выделен, в то время как в районах с широким распространением разрывов со смещениями отмеченный разрыв окажется отнесенным к трещинам.

Классификация разрывов со смещениями разработана на основании многолетней практики геологов. Эти разрывы делятся на шесть основных групп: сбросы, взбросы, сдвиги, раздвиги, надвиги и покровы. Разрывы каждой из групп обладают отличительными морфологическими признаками и образуются при различных динамических и кинематических условиях. Поэтому данная классификация является как морфологической, так и генетической.

СБРОСЫ

О п р е д е л е н и е и э л е м е н т ы с б р о с о в. Сбросами называются нарушения, в которых поверхность разрыва наклонена в сторону расположения опущенных пород (рис. 150, 151).

В сбросах различаются следующие элементы (рис. 152): приподнятое или лежачее крыло (A), опущенное или висячее крыло (B), сместитель (B), угол падения смесителя (a), амплитуда по сместителю (a_1—$б_1$), вертикальная амплитуда (a_1—$б_2$), горизонтальная амплитуда

($б_1$—$б_2$), стратиграфическая амплитуда ($а_4$—$б_1$), вертикальный отход ($а_2$—$б_1$), горизонтальный отход ($б_2$—$а_3$).

К л а с с и ф и к а ц и я с б р о с о в. Сбросы различаются по ряду признаков: углу наклона сместителя, ориентировке по отношению к простиранию нарушенных пород, соотношению наклона смесителя и нарушенных пород, направлению перемещения крыльев, взаимному расположению сбросов в плане и в разрезе. По углу наклона сместителя выделяются: п о л о г и е с б р о с ы с углом наклона сместителя до 30°, к р у т ы е с углом наклона сместителя от 30 до 80° и в е р т и к а л ь н ы е с углом наклона сместителя более 80°.

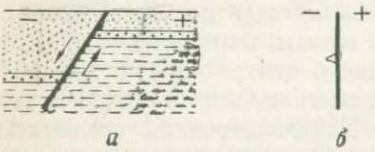


Рис. 150. Схема сброса в разрезе (*а*) и в плане (*б*)

По отношению к простиранию нарушенных пород различаются: п р о д о л ь н ы е с б р о с ы, у которых общее простирание сместителя совпадает с простиранием нарушенных пород, к о с ы е (д и а г о н а л ь н ы е) с б р о с ы, сместитель которых ориентирован под

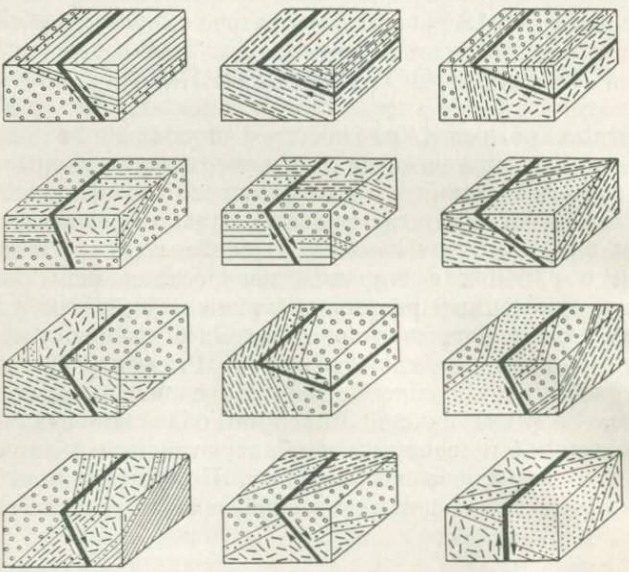


Рис. 151. Различные виды сочетания сбросов и слоистости

углом к простиранию пород, и п о п е р е ч н ы е с б р о с ы, направленные вкрест простирания пород (рис. 153).

По соотношению наклонов сместителя и нарушенных пород выделяются с о г л а с н ы е и н е с о г л а с н ы е с б р о с ы. У согласных сбросов наклон пород и сместителя направлен в одну

и ту же сторону; у несогласных сбросов породы и сместитель падают в противоположные стороны (рис. 154).

По направлению движения крыльев выделяются четыре вида сбросов: прямые, обратные, шарнирные и цилиндрические. В прямых сбросах висячее крыло перемещается вниз, в обратных — лежачее крыло перемещается вверх. В шарнирных сбросах крылья поворачиваются в разные стороны или в одну и ту же сторону вокруг оси, перпендикулярной к простиранию сместителя (рис. 155). Если ось вращения расположена не у конца сброса, а на его продолжении, крылья шарнирного сброса могут двигаться в различных направлениях. В цилиндрических сбросах движение происходит по дуге или искривленной поверхности, близкой к дуге, вокруг оси вращения, расположенной в стороне от сместителя.

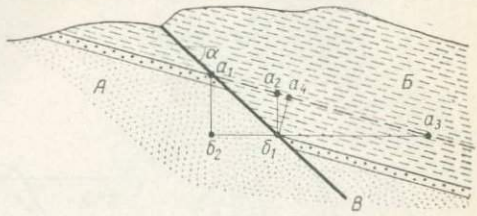


Рис. 152. Элементы сброса

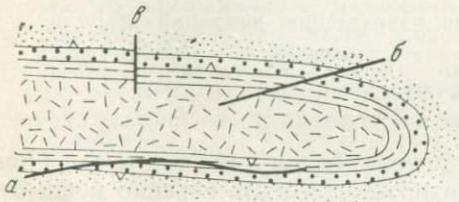


Рис. 153. Деление сбросов по отношению к простиранию нарушенных пород

а — продольный сброс, *б* — косой (диагональный), *в* — поперечный

По взаимному расположению сбросов в плане различают параллельные, радиальные и перистые сбросы (рис. 156). В параллельных сбросах поверхности сместителей в плане и разрезе параллельны, и смещение по таким сбросам носит нередко ступенчатый характер. Радиальные сбросы расходятся от одной точки или от определенного участка по радиусам. Такие сбросы могут возникать на периклинальных и центриклинальных замыканиях складок или на сводах куполов. Перистые сбросы образуют ветвящуюся сеть, в которой выделяется основной наиболее крупный сброс и ответвляющиеся, более мелкие.

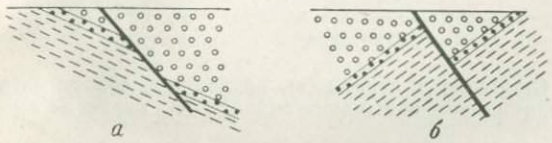


Рис. 154. Согласный (*а*) и несогласный (*б*) сбросы в вертикальном разрезе

По отношению к времени образования нарушенных разрывами отложений сбросы делятся на конседиментационные, т. е. возникающие и развивающиеся одновременно с накоплением осадков,

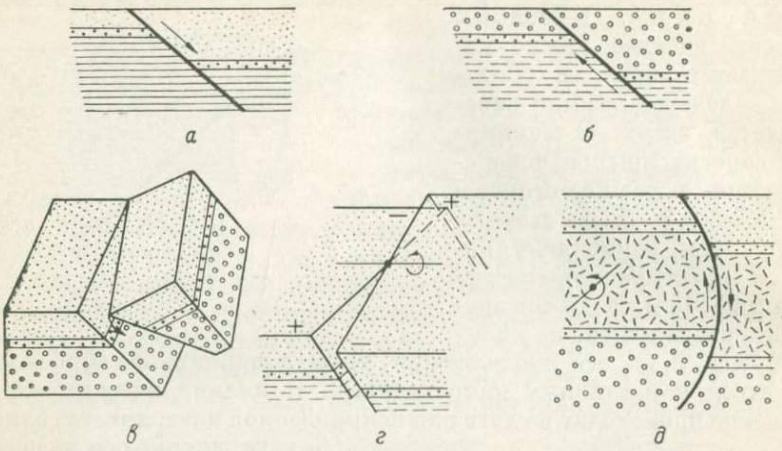


Рис. 155. Деление сбросов по направлению движения крыльев

а — прямой сброс, *б* — обратный, *в*, *г* — шарнирный, *д* — цилиндрический (*а*, *б*, *д* — вертикальные разрезы). Стрелки — направление движения крыльев

и постседиментационные (наложенные). В конседиментационных сбросах на поднятых крыльях нередко мощности пород оказываются сокращенными, и отдельные стратиграфические горизонты выпадают из разреза. В противоположность этому на опущенных крыльях мощности пород увеличиваются, наблюдаются

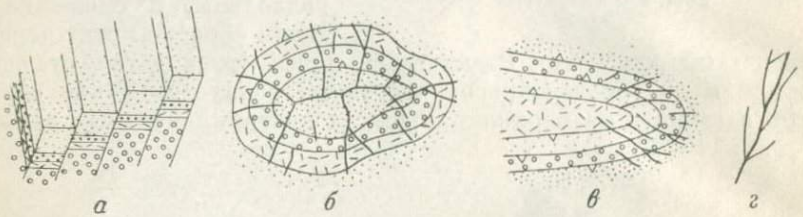


Рис. 156. Ступенчатые сбросы (*а*), радиальные сбросы на куполе (*б*) и периклинальном замыкании складки (*в*), перистые сбросы (*г*)

полные стратиграфические разрезы и относительно более мелкозернистые и глубоководные фации. В постседиментационных (наложенных) разрывах мощности пород и фации не имеют различий.

Строение сместителей. Поверхность сместителя не всегда бывает ровной и может быть искривлена. При перемещении крыльев вдоль изогнутого сместителя между ними нередко возникают

полости, которые впоследствии могут заполняться жильными и рудными минералами или водой (рис. 157).

При движении крыльев, соприкасающихся друг с другом, поверхности сместителя притираются и становятся гладкими, как бы отполированными. Такие блестящие поверхности носят название

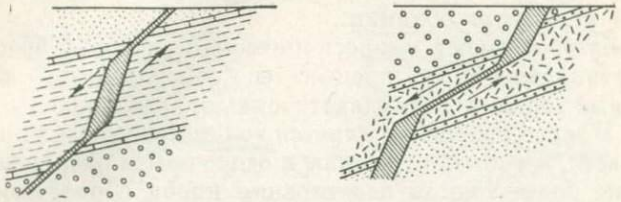


Рис. 157. Полости, образующиеся при перемещении крыльев сброса по искривленной поверхности сместителя

зеркал скольжения. На зеркалах скольжения образуются многочисленные штрихи и бороздки (бороздки скольжения), ориентированные по направлению движения крыльев (рис. 158). Зеркала скольжения возникают даже при относительно небольших перемещениях.

При смещениях с амплитудами в десятки и сотни метров в результате разрушения неровностей и выступов поверхности сместителя,

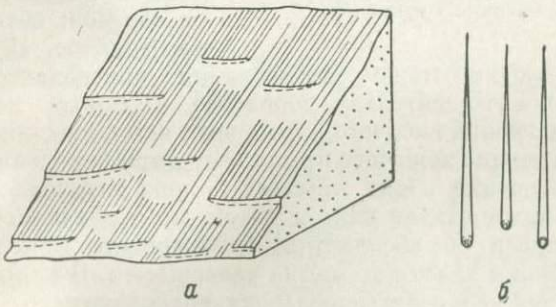


Рис. 158. Строение зеркала скольжения с поперечными отрывами (*а*) и борозд скольжения (*б*)

помимо зеркал скольжения, между крыльями сброса развивается брекчия трения, представляющая собой раздробленную и перетертую массу обломков пород. Мощность брекчий трения непостоянна и нередко достигает нескольких метров, а при значительной амплитуде смещения и искривленной поверхности разрыва — десятков метров. В мощных брекчиях трения обломочный материал подвергается разлинзованию с образованием внутри брекчии многочисленных зеркал скольжения (рис. 159). Известны случаи, когда в брекчиях трения оказывались обломки пород, не обнажающиеся на

поверхности Земли, а вынесенные из глубины. В брекчии трения часто проникают гидротермальные растворы, из которых отлагаются жильные и рудные минералы; брекчии нередко сильно обводнены.

В зависимости от величины обломков различают несколько видов тектонических брекчий. При размерах обломков менее 1 см образуется какирит (орешник), распадающийся при разламывании на мелкие угловатые обломки.

Если обломки имеют микроскопические размеры, брекчия называется катаклазитом, а процесс ее образования — катаклазом. Минеральные зерна в катаклазите сильно раздроблены и нередко изогнуты. У зерен кварца появляется волнистое угасание в поляризационном свете, возникают трещины и оторочки из кварцевой крошки.

При еще более тонком перетирании пород образуется милонит. Минеральные зерна в последнем растерты до состояния пыли и обычно имеют удлиненную линзовидную форму. Внешне милонит имеет вид тонкой, как бы сливной породы, с ленточной или волнистой текстурой.

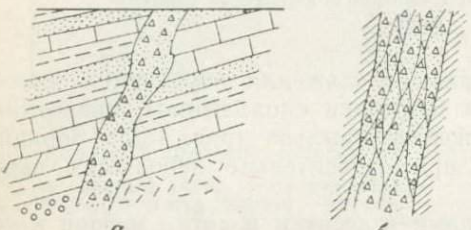


Рис. 159. Брекчия трения (*а*) и разлинзованная брекчия трения (*б*)

Определение направления перемещения крыльев сбросов. Различаются два вида перемещения крыльев сбросов: абсолютное и относительное. При выяснении направления абсолютного перемещения определяется смещение каждого крыла относительно горизонта. При этом возможны три случая: перемещение висячего крыла вниз при неподвижном лежачем крыле; перемещение лежачего крыла вверх при неподвижном висячем крыле; перемещение обоих крыльев — лежачего вверх и висячего вниз, или обоих крыльев вниз и вверх, но с различной скоростью. Решение вопроса об абсолютном перемещении крыльев — задача крайне сложная и далеко не всегда разрешимая. В молодых, недавно образовавшихся сбросах определению абсолютного перемещения нередко помогает изучение строения рельефа; подвижное крыло обычно оказывается более сильно раздробленным и нарушенным.

В подавляющем большинстве случаев геологу достаточно иметь данные лишь об относительном перемещении, т. е. знать амплитуду смещения одного крыла относительно другого. Для этой цели можно воспользоваться зеркалами и бороздками скольжения. Царапины и бороздки на зеркалах скольжения имеют неодинаковую ширину. Они начинаются едва заметной царапиной, ширина которой постепенно увеличивается, царапинка превращается в бороздку и заканчивается небольшим углублением или твердым комочком. Такое строение борозд скольжения объясняется условиями их образования. Они возникают от попадания обломочков твердых боковых пород

между трущимися крыльями сброса. Пока обломочек едва касается крыльев сброса, он оставляет слабозаметную царапинку. По мере сближения крыльев обломочек истирается сильнее, оставляя более глубокую борозду, и наконец, когда от него остается очень маленькое зернышко, оно раздавливается, оставляя на поверхности смесителя углубление или комочек. Таким образом, направление расширения

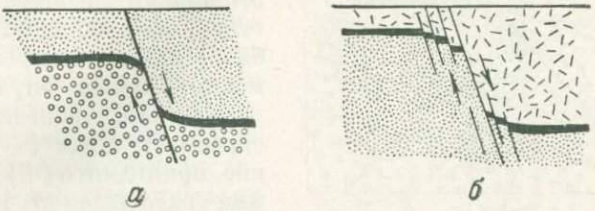


Рис. 160. Определение относительного перемещения крыльев сброса по изгибам слоев у поверхности сместителя (*а*) и по смещению слоя по мелким сбросам (*б*)

борозды скольжения указывает на направление относительного смещения. Нередко бороздки скольжения располагаются отдельными группами, объединенными общей поверхностью. Если провести рукой по зеркалу скольжения вдоль борозд в одном направлении, пальцы будут скользить и не встретят сопротивления; скольжение пальцев в обратном направлении будет затруднено, так как поверхности отрыва препятствуют скольжению. Направление свободного скольжения руки совпадает с направлением смещения крыльев.

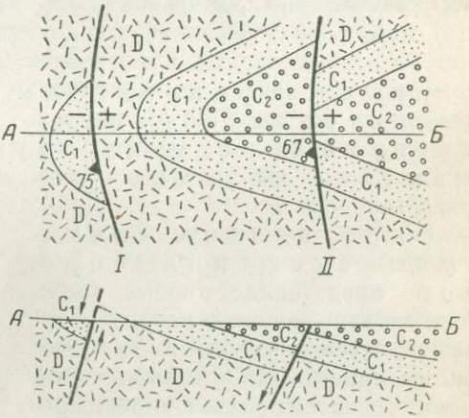


Рис. 161. Определение относительного перемещения крыльев сброса по возрасту слагающих их пород

Большое значение для определения направления движения крыльев имеют изгибы слоев у поверхностей сместителя. Слои изгибаются в направлении перемещения крыльев. Нередко возникает не изгиб слоев, а их смещение по ряду параллельных разрывов с небольшой амплитудой (рис. 160).

Относительное направление перемещения может быть определено по соотношению возраста пород на крыльях сбросов.

Рассмотрим в качестве примера синклиналь, центриклинальное окончание которой нарушено двумя параллельно расположенными сбросами (рис. 161). Построив вертикальный разрез по линии *АБ*,

легко найти относительные перемещения крыльев сбросов. Тот же результат мы получим, если сравним породы, слагающие крылья сброса. В сбросе *I* отложения девона на поверхности приведены в соприкосновение с породами нижнего карбона. Для объяснения указанных взаимоотношений необходимо допустить, что девонские отложения были приподняты, а нижнекаменноугольные опущены. Следовательно, западное крыло сброса опущено (—), а восточное приподнято (+). Аналогичные рассуждения можно привести и для сброса *II*. Отсюда вытекает общее правило (применимое и для остальных типов разрывов): при определении относительного перемещения крыльев разрывов необходимо сравнить возраст пород, обнажающихся на поверхности по линии разрыва. Приподнятым крылом окажется то, на котором обнажены относительно более древние породы; на опущенном крыле обнажаются молодые породы.

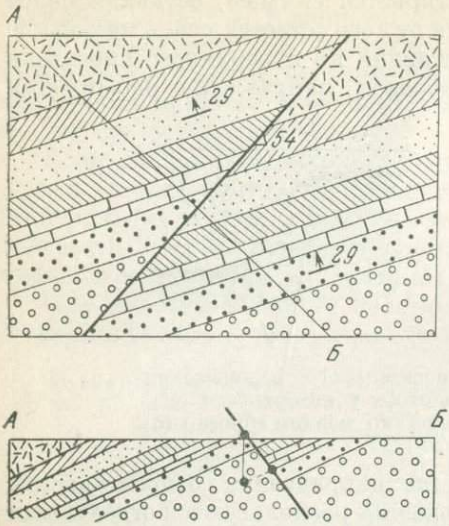


Рис. 162. Пример, иллюстрирующий определение амплитуды сброса на разрезе, построенном вкрест простирания сместителя

Определение амплитуды смещения сбросов представляет собой сложную задачу, решение которой осуществляется различными графическими приемами. Обычно для этой цели строится разрез вкрест простирания сместителя с таким расчетом, чтобы на опущенном и приподнятом крыльях линией разреза был пересечен один и тот же слой или стратиграфический горизонт (рис. 162). Если при этом слои пересекаются линией разреза не вкрест простирания, а под каким-либо углом, в углы падения пород при изображении их на разрезе необходимо ввести соответствующие поправки.

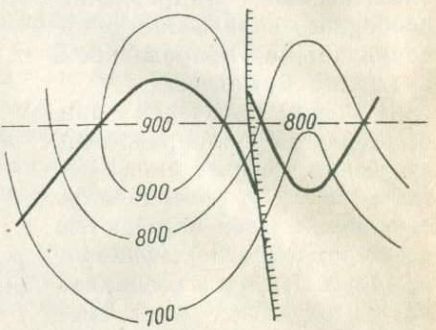


Рис. 163. Определение вертикального отхода сброса по линиям простирания

В том случае, если рельеф на карте изображен с помощью горизонталей, величину вертикального отхода можно определить с помощью линий простирания. Для этого определяются положение линии простирания какого-либо слоя на одном из крыльев сброса и ее высотная отметка. Затем найденная линия простирания продолжается на второе крыло сброса до пересечения с выходом этого же слоя на поверхности и вновь определяется ее высотная отметка. Разница в высотных отметках линий простирания на крыльях сброса составляет величину вертикального отхода. Описанный метод может быть применен при условии сохранения направления простирания пород на обоих крыльях сброса (рис. 163).

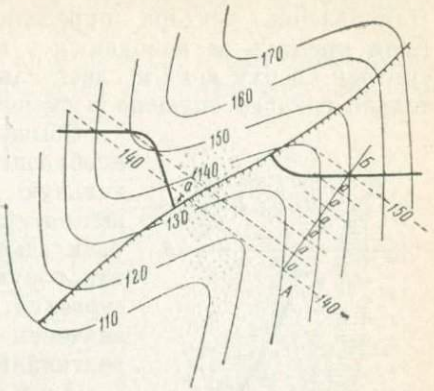


Рис. 164. Определение вертикального отхода сброса с помощью заложения

Вертикальный отход может быть определен и с помощью заложения (рис. 164). С этой целью находят линию простирания на одном из крыльев сброса и определяют величину заложения (*а*). Затем строят линию падения до пересечения выхода пласта на поверхность на другом крыле сброса (линия *АБ*). Если бы смещение по разрыву отсутствовало, высотная отметка пласта составила бы 200 м, в то время как она равна 150 м. Следовательно, вертикальный отход сброса составляет 50 м.

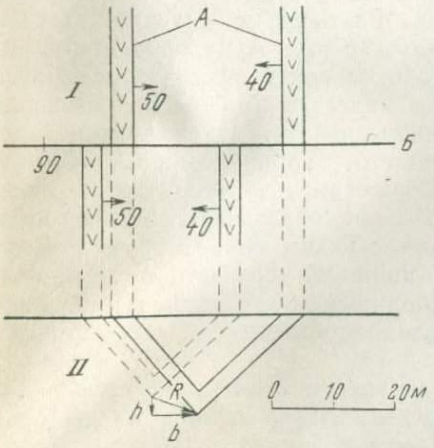


Рис. 165. Определение горизонтальной и вертикальной амплитуды смещения

I — план двух даек лампрофиров (*А*), смещенных по нарушению, *II* — их разрез вдоль сместителя (*Б*)

Для определения горизонтальной и вертикальной составляющих смещения у сбросо-сдвигов и взбросо-сдвигов (см. ниже) рекомендуется следующий прием.

Допустим, что задокументированы две дайки лампрофира, смещенные вдоль вертикального разрыва и падающие навстречу друг другу. Для определения характера перемещения и амплитуды вдоль нарушения необходимо построить вертикальный разрез вдоль сместителя. На разрезе

показывается положение даек и точек их пересечения для обоих крыльев разрыва. Если затем эти точки соединить между собой линией, получим величину перемещения в виде вектора P. Направление вектора определяется в данном случае условно. Если принять за неподвижное южное крыло, то он будет ориентирован сверху вниз и слева направо, т. е. северное крыло относительно южного опущено и смещено в горизонтальном направлении.

Обычно в практической деятельности необходимо знать вертикальную и горизонтальную составляющие амплитуды перемещения, для чего результирующий вектор P раскладывается на горизонтальную и вертикальную составляющие. Зная масштаб построения, можно подсчитать и истинные значения амплитуд горизонтального (b) и вертикального (h) смещения (рис. 165).

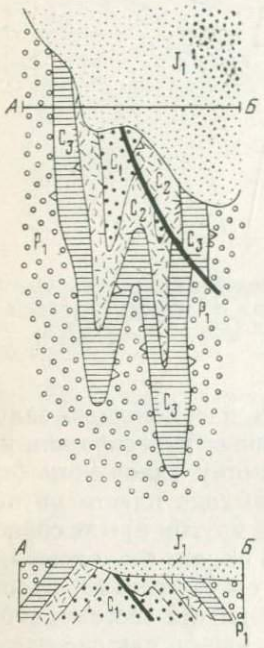


Рис. 166. Пример определения возраста сброса

О п р е д е л е н и е в о з р а с т а с б р о с о в представляет собой сложную задачу. Основным признаком, позволяющим судить о времени образования сброса, является возраст нарушенных пород. Большое значение имеют и косвенные данные, например время формирования складчатости в данном районе, время проявления интенсивных вертикальных движений, внедрения интрузий и т. д.

На одном из участков Южного Урала, сложенного смытыми в складки отложениями нижней перми и карбона, нарушенными сбросом, северное продолжение сброса скрыто под налегающими на палеозойские породы нижнеюрскими отложениями, залегающими почти горизонтально. Юрские отложения сбросом не затронуты и, следовательно, можно полагать, что сброс образовался позже нижней перми, но раньше нижней юры. Таким образом, для времени образования сброса получается широкий возрастной интервал, однако учитывая, что складчатые сооружения Урала сформировались в верхнем палеозое, возраст сброса вероятнее считать пермским (рис. 166).

Нередко перемещения по поверхности сместителя происходят неоднократно. На рис. 167 приведен разрез одного из районов Алайского хребта. В опущенном крыле сброса на смятых в сложные складки известняках, аргиллитах и песчаниках нижнего карбона несогласно залегают нижнепермские конгломераты. В приподнятом крыле нижнепермские конгломераты лежат на размытых дислоцированных нижнедевонских известняках. Вертикальная амплитуда, измеренная по подошве конгломератов нижней перми, составляет

280 м. Однако этой амплитудой нельзя объяснить примыкание нижнего карбона к нижнему девону и, по-видимому, следует предположить существование допермских подвижек по сбросу.

Последовательность движения по сместителю может быть намечена следующим образом. Сброс образовался в донижнепермское время

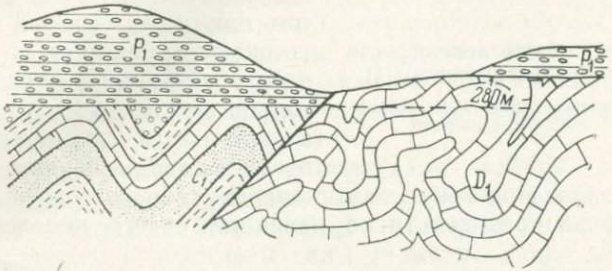


Рис. 167. Сброс с повторными движениями по сместителю

после формирования пород нижнего карбона. В результате смещения, составляющего несколько сот метров, отложения нижнего карбона были опущены и приведены в соприкосновение с приподнятыми известняками нижнего девона. Позже вся территория подверглась

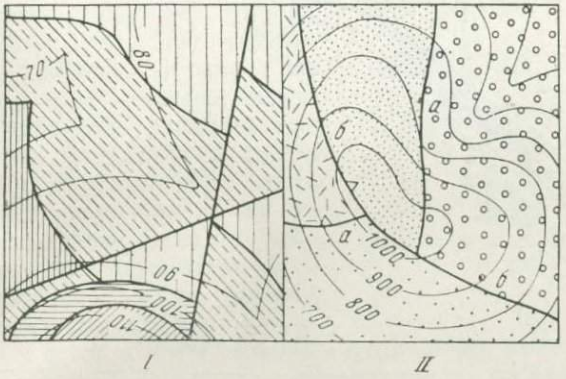


Рис. 168. Примеры пересечения разновозрастных сбросов: вертикальных (I) и наклонных (II); сброс *б* моложе сброса *а*

размыву, и на эрозионной поверхности в нижней перми сформировалась мощная толща конгломератов. В послениженепермское время подвижки по сбросу возобновились, и восточное крыло вновь было приподнято на 280 м. Таким образом, перемещения по сбросу происходили дважды и в обоих случаях в одном и том же направлении, что увеличивало суммарную амплитуду сброса. Однако повторные подвижки по сместителю нередко происходят так, что они уменьшают первоначальную амплитуду.

Молодые сбросы, образовавшиеся в четвертичном периоде, нередко отражаются в рельефе, образуя резко выраженные уступы, подпруживая озера и реки. Одновозрастные сбросы почти никогда не пересекаются. Они ветвятся или сливаются друг с другом под тем или иным углом, но не пересекают друг друга. Пересечение одного сброса другим наблюдается только при сбросах, разделенных значительным промежутком во времени их образования. При пересечении разновозрастных вертикальных сбросов линии выхода сместителей на поверхности не изменяют своего положения, при

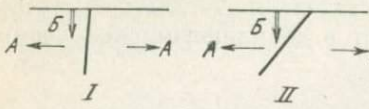


Рис. 169. Схемы образования сбросов при отрыве (I) и скалывании (II)

А — растягивающие усилия; *Б* — направление действия силы тяжести

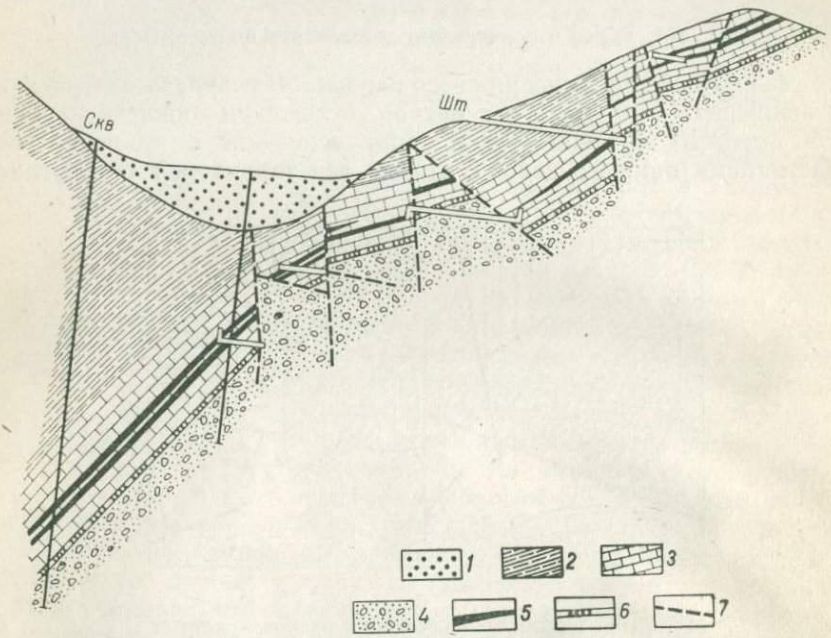


Рис. 170. Пластовые залежи свинцовой и медной руды на месторождении Джаргелан в Киргизии. По В. Попову

1 — четвертичные отложения; *2* — гипсоносная подсвита (песчаники, гравелиты, сланцы, мергели, глины, известняки, гипсы, ангидрит, галит) мощностью 460 м; *3* — известняковая подсвита (известняки, доломиты с прослоями глин и глинистых сланцев) мощностью 30—60 м; *4* — подсвита красноцветных обломочных пород (конгломераты, гравелиты, песчаники, аргиллиты) мощностью 0—600 м; *5* — пласт со свинцовым оруденением; *6* — пласт с медным оруденением; *7* — тектонические нарушения

наклонных сбросах более древний из них окажется смещенным (рис. 168).

Происхождение сбросов. Из схем строения наклонных сбросов видно, что между разорванными и смещенными слоями

образуется «зияние», т. е. слои как бы отходят друг от друга. Объяснить «зияние» можно только предположив растяжение тех участков земной коры, в которых развиваются сбросы. Как уже указывалось, при растяжении разрушение пород возможно либо хрупким путем (отрыв), либо вязким (скалывание). В обоих случаях, кроме того, действует сила тяжести, направленная вниз. При отрыве поверхность сместителя располагается перпендикулярно действию растягивающих усилий; так образуется параллельные ступенчатые сбросы (рис. 169).

При скалывании поверхность сместителя располагается под углом в 45° или большим к направлению растягивающих усилий. На рис. 170 приведен пример с серией сбросов, развившихся на крыле складки.

Ориентировка сместителя относительно земной поверхности зависит от направления действия растягивающих сил.

Помимо описанных типов сбросов, широко развиты сбросы, связанные только с действием силы тяжести. Такие сбросы образуются при оползневых процессах.

ВЗБРОСЫ

О п р е д е л е н и е и э л е м е н т ы в з б р о с о в. Взбросами называются нарушения, в которых поверхность разрыва наклонена в сторону расположения приподнятых пород (рис. 171, 172).

Во взбросах различаются следующие элементы (рис. 173): опущенное, или лежачее, крыло (A), приподнятое, или висячее, крыло ($Б$), сместитель (B), угол наклона сместителя (α), амплитуда по сместителю (a_1—$б_1$), вертикальная амплитуда (a_1—$б_2$), горизонтальная амплитуда, или перекрытие ($б_1$—$б_1$), стратиграфическая амплитуда (a_1—$б_4$), вертикальный отход (a_1—$б_3$), горизонтальный отход ($б_1$—a_2).

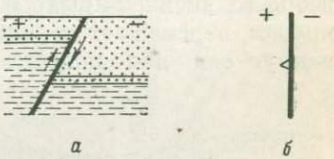


Рис. 171. Схема взброса в разрезе (*а*) и в плане (*б*) (сравните с рис. 150)

К л а с с и ф и к а ц и я в з б р о с о в почти совпадает с классификацией сбросов. Взбросы также различаются по ряду признаков.

По углу наклона сместителя выделяются: п о л о г и е в з б р о с ы с углом наклона сместителя до 30°, к р у т ы е — с углом наклона от 30 до 80° и в е р т и к а л ь н ы е — с углом наклона сместителя от 80 до 90°. По отношению к простиранию нарушенных пород различаются продольные взбросы, у которых простирание сместителей совпадает с направлением простирания пород, косые или диагональные взбросы, ориентированные под углом к простиранию пород, и поперечные, направленные под прямым углом к простиранию пород. По соотношению наклона пород и сместителя (в вертикальных разрезах) выделяют с о г л а с н ы е и н е с о г л а с н ы е в з б р о с ы. У согласных взбросов наклон пород и сместителя направлен

в одну и ту же сторону, у несогласных — породы и сместитель наклонены в противоположные стороны (рис. 174).

По направлению перемещения крыльев выделяются три вида взбросов: п р я м ы е, о б р а т н ы е и ш а р н и р н ы е. В прямых

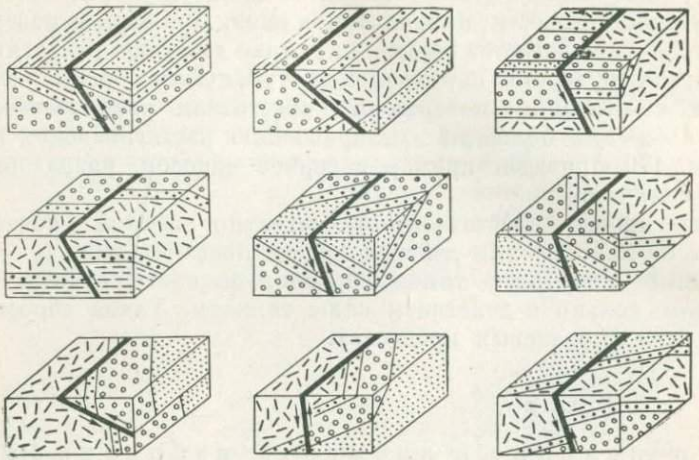


Рис. 172. Различные виды сочетания взбросов и слоистости

взбросах висячее крыло перемещается вверх, в обратных — лежачее крыло перемещается вниз, в шарнирных — крылья повернуты вокруг оси, находящейся на одном из концов разрыва.

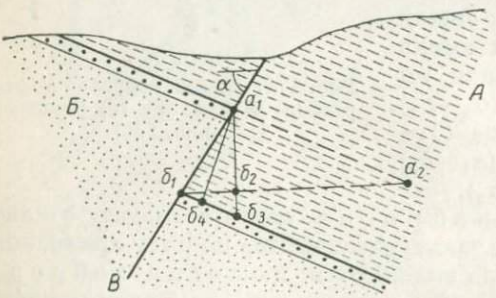
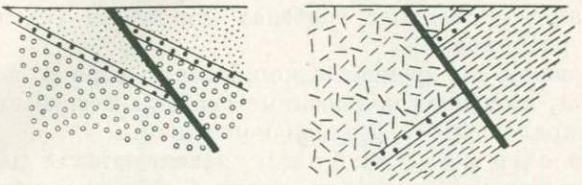


Рис. 173. Элементы взброса

Следует отметить, что в цилиндрических сбросах (см. рис. 155) в верхней их части разрыв может быть классифицирован как сброс, а в нижней как взброс. Это дает основание некоторым исследователям отказаться от деления разрывов на сбросы и взбросы, и все разрывы, относящиеся к сбросам и взбросам, называть сбросами. С этим, однако, нельзя согласиться по следующим причинам. В подавляющем большинстве случаев движение крыльев по сместителю происходит прямолинейно. При этом отделение сбросов от взбросов не вызывает затруднений. В цилиндрических и шарнирных сбросах крылья двигаются не прямолинейно, а по кривым вокруг оси, в связи с чем принятые классификационные признаки недостаточны для их отнесения к сбросам и взбросам. Обычно такие разрывы называются

сбросами, за исключением тех случаев, в которых устанавливается перемещение одного из крыльев вверх. К сбросам следует относить и разрывы с вертикальным положением сместителя, если только, как и в цилиндрических сбросах, не устанавливается перемещение одного из крыльев вверх.

По взаимному расположению в плане различают ступенчатые, радиальные и перистые взбросы. Сместитель взбросов имеет те же характерные черты, что и сместитель



а *б*

Рис. 174. Согласный (*а*) и несогласный (*б*) взбросы в вертикальном разрезе

сбросов, и направление движения по сместителю, амплитуда и возраст взбросов определяются так же, как и для сбросов.

Взбросы, как и сбросы, по отношению ко времени образования нарушенных ими осадочных толщ делятся на конседиментационные и постседиментационные. В первых перемещение крыльев происходит одновременно с накоплением осадков, и на опущенном крыле мощность пород оказывается большей, чем на приподнятом. Постседиментационные взбросы развиваются позже образования пород и не имеют изменений мощностей или фаций на крыльях.

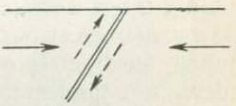


Рис. 175. Схема образования взбросов. Сплошные стрелки — действующие силы, пунктирные — направление перемещения

Происхождение взбросов. Строение взбросов, характеризующееся перекрытием одного крыла другим, указывает на сближение участков земной коры, поражаемых взбросами в горизонтальном направлении, что можно объяснить лишь сдавливанием (рис. 175). С механической точки зрения взбросы представляют собой поверхности скалывания. При горизонтальной ориентировке сил, вызывающих сдавливание, сместители возникающих взбросов окажутся крутыми; если действующие силы ориентированы под углом к горизонту, сместители могут быть наклонены полого или круто.

Групповые сбросы и взбросы. Сбросы и взбросы развиваются группами, охватывающими значительные территории. Широко распространены системы смещенных блоков горных пород, разделенных сбросами или взбросами, называемых грабенами и горстами.

ГРАБЕНЫ

Грабенами называются структуры, образованные сбросами или взбросами, центральные части которых опущены и сложены на поверхности породами, более молодыми, чем породы, обнажающиеся в приподнятых краевых частях. Таким образом, грабены характеризуются погружением их центральных частей относительно периферических вдоль линий разрывов (рис. 176). Различают простые и сложные грабены. Простые грабены образуются двумя сбросами или взбросами; в сложных грабенах принимает участие большое количество разрывов.

По отношению ко времени формирования горных пород, слагающих грабен, выделяют наложенные грабены и грабены, формировавшиеся параллельно с осадконакоплением.

Наложенные грабены развиваются в ранее образовавшихся толщах горных пород, нередко смятых в складки и прорванных интрузиями. Такие грабены как бы накладываются на ранее сформированные структуры и могут возникнуть значительно позже процессов осадконакопления и складчатости. В наложенных грабенах мощности пород в их центральных и периферических частях остаются одинаковыми, при этом не происходит изменения ни в фациях, ни в составе пород. Амплитуды смещения по сбросам или взбросам иногда достигают сотен метров, а протяженность по простиранию может исчисляться многими километрами. Нередко наложенные грабены развиваются в сводах куполовидных складок и в замках антиклиналей.

Грабены, формирующиеся параллельно с осадконакоплением, имеют более сложное строение. В их центральных частях накапливаются мощные толщи горных пород, совершенно отсутствующих или имеющих небольшую мощность в периферических участках. Приподнятые древние породы, обнажающиеся на краях грабена, нередко служат источником сноса обломочного материала, накапливающегося в их центральных частях. Грабены, формирующиеся параллельно с осадконакоплением, развиваются в течение длительного времени и проявляют активность на протяжении целых периодов и даже эр. Они обладают значительной шириной и протяженностью. Грабен долины р. Рейн имеет 288 км в длину и от 32 до 40 км в ширину (рис. 177). Амплитуда смещения по сбросам, ограничивающим грабен, более 1 км. Еще большими размерами обладает грабен оз. Байкал. Система грабенов, протягивающаяся вдоль восточного побережья Африки, имеет протяженность около 6 тыс. км (рис. 178).

Грабены планетарного размера, образованные сбросами, получили название рифтов, а грабены, в строении которых участвуют взбросы, — рампы. Возникновение рифтов связывается с растяжением отдельных участков земной коры и последующим оседанием их центральных частей. Таким путем возникают грабены в сводах куполов и антиклинальных складок, затухающие обычно на

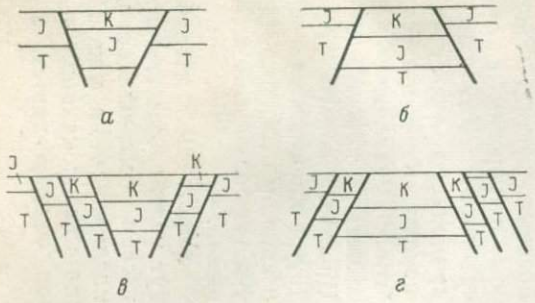


Рис. 176. Схемы грабенов в разрезах

а — простого, образованного двумя сбросами, *б* — простого, образованного двумя взбросами, *в* — сложного, образованного сбросами, *г* — сложного, образованного взбросами

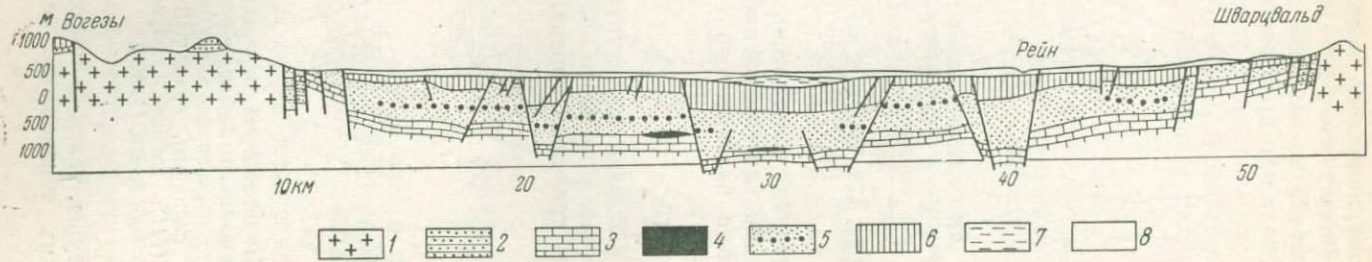


Рис. 177. Разрез через Рейнский грабен. По В. Вагнеру (из П. Дорла)

1 — фундамент; *2* — триас; *3* — юра; *4* — эоцен; *5* — средний олигоцен; *6* — верхний олигоцен; *7* — миоцен; *8* — четвертичные отложения

глубине. Для образования больших грабенов типа байкальского или восточноафриканского этого недостаточно, и отвечающее им опускание с амплитудой до 2 км и более может, по-видимому, возникать при оттоке из глубины значительного количества магматического материала или при разрыве и раздвиге земной коры. Магма-

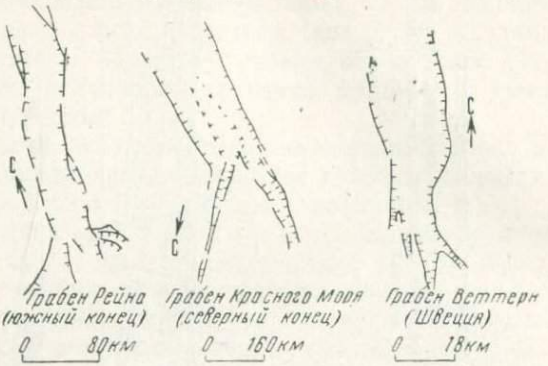


Рис. 178. Примеры некоторых крупных грабенов. По Г. Клоосу (из М. Биллингса)

тический материал сосредоточивается в основании приподнятых крыльев грабенов, где нередко наблюдаются вулканические излияния преимущественно базальтового состава.

ГОРСТЫ

Горстами называются структуры, образованные сбросами или взбросами, центральные части которых приподняты и на поверхности сложены более древними породами, чем породы, обнаженные в их краевых частях. Таким образом, в горстах в отличие от грабенов центральные части приподняты относительно опущенных периферических участков. Различают простые и сложные горсты (рис. 179). Простые горсты образуются двумя сбросами или взбросами; в сложных горстах принимает участие большое количество разрывов.

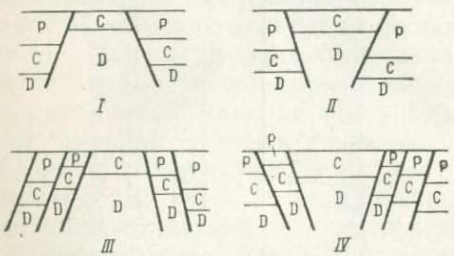


Рис. 179. Схемы горстов в разрезах: простого, образованного двумя сбросами (*I*); простого, образованного двумя взбросами (*II*); сложного, образованного сбросами (*III*); сложного, образованного взбросами (*IV*)

Горсты, как и грабены, могут развиваться как позже процессов осадконакопления, накладываясь на уже сформированные структуры, так и одновременно с осадконакоплением. В последних случаях образование осадков осуществляется в краевых

частях горстов за счет разрушения и размыва их приподнятых центральных участков.

Наиболее распространены горсты с относительно небольшими линейными размерами — от единиц до нескольких десятков километров, при ширине в сотни метров. Примером района развития горстов может служить Центральный Казахстан, где высокоприподнятые центральные части горстов, сложенные древнепалеозойскими и допалеозойскими образованиями, разделены грабенами, заполненными снесенным с горстов обломочным материалом.

СДВИГИ

Сдвигами называются разрывы, смещения по которым происходят в горизонтальном направлении — по простиранию сместителя (рис. 180, 181). В сдвигах различаются крылья, сместитель, угол наклона сместителя и амплитуда смещения.

По углу наклона сместителя сдвиги делятся на горизонтальные (угол наклона от 0 до 10°), пологие (угол наклона от 10 до 45°), крутые (угол наклона от 45 до 80°), вертикальные (угол наклона сместителя от 80 до 90°).

По отношению к простиранию нарушенных пород сдвиги, так же как и сбросы, могут быть продольными, косыми, или диагональными, и поперечными. Различают правые и левые сдвиги. Для того чтобы установить характер смещения,

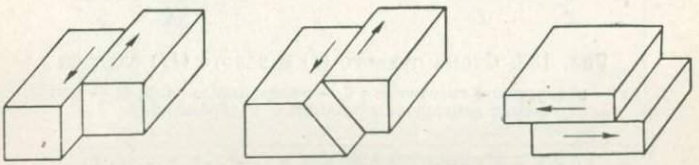


Рис. 180. Вертикальный (*а*), наклонный (*б*) и горизонтальный (*в*) сдвиги

наблюдатель должен стать лицом к сместителю в пункте обрыва слоя. Если на противоположном крыле сдвига слой относительно наблюдателя будет смещен вправо, сдвиг будет называться правым, если влево — левым (рис. 182).

Отделение сдвигов от сбросов и взбросов нередко представляет собой сложную задачу. Перемещение крыльев разрыва в сдвигах может быть установлено по бороздам скольжения, которые на поверхностях сместителей сдвигов имеют горизонтальное положение. Сдвиги, изображенные на картах, отличаются от сбросов и взбросов по характеру смещений крыльев. В сдвигах при перемещении крыльев в положение, существовавшее до возникновения разрыва, концы оборванных структур сходятся и структура восстанавливается как

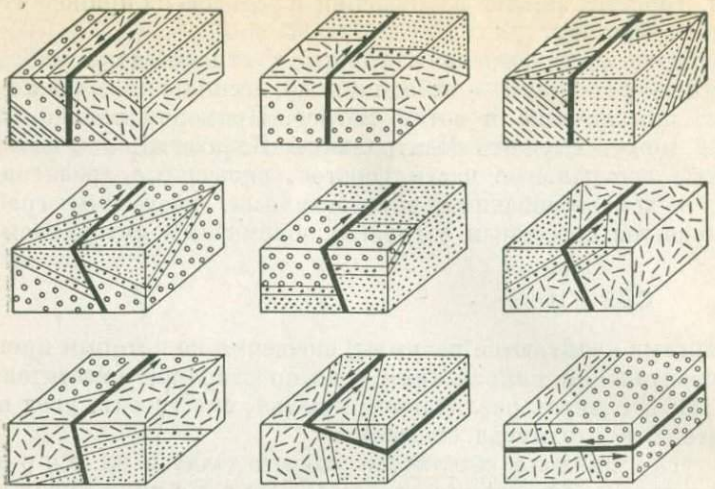


Рис. 181. Различные виды сочетания сдвигов и слоистости

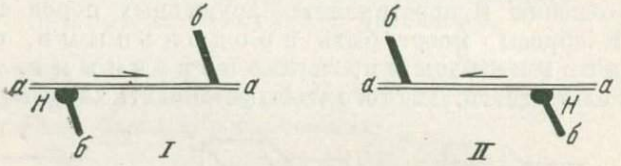


Рис. 182. Схема правого (*I*) и левого (*II*) сдвигов

аа — поверхность смесителя; *б* — разорванные слои; *Н* — положение наблюдения (плановые изображения)

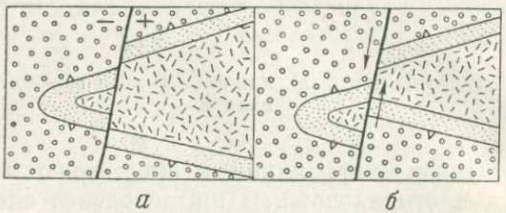


Рис. 183. Схемы, иллюстрирующие различие в плане между сбросом (*а*) и сдвигом (*б*)

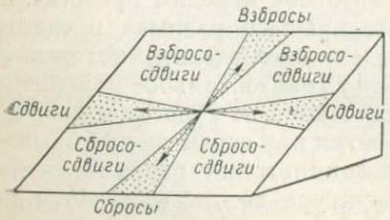


Рис. 184. Схема, показывающая различие в направлении смещения сбросов, сдвигов, сбросо-сдвигов и взбросо-сдвигов. Изображена поверхность смесителя. Стрелки — направление относительного смещения

целая (рис. 183). В сбросах и взбросах геологическое строение крыльев на поверхности обычно резко отличное, и перемещение их по сместителю в горизонтальном направлении не может восстановить форму структуры, существовавшей до разрыва.

Очень часто смещение крыльев в разрывах происходит не строго вверх или вниз по поверхности сместителя и не в горизонтальном направлении, а косо по отношению к горизонту. В этом случае

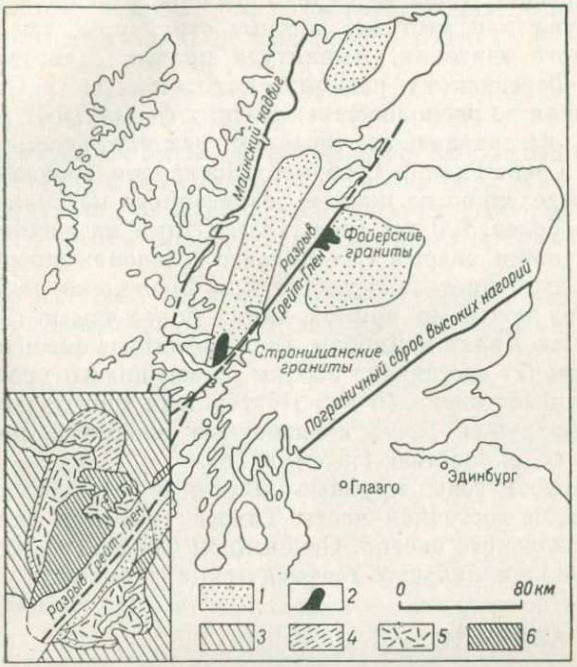


Рис. 185. Сдвиг Грейт-Глен в Шотландии. По У. Кеннеди

1 — древний красный песчаник; *2* — гранитоидные интрузивные комплексы; *3* — мойнские сланцы; *4* — танолиты; *5* — порфировидные гранитоиды; *6* — мелкозернистые биотитовые граниты

в разрывах появляются как сдвиговая, так и сбросовая и взбросовая составляющие и разрывы называются сбросо-сдвигами и взбросо-сдвигами. При таком разделении разрывов к сбросам относятся все разрывы с отклонением перемещения по направлению наибольшего наклона сместителя не более чем на 10°, к взбросам — разрывы с отклонением перемещения от направления наибольшего угла восстания сместителя не более чем на 10°; в сдвигах отклонения направления смещения от горизонтального также не должно превышать 10°; при перемещении крыльев в иных направлениях разрывы относят к сбросо-сдвигам и взбросо-сдвигам (рис. 184). Проще

и надежнее определить направление смещения можно по ориентировке борозд скольжения. Наблюдения следует вести не только на основной поверхности смещения, но и на соответствующих параллельных сместителях.

Образование сдвигов вызывается воздействием на горные породы противоположно направленных сил (пары сил).

Особенно часто сдвиги развиваются вдоль ранее возникших крупных трещин. Сдвиги широко распространены в земной коре. Они образуют как местные, частные структуры, так и структуры регионального значения. Амплитуда правых сдвиговых смещений по Таласо-Ферганскому разлому, находящемуся в Средней Азии, установленная по расположению сходных фациальных зон девонских отложений на различных крыльях разлома, составляет 50 км. По сдвигу Грейт-Глен в Северной Шотландии горизонтальное смещение, определенное по концам разорванного массива гранитоидов, составляет более 100 км (рис. 185). Одним из наиболее крупных сдвигов является разрыв Сан-Андреас, расположенный в Северной Америке. Сдвиг протягивается от Сан-Франциско до Калифорнийского залива почти по прямой линии более чем на 2000 км.

По данным Хилла и Диббли, горизонтальное смещение по сдвигу с конца юры (?) составляет 580 км, с эоценового времени 370 км, а с начала плейстоцена 16 км. Повторными геодезическими наблюдениями обнаружено, что современные смещения по сдвигу совершаются со скоростью 1,5 см в год.

В последние годы крупные широтные сдвиговые нарушения установлены в восточной части Тихого океана и экваториальной зоне Атлантического океана. Основанием для такого вывода явилось смещение меридиональных геофизических аномалий.

РАЗДВИГИ

По предложению В. В. Белоусова, разрывы, в которых перемещение крыльев происходит перпендикулярно к поверхности отрыва, называют раздвигами (рис. 186). При раздвиге увеличивается

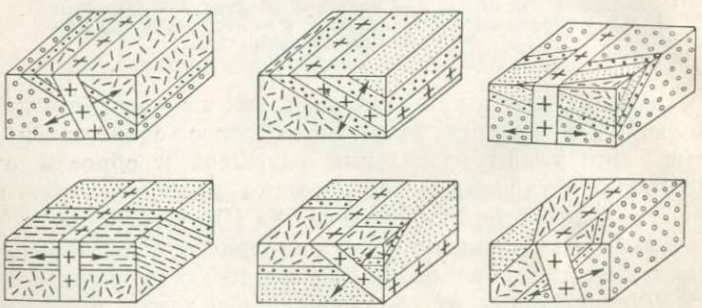


Рис. 186. Различные виды сочетания раздвигов и слоистости. Раздвиг выполнен жилой гранита (крестики)

зияние между крыльями разрыва. Амплитуда раздвига измеряется перпендикулярно к поверхности отрыва и может быть различной. В некоторых случаях она достигает десятков метров, но чаще не выходит за пределы нескольких метров. Раздвиги чаще, чем другие виды разрывов, оказываются заполненными горными породами и минералами. Этот вид разрывов легко спутать со сбросами и взбросами. Образуются раздвиги при растягивающих усилиях, действующих перпендикулярно поверхности отрыва.

НАДВИГИ

Все рассмотренные выше виды разрывов со смещениями либо характеризуются хрупким отрывом или вязким сколом горных пород без предварительных заметных пластических деформаций, либо сопровождаются очень незначительными пластическими деформациями.

Существуют, однако, широко распространенные разрывы, возникающие и развивающиеся параллельно с образованием складок.

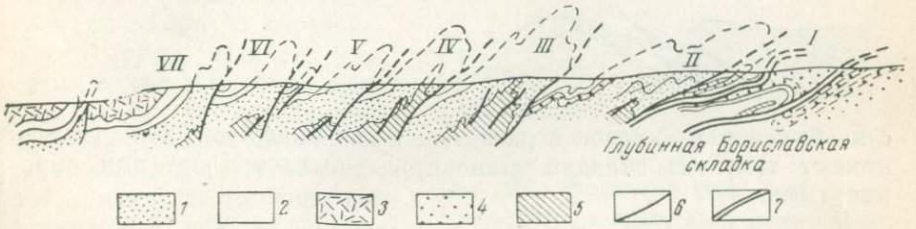


Рис. 187. Чешуйчатые надвиги антиклинальной зоны Восточных Карпат. По Ю. М. Пущаровскому

1 — иноцерамовая и ямненская свиты; *2* — карпатская и менилитовая свиты; *3* — кросненская свита; *4* — нижний миоцен; *5* — нижнемеловые отложения; *6* — надвиги; *7* — покровы. *I—VII* — тектонические чешуи

Разрывы взбросового характера, возникающие одновременно со складчатостью, называются надвигами.

Надвиги развиты преимущественно в сильносжатых наклонных или опрокинутых складках. Значительно реже они осложняют строение плавных пологих складок. В складках, образованных относительно однородными породами, надвиги обычно возникают в их замках и ориентированы параллельно осевой поверхности. В неоднородных толщах пород они нередко развиваются в крыльях по границам между пластичными и хрупкими породами. Такие надвиги широко распространены, например, среди меловых и палеогеновых отложений Восточных Карпат, где они сосредоточены в нормальных крыльях опрокинутых складок в мягких олигоценовых аргиллитах (рис. 187). Однако и в этих случаях надвиги сохраняют общую параллельность осевым поверхностям складок. В плане надвиги обнаруживают пространственную связь с отдельными складками. Они развиваются вдоль осевых линий складок или на

их крыльях параллельно осевым линиям. При затухании складки надвиги выклиниваются. На рис. 188, 189 приведен ряд примеров

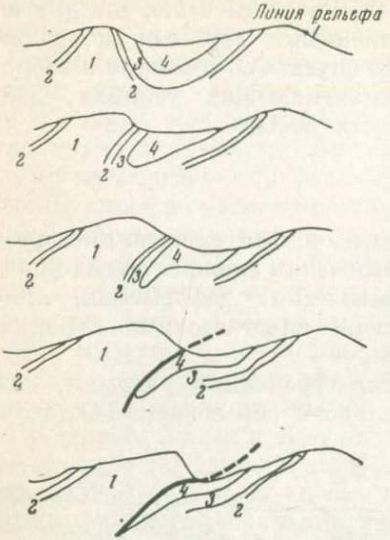


Рис. 188. Схема образования надвига в опрокинутой складке в Восточных Карпатах. По Ю. М. Пущаровскому

1 — флиш верхнего мела; *2* — песчаники верхнего мела; *3* — эоценовый и палеоценовый флиш; *4* — аргиллиты олигоцена

с изображением складок с развитым в ней надвигом. Надвиги возникают там, где складки становятся сильносжатыми или опрокинутыми.

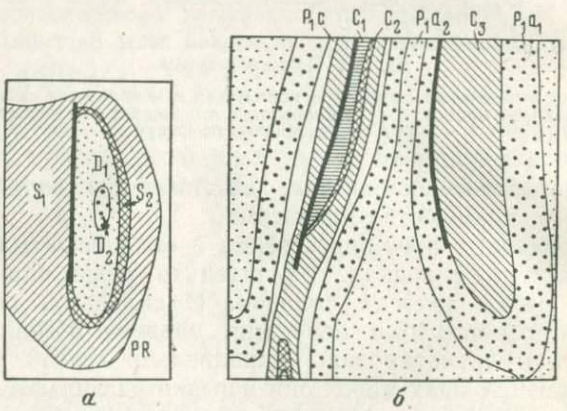


Рис. 189. Примеры, указывающие на связь надвигов со складками (Урал)

а — надвиг, осложняющий синклиналь; *б* — надвиги в антиклинальных складках (надвиги обозначены утолщенными линиями)

Нередко отдельные надвиги объединяются, охватывая две или больше складок. В складчатых комплексах, опрокинутых в одну

сторону, часто развиваются параллельные надвиги, придавая общей структуре чешуйчатое строение.

По наклону поверхности разрыва выделяются четыре вида надвигов: крутые — с углом наклона поверхности разрыва более 45°, пологие — с углом наклона поверхности разрыва менее 45°, горизонтальные — с приблизительно горизонтальным расположением поверхности и ныряющие — с изогнутой поверхностью разрыва, обладающей на отдельных участках наклоном, обращенным в сторону видимого перемещения пород (рис. 190).

Образование надвигов связано со скалыванием, развивающимся при пластических деформациях слоистых толщ. Следует подчеркнуть, что надвиги и складки нередко развиваются одновременно. Как показывают опыты В. В. Белоусова, Е. И. Чертковой и В. В. Эза, появление первых поверхностей скалывания в искусственно создаваемых складках в большинстве случаев совпадает с образованием первых изгибов. Развитие складчатых и разрывных форм в дальнейшем протекает одновременно; растут число и амплитуда складок, возрастает количество разрывов и амплитуда смещения по ним. При этом ранее возникшие поверхности разрывом могут быть в дальнейшем изогнуты и искривлены. Таким образом, нельзя рассматривать надвиги без учета влияния пластических деформаций. Разрывы появляются в замке или на крыльях складок в виде поверхностей скалывания двух направлений, но в дальнейшем хорошо развивается только одно из них. Чаще разрывы зарождаются в антиклиналях, причем с такой ориентировкой, что по ним происходит надвигание антиклинали на соседнюю синклиналь. Указанные авторы пришли к выводу, что «наличие разрыва, иногда пересекающего образец на всю его мощность, не только не мешает его дальнейшей пластической деформации с образованием складок, но, более того, оно в значительной мере определяет направление дальнейшего развития складчатой структуры, возможно не в меньшей степени, чем складчатость определяет положение и развитие разрывов». Этот вывод имеет большое значение, так как указывает на возможность одновременного развития складок и разрывов и свидетельствует о большой сложности деформаций развивающихся в слоистых гетерогенных толщах горных пород.

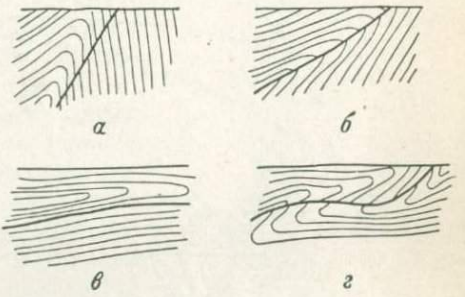


Рис. 190. Различные виды надвигов:
а — крутой, *б* — пологий, *в* — горизонтальный, *г* — ныряющий

В то время, когда на одних участках совершаются пластические деформации, на других, где уже достигнуты пределы пластичности, возникает разрушение пород.

ПОКРОВЫ

Тектоническими покровами, или шарьяжами, называются крупные надвиги, характеризующиеся перемещениями на километры и десятки километров по пологим, горизонтальным и волнистым поверхностям. Покровы развиваются в областях со сложным складчатым строением. Они широко распространены в Альпах, Апеннинах, Гималаях. В Советском Союзе покровы установлены в Карпатах, на Юго-Восточном Кавказе, у западной окраины Верхоянской складчатой зоны, на Алтае, на западных склонах Урала и в некоторых других областях. Смещения обычно охватывают огромные массы горных пород, заключающих целые складчатые комплексы.

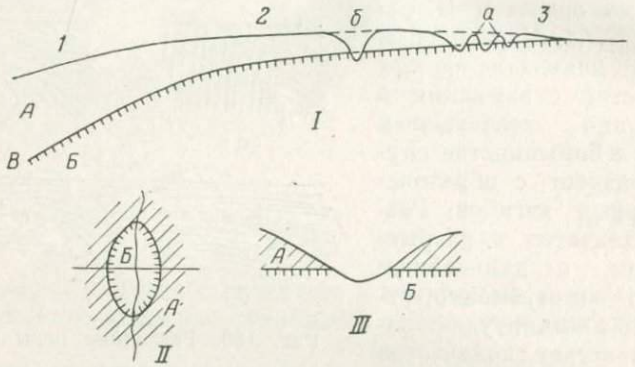


Рис. 191. Схема строения покрова

I — строение покрова: *1* — корни покрова, *2* — тело или панцирь покрова, *3* — голова или фронт покрова, *а* — эрозионные останцы, *б* — эрозионное окно; тектоническое окно: *II* — в плане, *III* — в разрезе; *А* — аллохтон, *Б* — автохтон, *В* — поверхность волочения

В покровах выделяются перемещенные массы висячего крыла, называемые аллохтоном, и оставшееся на месте лежачее крыло — автохтон. Обычно породы автохтона моложе пород аллохтона, однако известны покровы и с иным строением. В подошве покрова часто располагаются отложения с резко повышенной пластичностью, служащие как бы смазочным материалом для движения аллохтона. Поверхность, по которой перемещается аллохтон, называют поверхностью волочения.

В аллохтоне различают переднюю лобовую часть, или фронт покрова, в той или иной степени размытый эрозией, тело, или панцирь покрова, тыловую часть, или корни. Последними называют область, откуда началось перемещение покрова, устанавливаемую обычно по сходству фаций аллохтона с фациями одновозрастных пород, находящимися в неперемещенном состоянии (рис. 191). Фронтальная, лобовая часть аллохтона может быть расщеплена на отдельные чешуи, «ветви покрова», или лежачие складки, получившие название дигитаций,

От лобовой части, или тела покрова, эрозия может отделить участки, которые утрачивают непосредственную связь с аллохтоном. Такие блоки называются останцами покрова, или «экзотическими останцами».

При расчлененном рельефе в долинах рек или на участке с высоким гипсометрическим положением поверхности волочения эрозия нередко удаляет покров и обнажает породы автохтона. Такие выходы автохтона на поверхности, окруженные отложениями, слагающими аллохтон, называются тектоническими окнами.

В соответствии с взглядами французского ученого П. Термье, изучавшего шарьяжи в Альпах, по условиям образования различают два вида покровов.

Первый из них образуется из крупных лежачих складок и чаще всего сложен флишем. Перемещение подобных покровов достигает 15—25 км. В аллохтоне залегание пород обычно перевернутое и пологое. По мере движения к корням слои залегают более круто, появляются изоклинальные и пережатые складки. Образование покровов первого рода связано со свободным гравитационным скольжением пластичных пород со склонов растущих поднятий. Перемещению покровов в значительной степени способствует присутствие мягких пластичных пород (известняков, мергелей, аргиллитов, гипсов и солей). Все антиклинальные складки в описываемых покровах обращаются замками в сторону движения, независимо от положения их осевых поверхностей. Покровы, обусловленные гравитационным скольжением, широко развиты в Альпах и Динаридах (рис. 192).

Их образование связано с последовательными стадиями развития лежачих складок. При этом происходит сильное раздробление пород под поверхностью волочения, образование мощных зон милонитизации или тектонических брекчий с включением в них огромных глыб, оторгнутых от тела покрова. Толщина (мощ-

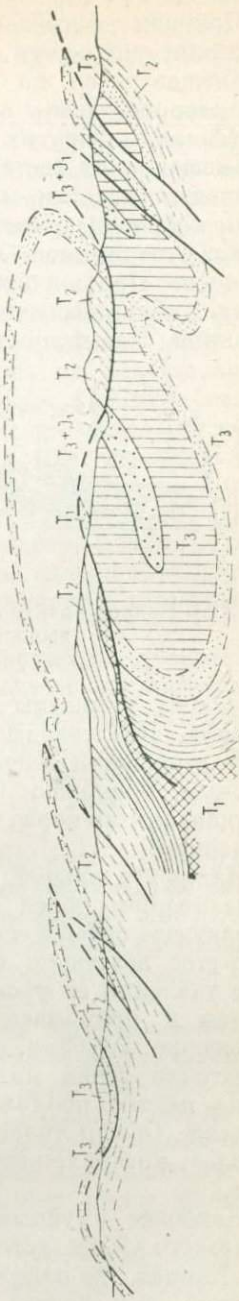


Рис. 192. Покров, развивающийся из лежачей складки в Восточных Альпах. По В. В. Белоусову

ность) отдельных чешуй и складок в аллохтоне обычно колеблется от 200 до 500 м.

Покровы другого строения сложены обычно малопластичными, крепкими породами, образующими слабоизогнутые пластины, перемещающиеся по резко выраженным поверхностям волочения. Они распространены в Западных Альпах, в Шотландии, в Карпатах, на Кавказе и в других районах (рис. 193). Установленная амплитуда перемещения их составляет от 5—7 до 30 км. Толщина (мощность) отдельных пластин может составлять от 1 до 3—4 км. Отдельные части покровов, сложенные массивными крепкими породами в виде блоков-отторженцев, могут иметь самостоятельное гравитационное смещение. При значительной эрозии тела покрова породы аллохтона нередко образовывают цепочки экзотических утесов — тектонических останцов, называемых также клиппенами. Сложенные крепкими



Рис. 193. Покров Гларус в Альпах. Поверхности волочения показаны утолщенными линиями. Из М. П. Биллингса

породами, клиппены как бы армируют плавные мягкие формы рельефа, свойственные пластичным породам автохтона.

В отношении генезиса покровов второго типа многое остается неясным. Возможно, что движение происходит за счет выжимания и выдавливания пород при тектоническом сжатии в участки с меньшим давлением.

Для фронтальной полосы покровов очень характерно как бы «вспахивание» пород автохтона лобовой частью аллохтона, представляющее собой нагромождение крутопадающих чешуй и складок и крутое залегание пород во фронтальной части аллохтона. По мере удаления от фронта разрывы и чешуи в аллохтоне выполаживаются и принимают пологое, горизонтальное или «ныряющее» положение. Глубина, которая характеризует перемещение покровов, достаточно точно нигде не установлена. В Альпах существуют целые пакеты покровов, включающие по нескольку аллохтонных пластин. Общая толщина таких пакетов может достигать 5—6 км и более, которая, возможно, и отвечает мощности шарьированных масс.

Наиболее крупный и хорошо изученный покров в пределах Советского Союза установлен вдоль северо-восточного края Восточных Карпат, где палеогеновые и меловые отложения, смятые в опрокинутые, а у фронта покрова — в лежачие складки, перемещены

по полого наклоненной поверхности волочения к северо-востоку на 20—25 км, перекрывая пластичные соленосные толщи миоцена. Высказано мнение об образовании этого покрова в результате поддвига древних кристаллических пород к юго-западу под складчатую область (Г. Штилле и др.).

Присутствие покровов устанавливается по ряду признаков. Важнейшие из них выражены в налегании древних пород на молодые по поверхностям волочения: в случае близкого фациального состава пород аллохтона и автохтона решающее значение имеют палеонтологические исследования, позволяющие установить относительный возраст отложений и их взаимоотношения. Большую роль в таких случаях могут играть результаты бурения.

При расчлененном рельефе на существование покровов указывает близкое к горизонтальному положение поверхностей срывов, их извилистые выходы в рельефе. Указаниями на возможное присутствие покровов служат зоны тектонических брекчий (меланж), присутствие экзотических утесов и тектонических окон. Для лобовой части характерны крупные поверхности срыва, многочисленные блоки-отторженцы, оползни и обвалы. Для выявления покровов могут быть использованы и геофизические данные.

Время формирования покровов, по-видимому, может быть длительным, соизмеримым с продолжительностью одного-двух периодов. Перемещения аллохтонов происходят неравномерно в виде отдельных толчков или фаз.

Причины образования покровов до сего времени не установлены. Нельзя считать происхождение всех покровов гравитационным, так как нередко поверхности волочения имеют наклон в сторону, обратную направлению движения. Не подтверждается и представление о гравитационном всплывании или выжимании из глубин больших масс пород с последующим их растеканием в стороны.

Наиболее вероятный механизм образования этих структур заключается в горизонтальном течении вещества глубоких зон земной коры и верхней мантии. Области образования покровов, приуроченные к поверхностным частям земной коры, в подобных случаях представляют собой пассивные структуры, приспосабливающиеся и отражающие перемещения глубинного вещества.

Кратко остановимся на истории развития представлений о значении покровов в строении земной коры. После обнаружения покровных явлений в Альпах (1903 г.) среди геологов получила распространение гипотеза покровного строения. Структура целых складчатых областей и прежде всего самих Альп и затем Карпат, Балкан и других горных систем стала представляться как сплошное нагромождение покровов, передвинутых на многие сотни километров и при этом сложно изогнутых.

М. М. Тетяев (1928 г.) при описании тектоники Забайкалья и Дальнего Востока как системы грандиозных покровов указал, что последовательность разреза в Забайкалье является не страти-

графической, а тектонической. Корни покровов М. М. Тетяев предложил искать на территории Китая.

В. А. Обручев (1928, 1930 гг.), являясь противником подобных представлений, ссылался на обогащение нижнеюрских слоев Забайкалья грубой галькой, состоящей из пород палеозоя. Эти слои являются базальными конгломератами трансгрессивно налегающих на палеозой юрских толщ, а не тектоническими брекчиями, как полагал М. М. Тетяев. Детальное геологическое картирование отдельных районов Забайкалья, выполненное рядом геологов (Е. А. Пресняков, Ю. П. Деньгин, Д. С. Соколов и др.), подтвердило правильность точки зрения В. А. Обручева. Попытки установления покровов были предприняты и на Урале Г. И. Фридериксом (1927, 1929 гг.) и А. А. Блохиным (1932 г.). Указанные исследователи считали, что на Западном Урале развита система покровов с минимальными амплитудами перемещения в 70—80 км. Однако результаты последующих детальных работ (А. А. Иванов, 1928; Д. К. Зегебарт, 1936 г.) опровергли эти предположения и установили присутствие на Западном Урале чешуйчато-надвиговых структур.

Показательна также история установления упоминавшегося выше покрова, развитого на северном краю Восточных Карпат. Польскими геологами (Свидерский, Свидзинский, Толвинский и др.) тектоника Восточных Карпат изображалась в виде ряда надвинутых друг на друга покровов (плащевин), перемещенных на десятки (или, может быть, сотни) километров. Детальное картирование Восточных Карпат, проведенное советскими геологами (А. А. Богданов, М. В. Муратов и др., 1946—1950 гг.), показало, что основной чертой строения этой складчатой страны является длительное развитие отдельных зон с образованием ряда крупных антиклинальных и синклинальных систем. Широким развитием в Восточных Карпатах пользуются чешуйчатые надвиги. Перемещение по наиболее крупному надвигу, который может рассматриваться как покров, развитому по северо-восточному краю Карпат, составляет 20—25 км.

В последние годы в связи с бурением глубоких скважин в складчатых областях вновь отмечаются факты перекрытия молодых пород древними. В хорошо обнаженных районах Тянь-Шаня выявлено перекрытие на широкой площади породами силура отложений карбона; на Урале, на западном крыле Зилаирского синклинория в скважинах девонские отложения перекрывают каменноугольные.

В некоторых районах, например в Закавказье и Казахстане, установлено присутствие широких полос, образованных «тектонической смесью» (меланжем), напоминающей собой крупнообломочную тектоническую брекчию, сложенную обломками пород различного состава, глинистой массой и иногда кремнистым материалом. Среди меланжа присутствуют обычно куски и глыбы гипербазитов и серпентинитов. Нередко эти образования имеют пеструю красно-зеленую окраску («колер меланж»). Образование меланжей объясняется различно. Одни исследователи видят в них остатки поверхностей волочения, оказавшихся на поверхности после разрушения и сноса

пород аллохтона. По мнению других, меланжи залегают в виде вертикальных тел и возникают в результате выжимания обладающих высокой пластичностью серпентизированных ультраосновных пород, захватывающих при движении и окружающие породы.

Таким образом, в последнее время вновь отмечается усиление внимания к покровным структурам.

Покровы, безусловно, распространены как явления, осложняющие строение складчатых областей. Они особенно интенсивно развиты во флишевых трогах и там, где складчатые сооружения испытывают резкие или плавные изгибы и развороты. В прямолинейных складчатых комплексах структуры этого вида встречаются, по-видимому, значительно реже.

ИЗОБРАЖЕНИЕ РАЗРЫВОВ СО СМЕЩЕНИЯМИ НА АЭРОФОТОСНИМКАХ

При хорошей фотогеничности разрывы на аэрофотоснимках четко дешифрируются по смещениям слоев. Крупные разрывы, сопровождающиеся обычно мощными тектоническими брекчиями, нередко на аэрофотоснимках непосредственно не видны, так как



Рис. 194. Молодой сброс (показан стрелкой), четко фиксирующийся в рельефе в виде уступа (аэрофотоснимок)

вдоль брекчий возникают пониженные участки рельефа, часто заболоченные или затянутые делювиальными и иными новейшими образованиями. В таких случаях разрывы опознаются по резкой смене пород с различным тоном окраски, по рисунку и форме рельефа (рис. 194), по сравнению слоистости, выклиниванию отдельных стратиграфических горизонтов и т. д. Важное значение при дешифрировании разрывов могут иметь выходы родников и источников на склонах и в тальвегах долин. Нередко выходы источников

вытягиваются в одну линию, пересекающую несколько долин поперек или под углом (рис. 195).

Очень часто вдоль разрывов происходят изменения первичного состава пород, слагающих их крылья. Такие породы приобретают более светлую по отношению к общему тону окраску: белую, желтую, бурую. В сместителях и примыкающих к ним породах появляются скопления кальцитовых или кварцевых жил, а нередко и интрузивных жил. На аэрофотоснимках полосы таких измененных пород имеют вид светлых, более или менее прямых линий, четко выделяющихся на общем фоне пород.

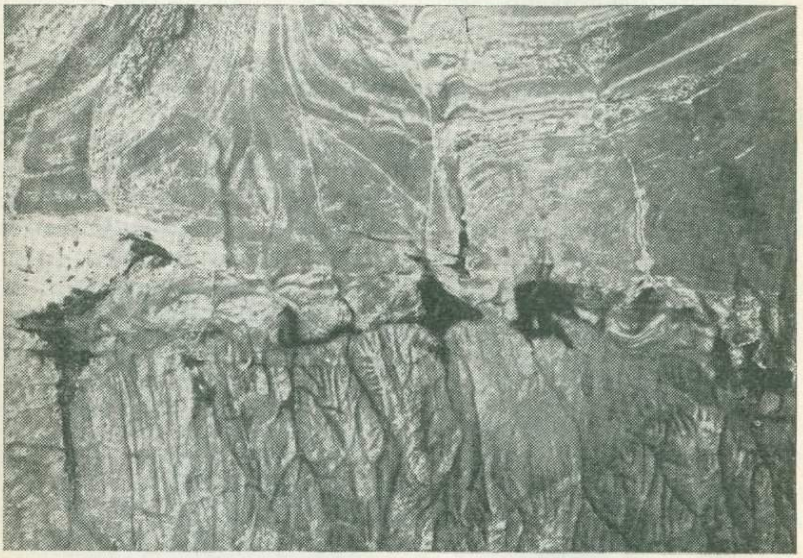


Рис. 195. Разрыв, дешифрирующийся по выходам источников (черные пятна), расположенных на одной линии, и срезанию слоев в нарушенных толщах. Выше разрыва — нижнепалеозойские граниты, ниже — известняки карбона (аэрофотоснимок, Центральный Казахстан)

Один и тот же разрыв на отдельных участках может быть выражен различными признаками: интрузивными телами, овражными или речными долинами, измененными породами, нарушениями слоистости, сгущением растительности и т. д. В целом все эти признаки позволяют установить положение сместителя разрыва.

Молодые разрывы, возникающие в условиях сформировавшегося современного рельефа, хорошо обнаруживаются и отчетливо дешифрируются по появлению на поверхности уступов и глубоких борозд, пересекающих и смещающих по линии разрыва отдельные формы рельефа; по нарушению и смещению гидрографической сети, расширению и сужению речных долин, образованию в руслах порогов, водопадов, расширений, озер, появлению конусов выноса и т. д.

Многие из этих признаков, например уступы в рельефе, возникают и вдоль сместителей древних разрывов, если их крылья сложены породами с разными физическими свойствами.

Разрывы не следует путать со стратиграфическими несогласиями. При несогласном налегании одних толщ на другие базальные слои верхней толщи следуют параллельно поверхности несогласия, а не срезаются этой поверхностью, как это обычно отмечается у разрывов.

ИЗУЧЕНИЕ РАЗРЫВОВ СО СМЕЩЕНИЯМИ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Разрывные нарушения обычно отмечаются как контакты и несогласия, так как часто по их линиям приведены в соприкосновения разные комплексы пород с различными физическими свойствами. Примеры выявления подобных нарушений были показаны на рис. 9, 10.

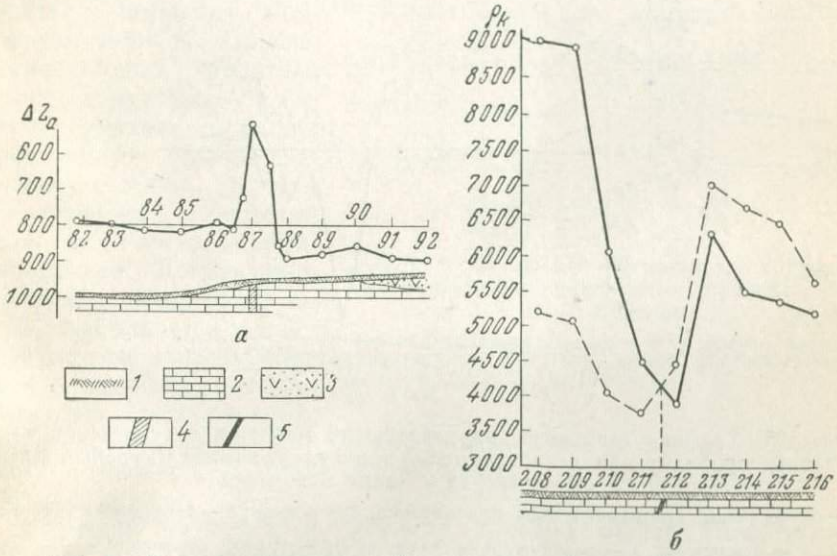


Рис. 196. Графики результатов геофизических наблюдений над разрывами

а — график ΔZ_a над дайкой; *б* — график ρ_k по методу комбинированного профилирования над зоной нарушения. *1* — растительный слой; *2* — известняки; *3* — ортофиры; *4* — дайка; *5* — зона нарушения

Часто разрывные нарушения могут быть зафиксированы либо понижением сопротивления пород в зоне дробления, либо благодаря образовавшейся по линии разрыва жиле или дайке, отличающейся по физическим свойствам от окружающих пород. Выявление таких нарушений обычно проводится посредством электропрофилирования симметричным методом или дипольными установками, методом радиокип, магнитной съемкой, а при малой мощности четвертичных

отложений и гамма-съемкой. На рис. 196 показаны примеры картирования таких нарушений по магнитной дайке (рис. 196, *а*) и по зоне пониженного сопротивления (рис. 196, *б*) с помощью комбинированного профилирования. Зоны дробления могут картироваться методом эманационной съемки, так как они в ряде случаев служат путями вывода радиоактивных эманаций с глубины. Достоинством эманационной съемки является ее большая глубинность в сравнении с гамма-съемкой.

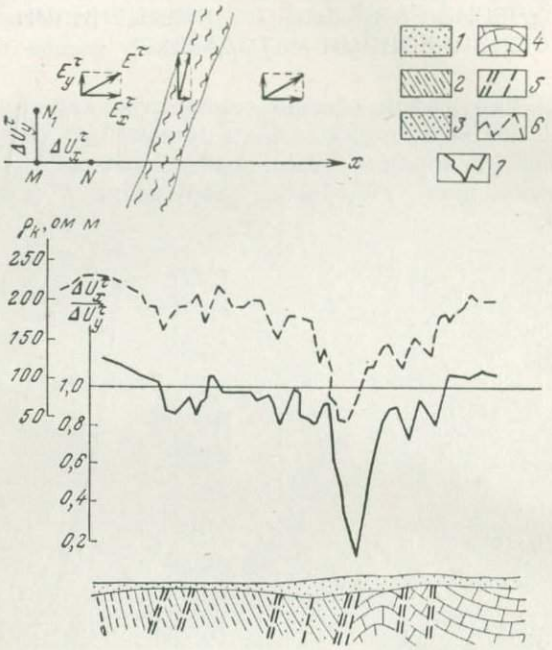


Рис. 197. Графики геофизических наблюдений методами телурических токов и электропрофилирования над тектоническими нарушениями (Северный Казахстан); вверху — схема измерений

1 — четвертичные отложения и кора выветривания; *2* — сланцы; *3* — песчаники и эффузивы; *4* — известняки; *5* — разломы; *6* — график ρ_k; *7* — график отношения $\frac{\Delta U_x^\tau}{\Delta U_y^\tau}$

Благодаря совершенствованию электронной измерительной техники появилась возможность применения метода теллурических токов в закрытых районах с развитием мощных толщ четвертичных отложений и коры выветривания для картирования тектонических нарушений. Последние в результате дробления и увлажнения пород часто представляют собой линейно вытянутые проводящие зоны. Это изменение направления распространения теллурических токов может быть выявлено посредством наблюдений установкой с двумя Г-образнорасположенными измерительными линиями, одной вдоль профиля наблюдений, другой перпендикулярно к нему (рис. 197,

вверху). На каждой точке вычисляется отношение измеренных разностей потенциалов:

$$P = \frac{\Delta U_x^{\bar{z}}}{\Delta U_y^{\bar{z}}},$$

чем исключается непостоянство поля во времени. Величина P вдали от тектонического нарушения остается более или менее постоянной (в зависимости от степени однородности разреза) и резко уменьшается над разломами.

Наличие сдвиговых смещений может устанавливаться всеми перечисленными выше методами посредством сопоставления положения аномалий в плане по карте графиков (рис. 198).

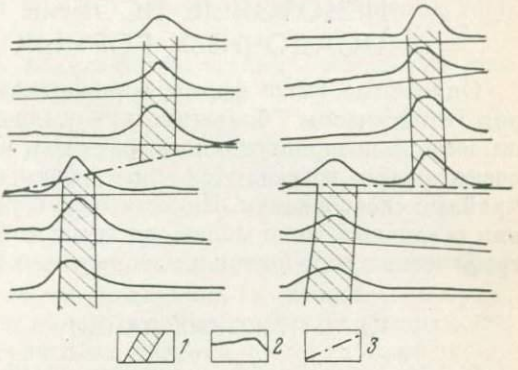


Рис. 198. Выявление разрывного нарушения по смещению маркирующего горизонта. По К. П. Соколову

1 — маркирующий горизонт; *2* — график измеряемой величины поля; *3* — линия разрывного нарушения

Изучение формы и внутреннего строения грабенов и горстов может проводиться широким комплексом методов. Определение общего характера самой структуры и ее оконтуривание обычно производится гравиметрической съемкой, а при относительно небольших размерах — электропрофилированием. Детализация строения прибортовых частей выполняется электропрофилированием, магнитной съемкой, методом индукции, гамма-съемкой, что позволяет выявить и закартировать зоны разломов, обрамляющих структуру, а также изучить строение самого складчатого обрамления.

Изучение внутреннего строения грабена может выполняться сейсморазведкой, методом ВЭЗ, детальной гравиметрической и магнитной съемками. Первые из этих методов обычно позволяют расчленить рыхлую толщу, выполняющую грабен, определить ее строение, выявить зоны разломов, разбивающих грабен на отдельные блоки; вторые дают возможность установить строение фундамента грабена, уточнить положение внутренних разломов.

При изучении грабенов следует иметь в виду, что структуры, определяющие их внутреннее строение, являются структурами более высоких порядков по отношению к самому грабену. Следовательно, при детальных геофизических работах в пределах грабена с целью изучения несогласий, в том числе поверхности фундамента, структур осадочной толщи, а также разрывных нарушений, в полной мере могут проявляться и потому должны учитываться те особенности

применения методов, о которых говорилось в предыдущих главах при решении отдельных задач структурно-геологических исследований.

Изучение строения горстов производится тем же комплексом методов, что и при исследовании обрамления грабенов, а комплекс, применяемый для изучения внутреннего строения грабенов, служит для исследования обрамления горстов.

Глава 14

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЫЕ ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД

Описанные выше формы горизонтального и складчатого залегания свойственны большинству осадочных толщ, обнажающихся на земной поверхности или вскрытых в горных выработках. Лишь очень редко встречаются иные формы залеганий, отличающиеся крайним своеобразием. Недостаточный учет этих особенностей залегания осадочных толщ может привести к ошибкам в выделении стратиграфических горизонтов и изображении их на геологических картах.

КЛАСТИЧЕСКИЕ ДАЙКИ

Кластические дайки (шотланд. «дайка» — «стена из камня или дерна») представляют собой вытянутые тела, ограниченные более или менее правильными поверхностями, сложенные осадочными породами и секущие вертикально или под крутыми углами вмещающие их толщи. В большинстве случаев породы, слагающие дайки, более крепкие и меньше подвержены воздействию процессов денудации, чем окружающие их отложения, поэтому дайки на поверхности часто имеют вид сильно разрушенных стен.

Кластический материал, слагающий дайки, может быть самым разнообразным, но большей частью это песчаники и слабо сцементированные пески, битуминозные пески и песчаники, алевролиты. Менее известны случаи, когда материал даек представлен глиной, аргиллитами, известняками, доломитами, каменным углем, бокситами и конгломератами.

Породы, вмещающие дайки, по составу также весьма разнообразны. Так, например, кластические дайки встречаются в гранитах и гранито-гнейсах, трещины в которых заполнены материалом вышележащих осадочных образований. Они наблюдаются в базальтах и андезитах, а также в песках, доломитах, каменных углях и т. д. Однако наиболее распространены они среди кремнистых (опоковидных, диатомовых) глин и сланцев; это вызвано, по всей вероятности, тем, что кремнистые глины как малопластичные породы наиболее способны легко раскалываться и давать зияющие трещины, впоследствии заполняющиеся материалом.

Возраст пород, в которых встречаются кластические дайки, может быть любым. Дайки отмечаются и в древних гранитах архея, и в отложениях палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста. Подавляющее же большинство пород, вмещающих дайки, относится к кайнозойским образованиям, несколько меньшее число — к меловым.

Кластические дайки имеют различные размеры; как правило, их ширина колеблется от нескольких миллиметров до 3—5 м, однако более обычна от 10 см до 1 м и лишь иногда встречаются крупные, вертикально залегающие песчаные дайки мощностью до 300 м; длина даек колеблется от нескольких метров до 5—6 км и в исключительных случаях достигает 15 км. Глубина распространения даек от 10—40 до 1,5 км.

По способу образования кластические дайки делятся на две разновидности: инъекционные и нептунические.

Инъекционные кластические дайки образуются путем проникновения кластического материала снизу вверх под действием различных сил. Внедрение кластического материала в трещины может происходить на глубине и вблизи поверхности. Преимущественно развиты глубинные дайки.

Нептунические кластические дайки образуются на дне моря путем заплывания кластического материала в трещины сверху. Трещины могут располагаться как на глубине, так и на поверхности дна. Заполнение трещин кластическим материалом на глубине происходит под действием силы тяжести, гидростатического давления, веса вышележащих осадков и других причин.

Нептунические дайки, образовавшиеся в поверхностных трещинах, встречаются редко и развиты главным образом в четвертичных отложениях.

Поверхностные нептунические дайки, образовавшиеся на дне водных бассейнов, подробно описаны А. П. Павловым в Среднем Поволжье. Здесь они сложены песчаниками и прорезают неокомские глины. Мощность их достигает 0,35 м. По заключающейся в песчаниках фауне А. П. Павлов определил их возраст как нижнеолигоценовый, что указывает на поступление кластического материала в дайки сверху. Происхождение этих даек он объясняет следующим образом. Трансгрессия нижнеолигоценового моря покрыла площадь развития отложений нижнего мела. При землетрясениях на дне моря образовались трещины, которые прорезали глины неокома. Песчаные осадки олигоценового моря, содержащие многораковин, быстро заполнили сверху эти трещины.

Трещины, способные дать начало нептуническим дайкам, могут образоваться и в процессе усадки глинистых отложений.

ПОДВОДНООПОЛЗНЕВЫЕ НАРУШЕНИЯ

Первичные нарушения залегания осадочных толщ образуются еще во время отложения осадка. Они выражаются в виде разнообразных смятий, имеющих вид спирально закрученных линз и комьев,

мелких опрокинутых и лежачих складочек, языковидных и беспорядочно перепутанных натеков, а местами — в виде разрывов (рис. 199). Подавляющее большинство описанных явлений вызывается подводными оползнями, развивающимися при накоплении осадков на наклонных участках дна водоемов. Насыщенный водой илистый или песчаный осадок может течь даже при уклоне поверхности в 3°. На более крутых участках дна осадки могут быть сорваны со своего основания и в местах накопления оползших масс могут образовать резкие раздувы в мощности. Самые крупные подводные оползни происходят, по-видимому, в области континентального

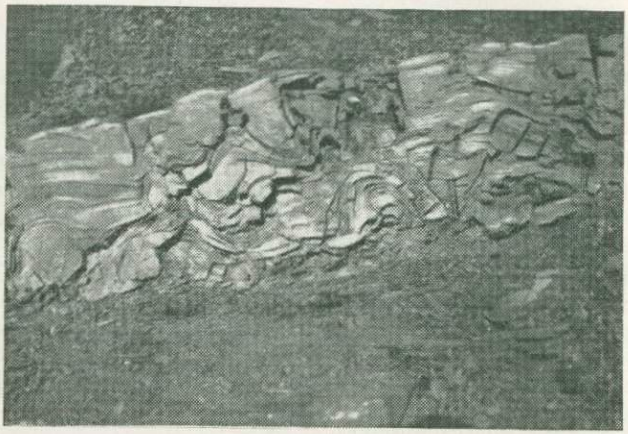


Рис. 199. Небольшие подводные оползневые складки в алевролитах нижнеюрского флиша Крыма

склона морских бассейнов, а мелкие, часто повторяющиеся оплывины, охватывающие отдельные прослои, обычны в дельтах рек. На оползание осадков в пределах больших площадей огромное влияние оказывают землетрясения, особенно подводные.

Мощность подвергающегося оползанию осадка колеблется обычно от десятков сантиметров до первых метров. Наиболее подвержены смещению осадки с алевритовой размерностью частиц и известковистые илы. По законам трения нижняя часть смещающегося слоя осадка бывает смята менее причудливо, чем верхняя. Перед отложением следующего слоя оплывшая масса нередко подвергается размыву и выравниванию, и вышележащий слой залегает уже нормально, срезая смятые деформированные породы.

Важнейшие последствия, которые могут возникнуть в толщах, затронутых подводными оползнями, сводятся к следующему: увеличение мощности осадков и слоев в более глубоких частях дна, куда смещается оползающая масса; уменьшение мощности осадков и количества слоев в тех участках бассейна, откуда сползают осадки; пере-

крытие более молодых осадков ранее отложившимися и удваивание мощности толщ; смещение фаций, в результате которого более мелководные отложения оказываются среди более глубоководных; развитие местных несогласий; возникновение нарушений в слоистости (первичных деформаций); появление древних пород среди молодых отложений, что ошибочно может быть легко истолковано как ядро антиклинали или разрыв.

ОСАДОЧНЫЕ БРЕКЧИИ И ГОРИЗОНТЫ С ВКЛЮЧЕНИЯМИ

Рядом исследователей в различных районах среди осадочных пород описаны брекчии, напоминающие по текстуре брекчии трения. Нередко подобные брекчии связывались с тектоническими или ледниковыми процессами и лишь сравнительно недавно установлено их осадочное, седиментационное происхождение.

Осадочные брекчии, называемые олистостромами, широко распространены вдоль западного склона Урала. По А. А. Богданову, они приурочены к отложениям карбона и слагают несколько горизонтов. Наиболее мощный из них (до 100 м и более) залегает в основании верхнего карбона и занимает определенное стратиграфическое положение, участвуя в строении многих складок и являясь маркирующим горизонтом.

Брекчии представляют собой глинистую бесструктурную массу серого цвета, насыщенную мелкими окатанными или угловатыми обломками известняков, кварцитов и других пород и заключающую, кроме того, крупные глыбы более древних известняков, песчаников и кварцитов, достигающих более 10 м в поперечнике. Выше и ниже брекчии в разрезе залегают слои песчаников, аргиллитов и алевролитов с обычной текстурой.

Осадочные брекчии широко развиты в основании известняковых толщ нижнего карбона в туркестанском Каратау, среди меловых и третичных отложений на Кавказе и в других местах.

Олистостромы нередко ошибочно принимаются за древние ледниковые образования — тиллиты, с которыми их легко спутать.

Не меньшее развитие имеют толщи осадочных пород, заключающие спорадически рассеянные крупные глыбы более древних пород, получившие название горизонтов с включениями.

Крупные бескорневые глыбы, называемые олистолитами, могут достигать десятков и даже сотен метров в поперечнике и нередко бывают окружены более мелкими обломками таких же по составу пород. Мелкие олистолиты обычно имеют округлую или овальную форму; более крупные, до сотен метров в поперечнике, — плоскую. Сложены олистолиты чаще всего известняками.

В Альпийском поясе, в Динаридах, олистолиты верхне- и среднеэоценовых известняков заключены в олигоценовых и миоценовых песчано-глинистых отложениях. На Алтае горизонты с включениями распространены среди намюрских песчано-глинистых отло-

жений. Они содержат огромные глыбы визейских известняков, принимавшихся за остатки размытого покрова или рифовые образования. Олистолиты, сложенные пермскими известняками, известны в таврическом флише в Крыму.

Образование олистостромов и олистолитов связано с гравитационными явлениями. Осадочные брекчии возникают на склонах растущих поднятий и сопровождаются подводнооползневыми процессами. Олистолиты представляют собой результат подмывания и обрушения в полужидкие морские осадки крутых скалистых морских берегов. Более мелкие обломки, сопровождающие обвалы, создают ареалы вокруг крупных глыб. При достаточном уклоне дна моря глыбы могут оползать и скользить на значительные расстояния. Б. М. Келлер и В. В. Меннер описали подобные явления в Сочинском районе, где заключенные в палеогеновых отложениях олистолиты меловых известняков сместились по уклону дна моря более чем на 20 км.

Горизонты с включениями обычно распространены на склонах флишевых и молассовых прогибов и реже на крыльях конседиментационных антиклинальных структур.

И. И. Белостоцкий указывает следующие признаки, позволяющие отличить крупные олистолиты от покровных структур: отсутствие у олистолитов разрывов у их краев, прислонение вмещающих пород к большим поверхностям олистолитов, четкий стратиграфический контакт вверху и наличие оползневых масс внизу, а иногда и по бокам с характерными подводнооползневыми структурами.

РИФЫ

Картирование и изучение ископаемых рифов (биогерм) представляет собой сложную задачу. Д. В. Наливкин указывает на следующие характерные особенности рифовых массивов:

1) преобладание или большое развитие массивных, неслоистых органогенных известняков; по окраинам массивов и в середине их встречаются слоистые известняки;

2) неправильная конусовидная, холмовидная или выпукло-линзовидная форма;

3) отчетливые, нередко резкие очертания;

4) определенные закономерности в распространении, чаще всего вызывающиеся связью с тектоническими структурами (поднятиями и опусканиями).

Размеры и формы рифов разнообразны. Из современных рифов наибольших размеров достигает Большой Барьерный риф Австралии. Это гигантский известняковый массив длиной около 2000 км, шириной 200 км и мощностью не менее 400 м.

Ископаемые рифы в пределах СССР широко развиты среди верхнепалеозойских пород в Приуралье, в юрских и меловых отложениях Памира, Крыма и Кавказа, миоценовых отложениях Керченского и Таманского полуостровов и в других районах.

При картировании рифов, помимо решения вопросов об их возрасте и условиях развития, необходимо обращать внимание на внутреннее строение рифовых массивов и соотношение рифовых построек с подстилающими, одновозрастными и покрывающими породами.

Склоны ископаемых коралловых рифов нередко отличаются значительной крутизной, достигая 60°. Особенно велика эта крутизна в верхней части, в зоне роста кораллов. Обычные наклоны боковых поверхностей современных рифов составляют 8—17°, а их верх почти плоский. Вследствие этого положение осадков, отлагающихся на склонах рифа, оказывается аналогичным расположению слоев в антиклинальной складке со срезанным ядром.

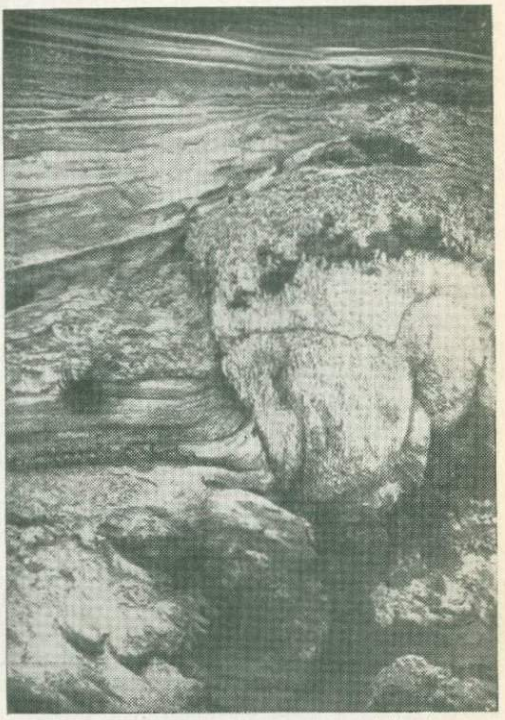


Рис. 200. Соотношение между сарматскими мшанковыми рифовыми известняками (*а*) и покрывающими их песчано-глинистыми отложениями мэотиса (*б*). Берег Азовского моря. По Н. И. Андрусову

Рифовые постройки могут подстилаться любыми породами, например глинами, песчаниками. Значительные сложности возникают при выявлении одновозрастных с рифами, но фациально отличных образований. Дело в том, что крутые склоны рифовых массивов представляют собой естественные границы в морских бассейнах, разделяющие не только области накопления различных осадков с резкой сменой мощностей одновозрастных толщ, но и области расселения различного органического мира.

Нередко терригенные или карбонатно-терригенные породы, накапливающиеся за рифовыми барьерами, у их склонов со стороны открытого моря, заключают не только совершенно отличный комплекс окаменелостей, но и залегают гипсометрически значительно ниже рифовых известняков, одновременно с ними образовавшихся. Разность в высотах обусловливается величиной склона рифового обрыва. Указанные естественные седиментационные взаимоотноше-

ния при невнимательном подходе легко принять за смещение по тектоническим разрывам.

Седиментация осадков на рифах или вокруг них, происходящая одновременно или после образования рифов, придает контакту облекающее или прилегающее строение. Более молодые отложения резко оканчиваются у крутых боковых поверхностей рифов, а при облекании массивов уменьшаются в мощности или выклиниваются (рис. 200).

Погребенные рифы в восточных районах Русской платформы в связи с поисками нефтеносных структур уже давно стали объектом применения методов структурной геофизики. Рифы и связанные с ними структуры облекания в перекрывающих их породах обнаруживаются площадной гравиметрической съемкой положительными аномалиями силы тяжести. Более детальное изучение рифовых структур с определением элементов залегания и амплитуд осуществляется сейсморазведкой.

ПОГРЕБЕННЫЕ ЭЛЮВИАЛЬНЫЕ И ДЕЛЮВИАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Делювиальные и элювиальные образования очень редко сохраняются среди осадочных пород. Они почти всегда разрушаются последующими процессами и переходят в аллювиальные и иные отложения. Однако в некоторых случаях в разрезах удается установить погребенные элювиальные и делювиальные образования, имеющие относительно большую мощность и широкое распространение.

Особое значение в этом типе пород имеют погребенные элювиальные и делювиальные образования, развитые на интрузивных массивах.

В геологической литературе имеется большое количество примеров «постепенного» перехода гранитов в песчаники. При этом «в гранитах» возникает определенная ориентировка в расположении отдельных минералов: в первую очередь откладываются слюды, а затем происходит сортировка зерен по крупности и, наконец, появляется слоистость, свойственная песчаникам.

Внимательное изучение подобных примеров показало, что в условиях интенсивного выветривания на поверхности гранитов накапливалась мощная толща элювия и делювия, верхние горизонты которой при опускании всей территории и трансгрессии моря были перемыты и дали начало слоистым песчаникам, состоящим из тех же самых минералов, что и граниты.

Такие взаимоотношения, например, между среднедевонскими гранитами и песчаниковыми красноцветными толщами среднего и верхнего девона широко распространены в Центральном Казахстане. Мощность погребенного элювия и делювия достигает здесь 60 м и более. Нижние горизонты их внешне ничем не отличимы от

гранитов. Они имеют тот же состав, цвет и форму отдельности и лишь местами в них встречаются более крупные угловатые обломки гранита, не распавшиеся на отдельные минеральные зерна, или едва заметная сортировка отдельных минералов по крупности зерен.

В ряде случаев погребенный элювий и делювий с брекчиевидным строением ошибочно принимался за тектонические брекчии и на этом основании на картах рисовались надвиги и покровы, иногда с большими горизонтальными перемещениями.

ИЗГИБЫ СЛОЕВ НА СКЛОНАХ ПОД ВЛИЯНИЕМ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ

На крутых склонах нередко наблюдаются изгибы слоев вниз по склону, образующиеся под влиянием силы тяжести пород. Особенно большой интенсивности изгибы слоев наблюдаются в мягких, легко поддающихся разрушению породах, обнажающихся на крутых склонах. В таких условиях могут возникать ложные нормальные и опрокинутые складки, которые легко принять за настоящие и составить неверные представления о тектонике.

Особое внимание должно уделяться изучению канав, пройденных среди делювиальных отложений. При этом следует учитывать возможность изгиба пластов вниз по склону, чтобы не принять «ложное падение» за истинное. Изгиб пластов по склону может достигать нескольких метров в глубину и иметь широкое площадное распространение.

Глава 15

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД

Эффузивные образования в виде застывших лав, пепловых туфов, лавовых брекчий и других продуктов вулканических извержений чрезвычайно широко развиты в земной коре. Они составляют существенные части разрезов всех систем, начиная от древнейших и кончая четвертичной. Однако эффузивные породы, образовавшиеся еще в докембрии, обычно сильно изменены процессами метаморфизма и превращены в кристаллические сланцы, порфироиды и порфиритоиды.

УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ

Извержения вулканического материала происходят из вулканических аппаратов — вулканов, построенных весьма сложно и разнообразно. Различают вулканы центрального, трещинного и ареального типов.

При извержениях центрального типа образуется четко выраженный крутой либо пологий слоистый конус — стратовулкан. Склоны таких вулканов нередко имеют крутизну 20—30° и сложены из переслаивающихся лав, туфов, лавовых брекчий, осадочных пород морского или континентального происхождения. Эти образования покрывают склоны неравномерно, а их мощность убывает по мере удаления от центра извержения.

При выровненном рельефе лавы образуют покровы, окружающие вулкан. Если вулкан расположен в гористой местности, изрезанной речными долинами, лавы могут заполнять понижения, образовывая узкие потоки, нередко сливающиеся вместе. На Кавказе верхнеплиоценовые потоки, спускавшиеся вниз по долине р. Дебад, имеют в длину 120 км и ширину 1—2 км. При неоднократных излияниях более молодой поток может оказаться расположенным ниже более древнего. Нижняя часть лав оказывает обычно заметное тепловое воздействие (обжиг) на те породы, на которые они изливаются, вызывая их покраснение. Ширина полосы обожженных пород невелика и не превышает нескольких сантиметров. При трещинных извержениях выделение вулканических продуктов происходит из многих вулканов, приуроченных к одной трещине или разрыву земной коры. Часто вулканы возникают в месте пересечения разрывов разных направлений.

При извержениях ареального типа вулканические аппараты располагаются без определенного порядка, а выделяющиеся из них вулканиты соединяются вместе, покрывая обширные площади.

Характер извержения магмы из вулкана зависит от многих причин, но основной из них является газовый режим. Различают извержения трех видов: эффузивные, эксплозивные и экструзивные.

При эффузивных извержениях лава относительно спокойно изливается на поверхность и застывает в виде покрова или потока той или иной формы. Обычно такие вулканы извергают лаву основного или среднего состава.

Эксплозивные извержения представляют собой взрывы, сопровождающиеся выбросами в воздух либо в водный бассейн под большим давлением газов и паров, увлекающих за собой затвердевшие или полужидкие куски лавы, имеющие форму брызг, сгустков или иную форму. Подобный тип извержения характеризует выделения лав кислого или щелочного состава.

При этом могут возникнуть тяжелые горячие облака из газовопирокластической смеси, под большим давлением вырывающиеся из жерла вулкана и распространяющиеся в виде стелющихся туч или лавин. При остывании всей массы обломков лав они расплющиваются и свариваются, образуя породу, получившую название игнимбритов. Крупные уплощенные и линзовидные обломки стекловатой лавы (так называемые фьямме) вытягиваются вдоль нижних и верхних поверхностей покрова, иногда с тем или иным наклоном уже в первичном состоянии. Игнимбриты могут покрывать площади

до десятков тысяч квадратных километров и иметь мощность до 1—2 км.

При экструзивном типе извержения происходит выдавливание лавы, находящейся в вязком или уже затвердевшем состоянии, на поверхность. Форма экструзивных тел зависит от формы вулканического канала, по которому они выдавливаются. Они образуют купола, обелиски, неправильные раздутые тела, которые могут переходить в покровы и потоки лав. Обычно экструзии слагаются более крепкими породами, чем окружающие их образования, и хорошо выделяются в рельефе.

В районах вулканической деятельности встречаются также тела, образованные лавами, застывшими вблизи земной поверхности. Породы, их слагающие, по составу и структуре очень близки к застывшим лавам. Они образуют некки, силлы, небольшие штоки, лакколиты. Некки представляют собой трубообразные, обычно расширяющиеся кверху тела, образующиеся в вулканических каналах.

Субвулканические тела нередко имеют прямую связь с лавовыми покровами или потоками и, таким образом, одним своим концом как бы выходят на поверхность.

Условия залегания эффузивных пород в значительной степени зависят от их состава и той физико-географической обстановки, в которой происходило извержение и осадконакопление. Средние и основные лавы, бедные кремнеземом, весьма подвижны и чаще, чем кислые, распространяются на значительные расстояния от центров излияния.

Кислые лавы, содержащие большое количество кремнезема, нередко накапливаются вблизи вулканических аппаратов, образуя вокруг кратера высокие вулканические конусы с крутыми склонами. Излияние кислых лав обычно сопровождается взрывами и выделением большого количества пирокластических продуктов в виде вулканических бомб, обломков лав, пепла (рис. 201).

Слоистость в застывших лавовых потоках обычно плохо выражена. Наиболее надежными поверхностями, указывающими на положение потока, являются его кровля или подошва, граничащие с породами иного состава. В мощных покровах опорными поверхностями могут явиться границы между потоками различного состава, обладающими различной окраской, текстурой или структурой. Не менее надежными оказываются также слои или горизонты пирокластических образований среди лав. Флюидность, часто присутствующая среди эффузивных пород кислого и щелочного состава, как правило, не параллельна граничным поверхностям потоков, а отражает движение частиц лавы внутри потока. Перемещение частиц оказывается крайне неравномерным, нередко спиралеобразным с завихрениями и отклонениями от общего направления.

Условия накопления вулканогенных толщ в наземных и подводных средах резко различны.

Наземным излияниям свойственна изменчивость гипсометрического положения основания лавовых потоков, в значительной степени

зависящая от неровностей рельефа. Нередко лавы покрывают речные террасы, что позволяет установить время их образования. Эффузивные породы, образующиеся в наземных условиях, обычно чередуются со слоями, сложенными пирокластическим материалом: пеплом, вулканическими брекчиями и бомбами. Последним свойственны эллиптические и закрученные формы, возникающие при полете застывающей лавы в воздухе. Наземным излияниям свойственны также линзы и скопления агломератов (и силевых образований), возникающих во время ливней, нередко сопровождающих извержения. Среди вулканогенных пород иногда появляются и другие типы континентальных образований: пролювиальные и элювиальные отложения, уголь и др.

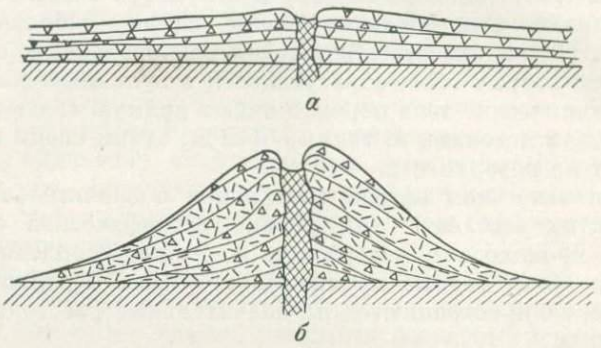


Рис. 201. Распространение лав основного и среднего состава (*а*) и лав кислого состава (*б*) от очага излияния

Толщи вулканогенных пород, накапливающиеся в континентальных условиях, нередко образуют самостоятельные стратиграфические комплексы, не параллелизующиеся с разрезами иных по генезису одновозрастных пород. Такие комплексы отделяются от подстилающих и вышележащих образований несогласиями.

В верхних частях покровов, застывших на поверхности, отдельность обычно плитчатая, параллельная поверхности, а в нижних, медленно остывающих, столбчатая, перпендикулярная к подошве покрова. В целом вулканогенные толщи, образовавшиеся в наземных условиях, отличаются резкой изменчивостью мощностей и насыщенностью плохо отсортированным пирокластическим материалом. Стекло наземных лав и туфов со временем окисляется и приобретает красно-бурый цвет.

Вулканогенные толщи, образовавшиеся при подводных излияниях, во многом отличны от вышеописанных. Относительно ровный рельеф морского дна способствует формированию выдержанных по мощности покровов, залегающих согласно среди морских осадков. Прослои пепла, встречающиеся среди покровов лав, нередко хорошо отсортированы. Осадочные породы, переслаивающиеся часто с ла-

вами, имеют морское происхождение (известняки, песчаники, аргиллиты и т. д.). Эти же породы замещают лавы по простиранию.

Накопившиеся на морском дне эффузивные породы легко подвергаются зеленокаменному перерождению; среди основных пород нередко присутствуют спилиты.

Отдельность в вулканогенных породах, образовавшихся при подводных извержениях, имеет правильные, хорошо развитые формы. Особенно характерны подушечная и шаровая отдельности.

ВЫДЕЛЕНИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ В ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОДАХ

Выяснение стратиграфического положения вулканогенных пород представляет собой сложную и далеко не всегда в полной мере разрешимую задачу. Основные трудности заключаются в том, что потоки лав по мере удаления от очага излияния уменьшаются в мощности и выклиниваются, а при подводных излияниях (а иногда и при наземных) фациально замещаются породами иного происхождения и состава. В связи с этим существенное значение приобретает вопрос о стратиграфической параллелизации вулканогенных и осадочных толщ.

При выделении стратиграфических комплексов в вулканогенных толщах используются различные данные. Большое значение имеет расчленение пород по химическому составу. Чаще всего эффузивные породы, принадлежащие к одному магматическому циклу, обладают близким химическим составом. Однако следует иметь в виду, что известны мощные покровы эффузивов, обладающие смешанным составом пород, меняющимся от основных до кислых. Существенное значение имеют так называемые сопутствующие породы, которые находятся среди эффузивов в незначительных количествах. Такими сопутствующими породами могут оказаться характерные морские или континентальные отложения. Опорными поверхностями при стратиграфическом расчленении эффузивных толщ служат и угловые несогласия, однако их не следует путать с внутриформационными несогласиями, чрезвычайно частыми в лавовых покровах. С этой же целью могут быть использованы характерные текстурные особенности эффузивов: пустоты от газов, флюидность, особенности сложения породы и т. п.

В последние годы для стратиграфического расчленения наряду с прочими данными с успехом используют также естественную радиоактивность, которая нередко оказывается весьма различной у эффузивных пород разного состава и возраста. При параллелизации вулканогенных и осадочных толщ наиболее часто встречаются три следующих случая.

1. Условия обнаженности и аэрофотоснимки дают возможность непосредственно проследить фациальный переход вулканогенных пород в осадочные (рис. 202, *а*). Подобные условия характерны, например, для средне- и верхнедевонских отложений Центрального

Казахстана. Здесь в одном из районов вулканогенная толща, состоящая из эффузивов среднего состава, имеющая мощность около 1200 м, через 15 км замещается толщей эффузивов, чередующихся с туфами и песчаниками, общей мощностью 600 м, а еще через 12 км вулканогенные породы совершенно исчезают из разреза, и в толще сохраняются лишь красноцветные конгломераты и песчаники, мощность которых не превышает 250—300 м. Таким образом, в рассмотренном примере легко устанавливается, во-первых, фациальный переход эффузивных пород в красноцветные осадочные (песчаники и конгломераты) и, во-вторых, одновозрастность этих толщ.

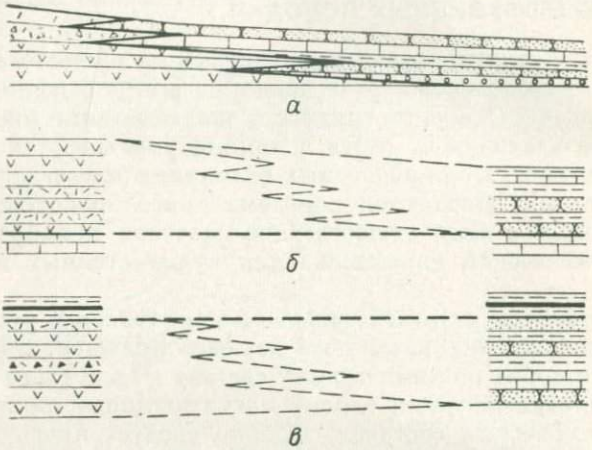


Рис. 202. Различные случаи стратиграфической параллелизации вулканогенных и осадочных толщ

2. При недостаточной обнаженности пород вопрос стратиграфической параллелизации вулканогенных и осадочных образований может быть решен по данным двух разрозненных разрезов, сложенных в одном случае вулканогенными, а в другом — осадочными толщами на основании соотношения тех и других с подстилающими породами. Если вулканогенные и осадочные толщи подстилаются одним и тем же стратиграфическим горизонтом и связаны с ним постепенными согласными переходами, есть все основания объединить вулканогенные и осадочные породы обоих разрезов в одновозрастный стратиграфический комплекс пород, допуская при этом фациальное замещение эффузивных пород осадочными на пространстве между пунктами расположения разрезов (рис. 202, *б*).

3. В условиях второго случая можно опираться на соотношения вулканогенного и осадочного разреза с перекрывающими породами. Если в верхах обоих разрезов вулканогенные и осадочные образования постепенно и согласно переходят в породы одного и того же налегающего на них стратиграфического горизонта, их можно объединить в единый стратиграфический комплекс с учетом фациального замещения вулканогенных пород осадочными (рис. 202, *в*).

При сопоставлениях эффузивных пород, обнажающихся в удаленных друг от друга выходах, следует прежде всего попытаться установить их возраст и взаимоотношение с другими толщами. Большую помощь при этом могут оказать химические анализы. Хотя каждый отдельно взятый покров нередко слагается застывшими лавами различного состава, тем не менее преобладающий их химический состав может быть установлен достаточно отчетливо, причем обычно удается выявить и общую направленность эволюции химизма и строения лав от нижних горизонтов к верхним, такая эволюция в одновозрастных эффузивных породах часто имеет региональное значение. Из других менее существенных признаков, которые могут быть использованы при корреляции разрезов, необходимо отметить: сходство условий образования, характера пирокластического материала, текстур и структур, отдельности, степени метаморфизма и т. п.

Вулканогенные комплексы расчленяются на стратиграфические единицы так же, как и осадочные толщи. Помимо общепринятых геохронологических подразделений в них выделяются и местные: свиты, толщи, пачки. При расчленении следует руководствоваться положением вулканогенных комплексов в стратиграфическом разрезе, обращать внимание на условия их накопления, петрографический и химический состав, ассоциации с породами иного генезиса. Эффузивные образования, объединяемые в один стратиграфический горизонт, должны обладать сходным строением.

Среди вулканогенных комплексов или внутри свит и толщ чрезвычайно важно наметить опорные, маркирующие горизонты. Такими горизонтами могут служить пачки и слои осадочных пород, залегающие среди эффузивов, прослои туфов, поверхности несогласий или характерные и широко развитые эффузивные породы, обладающие выдержанным составом, цветом или какими-либо текстурными особенностями.

ВЫЯВЛЕНИЕ ОЧАГОВ ИЗЛИЯНИЯ

Установление очагов излияния лав имеет большое значение для понимания условий образования и залегания эффузивных пород.

Непосредственное выявление эруптивных аппаратов возможно лишь для молодых вулканов, имеющих главным образом кайнозойский возраст. Особенно хорошо выделяются в рельефе вулканы, извергавшие лавы кислого состава. Их конусообразные возвышенности с кратерами в средней части легко опознаются по характерной форме гор (Эльбрус, Казбек) или по остаткам размытых кратеров, окруженных покровами застывших лав. Большую помощь при этом может оказать аэрофотосъемка.

Эффузивные аппараты более древних вулканов (мезозойского и палеозойского возраста) выявляются с большим трудом, и обычно их удается лишь только наметить. При этом пользуются рядом косвенных признаков, среди которых важнейшими являются следующие. С приближением к очагам излияния лав возрастает мощность

отдельных лавовых потоков и общая насыщенность разрезов эффузивами. Непосредственно в районах извержения появляются грубообломочные брекчии, линзы лапиллиевых туфов, а также агломераты, состоящие из обломков и глыб эффузивных пород.

В отдельных случаях эруптивные аппараты выявляются по составу заполняющих их пород. Последние могут оказаться также более прочными, чем окружающие их осадочные или эффузивные толщи, и в таких условиях образуют резко выделяющиеся в рельефе возвышенности. Наоборот, если эруптивные аппараты заполнены породами, более легко разрушающимися при выветривании по сравнению с окружающими толщами, они могут образовывать в рельефе пониженные участки.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД

Определение возраста эффузивных пород всегда представляет собой сложную и трудную задачу. Решить этот вопрос с той или иной степенью достоверности позволяет следующее.

1. Широко применяются методы определения абсолютного возраста эффузивных пород.

2. Известны эффузивные породы, в которых заключены пустоты от разложившихся организмов и их скелетов, захваченных лавами при подводных излияниях. Пустоты от морской фауны встречаются также в туфах. Если эти пустоты залить гипсом, то можно получить слепки форм ископаемых организмов и тем самым непосредственно определить относительный возраст вулканогенных пород. Однако подобные случаи исключительно редки.

3. Среди вулканогенных толщ часто заключены слои осадочных пород с остатками фауны, флоры, спор и пыльцы. Особенно благоприятны для нахождения окаменелостей известняки и мергели. Если слои с окаменелостями заключены среди вулканогенных пород, они дают возможность обоснованно определить возраст эффузивных толщ. Споры и пыльца чаще всего встречаются в глинисто-мергельных и сланцевых породах.

4. Возраст вулканогенных толщ может быть установлен также на основании возраста покрывающих и подстилающих их осадочных пород, если вулканогенные образования связаны с ними постепенными переходами. Так, например, если подстилающие вулканогенную толщу породы имеют верхнедевонский возраст, а покрывающие относятся к визейскому ярусу нижнего карбона, то заключенная между ними вулканогенная толща вероятнее всего может быть отнесена к турнейскому ярусу нижнего карбона.

5. Верхняя возрастная граница эффузивных пород может быть определена по залеганию на них фаунистически охарактеризованных толщ. Эффузивы в этих случаях имеют более древний возраст.

6. Нижняя возрастная граница иногда устанавливается по обломкам пород, захваченных лавами из верхних частей подстилающих

толщ. Если возраст обломков по тем или иным данным (например, по заключенным в них окаменелостям) установлен, это дает основание считать возраст самих эффузивов более молодым, чем возраст включенных ксенолитов.

7. Косвенные указания для обоснования возраста вулканогенных толщ дает изучение пространственного размещения туфогенных пород. Известно, что вулканический пепел может переноситься ветром на значительные расстояния и накапливаться в районах седиментации вместе с другим осадочным материалом. Прослои туфов, образующиеся среди нормальноосадочных пород, являются обычно прекрасными маркирующими горизонтами, и если удается установить их связь с очагами извержения, по ним можно определить время излияния лав.

ДЕШИФРИРОВАНИЕ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД И ВУЛКАНИЧЕСКИХ АППАРАТОВ НА АЭРОФОТОСНИМКАХ

При значительной мощности эффузивов изображения их на аэрофотоснимках почти всегда выделяются, с одной стороны, по обычно более темному цвету, а с другой — по образуемым ими формам рельефа. Являясь устойчивыми к выветриванию, эффузивные породы при горизонтальном или пологом залегании среди менее крепких осадочных пород образуют на склонах обнажений скалистые уступы и карнизы или слагают плоские поверхности на водоразделах, создавая бронирующие покровы. При наклонном залегании эффузивы часто дешифрируются по появлению куэстовых форм рельефа, образуя крутые уступы куэст.

В сложноскладчатых районах эффузивы, заключенные среди осадочных пород, выделяются на аэрофотоснимках темной окраской и темными формами рельефа и нередко играют роль маркирующих горизонтов.

Следует отметить, что мощные однородные толщи древних эффузивов, слагающих большие пространства, даже при их хорошей обнаженности дешифрируются слабо. На аэрофотоснимках в таких случаях появляются темные монотонные поля без признаков или со слабыми признаками слоистости, но с четко выраженными трещинами. Последние нередко оказываются сильно расширенными и разработанными под влиянием процессов выветривания и ошибочно могут быть приняты за крупные разрывы со смещениями. Наиболее благоприятными для дешифрирования эффузивов являются районы развития молодых вулканических пород, например покровы четвертичных базальтов, лежащих на более древних толщах.

Особенно детально на аэрофотоснимках могут быть оконтурены лавовые потоки и лавовые поля, расположенные на склонах и у подножий современных вулканов. Они выделяются своим темным фоном, имеют густую своеобразную сеть трещин, а также следы течения

лавовых потоков в виде бугров сжатия, морщин, струйчатости и газовых воронок.

При изучении по аэрофотоснимкам современных вулканов Камчатки была установлена их связь с определенными тектоническими зонами, последовательность и стадийность излияния, взаимоотношения вулканов с формами древнего и современного рельефа. Повторные аэрофотоснимки дают необходимый материал для количественной оценки тех морфологических изменений, которые явились следствием извержения и сопутствующих им явлений.

Древние вулканические конусы и некки дешифрируются главным образом по форме тел, изменению окраски, характерной трещиноватости и по структурным соотношениям с окружающими породами.

ПОЛЕВОЕ ИЗУЧЕНИЕ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД И ИЗОБРАЖЕНИЕ ИХ НА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТАХ

Необходимо стремиться к возможно более точному определению состава эффузивных пород непосредственно в поле. Для этого следует предварительно ознакомиться с уже изученными коллекциями из района работ. Особое внимание должно быть обращено на состав вкрапленников и внешний облик основной массы у пород различного состава.

Нередко большие затруднения возникают при определении элементов залегания эффузивных пород. С этой целью может быть использована слоистость границы кровли или подошвы покрова, прослои иных по генезису пород внутри покрова, в частности нередко встречающихся среди лав пирокластических образований. В туфолавах для определения элементов залегания можно воспользоваться взаимнопараллельной ориентировкой линзовидных обломков остывших лав, расположением вкрапленников, формами отдельности, наличием газовых пузырьков.

Флюидность, иногда хорошо развитая в лавах, особенно в кислых, далеко не всегда параллельна кровле или подошве покрова, а обычно имеет завернутый и закрученный вид, отражающий сложные движения в перемещающемся лавовом потоке.

При определении угла наклона следует учитывать первичный наклон лав, обусловленный неровностями рельефа, на котором они накапливаются, и вторичный наклон, вызванный позднейшими тектоническими процессами. Первичные наклоны у лавовых потоков, образующихся в континентальных условиях, могут достигать 10—20° и более.

Необходимо уделять большое внимание определению мощности наклонных эффузивных толщ. Появляющиеся при этом ошибки, обычно в сторону увеличения мощностей, вызываются недостаточным учетом линзовидной формы строения отдельных покровов и их смещением относительно друг друга в направлении движения.

В вулканических породах, как и в интрузивных телах, нередко наблюдаются первичные полосчатые и линейные текстуры течения.

Чаще всего они отмечаются в лавах и обломочных образованиях липаритового, дацитового и андезитового состава.

Первичные полосчатые текстуры выражаются чередованием различных по окраске светлых или темных слоев, линз, включений или обломков, ориентированных вдоль параллельных поверхностей. Их состав в одних случаях одинаков с общим составом пород и различия с основной массой заключаются в разнозернистости структур, характерном вторичном окварцевании, обогащении гематитом и т. д.; в других случаях основная масса пород имеет несколько более основной (например дацитовый), а слои и линзы более кислый (липаритовый) состав.

Первичная линейность сказывается в линейной ориентировке удлиненных кристаллов, газовых пустот, миндалин, морщин и борозд на кровле лав, обломков, захваченных лавой фьямме в ингимбритах и т. п.

Полосчатость и линейность отражают направление движения вулканического вещества и условия, в которых происходит его остывание, а их ориентировка может позволить определить строение вулканического тела. Так, в жерлах вулканов и в экструзивных телах полосчатость и линейность ориентированы круто или вертикально и нередко направлены к одному центру. В покровах и потоках лав и ингимбритов их положение обычно пологое.

При картировании эффузивных пород следует иметь в виду, что вулканогенные толщи обладают значительно меньшей пластичностью по сравнению с осадочными породами. Поэтому мощные толщи эффузивных пород образуют лишь плавные складки с относительно пологими крыльями. Если же вулканогенные образования играют подчиненную роль и занимают второстепенное место в разрезе, они как бы приспосабливаются к осадочным толщам и могут быть смяты так же интенсивно, как и осадочные породы.

Особого внимания заслуживает изучение различных деформаций пород, связанных с вулканической деятельностью и проявляющихся в той или иной форме. Они выражаются прежде всего в образовании многочисленных разрывов, концентрирующихся вблизи центров излияния, и в возникновении крупных овальных или округлых мульд, получивших название кальдер.

Разрывы со смещениями и трещины, возникающие у вулканов, извергающих магму основного и среднего состава, располагаются главным образом по радиусам, расходящимся от центра вулкана. На вершинах вулканического конуса в таких случаях возникают секторные грабены, ограниченные крутыми или отвесными радиальными разрывами и относительно пологим концентрическим разрывом, наклоненным к жерлу. Деятельность кислых вулканов сопровождается чаще всего образованием кольцевых сбросов с последующим оседанием по ним центральных частей вулканического аппарата. На вершинах вулканических конусов нередко возникают трапециевидные грабены. Сместители разрывов часто выполняются последующими вулканическими образованиями.

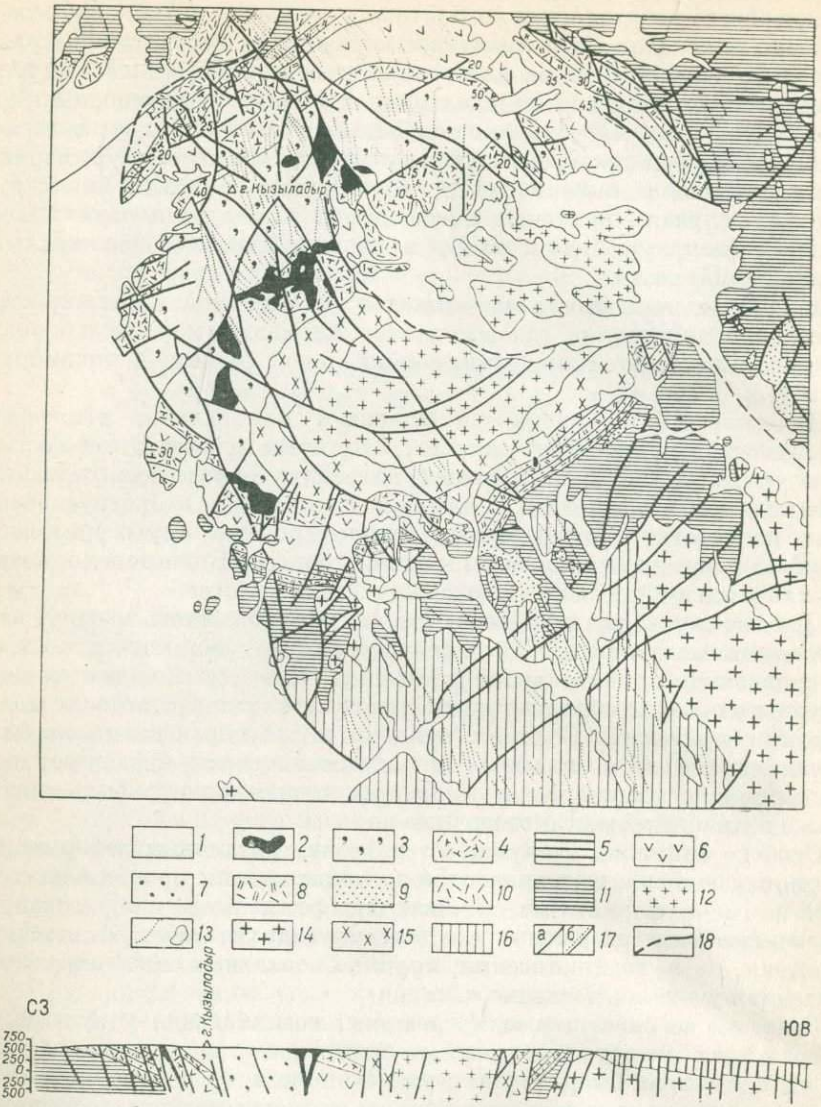


Рис. 203. Схема строения Кызыладырской кольцевой структуры. По М. Н. Щербаковой

1 — кайнозойские и неогеновые отложения. Средний карбон: *2* — жерловые туфы дацитовых порфиритов, *3* — ингимбриты, *4* — липарито-трахитовые порфиры и их туфы, *5* — субвулканические липаритовые порфиры, *6* — андезитовые порфириты, *7* — кристалло-кластические туфы, *8* — липарито-дацитовые порфиры, *9* — крупнообломочные туфы, *10* — липаритовые порфиры; нижний карбон: *11* — туфы; гранитоиды: *12* — пермские, *13* — жильные пермские, *14* — верхнекаменноугольные, *15* — средне-верхнекаменноугольные, *16* — нижнекаменноугольные; *17* — границы нормального и интрузивного (*а*) и несогласного залегания (*б*); *18* — разрывные нарушения

Кальдеры представляют собой впадины округлой или овальной формы. Наиболее крупные из них имеют в поперечнике до 25 км. Кальдеры, образовавшиеся в новейшее время, обычно окружены валом, называемым соммой. Последняя сложена вулканическими

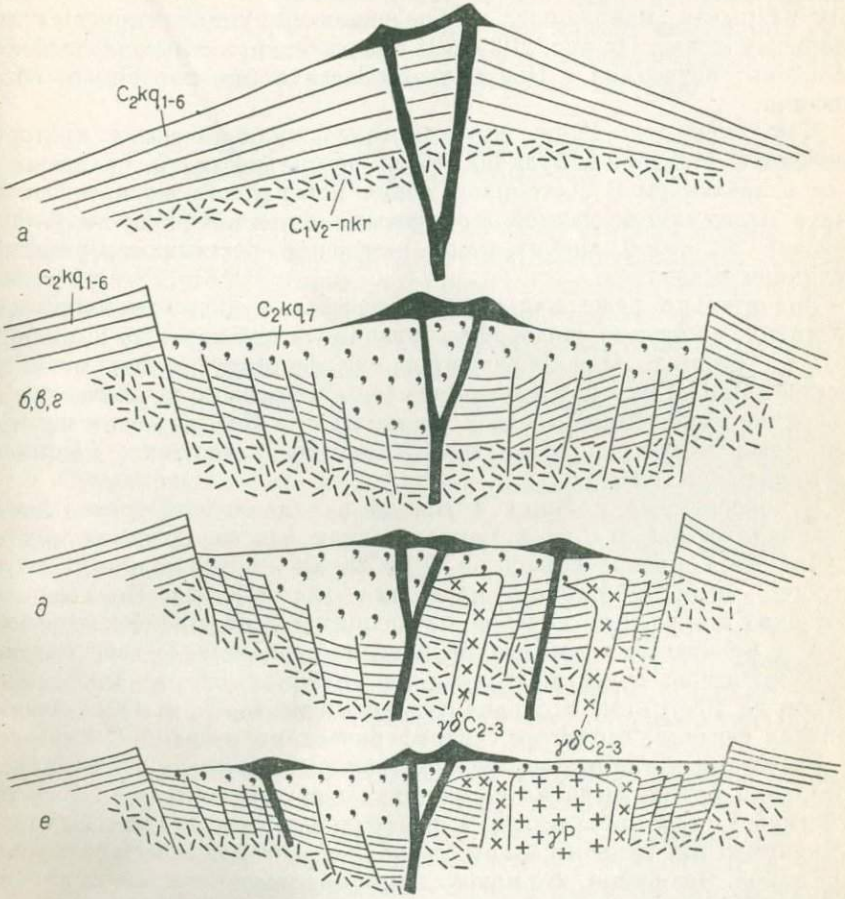


Рис. 204. Схема развития Кызыладырской кольцевой структуры. По М. Н. Щербаковой. Условные обозначения те же, что и на рис. 203

породами и имеет пологую внешнюю и крутую внутреннюю поверхность. Дно кальдеры плоское или слабовогнутое; в центральной части дна часто возникают более молодые вулканы меньших размеров. Сложено дно крупными блоками и глыбами эффузивных и пирокластических родственных пород. Характерной особенностью кальдер является присутствие кольцевых разрывов, с которыми связано их формирование. Образование кальдер обычно наблюдается у вулканов, извергающих продукты кислого, реже среднего и щелоч-

ного состава. При этом происходит понижение уровня магмы в вулканическом очаге или в периферической магматической камере, вызванного извержениями. Понижение может быть также вызвано интенсивной эксплозией или излиянием лавы. Вслед за этим происходит обрушение или оседание вулканической постройки по кольцевым разрывам, приводящее к образованию крупных округлых или овальных мульд. На рис. 203 и 204 приведены примеры палеозойской кальдеры, изученной в Центральном Казахстане, и схема ее образования.

Как указывает Рекк, возникновение вулканических кратеров связано с усилением вулканической деятельности, а кальдеры — с ее ослаблением и состоянием покоя поверхности магматического очага. Ассимиляция магмой окружающих пород может, по-видимому, повлечь за собой значительное изменение состава извергаемого вулканом вещества.

Значительно реже кальдер встречаются вулкано-тектонические поднятия, в которые вовлекаются вулканические породы или породы другого состава. Они образуются над формирующейся магматической камерой или при давлении магмы в процессе перемещения ее в верхние зоны земной коры. Если магма при этом не достигает земной поверхности, то образуются гипабиссальные тела, например лакколиты (см. ниже).

В современных районах активной вулканической деятельности устанавливаются два типа магматических очагов. Одни из них — глубинные — располагаются от 50 до 200 км и более от поверхности, другие — периферические — находятся неглубоко. По данным советских и японских геологов, изучавших поглощение сейсмических волн и магнитные аномалии на западной окраине Тихого океана, периферические очаги находятся на глубинах от нескольких сот метров до 10—15 км, а их диаметр достигает 5—8 км. Образование кальдер связано, вероятно, с периферическими очагами.

Расчетами установлено, что количество выброшенного вулканом материала приблизительно соответствует объему кальдеры. Следует отметить частое присутствие в центральных частях кальдер субвулканических, гипабиссальных и полнокристаллических интрузивных пород. Возможно, что интрузивные породы в отдельных случаях являются вскрытыми эрозией застывшими периферическими очагами.

Магма, попадая в периферические очаги, может в них задерживаться, подвергаться дифференциации или ассимилировать окружающие породы. Эти процессы могут привести к существенному изменению первичного состава магмы, и в этом, по-видимому, кроется одна из причин непостоянства химического состава извергаемых продуктов.

Эффузивные породы изображаются на геологических картах так же, как и осадочные, т. е. расчленяется по возрасту и составу. Как и в слоистых осадочных толщах, в эффузивных породах измеряются мощность слоев и элементы их залегания. Однако в отличие

от осадочных пород, состав которых обычно не указывается на картах, состав вулканогенных образований наносится на карту черным крапом по возрастной окраске. Форма крапа зависит от состава пород.

В мощных толщах вулканогенных образований сложного состава следует стремиться к выделению отдельных циклов или этапов вулканической деятельности. При этом основное значение должны иметь состав пород, условия образования и формы залегания.

ИЗУЧЕНИЕ ФОРМ ЗАЛЕГАНИЯ ЭФФУЗИВНЫХ ПОРОД ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Ведущим геофизическим методом изучения условий и форм залегания эффузивных горных пород является магниторазведка. Объясняется это тем, что эффузивы, как правило, отличаются повышенной магнитностью, особенно эффузивы основного состава. Трещинные эффузивы проявляются чаще всего знакопеременными аномалиями, интенсивность которых может колебаться в широких пределах — от первых сотен до тысяч гамм. Межпластовые эффузивы — туфы, туфобрекчии (рис. 205 *б*) также могут отмечаться четкими аномалиями ΔZ_a. Выходы эффузивов могут детально изучаться магнитными измерениями с шагом 1—2 м для выявления и прослеживания отдельных характерных прослоев. Над горизонтально или очень полого залегающими эффузивными телами возникают сложные аномалии типа «мини — макси», когда отчетливому максимуму ΔZ_a отвечает прилегающий к нему той же или почти той же интенсивности минимум ΔZ_a. Аномалии над эффузивными телами часто осложняются приконтактовыми изменениями (см. левую аномалию на рис. 205, *а*). Особенно интенсивные аномалии возникают над контактовыми магнетитовыми скарнами, как, например, на месторождении Дашкесан.

Расчленению эффузивов, выявленных магнитной съемкой, может помочь электропрофилирование, а иногда и гамма-съемка, так как с возрастанием основности эффузивов значительно уменьшается их гамма-активность. Так, при поисках пьезооптического сырья комплексом магнитной съемки и дипольного профилирования выделяют зоны гидротермально измененных долеритов (за счет этих процессов сопротивление и магнитность долеритов понижаются в 2—3 раза), к которым и приурочены скопления исландского шпата.

Оконтуривание крупных эффузивных покровов проводится чаще всего аэромагнитной или средне- и мелкомасштабной наземной магнитной съемкой. При этом в отдельных случаях по максимумам ΔZ_a удается установить местоположение вероятных очагов излияний. Выделению этих каналов может помочь детальная гравиметрическая съемка. Чаще всего каналы излияний также фиксируются аномалией силы тяжести. Пример решения подобной задачи представлен на рис. 205, *в*. В данном случае трапповое тело подтвердилось положительной аномалией Δg_a в связи с тем, что разность

плотностей траппов и известняков оказалась положительной ($\sigma_{эф} = +0{,}32$ г/см³).

Мощность эффузивных покровов может определяться методом ВЭЗ, а также сейсморазведкой.

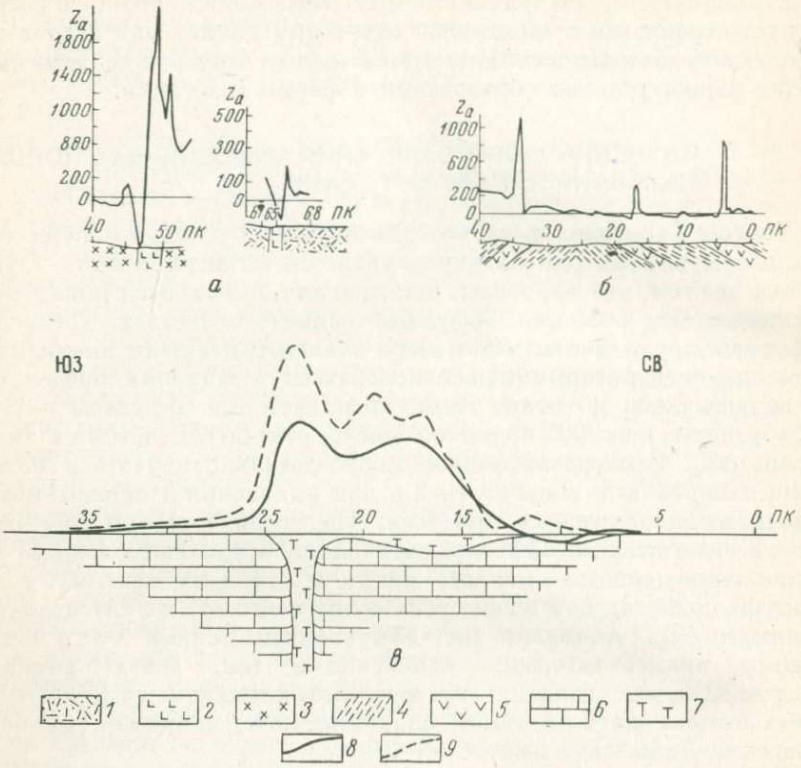


Рис. 205. Графики результатов геофизических наблюдений над эффузивными образованиями

а — графики ΔZ_a над трещинными базальтами, *б* — то же, над межпластовыми эффузивами; *в* — графики ΔZ_a и Δg_a над траповым телом. *1* — древние эффузивы; *2* — третичные базальты; *3* — гранодиориты; *4* — сланцы; *5* — пластовые эффузивы; *6* — известняки; *7* — траппы; *8* — график ΔZ_a; *9* — график Δg_a

Микромагнитная съемка широко применяется и при изучении отдельных массивов эффузивных пород. По характеру «роз направлений» удается выделить отдельные текстурные зоны в пределах одного массива, различать эффузивы, принадлежащие к разным фазам магматического процесса.

Глава 16

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Интрузивные горные породы развиты в земной коре чрезвычайно широко. Они распространены в складчатых областях и играют большую роль в строении фундаментов платформ.

Формирование гранитных массивов и массивов, сложенных основными и ультраосновными породами, весьма различно. По условиям образования интрузивные массивы гранитоидного состава обособляются в пять основных групп. В древних докембрийских складчатых комплексах, в кристаллических щитах и фундаментах платформ широко распространены крупные гранитные массивы, при возникновении которых основное значение имели процессы гранитизации.

Среди палеозойских, мезозойских и альпийских складчатых сооружений развиты интрузии батолитического типа, формирующиеся в большинстве случаев на значительных глубинах в условиях медленного остывания магм и обладающие полнокристаллическими, крупно- и среднезернистыми структурами.

В следующую группу объединяются гипабиссальные интрузивные тела различного состава — от кислого до основного, характеризующиеся сравнительно незначительными размерами и небольшой глубиной формирования (менее 2—1,5 км). Слагающие их породы обладают тонко- и мелкозернистым строением.

Довольно многочисленную группу составляют небольшие по размерам тела: сложенные породами гипабиссального или эффузивного облика, генетически связанными с вулканическими процессами. Они образуются в каналах, по которым магма изливается на поверхность при извержениях вулканов, или представляют собой заполненные каналы, имевшие в прошлом связь с поверхностью.

К последней группе относятся жильные интрузивные породы, образующие дайки и жилы.

ФОРМЫ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ

Формы интрузивных тел весьма разнообразны. Батолитами называются крупные массивы интрузивных пород, имеющие площадь выхода на поверхности не менее 100 км^2 и секущие контакты с вмещающими породами. Сложены они главным образом гранитами и гранодиоритами; породы иного состава — диориты, сиениты или габбро — приурочены обычно к краевым и приконтактовым их частям.

Верхняя поверхность батолитов обычно обладает плавными пологими очертаниями, нарушаемыми многочисленными куполовидными выступами различной формы (рис. 206). Боковые поверхности батолитов имеют сложное строение. Нередко они наклонены в стороны

от центральных частей массива; встречаются также вертикальные боковые поверхности и поверхности, наклоненные к центру батолитов. Менее ясно строение нижней поверхности батолитов. Геофизические данные показывают, что вертикальные размеры батолитов

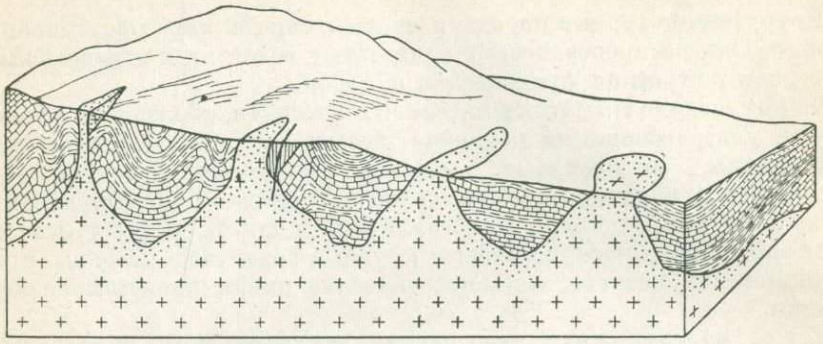


Рис. 206. Гранитный батолит. По В. Эммонсу

обычно составляют 6—10 км. Ниже располагается неровная граница с вмещающими породами, имеющая очень часто вид суживающегося книзу корневидного канала. Таким образом, батолиты либо свекловидны, с узким подводящим каналом, отходящим вниз от центральной

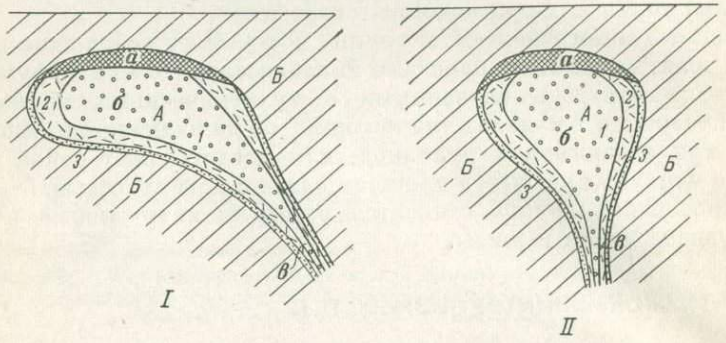


Рис. 207. Идеализированные поперечные разрезы интрузивных массивов щелевого (I) и центрального типов (*II*)

А — интрузивный массив, *Б* — вмещающие породы; *а* — «пробковая» часть массива, *б* — «подпробковое» расширение, *в* — подводящий канал. *1* — породы центральной части массива, *2* — краевой части массива, *3* — эндоконтактовой зоны

части дна массива (батолиты центрального типа), либо языкоподобны, причем в этом случае подводящий канал расположен сбоку (батолиты трещинного или щелевого типа). Сам батолит представляет собой огромное расширенное интрузивное тело, находящееся сбоку или над подводящим каналом (рис. 207).

Породы, вмещающие батолит, на контакте с интрузивными образованиями носят явные следы проплавления. Слои как бы обрезаются интрузивными контактами. Однако в более общем плане нередко удается уловить отчетливые следы механического воздействия магмы на окружающие толщи. Это выражается в изгибе осей складок в плане параллельно границам боковых поверхностей батолитов, в появлении разрывов и иных деформаций, указывающих на раздвижение пород в стороны и вверх.

До настоящего времени еще не решена проблема пространства, занимаемого батолитами. Наибольшим признанием среди геологов пользуются три точки зрения. Согласно одной из них, пространство при формировании батолитов образуется за счет обрушения кровли. Обломки кровли, падая в поднимающуюся магму, тонут в ней и постепенно растворяются. По второй гипотезе породы, сквозь которые поднимается магма, постепенно растворяются и ассимилируются магмой. За счет растворения вмещающих пород у контактов батолитов образуются различные гибридные (смешанные) интрузивные породы. Наконец, согласно третьей точке зрения, магма, внедряясь в земную кору, приподнимает ее на обширных площадях, не нарушая отдельных структур, и образующиеся батолиты располагаются между комплексами пород, различающихся характером развитой в них складчатости и степенью метаморфизма (межформационные батолиты). Помимо изложенных точек зрения, существуют представления о гранитизации, предполагающие образование гранитных батолитов путем переработки глубинными растворами и парами осадочных пород, остающихся на месте. К высказанным выше мнениям следует добавить следующие соображения о механизме образования батолитов.

Глубокие крутые разломы в земной коре создают благоприятные условия для продвижения вдоль них магматических расплавов. Насыщенная газами магма под влиянием внутреннего давления и меньшего удельного веса по сравнению с окружающими породами станет перемещаться вверх от магматического очага. При достижении магмой верхних частей земной коры она при изменении внешнего давления и потери летучих компонентов будет становиться более вязкой. Дегазация и охлаждение приведут к затвердению магмы, закупорке подводящего канала с образованием у его верхнего конца «пробки». Последняя будет препятствовать продвижению магмы вверх. При этом перемещение магматических расплавов из более глубоких зон земной коры может продолжаться, и они станут нагнетаться в подпробковое пространство. Не имея возможности перемещаться вверх, расплавы начнут распространяться в стороны и образуют грибообразное расширение, суживающееся вниз до размеров подводящего канала. Перемещению магмы в стороны будет способствовать ослабление бокового сопротивления со стороны окружающих пород в верхних частях земной коры.

Вполне вероятно предположение, что возникновение грибообразного расширения в верхней части интрузивного тела может сопро-

вождаться раздвижением вмещающих пород в стороны и вверх с частичной их ассимиляцией, что в отдельных случаях создает условия для нагнетания магмы не только в подпробковое, но и в надпробковое и боковое пространство. Возможно, что магма при своем движении может полностью отторгать от вмещающих пород значительные по размерам участки, которые вследствие своей большой плотности будут в ней тонуть, освобождая место для вновь поступающих магматических расплавов. Немаловажное значение при формировании батолитов могут иметь также участки повышенной проницаемости в земной коре, которые появляются при наклонных или

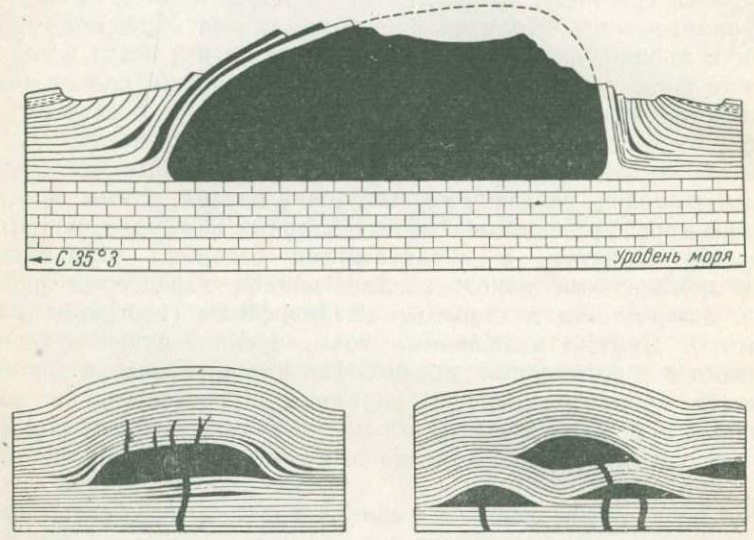


Рис. 208. Лакколиты. По М. Биллингсу

горизонтальных перемещениях вдоль искривленных поверхностей крутых глубоких разрывов.

Штоками называются интрузивные тела округлой или вытянутой формы, имеющие площадь выхода на поверхности менее 100 км². Штоки, образующие самостоятельные массивы, характеризуются всеми чертами строения, свойственными батолитам. Нередко штоки представляют собой боковые или верхние части батолитов, выступающие в виде куполов и гребней над их поверхностью.

Лакколитами называются небольшие (до 3—6 км в поперечнике) грибообразные тела, границы которых согласны с поверхностями слоистости вмещающих их пород. Лакколиты являются распространенной формой гипабиссальных интрузий. Они образуются в результате нагнетания магмы в межпластовые или межформационные пространства (рис. 208). Верхние слои, покрывающие лакколиты, подвергаются интенсивному механическому воздействию магмы и обычно изогнуты в соответствии с контурами лакколита.

Высота лакколитов чаще меньше их горизонтальной длины, а толщина уменьшается к периферии. Образование лакколитов происходит обычно вблизи земной поверхности.

Магматические диапиры принадлежат к гипабиссальным интрузиям. Они характеризуются резко вытянутой веретенообразной или грушевидной формой в плане и в разрезе, относительно небольшими размерами (от десятков метров до нескольких километров) и секущими контактами с вмещающими породами. Магматические диапиры при своем образовании вызывают в окружающих толщах появление разрывов и интенсивных смятий (рис. 209).

Лополитами называются блюдцеобразные тела, залегающие согласно с вмещающими породами, образованные главным образом основными, ультраосновными или щелочными породами, а также гранитоидами. Размеры лополитов различны. Они образуют небольшие залежи и огромные тела в сотни километров в поперечнике. Лополит Бушвельда, например, имеет длину около 300 км (рис. 210).

Факолитами называются небольшие интрузии, имеющие серповидную форму в разрезе. Они образуются в ядрах антиклинальных или реже синклинальных складок. Мощность факолитов измеряется сотнями, в редких случаях тысячами метров. Магма, образующая факолиты, внедряется в ослабленные участки между слоями в замках складок. Наиболее благоприятны для образования факолитов участки с крутым погружением шарнира (рис. 211).

Вулканические жерла (некки) представляют собой каналы, по которым магма при вулканических извержениях поднимается на поверхность. Таким образом, некки являются частью эруптивного аппарата вулкана. Форма их в плане круглая, овальная или совершенно неправильная. Диаметр от десятков метров до 1—1,5 км. Боковые стенки некков крутые, вертикальные, нередко расширяющиеся кверху. Породы, заполняющие некки, изменчивы. Чаще всего это мелкозернистые или полустекловатые изверженные породы. В некоторых случаях некки заполнены грубым неотсортированным пирокластическим материалом (агломератами), пеплом или вулканической брекчией.

Большое количество жерл (вулканических трубок), заключающих в себе алмазы, обнаружено на Сибирской платформе среди нижнепалеозойских и очень полого залегающих угленосных и песчано-глинистых отложений карбона и перми. Они представляют собой замкнутые горловины изометрической или овальной формы до 1—2 км в поперечнике, суживающиеся книзу. Первоначально каналы трубок были заполнены пирокластическим материалом основного состава, в который позже внедрились базальты. Породы, выполняющие трубки, местами превращены в гранатовые и пироксеновые скарны. Вмещающие породы по периферии трубок залегают спокойно; у контактов с трубками они, как правило, раздроблены, метаморфизованы и завернуты вверх, а иногда и вниз.

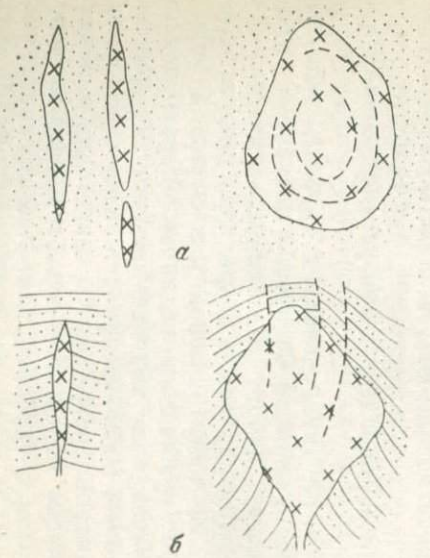


Рис. 209. Магматические диапиры По В. Н. Павлинову:
а — план, *б* — разрезы

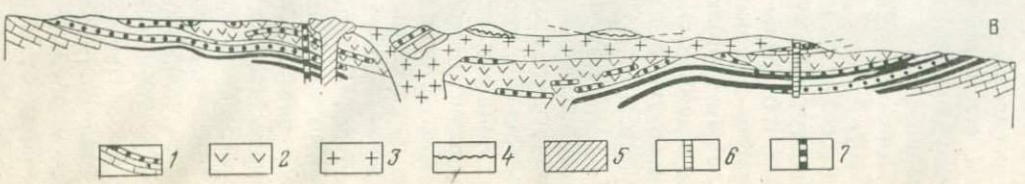


Рис. 210. Схематический геологический разрез Бушвельдского лополита. По А. Дю Тойту

1 — породы основания трансваальской системы, инъецированные силлами диабазов (черное); *2* — норит; *3* — гранит; *4* — породы кровли Ройбергской группы; *5* — пиландсбергский вулканический центр; *6* — спицкопское вулканическое жерло; *7* — кимберлитовая трубка

Вдоль контактов трубок с вмещающими породами нередко располагаются мелкие жилы батолитов (рис. 212).

Д а й к и, часто не вполне правильно называемые также жилами, представляют собой плитообразные тела, размещающиеся в трещинах земной коры. Они могут быть выполнены различными по составу породами как интрузивными, так и эффузивными. Размеры даек очень различны. На Алдане описана сложенная габбро-диабазом дайка длиной более 100 км и мощностью до 250 м. В Родезии известна дайка, заполняющая раздвиг, вытянутая на 540 км и имеющая мощность от 3 до 13 км. Однако бóльшая часть даек имеет длину в сотни или десятки метров при мощности, измеряемой несколькими метрами. Подавляющее

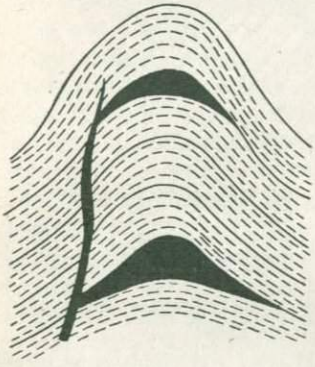


Рис. 211. Факолиты в ядре антиклинальной складки

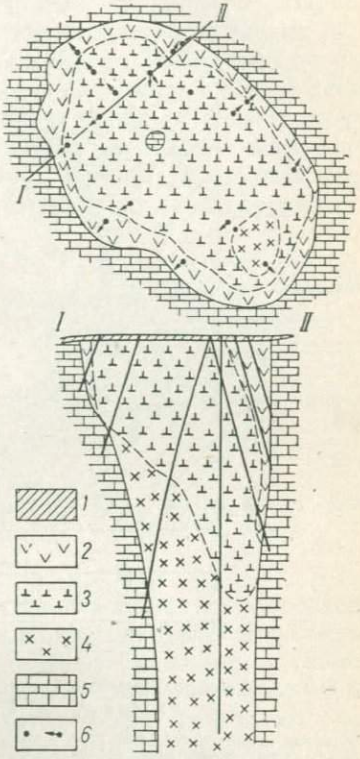


Рис. 212. Геологический план и разрез кимберлитовой трубки. По А. Бобриевичу и др.

1 — четвертичные отложения ; *2* — измененный кимберлит (желтый); *3* — измененный кимберлит (зеленый); *4* — малоизмененный кимберлит; *5* — карбонатные породы нижнего ордовика; *6* — скважины

большинство их залегает круто или вертикально; с вмещающими породами они имеют резко секущие контакты.

Трещины, выполненные дайками, образуются обычно при общем или локальном растяжении горных пород. Часто встречаются групповые дайки, образующие поясы. Расположение даек в поясах может быть параллельное, кулисообразное и т. д. Особую группу составляют кольцевые и конические дайки. Эти дайки развиваются по окружности около центра, выраженного или небольшим штоком интрузивных пород, или кольцевой дайкой. Мощность конических даек обычно не превышает нескольких метров, у кольцевых даек

возможна и значительно бóльшая мощность. Диаметр всей системы даек от 1 до 25 км (рис. 213).

В вертикальных разрезах кольцевые дайки обычно вертикальные и возникают раньше конических; последние наклонены к центру и образуют систему, имеющую форму воронки, суживающейся книзу.

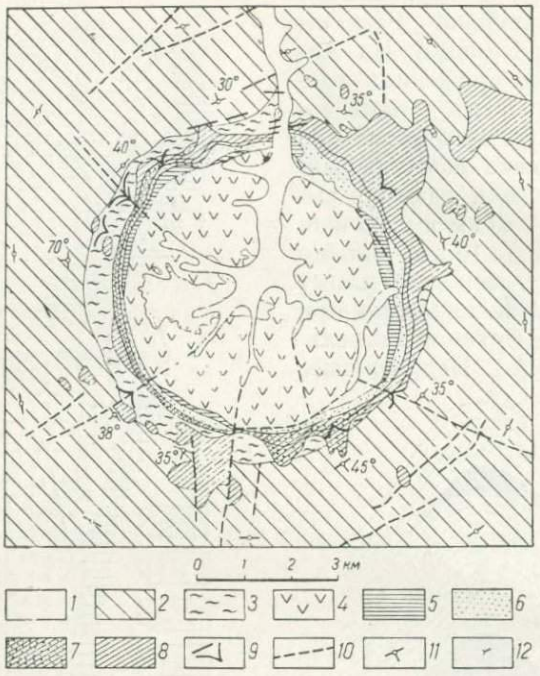


Рис. 213. Схематическая геологическая карта Кондерского интрузива. По А. Мильто, А. Ельянову, Г. Андрееву

1 — четвертичные отложения; *2* — алевролиты и аргиллиты омнинской свиты (рифейский комплекс); *3* — контактовые гнейсы по песчаникам эпинской свиты (рифейский комплекс); *4* — дуниты; *5* — перидотиты; *6* — косьвиты и биотит-пироксеновые породы; *7* — гибридные породы типа габбро-перидотитов и меланократовых монцонитов; *8* — диориты и монцониты; *9* — карбонатиты; *10* — разрывные нарушения; *11* — наклонное залегание пород; *12* — горизонтальное залегание пород

Кольцевые и конические дайки образуются при оседаниях кровли над расположенным ниже магматическим очагом.

Интрузивные залежи, или силлы, образуются при внедрении магмы вдоль поверхностей наслоения. Известны интрузивные залежи площадью до 10 000 км². Их мощность колеблется в широких пределах — от самых тонких инъекций до 600 м, но чаще встречаются силлы мощностью от 25 до 70 м. Сложены силлы различными по составу породами — от гранитов до габбро, однако значительно чаще встречаются залежи основных пород.

В условиях геосинклинального развития интрузивные залежи обычно возникают при опусканиях земной коры одновременно с на-

коплением осадков, но они могут формироваться и позже образования вмещающих осадочных толщ, их появление в таких случаях происходит в обстановке интенсивной вулканической деятельности.

Нередко межслойные инъекции магмы образуют серию залежей, расположенных одна над другой и соединенных друг с другом ответвлениями, секущими вмещающие породы (рис. 214). Подобные залежи, сложенные обычно габбро-диабазами, широко развиты в залегающих почти горизонтально континентальных пермских и каменноугольных породах Сибирской платформы. Не всегда легко отличить интрузивную залежь от излившихся пород (слоев застывших лав). Следует иметь в виду, что интрузивная залежь моложе пород кровли и почвы, в то время как потоки застывшей лавы моложе подстилающих пород, но древнее пород кровли. Наиболее надежными, указывающими на принадлежность пород к интрузивной залежи, служат контактовые изменения во вмещающих породах у кровли и подошвы интрузивного тела и оторочка закала, а также присутствие тонких жилок и ответвлений (апофиз) в породах кровли.

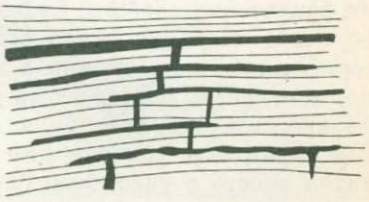


Рис. 214. Интрузивные залежи (силлы) в разрезе

А п о ф и з ы (я з ы к и) представляют собой небольшие, слепо заканчивающиеся ответвления от крупных магматических тел.

Приведенные выше формы интрузивных тел гранитного состава по отношению к слоистости вмещающих их пород делятся на две группы: согласные и несогласные. Ограничивающие поверхности у согласных интрузий параллельны слоистости. Несогласные интрузии прорывают вмещающие слоистые толщи, и их контакты имеют отличную от слоистости форму и иное залегание. К согласным интрузиям относятся: лакколиты, факолиты, интрузивные залежи; к несогласным — батолиты, штоки, некки, жилы.

В общей структуре складчатых областей интрузии занимают различное положение. Они могут быть ориентированы согласно с общим направлением складок, как, например, на Урале, где все более или менее крупные гранитные батолиты вытянуты в соответствии с ориентировкой складчатости. В других случаях крупные интрузии — батолиты и штоки — расположены поперек или очень редко под углом к общему направлению складчатых сооружений.

В древних складчатых областях докембрийского возраста (в Забайкалье, на Украине, в Скандинавии и других местах) распространены гранитные массивы огромных размеров, получившие название ареал-плутонов. Возникшие при неоднократно повторявшихся фазах интрузивной деятельности, они часто не имеют определенных очертаний, занимая сотни и тысячи квадратных километров. Большую роль в формировании массивов играют процессы гранитизации.

Массивы, сложенные ультраосновными и сопровождающими их основными породами, редко достигают значительных размеров. Обычно их максимальный поперечник меньше 10 км. На поверхности они образуют крайне неправильные тела с многочисленными ответвлениями во вмещающие толщи, секущие и согласные линзы и дайки. Таким же непостоянством отличаются массивы ультрабазитов и в вертикальных разрезах. Почти всегда отмечается ясная приуроченность ультраосновных пород к зонам крупных разрывов. Нередко тела ультрабазитов вытягиваются в цепочки вдоль разломов, составляя поясы протяженностью в сотни и даже тысячи километров. Ярким примером может служить пояс ультрабазитовых тел в средней части Уральского хребта в зоне Уральского глубинного разлома.

Условия формирования массивов ультраосновных пород далеко не ясны. Прежде всего необходимо отметить большое непостоянство их физических свойств. Свежие, неизмененные пироксениты и габбро по своей твердости мало отличаются от гранитов, однако процесс серпентинизации, обычно в той или иной степени развитый в этих породах, резко повышает их пластичность, а серпентиниты по своим физическим свойствам близки к гипсам. Это обстоятельство создает благоприятные условия для выжимания и перемещения серпентинитов вместе с участками слабо серпентинизированных или неизмененных пород в верхние структурные этажи вдоль зон глубинных разломов и иных структур с повышенной проницаемостью в земной коре. Возникающие при движении серпентинитов контакты с вмещающими породами носят тектонический характер и напоминают границы, обрамляющие пластичные ядра соляных куполов, а сам процесс перемещения магматических пород в холодном состоянии сквозь окружающие толщи получил название «протрузивного» процесса.

При изучении ультраосновных пород следует иметь в виду, что процесс серпентинизации сопровождается увеличением их объема, а это приводит к образованию очень сложных пластических и разрывных деформаций внутри самих массивов.

Многочисленные данные об абсолютном возрасте ультраосновных пород, распространенных в различных областях, показывают на принадлежность многих из них к наиболее ранним породам земной коры (архей).

Все это создает впечатление о вторичном, протрузивном нахождении ультрабазитов среди пород палеозоя и мезозоя. Одни исследователи полагают, что выжимание ультраосновных пород вверх происходит по вертикальным или крутонаклонным зонам; по мнению других, серпентиниты способствуют образованию крупных покровных структур в земной коре и сосредоточены вдоль горизонтальных или пологих поверхностей волочения.

ИЗУЧЕНИЕ КОНТАКТОВЫХ ОРЕОЛОВ

Внедряющаяся магма всегда воздействует на окружающие породы. Под влиянием выделяющихся из нее паров и газов и высокой температуры вмещающие толщи изменяются и перекристаллизовываются с образованием роговиков, скарнов и других контактово-метаморфических пород, причем степень этого изменения постепенно убывает при удалении от контакта интрузии. Ширина зон контактов измененных пород (экзоконтактовые зоны) у различных интрузий и даже у одной и той же интрузии бывает неодинакова. Наиболее широкие ореолы контактового метаморфизма, достигающие 1—3 км, развиваются вокруг интрузий гранитов, тогда как у интрузий среднего и основного состава ширина их часто не превышает одного или нескольких метров. Мощность контактовых ореолов над кровлей интрузивных тел почти всегда больше, чем у их боковых поверхностей. Состав измененных пород также неодинаков и в значительной степени зависит от первоначального состава вмещающих толщ.

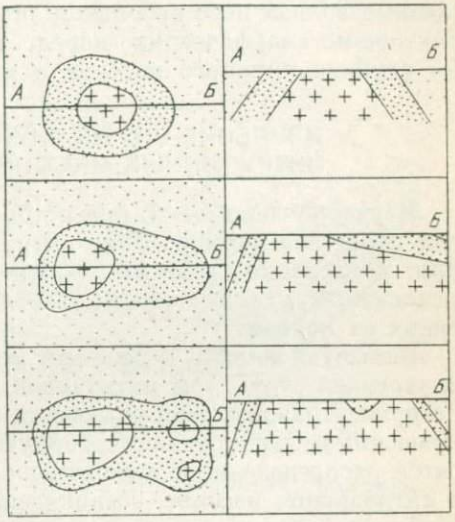


Рис. 215. Зависимость ширины ореола контактово-метаморфических пород от формы интрузивного тела

Следует обращать внимание на контактовые изменения в самих интрузивных породах (эндоконтактовые зоны). Они могут выражаться в появлении мелкозернистых разностей пород, а также пород более кислого или основного состава. В одних случаях мощность и характер эндоконтактовых изменений сохраняются на всем протяжении контактовой зоны, в других, наоборот, они неодинаковы на различных участках контакта интрузии.

Контуры выхода интрузивного тела на поверхность зависят не только от его формы, но и в значительной степени от глубины эрозионного среза. При неглубоком срезе обнажаются лишь штоки, окруженные широким ореолом контактово-измененных пород. Большая глубина приводит к появлению на поверхности небольших батолитов и отдельных штоков с общей зоной контактового метаморфизма; при глубоком срезе вмещающие породы сохраняются лишь во вдавленности кровли батолита, а в результате дальнейшей эрозии на огромных пространствах оказываются обнаженными одни лишь граниты.

Картирование ореолов контактово-измененных пород нередко позволяет высказать предположение о форме интрузивных массивов, скрытых на глубине. При одинаковой ширине зоны контактового метаморфизма поверхность массива наклонена в разные стороны приблизительно под одним и тем же углом. Если ширина контактово-измененных пород в одном направлении резко увеличивается, интрузивное тело под этим расширением залегает более полого, чем на тех участках, где зона измененных пород имеет меньшую ширину (рис. 215).

В тех случаях, когда крупный интрузивный массив и расположенные вблизи него небольшие штоки окружены общей зоной контактово-метаморфических пород, наиболее вероятно объединение на глубине крупного массива и мелких штоков в единый массив.

ИЗУЧЕНИЕ ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ

Изучение обстановки, при которой интрудирует магма, и понимание процессов формирования интрузивного тела чрезвычайно важно для объяснения условий размещения месторождений полезных ископаемых, заключенных в пределах интрузий и в окружающих их породах.

Большую помощь в решении этих вопросов оказывает изучение внутренней структуры интрузивов и прежде всего таких элементов, которые отражают этап остывания и затвердевания магмы при превращении ее в интрузивную горную породу. К этим элементам относятся распределение и ориентировка в породе отдельных минералов в интрузивном массиве, возникающих в еще не затвердевшей магме, а также трещины и ряд других менее существенных явлений, образующихся в отвердевшем остывающем массиве. Все эти явления объединяются под общим названием прототектоники, или первичной тектоники интрузива.

Прототектоника жидкой фазы

Закономерная ориентировка минералов в интрузивах обусловливает появление в них первичных полосатых и линейных текстур, отражающих динамические условия и направление течения внедряющейся магмы.

Полосатые текстуры течения. Первичные полосатые текстуры характеризуются послойным чередованием пород различного состава или чередованием полос, обогащенных каким-либо одним или несколькими минералами, например слюдой, кварцем, роговой обманкой, полевым шпатом и т. д. Мощность полос колеблется от нескольких миллиметров до десятков и сотен метров (рис. 216).

Первичная полосатость наблюдается в породах разнообразного состава, но наиболее часто и резко она выражена в основных и щелоч-

ных породах. Полосы обычно сохраняют свою параллельность, и при изгибании одной полосы согласно с ней изогнуты и соседние.

В зависимости от структуры интрузива первичная полосатость может занимать горизонтальное, наклонное или вертикальное положение.

Внешнее сходство первичнорасслоенных пород интрузива со слоистыми осадочными породами позволяет успешно применять для изучения структуры интрузива те же приемы, что и для осадочных толщ. Структура первичнорасслоенного массива наиболее четко видна на разрезах вкрест простирания полосатости. Составление

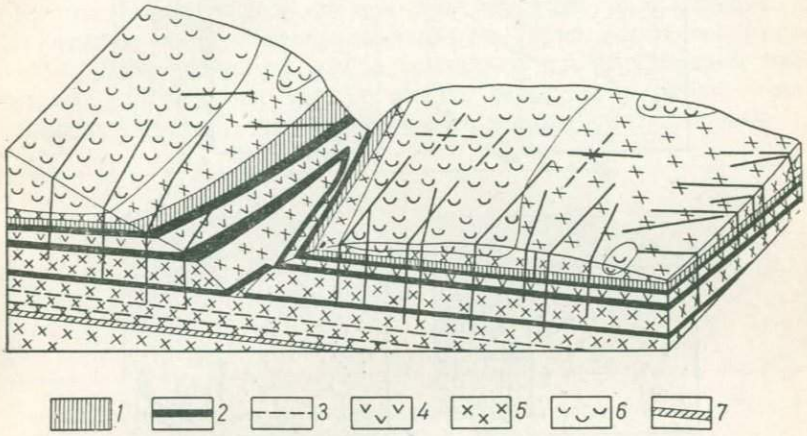


Рис. 216. Блок-диаграмма участка интрузива с полосатым строением. По Золаторю

1 — уртиты; *2* — лопаритовые луявриты; *3* — мезократовые луявриты; *4* — лейкократовые луявриты; *5* — фойяиты; *6* — нефелиновые сиениты; *7* — луявриты со сфеном

разрезов первичнополосатых интрузивов — один из важнейших приемов их изучения.

Не менее важно изучение пространственного расположения первичной полосатости. Результаты наблюдений над первичной полосатостью наносятся на геологическую карту с помощью особых значков.

Полосатость в интрузиях может проявляться различно. Встречаются интрузии, в которых первичная расслоенность повсеместно хорошо выражена; однако чаще встречаются интрузии, в которых расслоенными оказываются лишь краевые части, и, наконец, бывают интрузии, в которых структуры течения отсутствуют.

Линейные текстуры течения. Параллельнолинейные текстуры течения характеризуются параллельным расположением игольчатых или удлиненно-призматических и таблитчатых кристаллов (слюды, роговых обманок, пироксена и др.), шлиров и ксенолитов.

Параллельно-линейная текстура обнаруживается не только в породах, содержащих игольчатые или призматические минералы, но нередко хорошо видна и в породах с изометрическим сложением. В таких случаях линейная текстура выражается в параллельно-линейном расположении шлировых скоплений. Шлиры имеют форму лент, полос, линз и слагаются различными минералами: слюдой, роговой обманкой, пироксеном, полевыми шпатами, кварцем и др.

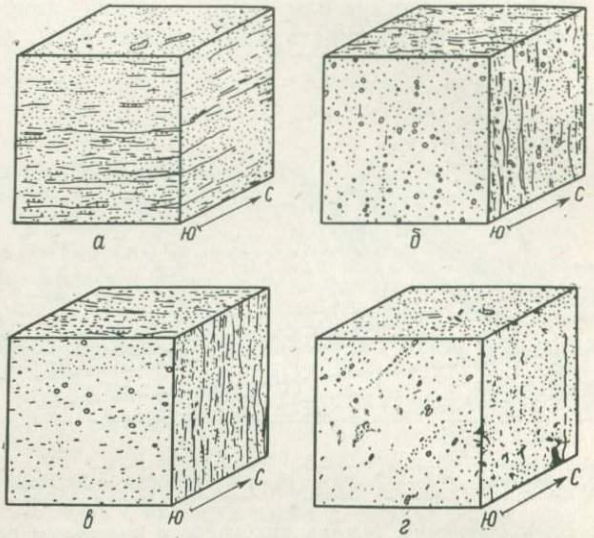


Рис. 217. Различные соотношения между первичной линейностью и полосатостью

а — горизонтальные линии течения и горизонтальная полосатость; *б* — вертикальная полосатость и вертикальные линии течения, *в* — то же и горизонтальные линии течения, *г* — то же и наклонные линии течения

Иногда в породе наблюдается несколько систем шлиров, пересекающих одна другую; в таких случаях можно судить о различных по времени направлениях течения магмы.

Если в породах видны следы течения, линейно-ориентированное расположение приобретают не только отдельные минералы, но и ксенолиты вмещающих пород, которые своими длинными осями располагаются вдоль направления течения.

Линейность, подобно первичной полосатости, может занимать различное положение в пространстве: горизонтальное, вертикальное, наклонное. В тех случаях, когда и полосатость, и линейность выражены очень отчетливо, линейность располагается параллельно первичной полосатости. Положение линейности в пространстве замеряется горным компасом и наносится на геологическую карту с помощью условных знаков. Различные соотношения между первичной полосатостью и линейностью (линиями течения) изображены на рис. 217.

Возникновение первичной полосатости и линейности Н. А. Елисеев объясняет следующим образом. В период формирования интрузива магма в течение некоторого промежутка времени находится в таком состоянии, когда одновременно существуют жидкая магма и взвешенные в ней выделившиеся твердые кристаллы. При движении такой взвеси твердые составные части ее согласно законам гидромеханики приобретают ориентированное расположение в пространстве. Вследствие трения при движении о стенки вмещающих пород и внутреннего трения взвеси возникает анизотропия (т. е. закономерное ориентированное расположение составных элементов) как в строении горных пород, так и в строении интрузива в целом.

Первичная полосатость располагается параллельно поверхности контакта. Линии течения всегда совпадают с направлением максимального растяжения магматических масс в период течения. Линейность располагается параллельно направлению течения.

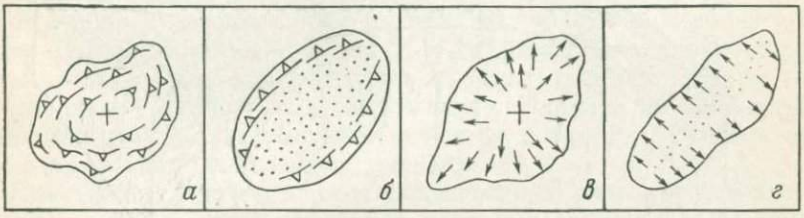


Рис. 218. Схемы структурных типов интрузивных массивов. По Р. Болку (изображения в плане)

а — купол полос течения; *б* — свод полос течения (центральная часть тела состоит из массивных пород); *в* — купол линий течения; *г* — свод линий течения

Первичная полосатость и линейность нередко отчетливо развиты в дайках интрузивных пород, в которых они обычно ориентированы параллельно ограничивающим дайки поверхностям.

Описанные выше первичные элементы образуют характерные узоры. Р. Болк, изучавший батолиты, имеющие от 16 до 32 км в поперечнике, указывает, что среди них встречается четыре основных типа: массивы, в которых слои течения образуют купола (купола из слоев течения), массивы со сводами (арками) из слоев течения, массивы с куполами линий течения и массивы со сводами линий течения (рис. 218).

Прототектоника твердой фазы

После кристаллизации и отвердевания магмы возникшие породы остывают медленно и длительное время остаются горячими. В эту фазу формирования интрузивных массивов в них проявляются первичные трещины. Уменьшение объема вызывает появление объемных стягивающих напряжений, равносильных растяжению породы внешними силами. Это растяжение компенсируется образованием

трещин в интрузивном теле, размещение и частота которых определяются анизотропией, вызванной структурами течения.

В зависимости от ориентировки структур течения бо́льшая часть исследователей, изучавших трещиноватость в горных породах, вслед за Г. Клоосом выделяет поперечные, продольные, пластовые и диагональные трещины (рис. 219).

Поперечные трещины (трещины *Q*-Клооса) развиваются нормально к ориентировке структур течения; они относительно прямые, с грубыми шероховатыми поверхностями. В краевых частях массивов поперечные трещины выражены лучше. В центральных их частях, где ориентированные структуры течения обычно

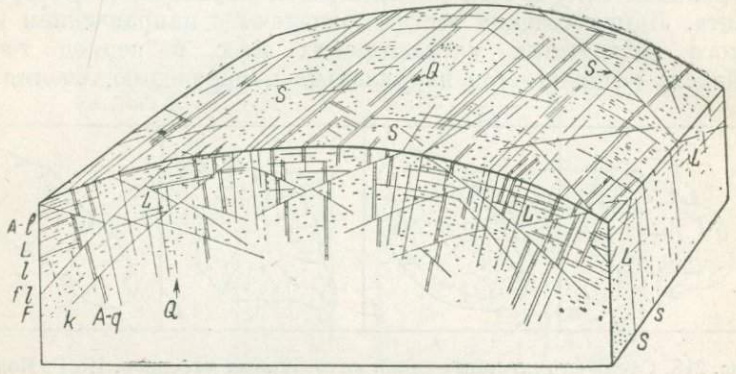


Рис. 219. Первичные структурные элементы и первичные трещины в Штреленском массиве. По Г. Клоосу

Q — поперечные трещины; *S* — продольные трещины; *L* — пластовые трещины; *k*, *s*, *l* — поперечные, продольные и пластовые искусственные трещины (делимость); *fl* — пологие сбросы; *F* — линейная параллельная структура; *A* — жила аплита; *A-l* — жилы в пологих трещинах; *A-q* — жилы в поперечных трещинах

развиты очень слабо или отсутствуют, поперечные трещины нередко совершенно исчезают.

При изменении направления структур течения поперечные трещины также меняют свою ориентировку, сохраняя по отношению к ним нормальное положение. Поперечные трещины всегда в той или иной степени приоткрыты и с механической точки зрения могут быть интерпретированы как трещины отрыва, возникающие в результате растяжения в направлении, перпендикулярном простиранию трещин. По-видимому, они образуются на ранней стадии остывания интрузивных пород и к ним очень часто бывают приурочены кварцевые, аплитовые, пегматитовые и прочие жилы или корочки минералов — хлорита, мусковита, пирита, флюорита и др.

Продольные трещины (трещины *S*-Клооса) расположены по простиранию линейных структур течения. Они ровнее, менее ясно выражены, чем поперечные трещины, и короче их. Раздвинуты продольные трещины обычно меньше, чем поперечные, но также часто бывают минерализованы и заключают различные жилы,

что указывает на их образование раньше полного остывания магматического очага. Продольные трещины в основном вертикальны, либо круто наклонны и меняют свое простирание вместе с изменением простирания структур течения.

Пластовые трещины (L) образуются в верхних и боковых частях интрузий. Они обычно совпадают с поверхностью первичной полосатости и перпендикулярны трещинам Q и S. Трещины L полого залегают в верхних частях массивов, где первичная полосатость также пологая, и становятся более крутыми близ крутых контактов. В общем пластовые трещины более или менее параллельны внешним контактам массива и там, где они хорошо развиты, создают в массивах отдельность, вдоль которой породы легко отслаиваются.

Параллельность трещин L границам массива бывает обычно хорошо выражена лишь вблизи пологих контактов кровли. У крутых и вертикальных боковых поверхностей массива она нередко нарушается и пластовые трещины располагаются по отношению к ним под тем или иным углом. Особенно часты подобные соотношения в интрузивных массивах, застывавших на небольшой глубине и имеющих крутые боковые контакты. В таких случаях пластовые трещины развиваются в соответствии с расположением изотерм понижения температур остывающего массива. Близкие по ориентировке направления трещиноватости отмечаются в таких случаях в окружающих массив вмещающих породах.

Пластовые трещины играют существенную роль в формировании рельефа, с ними часто совпадают склоны возвышенностей. Помимо сокращения объема при остывании массива в образовании пластовых трещин могут иметь значение различия в нагрузке налегающих пород и неодинаковая скорость остывания верхних частей интрузива. С пластовыми трещинами часто бывают связаны жилы горных пород и минералов.

Диагональные трещины располагаются косо к направлению структур течения, однако образуются они далеко не всегда. Обычно эти трещины крутые и в механическом смысле могут быть истолкованы как трещины скалывания, возникающие под воздействием горизонтального или вертикального давления.

Диагональные трещины располагаются по двум направлениям, пересекающимся под прямым или меньшим углом; нередко из двух направлений преимущественное развитие приобретает только одно, в то время как трещины другого направления встречаются редко. Диагональные трещины выполняются дайками аплитов, лампрофиров, гранит-порфиров и других пород, а также гидротермальными жилами. По ним часто развиваются более поздние перемещения, оставляющие на поверхности трещин штрихи и зеркала скольжения.

Помимо перечисленных типов трещин первичной отдельности в краевых частях некоторых интрузивных массивов, как указывает Г. Клоос, развивается группа краевых трещин (рис. 220). Эти трещины часто заполняются жилами аплитов, пегматитов или кварца либо остаются незаполненными, располагаясь под некоторым

углом к первичной полосатости и падают в глубь массива под углом 20—45°. Видимо, они возникают как трещины растяжения и отражают, по мнению Г. Клооса, стремление магмы продвинуться вверх при интенсивном сопротивлении вмещающих пород. С краевыми трещинами связано образование жильных серий, приуроченных к контактовым зонам массивов. К ним бывают приурочены также более поздние взбросы.

Кроме описанных выше первичных структур, после формирования интрузий в них нередко развиваются вторичные наложенные структуры, выражающиеся в появлении гнейсовидности, раздробленности и смещений по разрывам. Вторичные структуры могут в значительной степени затушевывать первичные структурные элементы и затруднять их выявление. Развиваясь над влиянием позднейших тектонических движений, вторичные структуры могут иметь региональный характер, и тогда они обладают многими общими чертами со структурами толщ, вмещающих интрузии, или же они могут проявляться лишь на отдельных участках массива и тогда носят местный характер.

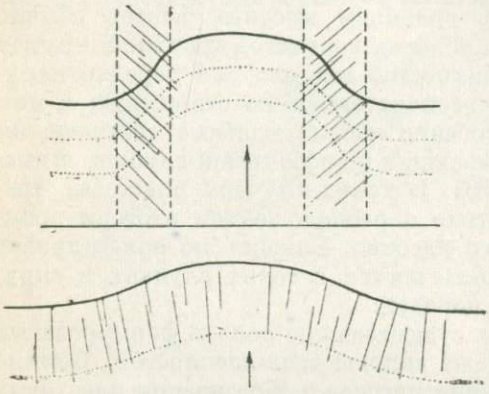


Рис. 220. Изгибание слоев и возникновение краевых трещин (экспериментальные работы Клооса и Риделя с влажной глиной, приподнимаемой поршнем)

Особо должны быть отмечены крупные, очень хорошо заметные трещины, развитые на поверхности интрузивных тел, возникающие в результате некоторого расширения («разваливания») массивов при снятии с них нагрузки вмещающих пород, уничтожаемых процессами денудации. Такие трещины развиваются вдоль протектонических структур или более поздних разрывов и продолжаются во вмещающие породы в пределы зон контактового метаморфизма. Будучи прямолинейными, хорошо разработанными и четко выраженными на аэрофотоснимках, эти поверхностные трещины нередко ошибочно принимаются за первичные структуры или разрывы.

ИЗУЧЕНИЕ СОСТАВА ИНТРУЗИВНЫХ МАССИВОВ

Изучение разнообразия пород, слагающих интрузивные массы, их распределение на площади и в пространстве, последовательность образования и позднейшая эволюция представляют важную и сложную задачу полевых исследований.

При изучении состава интрузивного тела прежде всего необходимо обратить внимание на количество интрузивных фаз, приведших к его формированию. В этом смысле следует различать простые или однофазовые интрузивы и интрузивы, возникшие при неоднократно повторяющихся внедрениях магмы, приводивших либо к увеличению площади ранее образовавшегося тела, либо к его частичному переплавлению и изменению первоначального состава (гибридизация).

Разнообразие петрографического состава в простом однофазовом интрузиве может быть вызвано несколькими процессами. Из них наиболее важными нужно считать дифференциацию и ассимиляцию. Явление дифференциации заключается в разделении еще не остывшей магмы по составу под влиянием конвекционных токов, гравитационно-кристаллизационных процессов (погружение выделившихся тяжелых минералов и их новое плавление) и некоторых других причин. Дифференциация приводит к появлению в краевых (эндоконтактовых) зонах интрузий более основных пород (например, в интрузиях гранитов — гранодиоритов, диоритов и габбро). Такие участки оконтуриваются на карте или на разрезах, изучается их внутренняя тектоника.

Явление дифференциации может вызвать появление более основных или кислых пород около корней вдавленностей кровли, образование шлиров, флюидальных и полосатых текстур. Необходимо тщательно проследить флюидальность и полосатость как по простиранию, так и вкрест простирания и выявить соотношения разнообразных полос пород.

С процессами дифференциации связаны такие явления, как пневматолитовая и гидротермальные стадии автометаморфизма (образование грейзенов и других пород), играющие важную роль в оруденении интрузивных пород и образовании нерудных полезных ископаемых.

Явление ассимиляции заключается в изменении первоначального состава магмы под влиянием расплавленных в ней боковых вмещающих пород или пород кровли, приводящего к образованию пород непостоянного состава, отличающихся от пород, слагающих основную часть массива. Различают явления ассимиляции, возникающие лишь в краевых частях массива (у боковых стенок или у кровли) и распространенные по всей площади интрузии. На активную роль ассимиляции в образовании пород указывает обычно присутствие в интрузии большого количества оплавленных или почти полностью растворенных обломков боковых пород (ксенолитов) и появление густой сети инъекций магмы во вмещающие породы. Зоны проявления процессов ассимиляции должны быть оконтурены и выделены на карте. При невозможности оконтуривания этих зон ограничиваются детальным изучением отдельных разрезов.

В многофазных интрузивах возможны случаи согласного и несогласного прорыва молодой интрузией пород предшествовавшей фазы. В первом случае наблюдается совпадение в ориентировке

прототектонических элементов пород обеих фаз; во втором ориентировка первичной тектоники пород ранней фазы нарушается контактом более поздних пород.

В контактовой зоне разновозрастных интрузий необходимо провести тщательные наблюдения над контактовым воздействием более поздней породы на ранее образовавшуюся, что может быть выражено появлением мелкозернистых или крупнозернистых структур, флюидальности и полосатости, появлением инъекций, апофиз и т. д.

В многофазных интрузиях следует стремиться к установлению основных фаз, образующих бóльшую часть интрузии, и дополнительных. В дополнительных фазах интрузивные породы оказываются более мелкозернистыми и кислыми по сравнению с породами основной фазы.

Следует иметь в виду, что порода каждой из фаз в свою очередь может испытать явления гибридизма, дифференциации и ассимиляции.

Дайки изверженных пород генетически могут быть связаны с эффузивной деятельностью, с крупными интрузиями или являться независимыми, самостоятельными образованиями. Дайки первой группы обычно представляют собой корни покровов лав. Такие дайки возникают одновременно с образованием эффузивов и имеют переходы к покровам.

Дайки, связанные с интрузивными процессами, пространственно приурочены к интрузивным массивам или их экзоконтактовым ореолам.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗРАСТА ИНТРУЗИЙ

Широкое распространение получили методы определения абсолютного возраста интрузивных пород, основанные на количественном определении продуктов распада радиоактивных элементов, содержащихся в минералах, слагающих интрузивную породу.

Среди методов определения абсолютного возраста пород чаще пользуются свинцово-изотопным и рубидий-стронциевым методами. Менее надежен калий-аргоновый метод, основанный на определении продуктов распада калия. (Для определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом необходимо иметь не менее 25 г роговой обманки или биотита или 100 г калиевого полевого шпата.)

Не меньшее значение имеет определение относительного возраста пород, основанное на сопоставлении времени образования интрузива с возрастом вмещающих пород. Взаимоотношения интрузии с окружающими породами могут быть выражены или активным воздействием интрузии на вмещающие породы, или трансгрессивным перекрытием размытой поверхности интрузивного массива последующими отложениями. Активный контакт указывает на более молодой возраст интрузии относительно возраста вмещающих пород. Характерными признаками активного контакта являются: а) присутствие в интрузии обломков измененных окружающих пород, б) наличие апофиз, отходящих от интрузии во вмещающие породы, в) перекри-

сталлизация и другие изменения вмещающих пород под влиянием контактового метаморфизма.

При трансгрессивном залегании осадочных или вулканогенных отложений на размытой эрозией поверхности интрузива (при холодном контакте) все описанные явления, свойственные активному контакту, отсутствуют. В таких случаях в самых нижних базальных слоях трансгрессивно залегающих толщ всегда присутствуют продукты разрушения интрузивной породы в виде глыб, гальки или отдельных минералов.

Как уже отмечалось (см. главу 14), трансгрессивное залегание более молодых образований на поверхности интрузий может быть замаскировано рядом явлений. Между поверхностью интрузии и осадочными толщами с явнослоистым строением могут располагаться мощные погребенные делювиально-аллювиальные образования, состоящие из разрушенных пород интрузии, которые легко принять за тектоническую брекчию или интрузивную породу.

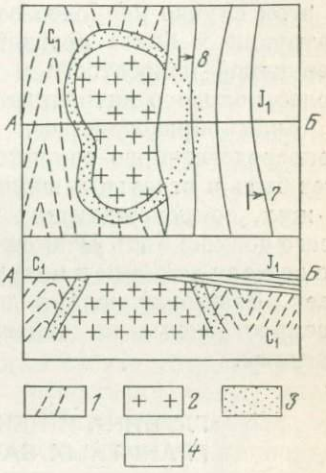


Рис. 221. Гранитный массив (*2*), прорывающий отложения нижнего карбона (*1*) и трансгрессивно перекрытый отложениями нижней юры (*4*); *3*—контактово-измененные породы

Исключительную сложность имеют контакты между интрузивными породами и изливавшимися на их поверхность лавами. Последние заполняют все углубления на поверхности интрузии, проникают в них по трещинам, цементируют отдельные обломки и прочные брекчии, имеющие вид «орешника». Неровные, зазубренные и извилистые границы между интрузивными породами и застывшими лавами и затеки лавы по трещинам легко принять за доказательства активного контакта и за жилы.

При определении возраста интрузий необходимо учитывать историю геологического развития данной области. Так, например, в Алайском хребте граниты прорывают отложения нижнего карбона и трансгрессивно перекрыты полого наклоненными терригенными отложениями нижней юры. Следовательно, по взаимоотношениям гранитов с породами нижнего карбона и нижней юры намечается широкий возрастной интервал между нижним карбоном и нижней юрой. Однако учитывая, что складкообразовательные движения и интрузивная деятельность в Алайском хребте в интенсивной форме проявлялись в карбоне и перми, есть все основания относить время интрузии к верхнему палеозою, а не к триасу (рис. 221). Указанием на верхний возрастной предел внедрения интрузий может также служить появление обломков интрузивных пород или слагающих их минералов в относительно более молодых осадочных толщах.

При установлении возраста ультраосновных пород необходимо иметь в виду, что последние обычно не имеют секущих контактов с вмещающими породами и заметных зон контактового метаморфизма. Поэтому для выявления верхней возрастной границы ультраосновных пород следует тщательно изучить продукты их размыва: в конгломератах возможно нахождение галек, а в более мелкозернистых кластических породах — иных продуктов их разрушения.

Значительные трудности возникают при определении возраста двух контактирующих между собой разновозрастных интрузий. В этом случае наиболее важно установить наличие апофиз молодой интрузии в более древней. Иногда удается обнаружить срезание первичной полосатости и линейности древней интрузии гранитами более молодого интрузивного тела.

Если образовавшиеся в различное время интрузии не имеют непосредственного соприкосновения, их относительный возраст может быть в отдельных случаях установлен по взаимоотношению даек и жил, сопровождающих каждую из интрузий. Для этого прежде всего должна быть установлена генетическая связь между различными по составу дайками и интрузиями и найдены пункты с пересечениями даек. Взаимоотношения даек в местах их пересечения могут быть распространены на генетически связанные с ними интрузивные массивы.

ГЛУБИНА И НЕКОТОРЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТНЫХ БАТОЛИТОВ

Многочисленные литературные данные относительно глубины формирования интрузий указывают на наименьшую глубину образования кислых пород абиссального облика в 1—1,5 км. При меньшей глубине возможно образование лишь гипабиссальных интрузивных кислых пород. До настоящего времени не приведено ни одного достоверного случая перехода интрузивных абиссальных пород в застывшие лавовые потоки. Это говорит об обособленности интрузивного процесса от эффузивного и о существовании определенной причины, обусловливающей при интрузии магмы затвердевание ее на указанных глубинах и препятствующей ее продвижению в более верхние горизонты или излиянию на поверхность. Такими причинами могут быть быстрое выделение паров и газов и падение температуры внедряющейся магмы на глубине 1—1,5 км, вызывающие образование достаточно мощного слоя затвердевшей раскристаллизованной породы, которая образует своеобразную пробку, препятствующую дальнейшему перемещению магматических расплавов вверх.

Это объяснение может быть наиболее приемлемым при условии крайне медленного продвижения внедряющейся магмы вверх сквозь толщу земной коры. Есть основание полагать, что скорость движения магмы в интрузивном процессе соизмеряется с продолжительностью эпох и целых периодов. Известны также гранитные батолиты, кото-

рые формировались на протяжении очень длительного времени, в несколько фаз интрузивной деятельности. Время формирования таких многофазных интрузий в Центральном Казахстане растягивается от ордовика до девона включительно. При этом изменяется и состав интрудирующей магмы: начальные ее фазы характеризуются более основным составом (гранодиориты), конечные — более кислым (лейкократовые граниты).

Образование подпробковых расширений происходит далеко не всегда. Наиболее благоприятные условия для этого возникают над наклонными каналами, по которым магма выводится вверх, связанными с разрывами или структурами с повышенной проницаемостью. Идеализированный поперечный вертикальный разрез интрузивного массива щелевого типа имеет следующий вид (см. рис. 207). Вверху располагается пробковая часть массива, под которой находится подпробковое грибообразное расширение. Толщина пробковой части, характеризующаяся широким распространением эндоконтактовых пород и иных образований, свойственных приконтактовым зонам, может составлять в среднем около 1 км (от 0,5 до 1—1,5 км). В центральной части подпробкового расширения, а также в центральных частях канала, подводящего магму, располагаются породы, отвечающие среднему химическому составу магматического очага. К периферии они сменяются породами, на исходный состав которых в значительной степени влияет ассимиляция вмещающих толщ, обрамляющих массив эндоконтактовыми зонами. Ширина отдельных разновидностей пород у различных контактов может быть неодинаковой.

Перемещение магматических очагов вверх, происходящее в результате собственного давления и существования в земной коре проницаемых участков, может быть обусловлено и разностью в плотности между относительно легкой магмой, насыщенной парами и газами, и окружающими ее более тяжелыми породами, подобно тому, как это наблюдается при образовании соляных куполов. На примерах последних хорошо известно, что ядро купола, состоящее из легких пластичных пород, по мере перемещения его вверх приобретает все более округлую форму. Это объясняется принципом затраты наименьшей работы при преодолении ядром трения окружающих пород. Аналогичные условия существуют, по-видимому, и при интрузивном процессе, и именно этим объясняется округлая и овальная форма многих массивов (интрузивные тела центрального типа). Можно полагать, что подводящий канал таких тел расположен вертикально либо крутонаклонно. Не исключена возможность, что поднимающая вверх магма может вообще потерять связь с магматическим очагом, и образовавшееся интрузивное тело не будет иметь корней.

В зависимости от глубины эрозионного среза боковые поверхности интрузивных тел центрального типа могут иметь различное строение. Если он неглубок и вскрыта только верхняя часть массива, поверхности контакта окажутся пологими и направленными в стороны под вмещающие породы. Там, где эрозионный срез достиг

центральной части массива, контакты могут быть крутыми или вертикальными, а при срезе до нижней части массива или до уровня подводящего канала контакты нередко круто наклонены к центральной части массива. При этом имеются в виду общие контуры контактов, а не отдельные их участки.

Много неясных вопросов возникает при восстановлении пород, покрывавших гранитные массивы во время их формирования. Зачастую крупные батолиты (на северо-востоке нашей страны, в Казахстане и других районах) занимают в рельефе господствующее положение, и поверхность их современного эрозионного среза гипсометрически находится значительно выше тех пород, которые могли бы служить кровлей. Нередки случаи, когда породы, которые должны были бы прикрывать внедрявшуюся магму сверху (с минимальной мощностью в 1—1,5 км), в районах развития батолитов вообще установить не удается.

В последние годы высказываются предположения о гравитационном всплывании гранитных массивов после их формирования. Так, упоминавшийся выше пермский гранитный Бектауатинский массив в Центральном Казахстане, по расчетам Н. Б. Глуховской, переместился вверх в виде куполообразного вздутия за мезозойские и кайнозойские отложения не менее чем на 1 км.

ДЕШИФРИРОВАНИЕ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Интрузивные породы на аэрофотоснимках отличаются от осадочных и метаморфических отсутствием слоистости и светлой (граниты) или более темной (габбро, ультрабазиты) окраской. В пределах достаточно крупных интрузий речная сеть приобретает лапчатый или ветвистый характер; речные и овражные долины становятся более редкими, а разделяющие их гряды более крупными и сглаженными. Поверхность интрузивных массивов обычно испещрена сетью тонких прямых или слабоизогнутых черных линий — пересекающихся трещин (рис. 222). Всегда отмечается тесная связь речной сети с трещинами, вследствие чего последняя имеет типичную угловатость и прямолинейность. Небольшие интрузивные массивы среди осадочных пород выделяются положительными, часто куполовидными формами. Иногда в гранитах сильно развивается одно из направлений трещин, по которому происходит интенсивное выветривание и эрозия. В результате на поверхности гранитов возникает параллельная отдельность, не отличимая на аэрофотоснимках от слоистости в осадочных породах.

Контуры интрузивных массивов, прорывающих вмещающие породы, устанавливаются по границам распространения указанных выше дешифрировочных признаков, а также по срезанию слоистости вмещающих пород у контактов интрузий.

При налегании осадочных пород на размытую поверхность интрузивных массивов, т. е. при трансгрессивных контактах, слои, окружающие интрузию, располагаются параллельно ее контурам.

При интрузивных контактах трещиноватость в контактовых зонах у верхних и боковых частей массивов часто оказывается наклонной и совпадает с внешними границами массива. Если при этом наблюдаются также изменения и в тоне окраски, обусловленные появлением в приконтактовых зонах более основных (темных) или более кислых (светлых) разностей интрузивных пород, такие зоны на аэрофотоснимках легко принять не за интрузивные породы, а за вмещающие слоистые толщи.

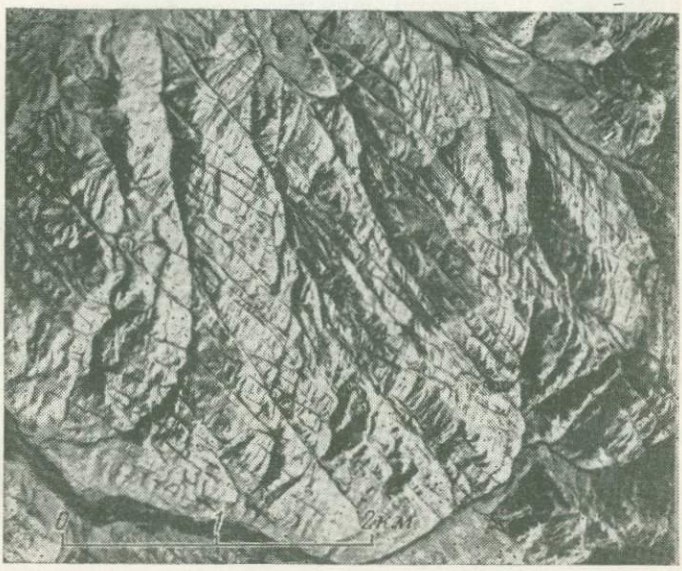


Рис. 222. Трещины в среднедевонских гранитах (аэрофотоснимок, Центральный Казахстан)

При прослеживании на аэрофотоснимках контактов интрузивных пород необходимо внимательно изучить характер самой контактовой линии, отдешифрировать и оконтурить отходящие от интрузии во вмещающие породы апофизы и жильные образования. Одновременно на аэрофотоснимках оконтуриваются зоны контактового изменения вмещающих пород. К этим зонам относятся: ороговикование, гидротермальные изменения, контактово-метасоматические породы, скарны, окварцевание, грейзенизация, серицитизация, хлоритизация и др. Определение состава пород, слагающих зоны контактового метаморфизма, возможно только при полевом изучении.

Интрузивные жилы и дайки дешифрируются на аэрофотоснимках при их достаточной мощности, позволяющей заметить эти образования в масштабе аэроснимка. Характерные дешифрировочные признаки даек и жил выражаются в их линейной форме, окраске, более темной

или более светлой по сравнению с окраской вмещающих пород, а также в выразительности форм мезо- и микрорельефа.

Часто более устойчивые жилы и дайки хорошо прослеживаются среди вмещающих пород в виде скалистых гряд или останцовых скалистых цепочек. Реже встречаются жильные породы, которые разрушаются быстрее вмещающих пород, и в таких случаях образуемые ими понижения в рельефе дешифрируются в виде узких линейно вытянутых борозд. О составе жильных тел часто можно судить по цвету породы. Хорошо, например, дешифрируются кварцевые, аплитовые и пегматитовые жилы на фоне темных сланцев или гранитов, а также темные диабазовые или порфиритовые дайки среди светлых песчаников и известняков. Сопоставление условий залегания жил с условиями залегания вмещающих пород позволяют выяснить, имеем ли мы дело с пластовыми или секущими жилами; приурочены ли жилы к каким-либо тектоническим нарушениям и т. д.

ЗАДАЧИ ПОЛЕВОГО ИЗУЧЕНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

При геологическом картировании интрузивных массивов весь полевой материал следует сосредоточить в руках одного геолога, поручив ему и полевую обработку полученных данных. При выборе направления маршрутов необходимо следить за тем, чтобы маршрутами были покрыты как краевые, так и центральные части массивов.

Должна быть изучена форма выхода интрузива на поверхность и выявлено положение ограничивающих его контактов в пространстве. Для этой цели, помимо непосредственных наблюдений, используют наблюдения над первичной тектоникой, геоморфологические особенности рельефа, геофизические данные.

В экзоконтактовых зонах следует оконтурить роговики и ороговикованные породы и внимательно следить за возможным появлением скарнов, вторичных кварцитов, зон окварцевания и т. п.

В пределах интрузии внимание должно быть сосредоточено на изучении состава, при этом необходимо вести отбор образцов пород для изготовления шлифов, а также для химических, спектральных и иных анализов. Особенно тщательно должны быть изучены эндоконтактовые (краевые) зоны интрузий и жильные образования. Изучение элементов прототектоники ведется по возможности на всей площади интрузии. Однако тщательное изучение отдельных выборочных, наиболее интересных участков может также привести к очень важным выводам.

Необходимо уделять большое внимание наблюдениям над первичными трещинами интрузивных тел. Огромное значение для выяснения условий формирования интрузива и размещения полезных ископаемых может иметь карта с изображением углов наклона пластовых трещин (L). Так, в некоторых массивах Центрального Казахстана рудоносные пегматиты приурочены к участкам крутого положения этих трещин при общем пологом их залегании. Для

обработки замеров трещин в интрузивных породах пользуются приемами, описанными в главе 12.

В качестве примера изучения первичных трещин в интрузивных телах приведем данные В. С. Попова, Г. Д. Аэрова и Ю. К. Кудрявцева по Бектауатинскому массиву в Центральном Казахстане, сложенному пермскими гранитами.

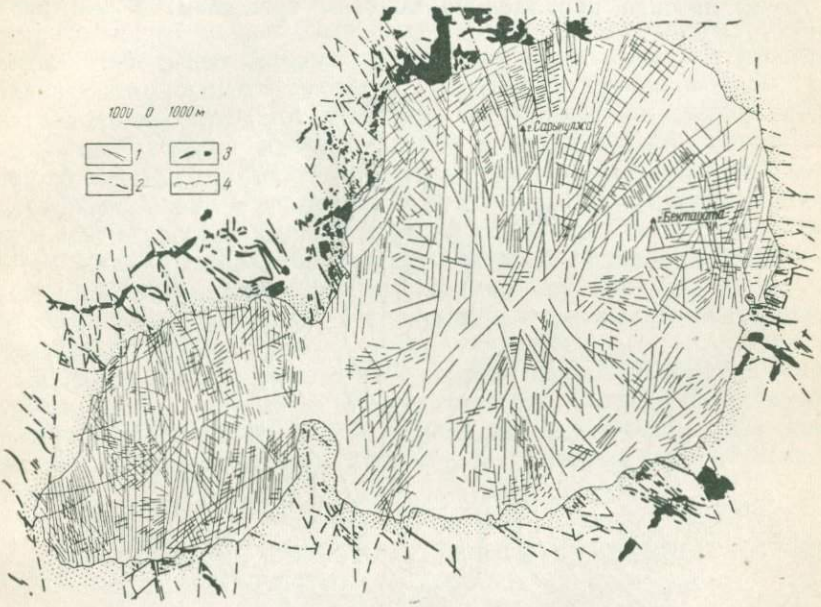


Рис. 223. Схема расположения крутопадающих трещин в Бектауатинском гранитном массиве (Казахстан). Составлено по аэрофотоснимкам В. С. Поповым, Г. Д. Аэровым, Ю. К. Кудрявцевым

1 — крутопадающие трещины в пермских гранитах; *2* — разрывы со смещениями во вмещающих породах; *3* — верхнекаменноугольные дайки и пластовые интрузивные тела кислого состава; *4* — границы массива

На рис. 223 приведена схема расположения крутопадающих трещин в этом массиве, составленная главным образом по данным дешифрирования аэроснимков. Пологие трещины параллельны или почти параллельны контактам массива лишь при углах падения последних не более 20—25°. При крутых контактах пологие трещины либо секут контакты массива, либо упираются в них, либо они исчезают в краевых зонах массива, и граниты вблизи контактов приобретают глыбовую отдельность.

В совокупности пологие трещины в пределах Бектауатинского массива, падая в разных направлениях, образуют своеобразную купольную структуру. Учитывая указанные ранее соотношения пологих трещин с контактами, можно предположить, что отдельные

купола и разделяющие их депрессии отражают первичные неровности апикальной поверхности массива.

Для выявления купольной структуры было замерено большое количество элементов залегания трещин. Затем через весь массив было построено около 50 профилей в меридиональном и широтном направлениях. На каждом профиле линия южного и восточного пологого контакта массива экстраполировалась над гранитами в глубь массива параллельно пологим трещинам. Точки равных



Рис. 224. Схема изогипс поверхности кровли Бектауатинского гранитного массива (Казахстан). Составили В. С. Попов, Г. Д. Аэров, Ю. К. Кудрявцев

1 — изогипсы поверхности кровли; *2* — контур контакта массива в современном эрозионном срезе; *3* — направления и угол падения контакта массива в современном эрозионном срезе

абсолютных отметок реконструированной таким образом апикальной поверхности затем были соединены изолиниями.

Анализ схемы изогипс поверхности кровли (рис. 224) показывает, что массив состоит из двух куполов первого порядка, соответствующих западному и восточному телам. Внутри их выделяются купола и депрессии меньших размеров. В западной части массива и на юге восточного тела относительные превышения куполов составляют не более 200—300 м. На севере перепад высот достигает 400—1100 м. Самый высокий купол расположен над горой Сарыкулжа. Так как на склонах и вершинах гор в северной части массива пологих прототектонических трещин очень мало, то конфигурация поверхности кровли над ними определялась интерполяцией от подножия к под-

ножию, что, возможно, привело, с одной стороны, к сглаживанию рельефа апикальной поверхности, а с другой — к увеличению относительного превышения куполов.

Все более или менее крупные купола соответствуют положительным формам современного рельефа, а разделяющие их впадины — понижениям и долинам. Другими словами, современный рельеф наследует первичную интрузивную форму массива.

То, что купольная структура, восстановленная по положению пологих трещин, действительно является первичной, доказывается непосредственной связью с ней ряда элементов внутреннего строения массива. Небольшие останцы вмещающих пород, участки развития неравномернозернистых гранитов главной интрузивной фазы, ряд дополнительных интрузий, в первую очередь несущих следы гибридизма, оказываются приуроченными к понижениям апикальной поверхности или перегибам между куполами. Полукольцо крупных тел, сложенных мелкозернистыми аплитовидными гранитами, окаймляет с севера купола второго порядка гор Бектауата и Сарыкулжа. На склонах куполов второго или третьего порядка в перегибах между ними располагаются пегматитовые поля, причем локализация отдельных пегматитовых тел также оказывается связанной с мелкими куполами.

На основании приведенных данных можно построить карту глубины эрозионного среза Бектауатинского массива в изолиниях. Последние представляют собой разность между абсолютными отметками реконструированной апикальной поверхности и высотой местности.

ИЗУЧЕНИЕ ФОРМ ЗАЛЕГАНИЯ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

При изучении интрузивных пород геофизическими методами обычно решаются следующие задачи: 1) выявление и оконтуривание отдельных интрузивных массивов; 2) определение формы подземного продолжения массивов; 3) изучение особенностей их внутреннего строения.

Выявление и оконтуривание интрузивных массивов проводится преимущественно посредством магниторазведки (воздушной или наземной, в зависимости от размеров искомых интрузивов и масштаба съемок) и гравиразведки.

Интрузивы гранитного и среднего состава выделяются, как правило, минимумами силы тяжести; на графиках и картах ΔZ_a они могут отражаться как повышенными значениями магнитного поля ($\Delta Z_a \approx 300—1000$ γ), если ими прорываются слабо или совсем немагнитные породы, представленные карбонатными отложениями или глинистыми сланцами, так и пониженными значениями поля, если окружающие породы более магнитны.

Основные и ультраосновные массивы четко выделяются положительными магнитными и гравитационными аномалиями, так как

эти породы характеризуются повышенной плотностью и магнитностью (рис. 225). В отдельных случаях интрузивы могут картироваться и посредством электроразведки (электропрофилированием), так как изверженные породы большей частью отличаются более

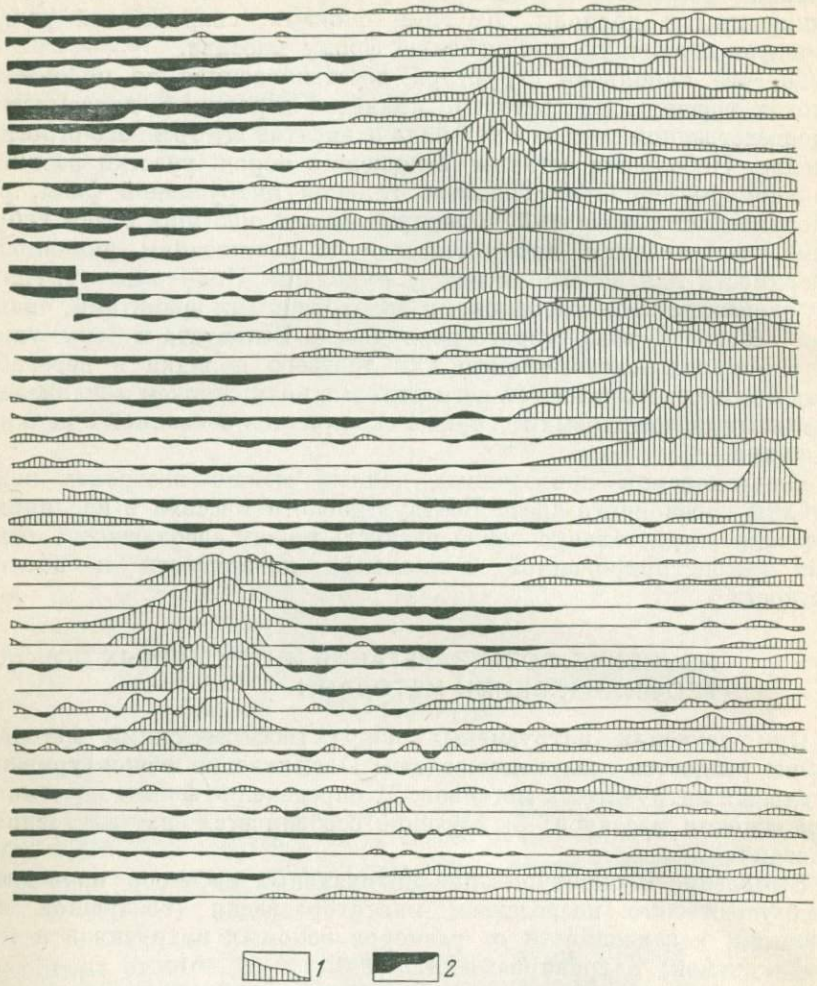


Рис. 225. Карта графиков аэромагнитной съемки района развития основных интрузий. По А. А. Логачеву

1 — положительные аномалии; *2* — отрицательные аномалии

высоким сопротивлением, чем осадочные. На этих же положениях основывается возможность обнаружения слепых интрузивных тел, не выходящих на дневную поверхность.

Определение формы подземного продолжения отдельных интрузивных массивов можно производить на основании анализа данных

детальной гравиметрической и магнитной съемок. Однако задача эта чрезвычайно сложная, и в благоприятных случаях по результатам интерпретации удается выявлять рельеф верхней поверхности массива, оценивать характер его погружения в краевых частях, определять приближенную глубину залегания нижней кромки интрузива. В отдельных случаях, при пологих боковых склонах интрузивов, их удается прослеживать методом ВЭЗ.

Все способы установления формы интрузивных тел являются в конечном счете приближенными, так как основаны на аппроксимации интрузивов телами простейших геометрических форм с гладкими (плоскими или криволинейными) боковыми поверхностями — цилиндрами, усеченными конусами, призмами. Естественно поэтому, что решение задачи об определении формы интрузивного массива имеет оценочно-приближенный характер.

Подробно способы решения этой задачи описаны в главе VIII «Методических указаний по геологической съемке» (выпуск 7). Некоторые качественные оценки можно получать следующим образом. По конфигурации изодинам ΔZ_a или изоаномал на соответствующих картах определяется плановое очертание массива. По графикам Δg_a, пересекающим аномальную область карты, проводится оценка поперечного сечения. Вертикальным (цилиндрическим) телам отвечает симметричная форма графика. Значения Δg_a в точках перегиба ($\Delta g_{m.n}$) равны между собой и близки к половине абсолютной величины Δg_a в точке экстремума аномалии ($\Delta g_э$); у симметрично расширяющегося на глубину тела $\Delta g_{m.n} > 0{,}5 \mid \Delta g_э$; у симметрично сужающегося книзу тела $\Delta g_{m.n} < 0{,}5 \mid \Delta g_э$. Несимметричная форма графика Δg_a указывает на асимметрию поперечного сечения тела.

Симметричность графика ΔZ_a без окаймляющих минимумов также указывает на вертикальность интрузива, причем его вертикальный размер по меньшей мере в 5 раз превышает поперечник; выявление двусторонних минимумов с сохранением симметричности графика ΔZ_a указывает на ограниченную вертикальную протяженность тела; наличие односторонних минимумов и асимметрия графиков отражает асимметрию поперечного сечения и наклонное положение интрузива.

Имеется ряд попыток изучать форму боковых поверхностей интрузивных тел посредством сейсморазведки, по аналогии с соляными куполами. Однако менее благоприятные соотношения скоростей и резкая дислоцированность и неоднородность вмещающих пород не благоприятствуют применению сейсмических наблюдений.

Изучение ряда гранитных интрузивов Забайкалья и Казахстана позволило установить качественную закономерность в соотношении интенсивности приконтактовых изменений вмещающих пород и формы интрузива. При прочих равных условиях мощность зоны развития контактового метаморфизма вокруг интрузивов простой формы меньше, чем вокруг интрузивов сложного поперечного сечения, и с многочисленными апофизами и ответвлениями.

Изучение особенностей строения самих массивов выполняется обычно методами электропрофилирования, магнитной и микромагнитной съемкой, гравиразведкой, гамма- и эманационной съемками. Этими методами можно выделять зоны разломов (электропрофилирование, магниторазведка, эманационная съемка), дайки аплитов, гранит-порфиров, лампрофиров и других пород (гамма-съемка, магнитная съемка, дипольное профилирование), зоны грейзенизации (гравиразведка, магнитная съемка, эманационная и гамма-съемка), зоны гидротермального изменения пород массива (магниторазведка, электропрофилирование) (рис. 226). Посредством магнитной съемки отчетливо выделяются зоны развития скарнов, обогащенные магнетитом. Микромагнитная съемка в приконтактной области интрузивов позволяет в отдельных случаях

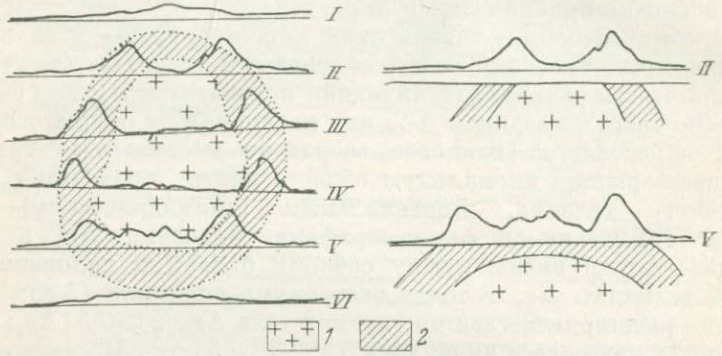


Рис. 226. Оконтуривание интрузивного массива по зоне контактового метаморфизма. По К. П. Соколову

1 — граниты; *2* — магнетитовые скарны. *I—VI* — профили магниторазведки

выявлять флюидальные структуры, установление которых может помочь изучению процессов формирования массива и оценить величину современного эрозионного среза.

Детальное изучение строения интрузивов в их экзоконтактной и апикальной областях геофизическими методами зачастую связывают с одновременным опоискованием этих участков.

Детальная высокоточная магнитная съемка в ряде случаев позволяет по ослаблению магнитного поля выявлять неглубоколежащие пегматитовые тела. С этой же целью не без успеха начали применять сейсмоэлектрический метод.

Посредством детальной высокоточной магнитной съемки в сочетании с гамма-съемкой в некоторых случаях в пределах одного массива удается выделять отдельные его части, относящиеся к разным фазам общего тектоно-магматического цикла, так как зачастую эти фазы характеризуются разным составом акцессорных минералов и различиями в соотношениях породообразующих минералов. А это в результате приводит к различиям в намагничении и гамма-активности массива в разных его частях.

Глава 17

ФОРМЫ ЗАЛЕГАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

ОСОБЕННОСТИ ТЕКСТУРЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

К метаморфическим толщам относятся исходные осадочные или магматические породы, в той или иной степени измененные и преобразованные в породы иного состава под влиянием процессов метаморфизма.

Перекристаллизация пород в земной коре происходит главным образом за счет высокой температуры (термометаморфизм) и высокого давления (динамометаморфизм) и может иметь как местное, так и региональное развитие. Местное (локальное) развитие метаморфических пород происходит главным образом при воздействии внедрившейся магмы на вмещающие породы, а также в зонах крупных разрывов. Породы, образующиеся при локальном метаморфизме, имеют самый различный возраст — от древнейших до неогеновых. Породы, возникшие при региональном метаморфизме, имеют широкое распространение, однако основная их часть сосредоточена среди докембрийских толщ, значительно реже они встречаются в палеозое и редко в мезозойских толщах.

Метаморфические породы обычно обладают слоистостью, которая может быть выражена так же хорошо, как и у осадочных пород, либо едва намечаться по окраске породы или преимущественной концентрации какого-нибудь минерала.

Слоистость в метаморфических толщах отражает различие в составе исходных пород и может быть, как и в породах осадочных, параллельной, косой, линзовидной и т. п. Нередко она имеет ритмичное строение с правильным чередованием разных по составу пород.

В качестве примера рассмотрим ритмичную слоистость, описанную К. О. Кратцем в нижнепротерозойских гнейсо-сланцевых (первичнопесчано-сланцевых) толщах Карелии.

В основании ритма лежат аркозовые песчаники, выше следуют слюдистые кварциты, биотито-кварцевые сланцы, кварцево-биотитовые сланцы, слюдяной сланец, далее по резкой границе на слюдяные сланцы налегают аркозы следующего ритма. Мощность ритмичных слоев изменяется от нескольких сантиметров до 1,5—3 м. Общая мощность пород составляет несколько тысяч метров.

Наблюдения над ритмичной слоистостью позволяют установить положение кровли и подошвы дислоцированных толщ и, что особенно важно, характер ритмичности может служить основой при сопоставлении и корреляции стратиграфических разрезов.

Другое свойство текстур метаморфических пород выражается в ясной ориентировке в одном направлении линейных и пластинчатых минералов, таких, как слюды, хлорит, амфиболы, кварц и др. Это

явление носит название кристаллизационной сланцеватости, а в гнейсах и метаморфизованных интрузивных породах — гнейсовидности. Сланцеватость и гнейсовидность возникают в породах в процессе их преобразования при метаморфизме и поэтому являются вторичным, наложенным новообразованием. Они должны отличаться от первичной сланцеватости, возникающей в осадочных породах одновременно с накоплением осадка. Кристаллизационная сланцеватость и гнейсовидность чаще совпадают со слоистостью, но нередко и секут ее под тем или иным углом. Сланцеватость, секущая слоистость, развивается параллельно осевым поверхностям складок. В замках складок сланцеватость перпендикулярна слоистости, на крыльях сечет слоистость под тем или иным углом.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИСХОДНОГО СОСТАВА МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Для выяснения первоначальной природы метаморфических пород необходимы тщательные наблюдения над их текстурой, структурой и изучение химических анализов. Чрезвычайно важно установить, за счет каких исходных пород — осадочных, вулканогенных или интрузивных — образовались метаморфические толщи. Для решения этого вопроса особое значение имеют сохранившиеся в метаморфических толщах остаточные структуры и текстуры первоначальных пород.

Первично-магматическим породам свойственно частичное сохранение при метаморфизме первичного минерального состава. В метаморфических породах нередко встречаются реликты магматических структур (особенно порфировой, офитовой) и текстур, свойственных только изверженным породам (вулканические брекчии, флюидальные и миндалекаменные текстуры).

Важными признаками первичноосадочных пород являются остатки слоистости, повторяющееся чередование одних и тех же свойств в отдельных слоях, следы косой слоистости, остатки кластической структуры конгломератов, брекчий, туфов, изредка сохраняющиеся органические остатки, а также частичное сохранение первичного минерального состава и химический состав, близкий к составу той или иной осадочной породы.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩ

Докембрийские образования принято делить на две группы: архейскую и протерозойскую. К архейской группе относятся все образования древнее 2500 млн. лет. Протерозойская группа подразделяется на три подгруппы: ранний протерозой, охватывающий породы с возрастным интервалом от 2500 до 1900 млн. лет, средний протерозой (1900—1600 млн. лет) и поздний протерозой (1600—

570 млн. лет). Последний подразделяется на рифей (1600—675 млн. лет) и венд, имеющий возрастной интервал от 675 до 570 млн. лет.

Возраст докембрийских пород определяется по радиометрическим данным. Для верхнего протерозоя имеют значение органические остатки (строматолиты и микрофитолиты).

При стратиграфическом расчленении метаморфических толщ в них выделяются крупные комплексы — серии, а в сериях в свою очередь — отдельные свиты и горизонты. При выделении серий в основу должны быть положены следующие главные признаки: различия в степени метаморфизма, несогласия и интрузивная деятельность.

Различия в степени метаморфизма выражаются в степени преобразования первоначального состава пород, в появлении характерных, вновь возникших минеральных ассоциаций и в структурных особенностях.

Несогласия в метаморфических породах выявляются с большим трудом; обычные признаки несогласных взаимоотношений при перекристаллизации пород расплываются и исчезают. Наиболее достоверно перерывы в метаморфических толщах устанавливаются по угловым несогласиям и базальным образованиям. В отдельных случаях некоторое значение имеют явления древнего выветривания (физическое выветривание, образование коры выветривания).

Время внедрения интрузий, главным образом гранитных, может явиться опорной вехой в истории формирования метаморфических толщ, и поэтому возрастные данные гранитов широко используются для стратиграфического расчленения метаморфических комплексов. Интрузивный контакт позволяет решить вопрос о верхнем возрастном пределе пород, вмещающих интрузии.

При разделении серий на свиты прежде всего принимаются во внимание родственный петрографический состав и общность происхождения пород. Все признаки должны быть достаточно характерными для выделяемой свиты, позволяющими отличать ее от смежных свит и производить сопоставление разобщенных участков ее распространения. Свиты могут залегать согласно или могут быть отделены несогласиями. Чрезвычайно важно выделить внутри свит опорные маркирующие горизонты, которыми могут служить мраморы, кварциты, метаморфизованные эффузивные породы и др.

ИЗУЧЕНИЕ ВНУТРЕННЕЙ СТРУКТУРЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Складчатость, развитая в метаморфических толщах, весьма различна по своей форме и размерам. Широко распространены просто построенные плавные складки с поперечными размерами в десятки километров, очень сложные и непостоянные по форме складки течения и очень мелкая складчатость, переходящая в плойчатость.

Во многих областях (на Алданском щите, в Казахстане и др.) при сравнительно простом строении докембрийских метаморфических толщ в отдельных обнажениях кристаллических сланцев и гнейсов отмечается крутое и вертикальное залегание пород, сопровождаемое сложными местными смятиями, плойчатостью и кливажем. Эти особенности строения объясняются сложностью перемещения вещества в процессе складкообразования. Надо также иметь в виду, что перекристаллизация пород, в особенности глинистых, может сопровождаться увеличением их исходного объема, вызываемого привносом глубинного вещества. При этом, вероятно в благоприятных условиях, и возникают мелкие деформации.

В метаморфических толщах весьма существенно выявить ориентировку сланцеватости, возникающей при перекристаллизации.

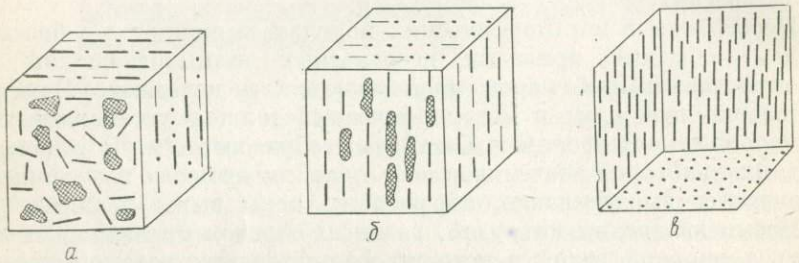


Рис. 227. Текстуры метаморфических пород

а — плоско-параллельные; *б* — линейно-плоскостная; *в* — линейно-параллельная или линейная

Аналогично тому, как это делается для интрузивных пород, в метаморфических образованиях следует различать полосчатые и линейные текстуры. Полосчатые текстуры могут возникать при перекристаллизации исходных пород в глубинных условиях, когда происходит плавление наиболее подвижных минеральных компонентов и вторичное обособление их. Часто полосчатые текстуры образуются при привносе нового вещества. Полосчатость может быть и остаточной: полосы различного минерального состава в таких случаях соответствуют первичной слоистости. В породах с линейной текстурой пластинчатые и игольчатые минералы располагаются вдоль параллельных поверхностей (поверхности сланцеватости). Они ориентированы беспорядочно в пределах этих поверхностей (плоско-параллельная текстура) или параллельны друг другу (линейно-плоскостная и линейно-параллельная текстура, рис. 227). Линейные текстуры обычно хорошо выражены в сечениях, перпендикулярных напластованию, и на плоскостях сланцеватости.

В метаморфических толщах с развитыми в них складками течения нередко встречается наложение складчатостей разного возраста, имеющих различную ориентировку. Ранее сформировавшиеся складки вновь вовлекаются в процесс складчатости с образованием

структур, имеющих отличное от ранних складок расположение осевых поверхностей и осевых линий (рис. 228). Шарниры ранних и поздних складок могут как совпадать, так и располагаться различно.

Если наложившиеся складки сильно сжаты, в них развивается новая сланцеватость, в общем параллельная осевым поверхностям

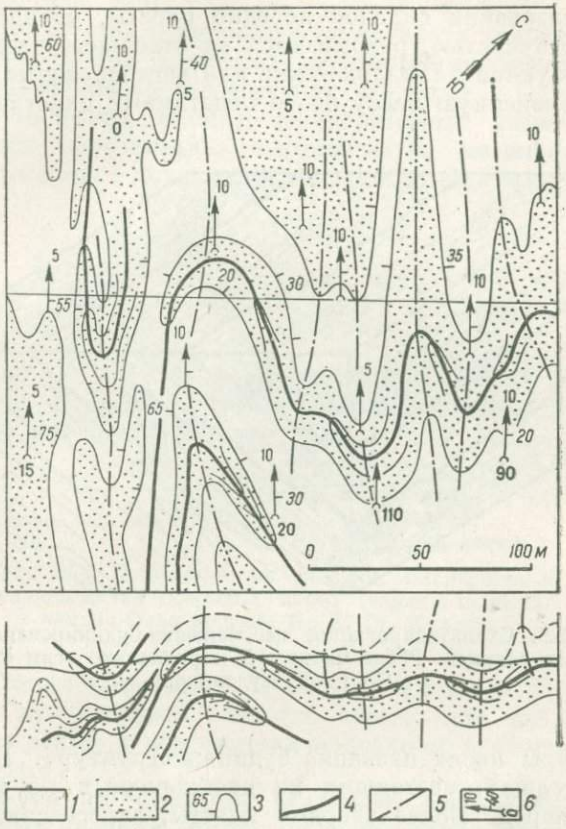


Рис. 228. Наложение прямых складок на лежачие изоклинальные складки в Северном Беломорье. По Б. И. Кузнецову

1 — гнейсы; *2* — амфиболиты; *3* — границы разных пород и углы их падения (штрихи в сторону падения); *4* — осевые поверхности ранних складок; *5* — осевые поверхности наложенных складок; *6* — направление и углы погружения: шарниров складок (цифра у острия стрелки), осевых поверхностей (цифра у бергштриха); цифра у конца стрелки — углы между крыльями

поздних складок, которая способна полностью или частично затушевывать сланцеватость, образовавшуюся при раннем складкообразовании.

Наложение складчатостей отмечается иногда и среди слабо метаморфизованных толщ, например в мезозойских флишевых толщах Крыма и Альп. Естественно, что образование поздних

складок сопровождается изгибами ранее возникших поверхностей несогласий и разрывов.

Недостаточное внимание к проявлениям наложений разновозрастной складчатости может привести к существенным ошибкам в изучении стратиграфии и условий деформации метаморфических пород.

При образовании складок нередко пласты, обладающие достаточной пластичностью, разрываются на отдельные части. При этом из них образуются цилиндрические или четкообразные тела, заключенные в измененную массу более податливых пластических слоев.

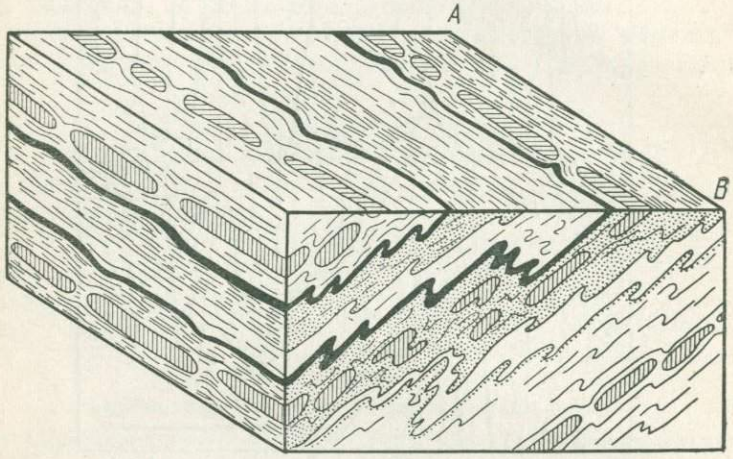


Рис. 229. Схематизированное изображение будинированных ладожских сланцев. Ребро блока *AB* параллельно осям складок. По Н. Г. Судовикову

Эти структуры носят название будинаж-структур[1]. Будинаж возникает в толщах, состоящих из неоднородных по механическим свойствам пород. Более твердые пласты, залегающие среди пластичных пород, испытывают разрывы, превращаясь в пластины-блоки, которые в процессе движения отрываются друг от друга, закатываясь в подвижную «текучую» массу, обтекающую блоки. Вследствие подобного обтекания в толще, вмещающей блоки, образуются мелкие складки смятия, ядрами которых оказываются блоки-«закатыши».

В разрезе эти блоки (будины) бывают приурочены к определенному горизонту и имеют форму изолированных, располагающихся одно за другим линзовидных и бочонкообразных тел. Их длинные оси часто параллельны шарнирам складок. Размеры блоков разнообразны — от сотен метров до сантиметров в поперечнике. Длина

[1] Будинаж — франц. boudin — колбаса.

их во много раз превышает поперечные размеры. Будины, образующиеся при вязком скалывании, имеют линзовидную или заостренную форму, а при хрупком отрыве — тупое окончание.

Особенно широко будинаж-структуры развиты в глубокометаморфических сериях. Их образованию способствуют высокие давление и температура (рис. 229).

Будинаж-структуры позволяют устанавливать направление перемещения вещества при процессах динамометаморфизма и сделать выводы об ориентировке вызывающих его сил.

В метаморфических толщах докембрийского возраста широко распространены образования, состоящие из метаморфизованных пород с включенными в них жилами пегматита, аплита и гранитоидов.

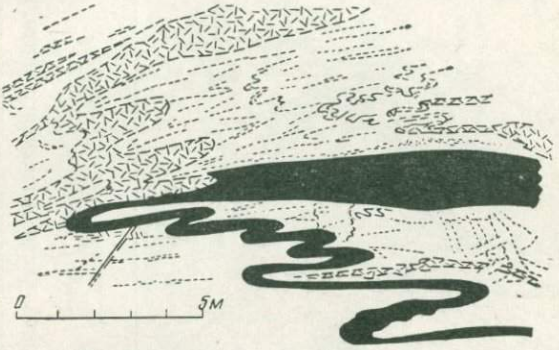


Рис. 230. Птигматитовые складки. Сложенная в складки дайка основных пород (черное) первоначально была прямой. По Е. Ш. Хиллсу

Такие образования называются м и г м а т и т а м и. В мигматитах другого типа привнесенное вещество частью или целиком может быть тонко рассеяно в перекристаллизованном и химически измененном субстрате.

В зависимости от строения различают мигматиты, имеющие вид интрузивных брекчий, ветвистые и послойные, и птигматиты[1]. Последними называются сложные, извилистой «складчатой» формы жилки гранит-аплита, пегматита, реже кварца, встречаемые среди метаморфических пород в экзоконтактах кислых интрузивных тел и в полях мигматизации (рис. 230).

Среди древнейших метаморфических пород Алдана, Карелии и в других районах в гнейсовых и сланцевых кристаллических толщах нередко встречаются куполовидные поднятия, сложенные гранитами и гнейсами, имеющими изометрические, овальные и неправильные очертания (гранито-гнейсовые купола). Иногда граниты и гнейсы образуют тела с брахисинклинальным или чашевидным строением. В поперечнике такие структуры измеряются 5—15 км,

[1] Птигма — древнегреч. — складка.

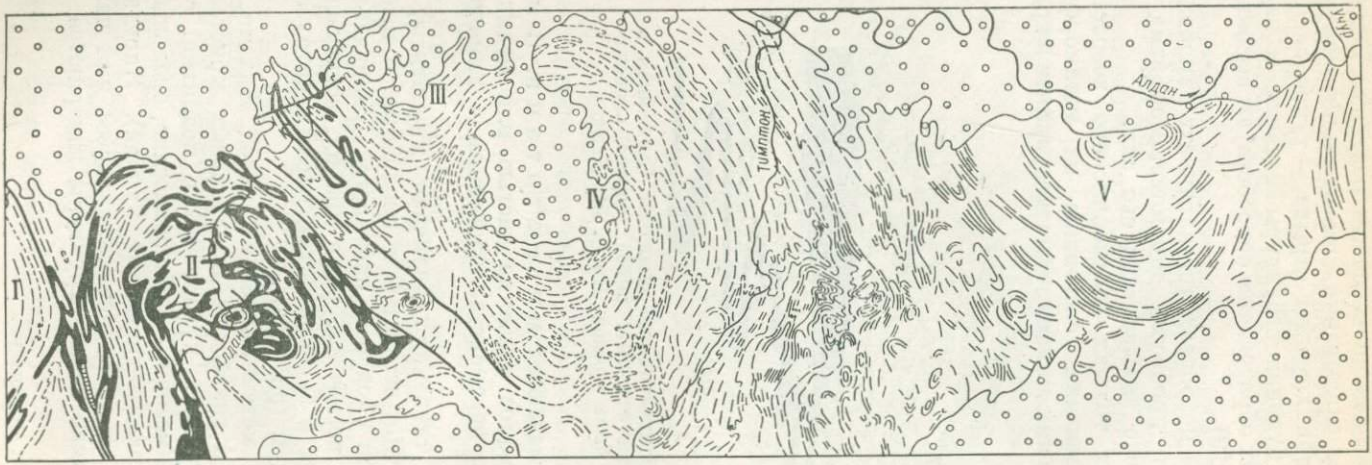


Рис. 231. Гранито-гнейсовые купола в северной части Алданского щита. По Л. И. Салопу

1 — простирание слоев по аэрофотоснимкам; *2* — различные горизонты кварцитов; *3* — границы стратиграфических подразделений; *4* — простирание осей второстепенных складок; *5* — докембрийские разломы; *6* — докембрийские, кембрийские и юрские отложения платформенного чехла; *I—V* — отдельные купола

но в некоторых случаях достигают и нескольких десятков километров (рис. 231).

Строение куполов сравнительно простое; крылья наклонены круто, а иногда даже и запрокинуты. Слагающие их породы сильно смяты в складки и плойки, повторяющие очертания контуров купола, местами они скручены, пережаты и будинированы, обнаруживая деформации, типичные для течения вещества. В ядрах куполов все породы в той или иной степени гранитизированы и превращены в мигматиты и гранито-гнейсы. Залегание их пологое или почти горизонтальное (рис. 232). Граниты ядер имеют, по-видимому,

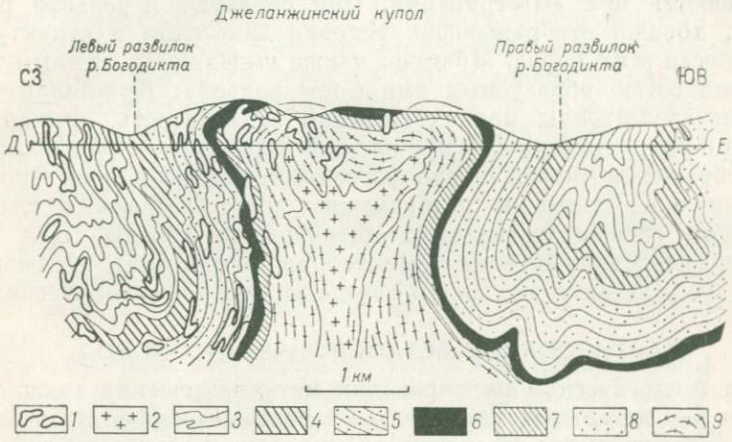


Рис. 232. Разрез гранито-гнейсового купола в юго-западной части Мамского слюдоносного района. По Л. И. Салопу

1 — пегматиты; *2* — порфиробластические граниты; *3—5* — свиты патомской серии; *6—8* — свиты тепторгинской серии; *9* — гранито-гнейсы

аллохтонное происхождение и возникают в результате анатексиса (переплавления) кристаллического субстрата на более глубоких горизонтах, чем тот, на котором они обнажены. Л. И. Салоп, изучавший купола на Алдане, указывает, что гранитные тела ядер куполов представляют собой диапир-плутоны, а гнейсовые и сланцевые толщи, в общем, согласно их облекают.

Куполовидные и иные структуры гранито-гнейсовых комплексов наиболее типичны для архейских складчатых образований, но они встречаются и среди протерозойских толщ. Их формирование происходит в условиях течения сильно нагретого до высокопластичного состояния вещества под воздействием длительно действовавших сил. Накопление тепла в кристаллическом фундаменте приводит в конечном счете к частичному его плавлению и последующему развитию диапиризма с перемещением легких расплавленных магматических масс вверх.

При общей более высокой температуре земной коры в докембрии можно допустить образование гранито-гнейсовых куполов непосредственно вблизи земной поверхности.

ДЕШИФРИРОВАНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

В некоторых районах с хорошей фотогеничностью, сложенных метаморфическими породами, при дешифрировании аэрофотоснимков можно выделить отдельные разновидности пород и установить формы их залегания.

Кварциты в большинстве случаев имеют светлую окраску и плохо разрушаются при выветривании. Они образуют в рельефе резкие формы, хорошо отображающие условия залегания и структурные особенности этих пород. Мраморы также выделяются светлым тоном и массивностью образуемых ими форм рельефа. Кристаллическим сланцам свойственны мелкая сложная складчатость, тонкая сеть трещин и тесно связанный с ней рисунок гидросети, нередко кливаж.

Изображение гнейсов на аэрофотоснимках зависит от их строения. Нередко оно близко к изображению кристаллических сланцев, массивные гнейсы напоминают интрузивные породы. Для большинства гнейсов характерна определенная полосчатость, отражающая формы их залегания и хорошо передающаяся на аэрофотоснимках.

КАРТИРОВАНИЕ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

При геологическом картировании метаморфических толщ составляется ряд детальных параллельных разрезов вкрест простирания пород. Маркирующие и опорные горизонты, выделяемые в свитах, следует проследить по простиранию от одного разреза к другому.

Необходимо выявить и изучить отдельные складки, тщательно отмечая их асимметрию и направление опрокинутости, направление погружения и углы погружения шарниров. Большое значение могут иметь наблюдения над ориентировкой сланцеватости и будинаж-структурами.

Значительные трудности возникают при картировании ореолов мигматизации в архейских образованиях. Следует стремиться отделить изменения пород, вызванные региональным метаморфизмом, от наложенных более поздних явлений мигматизации или контактового метаморфизма.

СТРУКТУРЫ ДИСЛОКАЦИОННОГО МЕТАМОРФИЗМА

Структуры дислокационного метаморфизма возникают при механических деформациях пород. Их образование может сопровождаться одновременной перекристаллизацией пород и минералообразованием, проявленными в той или иной степени. Породы, испытавшие дислокационный метаморфизм, называются *тектонитами*.

Дислокационный метаморфизм может локализоваться как в пределах частных структур, например в крыльях разрывов, так и охватывать протяженные зоны и поясы.

При локальном дислокационном метаморфизме образуются тектонические брекчии, катаклазиты, милониты, ультра- и бластомилониты (см. выше).

Катаклазиты возникают в условиях сдавливания пород. Они отражают стадию дробления пород, захватывающую отдельные минералы в породе. Катаклаз обычно развивается в крыльях надвигов и взбросов или у поверхностей волочения, но он может охватывать и большие массы кристаллических пород. При этом обычно наблюдаются минеральные новообразования: кальцит, эпидот, хлорит, серицит. При образовании милонитов происходит раздробление пород до микроскопических размеров. Дробление сопровождается изменениями минерального состава, носящего регрессивный характер (хлоритизация роговой обманки, серицитизация плагиоклазов).

При истирании пород до тончайшего состояния возникают ультрамилониты. Ультрамилонитам свойственно развальцевание и разлинзование перетертой массы с появлением в ней текстур волокнистых, псевдосланцеватых и текстур, напоминающих флюидное строение магматических пород.

Бластомилониты представляют собой образования, возникшие в процессе перекристаллизации (бластеза) ранее катаклазированных и милонитизированных пород. При этом образуются кристаллические сланцы, а интрузивные породы приобретают гнейсовую текстуру.

При изучении тектонитов могут быть использованы методы петротектоники. Последняя представляет собой учение, в котором рассматриваются связи, существующие между внутренней структурой деформированных пород и их тектонической историей.

Наиболее распространенным методом петротектоники является петроструктурный анализ, позволяющий установить ориентировку минералов в горных породах, возникающую при их движении под воздействием тектонических сил. Основной задачей при этом является определение кинематических и динамических условий деформации, приводящей к образованию тектонитов.

Первая стадия работ при микроструктурном анализе должна быть проведена при полевых наблюдениях. Такие особенности тектонитов, как сланцеватость, линейная и плоскостная ориентировка шестоватых и пластинчатых минералов, строение поверхностей разрывов и трещин и т. п. должны быть тщательно описаны, измерены и нанесены на карту на месте наблюдения.

Полевые данные дополняются изучением пород под микроскопом. С этой целью в поле выкалываются пластинки, пригодные для изготовления шлифов, ориентированные относительно стран света. На поверхности пород с помощью чернильного карандаша наносят линию горизонта, угол и направление наклона плоскостей, а затем выбивается пластинка, на которой все пометки должны быть сохранены. При изготовлении шлифа отмечают, какой стороной пластинка наклеена на стекло и каким образом на ней отражаются первичные замеры, сделанные на обнажении.

Ориентированный шлиф изучается с помощью федоровского столика, а результаты замеров оптических или кристаллографических характеристик породообразующих минералов наносятся на сетку с равноплощадной проекцией (см. выше). Эти диаграммы в дальнейшем подвергаются изучению сопоставлением с элементами геологического строения исследуемого участка.

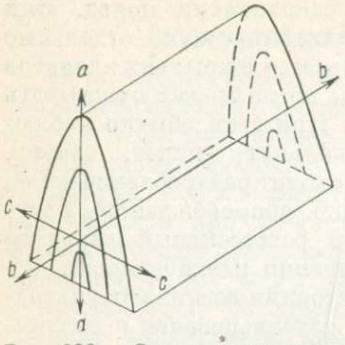


Рис. 233. Система координат *a*, *b* и *c* в складке

В петроструктурном анализе можно применять также систему прямоугольных координат, не совпадающую с главными осями деформации, введенную Б. Зондером. Для обозначения осей применяют строчные буквы *a*, *b* и *c*. Ось *a* направлена по движению вещества. Она лежит в плоскости скольжения или скалывания. Ось *b* также лежит в плоскости скольжения, но ориентирована перпендикулярно направлению движения. Она часто близка к главной оси деформации. Через оси *a* и *b* строится плоскость скольжения вещества. Она обозначается буквой *S*. Ось *c* перпендикулярна осям *a* и *b* и плоскости *S* (рис. 233). Ось *b*

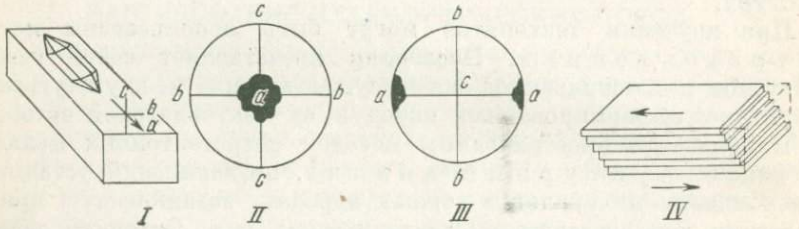


Рис. 234. *S*-тектонит

I — ориентировка кварца при скольжении вдоль граней призмы. Верхняя поверхность параллелепипеда является поверхностью скольжения при деформации породы; *a* — направление скольжения, *b* и *c* — две другие оси системы прямоугольных координат относительно направления движения. *II*, *III* — диаграмма ориентировки оптических осей кварца; *IV* — механизм образования *S*-тектонита

обычно соответствует простиранию тектонической структуры. Плоскость *S* может совпадать со слоистостью, сланцеватостью, поверхностями скалывания или плоскостями течения.

Зондер предложил выделить в тектонитах два основных типа: *S*-тектониты и *B*-тектониты. В *S*-тектонитах происходит смещение вещества в одном направлении по параллельным поверхностям, подобно скольжению отдельных листов в колоде карт (рис. 234).

Положение и количество максимумов на петроструктурной диаграмме *S*-тектонита зависит от ориентировки шлифа. Если при характеристике расположения осей кристаллов кварца в поверхности скольжения шлиф сделан в плоскости *bc*, на диаграмме окажется

один максимум в центре (рис. 234, *I*, *II*); если шлиф ориентирован в плоскости *ac*, на диаграмме изобразятся два максимума по оси *a* (рис. 234, *III*).

При образовании *B*-тектонитов происходит не скольжение породообразующих минералов в одном направлении, а вращение, осуществляемое в большинстве случаев вокруг оси (рис. 235, *I*). Благодаря вращению оптические оси минералов окажутся расположенными различно, но в плоскостях, параллельных или перпендикулярных плоскости скольжения *ab*. Образование *B*-тектонитов можно сравнить со спицами во вращающемся колесе, причем ось вращения будет совпадать со структурной осью *b*.

На петроструктурной диаграмме *B*-тектонитов появляется кольцо или более или менее целый пояс, в которых сосредоточены максимумы

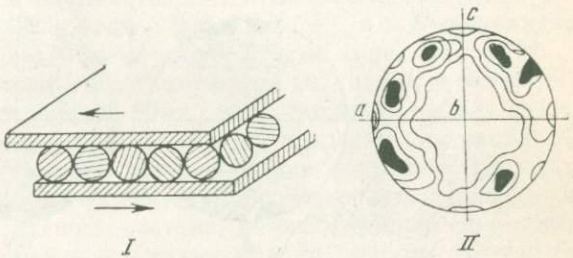


Рис. 235. Петроструктурная диаграмма *B*-тектонитов

I — механизм образования *B*-тектонита; *II* — диаграмма ориентировки осей кварца в *B*-тектоните

замеров (рис. 235, *II*). Появление последних в поясе *B*-тектонитов объясняется, вероятно, приостановкой вращения и скольжением минералов в какой-либо плоскости.

Следует иметь в виду, что при образовании *S*-тектонита скольжение может происходить одновременно не в одной, а по двум сопряженным поверхностям скольжения. В таком случае диаграмма *S*-тектонита может быть принята за *B*-тектонит. Присутствие четко выраженного пояса максимумов может появиться и при вращении минералов не вокруг оси *b*, а в каком-либо ином направлении.

Наиболее благоприятны для петроструктурных исследований гнейсы, гранулиты, известняки, кристаллические сланцы, различные тектониты. При этом обычно решаются вопросы, связанные с определением ориентировки плоскостей скольжения (скалывания), направлением движения породы в процессе деформации и определением главных осей деформации. Чаще всего для построения петроструктурных диаграмм используется ориентировка оптических осей зерен кварца, кальцита, слюд, реже хлорита.

При изучении ориентировки кварца используется совпадение длинной кристаллографической оси с оптической осью. Сложность применения диаграмм такого рода заключается в том, что оптические оси кварца по отношению к оси *a* могут располагаться разнообразно. Различают несколько видов ориентировки кварца.

Нередко на диаграмме отчетливо выражается один максимум замеров в центре или два диаметрально противоположных максимума,

подобно тому, как это приведено на рис. 236, *I*. Такая ориентировка оптических осей кварца в большинстве случаев совпадает с плоскостями скольжения по поверхностям различных тектонических элементов: крупных разрывов, сланцеватости, осевых поверхностей складок, слоистости. Появление на диаграмме двух максимумов

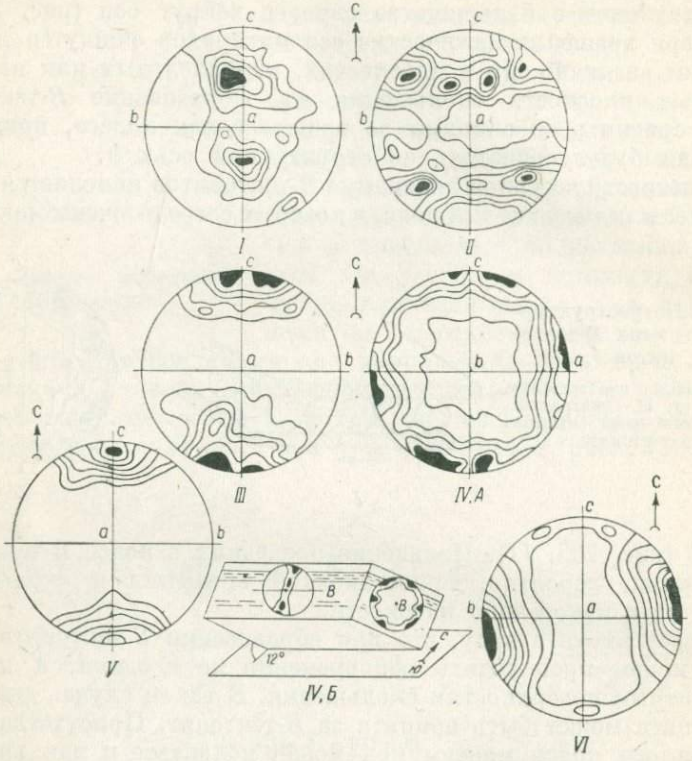


Рис. 236. Петроструктурные диаграммы

I — ориентировка 158 оптических осей кварца в гранулите, шлиф перпендикулярен к оси *a* (по Г. Д. Ажгирею); *II* — ориентировка 75 оптических осей кварца в гранулите, шлиф перпендикулярен к оси *a* (по Г. Д. Ажгирею); *III* — ориентировка двойников в 186 зернах кальцита (по Б. Зондеру); *IV* — *А*—*В*-тектонит зерен кальцита в мраморах в зоне надвига; *IV* — *Б* — то же, блок-диаграмма (по И. Ф. Вольфсону); *V* — ориентировка полюсов спайности в слюде (по А. Пеку); *VI* — ориентировка 175 полюсов спайности метакристаллов биотита из биотитового сланца. По Г. Д. Ажгирею

может быть объяснено скольжением по двум плоскостям скалывания, что нередко возникает в условиях сжатия пород, или скольжением в разное время по различным направлениям.

В гранулитах с удлиненными зернами кварца оптические оси кварца часто образуют один или два пояса (рис. 236, *II*), пересекающих диаграмму. Вероятно, этот тип ориентировки отражает менее совершенную форму пластического течения вещества.

Следует отметить, что физические и химические аспекты движения отдельных кристаллов и зерен в тектонитах и, в частности, кварца, разработаны очень слабо и в этом явлении много неясного.

При составлении петроструктурных диаграмм кальцита, кроме измерений положения оптических осей зерен кальцита, могут быть использованы плоскости двойникования тектонического происхождения. Чаще скольжение в кальците происходит по плоскостям ромбоэдра (1011), в этой же плоскости происходит и двойникование. Таким образом, при изучении тектонитов кальцитового состава могут быть получены две диаграммы: одна путем измерения положения всех видимых в шлифе двойниковых плоскостей и вторая — при измерении оптических осей. В *S*-тектонитах плоскости двойникования занимают положение, параллельное *ab* (рис. 236, *III*), в *B*-тектонитах — обычное поясовое расположение максимумов (рис. 236, *IV*).

Слюды и хлорит легче приобретают эакономерную ориентировку в тектонитах, чем другие минералы. Ориентировка слюд и хлорита легко определяется по замерам положения нормалей к (001), т. е. так называемых полюсов спайности. В *S*-тектонитах максимум полюсов спайности совпадает с осью *c* (рис. 236, *V*), а в *B*-тектонитах пояс максимумов располагается в плоскости *ac* (рис. 236, *VI*)[1].

Структуры дислокационного метаморфизма возникают в областях, имеющих складчатое строение. Они представляют собой зоны, характеризующиеся концентрацией в их пределах интенсивной складчатости и трещиноватости, дробления или разрывов. Нередко эти явления сопровождаются общим окварцеванием пород или иным изменением их первоначального состава, возникновением сланцеватости, кливажа, насыщенностью жилами кварца, кальцита, рудных минералов и интрузивных пород. В длину эти зоны вытянуты от сотен метров до десятков, а нередко и сотен километров, ширина зон также самая различная.

Образование зон связано с дислокациями горных пород под воздействием тектонических движений. Особенно благоприятны для их развития участки, на которых сопрягаются вертикальные тектонические движения с различными знаками. Глубина зон нередко оказывается настолько большой, что по ним проникают к поверхности гидротермальные растворы, магма и сопровождающие ее пары и газы.

В зависимости от строения зоны могут быть подразделены на зоны трещиноватости, дробления, разрывов и смятий.

З о н ы т р е щ и н о в а т о с т и имеют вид полос, обладающих густой сетью тектонических трещин, значительно более частых, чем в окружающих породах (рис. 237). Эти зоны возникают в условиях растяжения горных пород и поэтому для них типично широкое развитие трещин отрыва. Трещины располагаются параллельно или под углом к простиранию зоны. Часто они имеют кулисообразное расположение и заключают жилы, выполненные нерудными и рудными

---

[1] Более подробные сведения о петроструктурном анализе и приемах полевой работы приведены в специальном руководстве Л. И. Лукина, В. Ф. Черныщева, И. П. Кушнарева «Микроструктурный анализ».

минералами. Породы, заключенные между трещинами, также нередко содержат рассеянную вкрапленность тех или иных минералов.

Зоны дробления характеризуются интенсивной трещиноватостью и раздробленностью пород, возникающими при сжатии.

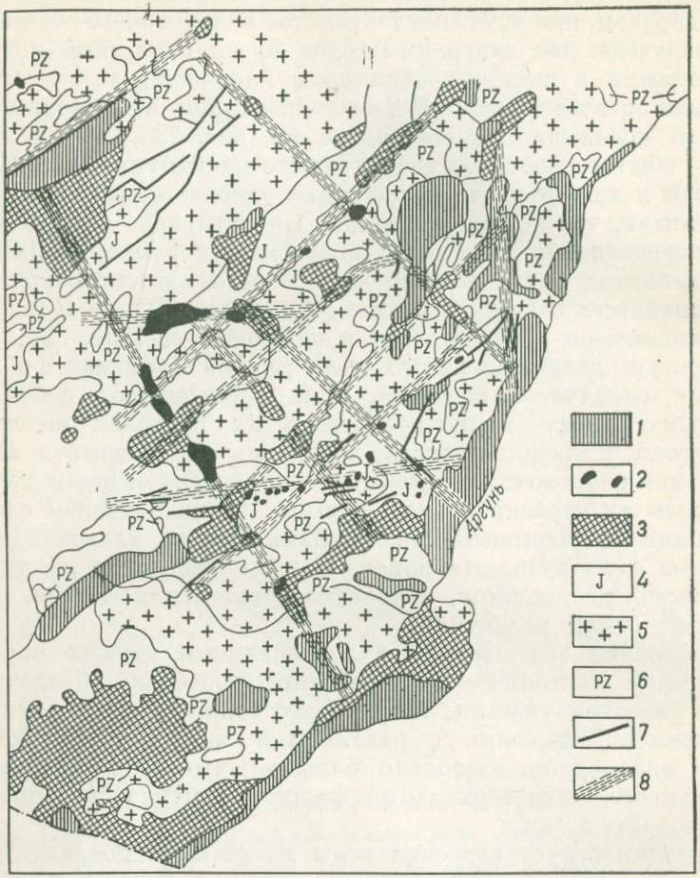


Рис. 237. Схема расположения зон повышенной тектонической трещиноватости, маркирующих скрытые разломы фундамента и контролирующих поясовое распределение гидротермальных рудных месторождений в Восточном Забайкалье.
По Е. Радкевич, И. Томсону, Н. Горлову

1 — третичные и меловые вулканогенные и осадочные породы; *2* — послеюрские интрузивы; *3* — верхнеюрская вулканогенно-осадочная толща; *4* — довулканогенная осадочная толща юры; *5* — доверхнеюрские интрузивные породы нерасчлененные; *6* — палеозойские породы; *7* — разломы; *8* — зоны повышенной тектонической трещиноватости

При этом образуются главным образом трещины скалывания, ориентированные под углом или параллельно и перпендикулярно к простиранию зоны. Породы, заключенные между отдельными трещинами, подвергаются интенсивному раздавливанию и раздроблению, а местами превращаются в перетертую порошкообразную (милониты)

или брекчиевидную (катаклазиты) массу. В зонах дробления часто концентрируются жилы и отмечается вкрапленность нерудных и рудных минералов.

Зоны разрывов представляют собой структуры, вытянутые на многие десятки, даже сотни километров, характеризующиеся исключительно высокой активностью тектонических движений. Зоны разрывов выражены локализацией в их пределах разрывных нарушений одного направления, ветвящихся и соединяющихся друг с другом. В зависимости от динамической обстановки образования зон разрывов в них преобладает определенный тип нарушений: при растяжении — сбросы, при сжатии — взбросы, при сдвиге — сдвиги, сочетающиеся с подчиненными им диагональными сбросами. Сбросы и сдвиги образуют вертикальные или крутые зоны; при взбросах зоны разрывов обычно обладают общим наклоном 45—70° к поверхности Земли.

В зонах разрывов широко развиты тектонические брекчии и катаклазиты; блоки пород, ограниченные разрывами, обладают трещиноватостью, кливажем, сильно раздроблены или смяты. Характерно присутствие в них флексур, возникающих над слепыми смесителями. Часто в зонах располагаются массивы гипербазитов и гранитоидов, многочисленные жилы интрузивных пород и минералов.

Необходимо отметить, что нередко в одну и ту же зону разрыва магма интрудирует неоднократно, через большие промежутки времени, что свидетельствует о длительности развития этих зон.

Зоны смятия по строению близки к зонам разлома, однако для них характерно преимущественное развитие смятий. В этих структурах, имеющих обычно большую протяженность, но несколько расплывчатые очертания, развиваются сжатые сложные линейные складки. Слагающие их породы интенсивно раскливажированы и перекристаллизованы в результате процессов динамометаморфизма, привноса или миграции растворов и газов. В зонах смятия возникают различного состава кристаллические сланцы, а местами гнейсы, развивающиеся по молодым (палеозойским и мезозойским) породам. Последнее обстоятельство не следует упускать из виду, чтобы ошибочно не отнести перекристаллизованные, относительно молодые породы зон смятия к древним докембрийским образованиям.

Породам зон смятия свойственны интенсивная рассланцованность и насыщенность их массивами гипабиссальных интрузивов, жилами. Нередко они бывают рудоносны.

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ КАРТИРОВАНИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Картирование и изучение структур и форм залегания метаморфических пород проводится теми же геофизическими методами и на той же принципиальной основе, что и структур, образуемых осадочными и метаморфическими породами.

Но при этом геофизические методы позволяют решать и некоторые специфические задачи. Так, при мелко- и среднемасштабных съемках данные об изменении в горизонтальном направлении (по площади) тех или иных физических параметров — плотности, удельного сопротивления, пластовых скоростей и т. д., устанавливаемые геофизическими наблюдениями, позволяют судить о характере и особенностях проявления регионального метаморфизма.

При крупномасштабных работах посредством магнитной съемки и электропрофилирования устанавливаются проявления контактового метаморфизма, ожелезнения пород. Методы круговых исследований и микромагнитной съемки помогают изучению слоистости и сланцеватости метаморфических толщ.

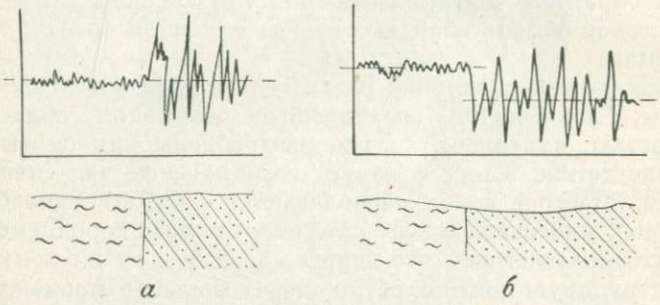


Рис. 238. Расчленение толщи метаморфических пород по уровням и степени дисперсии наблюдаемого геофизического поля

а — при одном уровне, *б* — при разных уровнях

Отдельные разновидности метаморфических пород часто характеризуются большой неоднородностью по физическим свойствам, и потому при расчленении разреза во внимание следует принимать не только различия в уровне (интенсивности) наблюдаемого поля, но и в характере поведения поля, которое отражается в изрезанности графика (рис. 238).

Магнитной и гравиметрической съемкой успешно картируются площади развития железистых кварцитов, как, например, в районах Курской магнитной аномалии, в Тургайском прогибе.

В зависимости от условий залегания метаморфизованных пород комплексом различных методов их можно расчленить на отдельные горизонты, отличающиеся по физическим свойствам и, следовательно, по литолого-петрографическим характеристикам. Так, например, в районах развития разнообразных сланцев удается выделять свиты кремнистых, известковистых, железистых, глинистых сланцев на основании их различной плотности, магнитности, удельного сопротивления или гамма-активности. Эти задачи решаются посредством крупномасштабных детальных съемок методами дипольного профилирования, радиокип, магнитометрии, гамма-съемки.

III. ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Глава 18

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

ОБЗОР СТРОЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Поверхность нашей планеты имеет сложное строение. Бóльшая часть ее ($^5/_8$) покрыта океаническими бассейнами и лишь $^3/_8$ представляют собой возвышающуюся над уровнем океанов сушу, образующую шесть крупных материковых массивов. На основании глубинного сейсмического зондирования и гравиметрических данных в настоящее время с полной уверенностью можно говорить о резких принципиальных отличиях в строении земной коры океанических впадин и континентов.

К земной коре относится верхняя, сиалическая, оболочка нашей планеты, ограниченная снизу разделом Мохоровичича, называемым сокращенно поверхностью Мохо или М. Положение этой поверхности определяет толщину земной коры. Под океанами толщина меняется в пределах 10—20 км, а под материками от 20 до 80 км. Средняя толщина коры в океанах составляет 15 км, на материках 40—45 км. При переходе через поверхность Мохоровичича скорость продольных сейсмических волн возрастает до 8 км/сек. Раздел Мохоровичича представляет собой несколько тесно сближенных уровней со ступенчатым увеличением скоростей сейсмических волн.

Земная кора по различию в скоростях прохождения сейсмических волн и плотности слагающего ее вещества делится на три условных слоя: нижний — со скоростью прохождения продольных сейсмических волн от 6,5 до 7 м/сек — базальтовый (габбровый по составу), средний — со скоростями продольных волн 5,5—6,1 км/сек — гранитный (гнейсово-гранитный), верхний слой осадочных пород со скоростями продольных волн от 3,5 до 5 км/сек. Переход от гранитного слоя к базальтовому (раздел Конрада) характеризуется скачкообразным повышением скоростей волн от 5 до 5,5 км/сек.

Соотношения этих слоев под океанами и на материках неодинаковы. Океанический тип строения земной коры развит во внутренней части Тихого океана и на огромных пространствах Атлантического и Индийского океанов. Подводный рельеф на глубинах свыше 4 км характеризуется плоским плитообразным строением, на фоне которого местами появляются цепи возвышенных хребтов и отдельных вулканических островов. Осадочный слой под океанами или отсут-

ствует, или имеет толщину не более 1 км; легкого гранитного слоя под океанами также почти нет, и только цепи подводных возвышенностей представляют собой узкие полосы и ленты относительно легких магматических пород, толщина которых не превышает 5—8 км. Основная часть пространства океанического ложа представлена базальтовым слоем, толщина которого в среднем 5 км (рис. 239).

Материковый тип земной коры характеризуется почти повсеместным развитием всех трех слоев. Мощность осадочного и гранитного слоев на материках достигает 35—40 км, а базальтового 25—

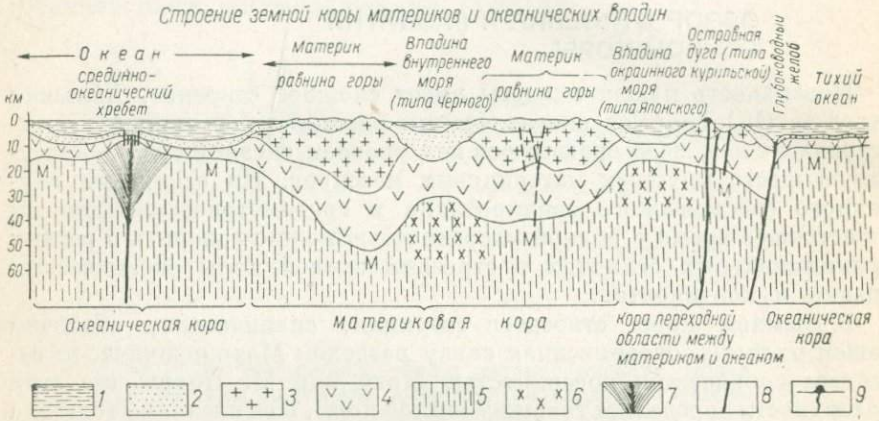


Рис. 239. Строение земной коры материков и океанических впадин. По М. В. Муратову

1 — вода; *2* — осадочные породы; *3* — гранито-гнейсовый слой земной коры; *4* — базальтовый слой; *5* — мантия Земли; М — поверхность Мохоровичича; *6* — участки мантии с повышенной плотностью; *7* — участки мантии с пониженной плотностью (серпентинизированные породы); *8* — глубинные разломы; *9* — вулканический конус, магматический канал и очаги

40 км. При этом наибольшие мощности слоя отмечаются под высокогорными областями (Средняя Азия, Кавказ), а пониженные значения характерны для областей с равнинным рельефом.

Помимо океанического и материкового типов земной коры существует еще промежуточный тип, свойственный областям, переходным от океанического ложа к континентам. В промежуточном типе коры гранитный слой либо слабо развит, либо совсем отсутствует, и сразу же под мощным (до 15 км) осадочным слоем располагается базальтовый. Кора промежуточного типа развита под островными дугами западных окраин Тихого океана, а также под некоторыми внутренними морями: Черным, южной частью Каспийского.

Ниже поверхности Мохоровичича расположена мантия Земли, сложенная в верхних своих частях ультрабазитами (перидотит — дунит).

Очертания материков и океанов и соотношения между континентальными массивами и океаническими плитами не всегда были такими, как в наше время. Легкая сиалическая оболочка развивалась по-разному, по-видимому на гипербазитовом субстрате мантии, но не сплошным слоем, а в виде отдельно разобщенных материковых глыб. Как установлено в последние годы, поверхность океанического ложа имеет постоянную тенденцию опускания. В противоположность этому материки испытывают общее поднятие.

Согласно представлениям В. Г. Фесенкова, возраст Солнечной системы устанавливается соответствующим 5—7 млрд. лет. Основанием для этого заключения служит древность вещества метеоритов (4,3—4,5 млрд. лет), являющихся, вероятно, обломками распавшейся планеты, входившей в Солнечную систему.

Земля и другие планеты образовались из холодной твердой и газообразной материи, которая постепенно уплотнялась и сгущалась до появления протопланет. В дальнейшем произошло разогревание и плавление всей массы, составляющей Землю, и расслоение ее на концентрические оболочки. В это время не было еще твердой земной коры, которая возникла позже, когда после распада короткоживущих радиоактивных элементов началось постепенное охлаждение планеты. Эта ранняя, догеологическая (космическая) эра продолжалась приблизительно до 4 млрд. лет и закончилась с появлением первых участков твердой земной коры. Имея в виду, что возраст наиболее древних из известных на земной поверхности горных пород составляет 3,5—3,6 млрд. лет, длительность космической эры была не менее 1 млрд. лет.

Следующую эру в развитии нашей планеты А. П. Павлов еще в 1922 г. назвал «лунной». Она длилась от времени возникновения первой земной коры до появления на земной поверхности воды, т. е. до того времени, когда поверхность Земли и нижние части атмосферы не охладились до +100° С. В лунную стадию в основном сформировался базальтовый слой.

Первичная земная кора была тонкой, легко ломалась и проплавлялась. По разрывам в коре на поверхность изливались огромные массы основных лав, образуя вулканические кратеры и конусы. Вулканический рельеф, свойственный и современной поверхности Луны, в дальнейшем был полностью разрушен на нашей планете воздействием на него атмосферы и водной оболочки. По мере утолщения земной коры вулканические извержения стали сосредоточиваться близ крупных разломов, образуя первые линейные зоны.

Наиболее древней из геологической стадии развития нашей планеты является архейская эра, продолжавшаяся от лунной эры до рубежа в 2,5 млрд. лет. Уже в начале архея пониженные участки земной поверхности были покрыты водой, появились озера и водные потоки. Начались процессы выветривания, физического и химического разложения древней вулканической коры и формирования на дне водоемов первых осадочных горных пород, перемежавшихся с туфами и лавами.

Возникают первые метаморфические породы и происходит их расплавление с образованием кислых лав.

Первые осадочные породы состояли главным образом из минералов, образующих основные породы: из пироксенов, магнетита, полевых шпатов, накапливались хемогенные кремнистые породы, переслаивающиеся с туфами и лавами. При метаморфизме из этих пород образовывались амфиболовые, амфиболово-биотитовые и другие гнейсы, мощность которых достигала 10—15 км. Возникают первые складчатые пояса, в которые интрудируют магмы гранитного состава, образующие гранито-гнейсовые купола. Появляются первые протоплатформенные массивы и разделяющие их широкие прогибы земной коры — протогеосинклинали, сопрягавшиеся по линиям глубоких разломов.

В середине архейской эры существенно изменился состав воды в первичных морях и атмосферы. Наряду с песчано-глинистыми породами, чередующимися с продуктами вулканической деятельности, на дне морей стали накапливаться карбонатные породы (известняки и доломиты), шло образование соединений железа и хемогенного кремнезема.

В конце архейской эры в результате складкообразовательных процессов и гранитного магматизма образовались ядра древних платформ, которые явились начальными стабильными участками земной коры и островами материков — обширных массивов с континентальной земной корой. Наиболее крупные из массивов — Сибирская платформа, Украинско-Воронежский, Беломорский массивы, Южно-Африканская платформа.

На развитие земной коры огромное влияние оказала космическая среда и прежде всего расположение галактической орбиты Солнечной системы в стороне от плоского гравитационного поля Галактики. Большое значение имели также возмущающие приливные воздействия Луны, Солнца и других космических тел, вызывающие неравномерно замедленное вращение Земли и изменения в ориентировке магнитного поля нашей планеты. Важным моментом является периодическое изменение климата, зависящее от колебаний солнечной активности.

Влияние перечисленных факторов вместе с прогрессирующим охлаждением планеты и ее сжатием обусловило определенную направленность в развитии земной коры.

В следующую эру, охватывающую ранний и средний протерозой (2,5—1,6 млрд. лет), состав воды и атмосферы мало отличался от предыдущего, и процессы магматизма и осадконакопления сохранили свои основные черты. Более значительные изменения произошли в тектоническом развитии Земли. В раннем и среднем протерозое возникают и развиваются первые настоящие геосинклинальные системы (Карельская, Кольская и другие), подвергшиеся интенсивной складчатости, метаморфизму и гранитизации. Они спаяли в одно целое протоплатформы и вместе с ними образовали складчатый кристаллический фундамент всех древних (дорифейских) платформ. Началось формирование платформенного чехла.

Как указывает М. В. Муратов, в протерозойской эре впервые следует различать два основных типа формирования осадочных и вулканических пород: платформенное и геосинклинальное.

Следующая эра начинается с позднего протерозоя и охватывает отрезок времени в 1,6 млрд. лет. Она включает поздний протерозой (рифей и венд), палеозой, мезозой и кайнозой [1]. Некоторые из исследователей (Н. И. Николаев, Б. А. Петрушевский) полагают, что с кайнозоя началась следующая крупная эра в развитии нашей планеты.

В рифее на расколовшемся древнем кристаллическом цоколе и частично на разбитом разломами океаническом ложе заложились новые крупные геосинклинальные поясы: Тихоокеанский, Средиземноморский, Урало-Монгольский и другие. В геосинклинальных прогибах накапливались мощные вулканогенно-терригенные толщи, возникала складчатость, интрузивный и эффузивный магматизм. Развитие образовавшихся в рифее геосинклинальных систем продолжалось и далее до конца кембрия, а в некоторых случаях до конца ордовика и силура. После рифея в фанерозое возникали и развивались новые геосинклинальные системы, из которых некоторые существуют и до настоящего времени.

В рифее существенно изменился состав морской воды и атмосферы. Широко распространились сине-зеленые водоросли, образовавшие сложные, иногда очень большие по размерам известковистые постройки — строматолиты.

В венде появляются первые морские сложно организованные мягкотелые животные: черви, медузы, иглокожие. В конце силура поверхность суши охладилась до +80° и стало возможным переселение органического мира на поверхность Земли.

В целом развитие земной коры было сложным, необратимым. Согласно Г. Штилле, рубежи между отдельными периодами представляли собой эпохи «великих обрушений» или планетарных «регенераций», во время которых происходило существенное изменение плана развития тектонических структур, сопровождавшееся дроблением ранее возникших платформенных массивов и частичным расширением геосинклинальных поясов. Архейскую эру развития Г. Штилле называет протогеем, ранне-среднепротерозойскую — дейтерогеем и позднепротерозойско-фанерозойскую — неогеем.

В последней эре геологического развития, начиная с позднего протерозоя, в истории формирования земной коры выделяется семь геотектонических этапов или циклов: готский (до рубежа 1200 млн. лет), гренвильский (до 1000—900 млн. лет), байкальский (до начала палеозоя), каледонский (до начала девона), герцинский (до конца палеозоя), мезозойский (от триаса до начала позднего мела) и альпийский [2] (от позднего мела до наших дней).

---

[1] Палеозой, мезозой и кайнозой объединяются в фанерозой.

[2] Мезозойский геотектонический этап выделяется лишь на территориях Азии и Америки, прилегающих к Тихому океану. Альпийский этап, в свою очередь, делится на два этапа: средиземноморский, или собственно альпийский, и тихоокеанский, или камчатский.

Осадконакопление, складчатость, магматизм и т. д. в их внешнем выражении и последовательности очень близки в каждом из этапов, но вместе с тем между ними имеются и существенные отличия. Так, например, скопление крупных залежей углей в земной коре отмечается только со среднего палеозоя и связано с широким расцветом наземной растительности. В более древних осадочных породах угли отсутствуют. Массовое появление органогенных известняков приурочено к ордовику и к последующим, более поздним отрезкам времени, когда роль органогенных известняков постепенно возрастала. В противоположность этому образование железистых кварцитов и яшм происходило в основном в докембрийское время. Интрузивный процесс, если судить по данным геологического строения земной поверхности, со временем постепенно сокращался в своем объеме. Вместе с тем возможно, что в связи с общим понижением температуры земной коры интрузии в мезозое и кайнозое формировались на большей глубине, чем в палеозое и докембрии. При этом, как отмечает П. Н. Кропоткин, процесс поступления магмы из мантии в сиалическую оболочку постепенно смещался к окраинам континентов.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

Под тектоническими движениями понимается перемещение вещества, отражающее развитие земной коры и глубинных оболочек нашей планеты. Обычно они делятся на современные, новейшие и движения более раннего времени, или древние. Современные движения устанавливаются по показаниям приборов, данным истории, археологии либо по фиксируемым изменениям в рельефе. Новейшие движения теснейшим образом связаны с формированием современного рельефа. Их нижняя возрастная граница не имеет определенной датировки, однако на значительных пространствах континентов она совпадает с началом неогенового периода.

Все три вида движения — современные, новейшие и древние — составляют непрерывную цепь, отображающую события как бы в различных масштабах и поэтому с различной степенью детальности. Подробности, отчетливо устанавливаемые при изучении современных движений, расплываются при анализе новейших и совершенно не улавливаются при реконструкции древних движений.

Современные и новейшие движения характеризуются скоростями и траекториями перемещения каких-либо точек или линий, выбранных на поверхности Земли или на глубине. При восстановлении древних движений широко используются принцип актуализма, фациальный анализ, изучение мощностей.

Современные и новейшие движения очень сложны. В тех случаях, когда они хорошо изучены, выясняется, что маркированные точки или линии имеют неравномерные скорости перемещения и нередко петлеобразные траектории с вертикальными и горизонтальными

составляющими. Однако при всей сложности перемещений всегда удается выделить для отдельных регионов преимущественно вертикальные или преимущественно горизонтальные движения. При этом имеется в виду общая, осредненная направленность движений за более или менее длительный отрезок геологического времени.

При характеристике вертикальных движений за уровень отсчета обычно принимается поверхность Мирового океана, хотя надо иметь в виду, что в зависимости от состояния атмосферы (эпохи оледенения и др.) он может колебаться в пределах до 150 м. Значительно сложнее установить репер для отсчета горизонтальных перемещений. В настоящее время делаются расчеты только относительно перемещений между отдельными пунктами земной поверхности. Существуют попытки отсчитывать горизонтальные перемещения от магнитного полюса, положение которого во времени устанавливается по данным палеомагнетизма.

Данные о вертикальных составляющих тектонических движений весьма достоверны. Средние скорости новейших движений в подвижных поясах составляют 0,3 мм/год, а на платформах — 0,05 мм/год. Реальные скорости современных движений на один порядок выше, что объясняется присутствием в них элементов возвратно-поступательного характера, не улавливаемых при расчетах средних скоростей новейших движений.

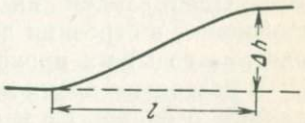


Рис. 240. Схема, поясняющая значение градиента движений

l – расстояние по горизонтали; Δh – приращение амплитуды вертикальных движений за определенный отрезок времени

При сравнении вертикальных движений в геосинклинальных и платформенных областях устанавливается не столько различие в их скоростях, сколько в градиентах скоростей.

Последним называется изменение скорости движений, приходящееся на единицу расстояния (при неизменности направления):

$$(\text{grad}\, V)_m = \frac{\Delta h}{tl} = \frac{\Delta V}{l} \text{ см/см год},$$

где m — среднее значение градиента за интервал времени;
Δh — величина вертикального перемещения точки;
l — расстояние;
t — время;
V — скорость (рис. 240).

В связи с тем что на платформах вертикальные движения одинаковой интенсивности и одинакового знака охватывают огромные территории, градиенты скоростей на их территории в сотни и тысячи раз меньше, чем в подвижных поясах.

Работы по изучению современных горизонтальных движений начаты недавно. Помимо повторных геодезических измерений, первые результаты дают созданные для этой цели в горных областях

специальные геодинамические полигоны. При определении глобальных расстояний большое значение могут иметь искусственные спутники Земли.

Установленные скорости и амплитуды горизонтальных составляющих движений значительно выше, чем вертикальных. Современные скорости смещения по крупным сдвигам в Калифорнии, по данным М. Л. Хилла, составляют 5 см/год, при средних скоростях за четвертичный период около 1 см/год.

Р. В. Гирдлер указывает, что Аравийский полуостров за послеверхнемеловое время переместился относительно Африки к северу приблизительно на 100 км. Правильность этой цифры подкреплена анализом географических, геологических и геофизических материалов.

Тектонические движения обычно рассматриваются в трех аспектах. Оцениваются их конкретные проявления, следствия, т. е. изменения в строении земной коры или оболочек, и (особенно в последние годы) их происхождение.

В настоящее время лучше всего известны следствия. Конкретные данные о скоростях и траекториях существуют лишь для вертикальной компоненты новейших и современных движений; косвенные расчеты позволяют приближенно оценивать суммарные амплитуды древних вертикальных движений. Что касается причин тектонических движений, то представления о них не вышли за рамки самых общих гипотез.

Таким образом, при типизации движений мы вынуждены пока базироваться не на их генезисе (этот путь был бы самым правильным), а должны иметь в виду их конкретное выражение, и лишь когда таких данных оказывается недостаточно, привлекать и следствия.

Между тем история изучения тектонических движений насчитывает уже более двухсот лет. Первое определение движений земной коры привел М. В. Ломоносов в книге «О слоях земных» (1758). Он указал на то, что существуют нечувствительные «долговременные земной поверхности повышения и понижения» и резкие быстрые «трясения земли». Затем в течение почти столетия никто не касался этой темы. А. Д. Озерский при переводе на русский язык книги Мурчисона (1855) назвал движения, приводящие к смене состава осадков, накапливающихся в море, «колебательными». Позже А. П. Карпинский те же движения охарактеризовал как «волнообразные колебания». Эли де Бомон, а затем Э. Зюсс (1888) объясняли образование гор и складчатых поясов тангенциальными напряжениями и выделяли движения радиальные. В конце прошлого столетия Джильберт (1890) разделил движения на эпейрогенические — создающие континенты, и орогенические — создающие горы. Э. Ог (1914) придал несколько иной смысл терминам Джильберта. Он полагал, что орогенические движения свойственны только геосинклинальным областям. Этими же терминами воспользовался Г. Штилле (1924). Эпейрогенические движения, по его мнению, охватывают обширные территории и совершаются непрерывно, медленно, плавно.

Они вызывают трансгрессии и регрессии, но не меняют складчатой структуры земной коры. Орогенические движения проявляются на ограниченных пространствах, совершаются быстро и вызывают образование складок и разрывов.

Пользоваться терминами Джильберта в том значении, в каком он их предложил, в настоящее время невозможно, так как образование материков — процесс сложный и многогранный, обусловленный не только одними тектоническими движениями. Образование гор также связано не только с движением, но и с воздействием атмосферы на поверхность Земли.

Представления Штилле о тектонических движениях относительно полные, но и они не лишены недостатков. Складкообразовательные и горообразовательные процессы обычно разобщены во времени, а нередко и в пространстве, образование континентов, складок и разрывов не может быть противопоставлено друг другу, так как это явления различных масштабов и т. д.

В противоположность Г. Штилле, стоявшего на позициях контракционизма, немецкий геолог Э. Хаарман и голландский Р. ван Беммелен исходили из ведущей роли вертикальных движений. Они считали первичными ундационные (волновые) перемещения и вторичными (производными от первых) ундуляционные (складкообразовательные) движения.

М. М. Тетяев разделил тектонические движения на колебательные, складчатые, разрывные и магматические (1934 и 1941 гг.). Это деление принял В. В. Белоусов (1954 г.), но в дальнейшем (1962) он исключил из рассмотрения магматическую форму движений. Колебательные движения В. В. Белоусов рассматривал как первичные, а складчатые и разрывные — как производные от них.

Колебательные движения выражаются в вертикальных перемещениях земной коры, направленность которых может меняться во времени. Сравнение вертикальных тектонических движений с равномерными возвратными движениями маятника нельзя признать удачным, так как тектонические движения в отличие от колебаний маятника, будучи обратимыми, имеют возвратно-поступательный характер, т. е. обладают общей определенной направленностью, выдерживающей свой знак на протяжении десятков и сотен миллионов лет. Это хорошо видно на примере Балтийского щита, поднимающегося на протяжении всего фанерозоя, или Прикаспийской впадины, прогибавшейся в верхнем палеозое, мезозое и кайнозое.

В обособлении складчатых и разрывных форм движений в классификациях М. М. Тетяева и В. В. Белоусова в основу положены следствия тектонических перемещений. Между тем известно, что одни и те же перемещения земной коры в зависимости от конкретных условий могут вызвать образование в одних случаях складок, в других разрывов. Нередко складки и разрывы возникают и развиваются одновременно. Неудачны и сами термины. Тектонические движения не могут быть «складчатыми», «разрывными» или «глыбовыми».

Правильнее говорить о «складкообразующих» и «разрывообразующих» движениях. Огромное, а в отдельные эпохи основное значение в развитии земной коры имеет магматическая форма движений. Это одно из наиболее существенных проявлений перемещения вещества в земной коре и верхней мантии. При этом происходит не только движение магмы вверх, но и разуплотнение магматического расплава и механические смещения земной коры.

Два варианта классификации тектонических движений предложил Н. С. Шатский. В раннем из них (1939) движения делились на общие, эпейрогенические, проявляющиеся в пределах континентов повсеместно, и местные, орогенические, свойственные только геосинклинальным областям. Кроме этих двух типов, выделялись движения на платформах, создающие синеклизы и антеклизы, и складкообразовательные движения орогенных областей.

В более поздней классификации (1958) Н. С. Шатский различал: оседания (погружения), вызываемые уплотнением глубинного вещества, поднятия, связанные с глубинными, пока еще не изученными процессами, и колебательные движения, обусловливающие образование складок и разрывов. Сходные с ранней классификацией Н. С. Шатского представления приведены М. В. Муратовым. Орогенные движения он рассматривал как свойственные геосинклинальным областям, а эпейрогенические — платформенным. Несколько классификаций тектонических движений было предложено В. Е. Хаиным. В первой из них, как у В. В. Белоусова, выделялись колебательные, волновые (плавные и разрывные) и складчатые (разрывные и плавные) движения. В 1957 г. классификация В. Е. Хаина базировалась уже на совершенно иной основе. В ней учитывалась глубина зарождения движений и указывались соответствующие области их проявления. Движения подразделялись на верхнекоровые, свойственные осадочной оболочке, коровые, подкоровые (зарождающиеся в мантии) и подмантийные.

По этому же пути пошел Н. И. Николаев (1962), выделивший планетарные, подкоровые, коровые и поверхностные движения с последующим разделением их на большое количество подтипов. К сожалению, конкретных признаков отдельных типов движений, кроме самых общих характеристик, ни В. Е. Хаин, ни Н. И. Николаев не приводят. Не учтены в классификациях и горизонтальные движения. Тем не менее обе классификации — В. Е. Хаина (1957) и Н. И. Николаева — весьма перспективны, и, несомненно, создание будущей генетической классификации тектонических движений пойдет именно по этому пути.

В 1964 г. В. Е. Хаиным опубликован новый вариант классификации, в которой движения разделены на две основные группы: существенно вертикальные и существенно горизонтальные. В первой группе главными являются общие колебания (пульсации), а во второй — сдвиги по границе оболочки и ядра. Кроме того, выделяются одинаковые для обеих групп, хотя и различным образом проявляющиеся, глубинные и коровые движения, покровная

складчатость и разрывы. В последней классификации В. Е. Хаина особенно важно подчеркнуть: признание разнозначности вертикальных и горизонтальных движений и указание на большую глубину возбуждения тех движений, которые наблюдаются в земной коре и на поверхности Земли.

В настоящее время следует отказаться от признания ведущей роли одних вертикальных либо одних горизонтальных движений. Нельзя считать один из этих видов движений первичным, а второй вторичным, производным от первого. Оба вида — вертикальные и горизонтальные движения — имеют свое, обособленное происхождение, хотя они и тесно взаимосвязаны, а в определенных формах могут иметь и генетические связи.

Вертикальными движениями обусловлено распределение на поверхности Земли областей денудации и осадконакопления. Эти движения сопровождают магматические процессы, гравитационные явления, образование разнообразных форм складок и разрывов.

Горизонтальные движения вызываются многими причинами. Большое значение имеют нарушения ротационного режима планеты. Существуют обоснованные предположения о различных скоростях вращения ядра и оболочек земного шара. В зарубежной литературе большим вниманием пользуется гипотеза конвекционных тепловых потоков, направленных от океанических срединных хребтов под континенты, вызывающих перемещение последних, подобно движениям лент конвейера. С горизонтальными движениями связывается образование складчатых и разрывных структур в геосинклинальных областях и, возможно, формирование магм.

Таблица 2

Классификация основных типов тектонических движений

Тип движений	Глобальные движения, охватывающие всю планету	Глубинные движения, охватывающие базальтовый слой и верхнюю мантию	Поверхностные движения, охватывающие гранитный и осадочный слои
Существенно горизонтальные	Различные скорости вращения ядра и оболочек. Ротационные и космические явления	Глубинные разломы, тепловая конвекция, дрейф континентов	Линейные складки, надвиги, покровы, раздвиги
Существенно вертикальные	Эволюция вещества, температурные изменения, космические явления	Уплотнение и разуплотнение вещества. Основной магматизм. Изостазия	Глыбовые и диапировые складки. Гравитационные смещения. Кислый магматизм

Деление движений по глубине их возбуждения, даже в том схематическом виде, который предложен В. Е. Хаиным, в настоящее время не может быть подкреплено достаточными данными (за исклю-

чением землетрясений). Ю. А. Косыгин (1966), касаясь характеристики глубинных движений, указывает, что они охватывают большие площади, объемы (включая поверхность Земли) и глубины. Он объединяет глубинные движения в одну группу и противопоставляет их движениям, происходящим в земной коре (землетрясения, вулканизм, соляная тектоника и другие локальные процессы).

Таким образом, наиболее обоснованным представляется деление тектонических движений по их конкретному выражению с привлечением при необходимости как следствий, так и условий их возникновения. Этой цели наиболее полно отвечает последняя классификация В. Е. Хаина, с некоторыми изменениями приведенная в табл. 2. Движения делятся на существенно горизонтальные и существенно вертикальные. По глубине источников возбуждения движений они делятся на глобальные, глубинные и поверхностные[1]. Глобальные движения охватывают весь земной шар от ядра до поверхности. Они связаны с эволюцией вещества нашей планеты, направленным изменением ее температурного состояния, изменениями ротационного режима, космическими явлениями. Глубинные движения зарождаются ниже раздела Конрада. Они распространяются на значительные сегменты земной коры, по площади соизмеримые с геосинклинальными областями. Возбудителями глубинных движений являются дифференциации вещества в верхней мантии и базальтовом слое, образование и перемещение магматических масс, гравитационная энергия, изостазия, температурная конвекция и др. Поверхностные движения проявляются в той части земной коры, которая находится выше раздела Конрада. Расположенный ниже базальтовый слой по свойствам значительно ближе к верхней мантии, чем к вышележащему гранитному слою. Базальтовый слой был, вероятно, самой ранней твердой концентрической оболочкой, покрывающей всю планету. Имеющий вторичное происхождение гранитный слой наращивался за счет продуктов разрушения базальтового слоя и за счет магматических масс, поступавших из верхней мантии. Свойство гранитного слоя, отличающего его от других оболочек, выражено в существовании круговорота вещества, совершающегося в его пределах. Продукты экзогенных процессов, накапливающиеся на поверхности, постепенно погружаются, достигнув соответствующих глубин, преобразовываются, переплавляются и вновь перемещаются к поверхности в виде кислых магм. В базальтовом слое и подстилающей оболочке подобные процессы вряд ли возможны. Приведенные выше соображения могут служить основанием для совмещения границы, разделяющей глубинные и поверхностные движения с разделом Конрада

Поверхностные движения обусловлены перемещениями магмы, нарушением изостатического равновесия силами гравитации, неустойчивостью земного магнитного поля, перемещениями и поворотами

[1] Экзогенные движения не рассматриваются.

крупных частей континентов. С поверхностными движениями генетически связаны основные линейные, складчатые и разрывные деформации.

ОКЕАНИЧЕСКИЕ ВПАДИНЫ

Строение океанических впадин изучено еще далеко недостаточно и может быть намечено в самых общих чертах.

Изучение рельефа океанического дна, состава и возраста осадков и геофизические материалы позволяют выделить в земной коре под океанами следующие структуры: океанические платформы, валы, внутриокеанические подвижные поясы, срединные хребты, глубоководные желоба и глубинные разломы.

Океанические платформы (талассократоны) занимают 76% общей площади мирового океана и ограничены подножием материкового склона. Кора в пределах платформ имеет наименьшую мощность. Базальтовый слой составляет не более 15 км, гранитный слой отсутствует, а мощность осадочного покрова незначительна — от десятков до сотен метров. На обширных пространствах осадки отсутствуют совершенно.

Океанические платформы имеют выровненный рельеф, нарушенный отдельными возвышенностями — грядами и хребтами, образованными вулканическими аппаратами. Последние извергают лавы основного, ультраосновного и очень редко кислого состава. Талассократоны узкими зонами разломов или валами разделены на отдельные изолированные участки, называемые океаническими плитами. Валы представляют собой сводовые поднятия ложа океана с шириной в первые сотни и длиной до 1—2 тыс. км. Высота валов 1—2 км и более.

Подвижные пояса в океанических пространствах приурочены к их периферии и чаще рассматриваются как кайнозойские складчатые и геосинклинальные области (талассогеосинклинали). Наиболее активны пояса, расположенные по периферии Тихого океана. Они распадаются на три тектонических элемента, связанные в своем развитии друг с другом: геосинклинальную котловину, расположенную в краевом море, островную дугу и глубоководный желоб, находящийся с внешней стороны островной дуги, обращенной к океану. Иногда эта картина нарушается тем, что глубоководные желоба окаймляют дуги с внутренней стороны или вообще могут отсутствовать. Островные дуги и глубоководные желоба обладают высокой сейсмичностью и интенсивным вулканизмом. Подвижные пояса погружаются под материковые платформы под углом около 45°. Они, как уже отмечалось (см. рис. 105), достигают глубин 700 км от поверхности Земли и в структурном плане представляют собой глубинные надвиги материковой коры на океаническую.

Земная кора в подвижных поясах относится к промежуточному типу и отличается большим непостоянством строения. Осадконакопление в поясах носит линейно-зональный характер с резкой

изменчивостью в поперечном и выдержанностью в продольном направлениях. Мощности осадков непостоянны и достигают 5—6 км. Широко развиты подводнооползневые процессы и образования, отложенные суспензионными потоками. Вулканы в поясах сосредоточены главным образом в островных дугах и извергают преимущественно лавы андезито-базальтового состава. Глубоководные желоба со стороны океана нередко обрамлены краевыми валами, расчлененными многочисленными разрывами.

Подвижные пояса большей частью исследователей рассматриваются как современные геосинклинали, развитие которых вызывает возникновение и наращивание гранитного слоя земной коры.

Срединно-океанические хребты распространены во всех океанах, но наиболее отчетливо в Атлантическом и Индийском. Срединный хребет Атлантического океана делит океан приблизительно на две равные части, а его очертания удивительным образом совпадают с контурами берегов Американского и Евразиатского континентов. Хребет имеет вид пологого поднятия высотой 2—3 км с поперечником более 1000 км.

В осевой части хребта располагается сложная горная система, состоящая из узких гребней и разделяющих их желобов. Вдоль всего хребта проходит узкая (12—45 км шириной) и глубокая (до 2 км) долина рифтового строения. На севере хребта, в Исландии, осевая зона хребта с рифтовой долиной появляется на поверхности.

На хребте развит тонкий покров осадков и маломощный базальтовый слой, который подстилается веществом мантии перидотитового состава. В осевой части хребта сосредоточено очень большое количество подводных вулканов. Здесь же отмечаются высокие значения теплового потока из глубин Земли, в 5—8 раз превышающего тепловой поток, наблюдающийся на материках и океанических платформах.

В земной коре под океанами установлены крупные зоны глубинных разломов. Наиболее крупные из них, протяженностью до 2—2,5 тыс. км, установлены в Тихом и Атлантическом океанах. Они имеют широтную ориентировку и сдвиговое строение. Геофизические аномалии смещены вдоль разломов до 150 км. В рельефе дна над разломами образуются уступы с перепадом высот до 3 км.

Наиболее древние из осадков, слагающих дно океанов, установлены в западной части Атлантического океана. Они относятся к нижней юре; по направлению к срединному хребту возраст осадков становится более молодым, а их мощность уменьшается.

В отношении происхождения срединных хребтов высказано много точек зрения. За рубежом, на западе, господствует взгляд, согласно которому осевые части хребтов представляют собой место выхода глубинного теплового потока, от которого под влиянием конвекционных течений, расходящихся от оси хребта в стороны, участки литосферы глубиной до 100 км симметрично раздвигаются, как на транспортерной ленте, а в образующуюся полость (центральный рифт) поднимается новое вещество.

Некоторые склонны рассматривать срединные океанические хребты как швы, от которых начался дрейф континентов. Существуют и другие предположения.

СТРОЕНИЕ КОНТИНЕНТОВ

Основными структурными элементами земной коры на континентах, в областях архипелагов и неглубоких морей, являются геосинклинальные области (орогены) и платформы (кратогены). Эти две важнейшие категории материковых структур отчетливо выделяются в позднем докембрии, палеозое, мезозое и кайнозое.

А. Д. Архангельский, Н. М. Страхов, Н. С. Шатский, П. Н. Кропоткин и другие исследователи указывают, что геосинклинальные области и платформы не являются постоянными. С каждым тектоническим этапом контуры основных структурных элементов земной коры подвергаются существенному изменению. После образования мощных толщ осадочных и вулканогенных пород, складчатости, внедрения интрузий и общего поднятия земной коры геосинклинальные области или их отдельные части утрачивают подвижность и переходят в платформенную стадию развития. Эти новые консолидированные участки припаиваются к более древним платформенным массивам, наращивая их площадь.

Ядрами современных платформ являются докембрийские или палеозойские и мезозойские консолидированные массивы, окончившие свое геосинклинальное развитие еще в докембрии или палеозое. Таким образом, современное тектоническое строение земной поверхности сформировалось путем последовательного разрастания древних докембрийских платформ.

Н. С. Шатский следующим образом сформулировал основные выводы о направленности развития земной коры на континентах.

1. Площадь геосинклинальных областей в течение геологических периодов последовательно уменьшается за счет нарастания платформ.

2. Развитие земной коры — процесс необратимый. Образовавшиеся платформы не превращаются вновь в геосинклинальные области. Исключение представляют, может быть, только некоторые геосинклинали по окраинам складчатых областей, но это явление не оказывает влияния на общую последовательность.

Изучение строения орогенных областей привело Е. В. Павловского, П. Н. Кропоткина, В. А. Магницкого и других к выводу о том, что геосинклинальная стадия, через которую проходят в своем развитии отдельные крупные участки земной коры, является промежуточной фазой. Начальная стадия развития связана с симатической гипербазитовой оболочкой, конечная — с образованием легкого сиалического гранитного слоя и толщами осадочных пород. Геосинклинальная стадия имеет промежуточное положение, отражая взаимосвязь и взаимодействие симатической и сиалической оболочек нашей планеты, на грани соприкосновения которых (в промежуточных областях) располагаются современные геосинклинальные

области с их островными дугами, цепями вулканов, внутренними морями и зонами активных глубинных разломов.

Общая схема развития, по П. Н. Кропоткину, представляется в следующем виде:

Океаническая платформа → Геосинклинальная область (ороген) → Континентальная платформа.

Общим результатом такой эволюции является постепенное расширение платформ и материковых массивов, увеличение сиалической оболочки как по площади, так и по мощности.

Наиболее существенным в истории развития земной коры является вопрос о причинах перехода геосинклинальных областей в платформенные. Неясными остаются также причины, по которым одни участки, прежде чем превратиться в платформы, проходят несколько этапов геосинклинального развития, а другие уже в ранние периоды превращаются в платформы.

Так, например, Кавказская геосинклинальная система пережила, вероятно, многие докембрийские и более поздние геотектонические этапы, причем процесс геосинклинального развития на этой территории еще, по-видимому, не окончен, в то время как Казахстан и Тянь-Шань уже в конце палеозоя превратились в платформы.

Возможно, что при переходе от геосинклинального развития к платформенному основное значение имело снижение активности образования кислых магматических расплавов вплоть до полного затухания этого процесса. Это предположение подтверждается тем, что магматическая деятельность, вызывающая образование кислых интрузивных и эффузивных горных пород, в массовом проявлении свойственна в основном только геосинклинальным областям и очень слабо развита на платформах.

Глава 19

СТРОЕНИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

По определению А. Д. Архангельского, геосинклинальные области — это такие участки земной коры, которым свойственна особенно интенсивная и многообразная подвижность. Вертикальные тектонические движения в этих областях имеют относительно большую скорость и амплитуду. Поднятия и опускания всей области сопровождаются раздроблением последней на отдельные глыбы, движущиеся с весьма различной скоростью и иногда в различных направлениях. Эти различия в движениях отдельных участков имеют следствием распадение геосинклинальных областей на ряд впадин и поднятых глыб, что обусловливает возникновение резко выраженного

рельефа поверхности, который является характерным для геосинклинальных областей. Особенно характерны для них движения, обусловливающие возникновение складчатых структур в слагающих их породах. Геосинклинальным областям свойственно также широкое развитие вулканизма, проявляющегося как в эффузивной, так и в интрузивной форме. В связи с наличием резко выраженного рельефа и существованием горных массивов отложение осадков во впадинах геосинклинальных областей (происходит ли оно в море или на суше) совершается весьма интенсивно, и здесь накапливаются особенно мощные толщи осадочных пород.

Таким образом, основные признаки геосинклинальных областей следующие.

1. Высокая подвижность, т. е. проявление интенсивных вертикальных и горизонтальных движений отдельных участков земной коры. Вертикальные движения характеризуются большими градиентами скоростей, амплитудами и быстрой сменой знака. Скорости достигают нескольких миллиметров, а в отдельных случаях и сантиметров в год. Горизонтальные движения проявляются в образовании линейной складчатости и в перемещении вдоль разрывов.
2. Раздробленность земной коры.
3. Напряженная складчатость.
4. Большая мощность осадочных пород.
5. Интенсивная эффузивная и интрузивная деятельность.
6. Особый состав формаций горных пород.
7. Широкое развитие процессов метаморфизма.
8. Проявление металлогенических процессов, связанных с интрузивной деятельностью.
9. Резкий горный рельеф.

ФОРМАЦИИ

В осадочных и вулканогенных толщах отчетливо выделяются комплексы пород, образующиеся при сходном тектоническом режиме и имеющие одинаковое происхождение. Такие комплексы называются формациями. По Н. С. Шатскому, каждая формация характеризуется определенным составом слагающих ее пород, мощностью, областью распространения и отношением к прилегающим формациям в вертикальном разрезе и горизонтальном направлении. Чрезвычайно важна связь отдельных видов полезных ископаемых с определенными формациями.

При выделении формаций руководящими являются следующие признаки:

1. Сходство в происхождении пород (осадочные обломочные, хемогенные, вулканогенные и другие формации).
2. Сходство в составе пород (формации рифовых известняков, хемогенных известняков, глауконитовая формация и др.).
3. Связь с определенными тектоническими структурами (геосинклиналями, платформами и краевыми прогибами).

4. Мощность как показатель режима вертикальных тектонических движений.

5. Приуроченность к формациям определенных видов полезных ископаемых (углей, солей, нефти, газов и т. д.).

Первое, наиболее общее разделение формаций может быть поставлено в прямую связь с основными структурными элементами материковой части земной коры: геосинклинальными областями и платформами. На этом основании формации можно разделить на две основные группы: формации геосинклинальных областей и платформенные. Обе группы имеют достаточно обособленные и вместе с тем характерные черты. В каждой из них в свою очередь выделяются формационные ряды, свойственные как указанным структурным элементам в целом, так и составляющим эти элементы частным структурам или отдельным периодам развития этих структур.

В геосинклинальных областях наиболее широко распространены следующие формации:

1) аспидная, или граувакковая, состоящая из чередования граувакковых песчаников и сланцев с подчиненным количеством вулканических и кремнистых пород;

2) флишевая, состоящая из тонкоритмичного чередования песчаников, алевролитов, мергелей и известняков. В зависимости от состава выделяется песчано-глинистый, песчано-глинисто-карбонатный и глинисто-карбонатный флиш;

3) глинистых сланцев, состоящая в основном из глинистых сланцев или аргиллитов с подчиненными прослоями алевролитов и песчаников;

4) яшмовая, сложенная яшмами, песчаниками, туфами и глинистыми сланцами;

5) джеспилитовая, состоящая из железных руд (гематита), кремнистых пород и железистых кварцитов;

6) глинистых известняков, мергелей и рифовых известняков, сложенная чередующимися пластами известняков, мергелей и иногда доломитов;

7) офиолитовая[1], состоящая из сложного комплекса основных лав, чередующихся с кремнистыми породами и туфами;

8) основных и средних лав (базальты, андезиты);

9) кислых лав (в основном липариты);

10) молассовая, состоящая из обломочных сероцветных и красноцветных пород и частично известняков, образовавшихся в прибрежных морских или континентальных условиях.

В вертикальных разрезах геосинклинальных областей в расположении формаций одного геосинклинального этапа обычно наблюдается определенная последовательность. В начальные стадии их развития возникают офиолитовая и другие эффузивные формации. В средние фазы этапа образуются яшмовая формация, затем аспидная и флишевая. Место яшмовой формации могут занимать формации

[1] Офиолитовый — греч. офис — змея.

глинистых сланцев или известняков; в заключительные фазы возникает молассовая формация. Чрезвычайно важно также свойство различных одновозрастных формаций замещать друг друга в горизонтальном направлении.

Закономерная смена формаций в вертикальном разрезе и горизонтальном направлении открывает перед геологами широкие перспективы поисков полезных ископаемых. Связь большинства видов минерального сырья с определенными формациями позволяет вести обоснованные поиски и разведку их на значительных глубинах.

СТРУКТУРНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Геосинклинальные области охватывают пространства, разделяющие смежные платформы. Примерами могут служить герцинская геосинклинальная область, располагавшаяся в герцинском тектоническом этапе между Русской и Сибирской платформами; альпийская геосинклинальная область, ограниченная на юге Индийской и Африканской платформами, а на севере огромным Европейско-Азиатским платформенным массивом. В процессе развития геосинклинальные области превращаются в складчатые области (Урало-Тяньшаньская герцинская складчатая область и др.).

В закончивших свое развитие геосинклинальных областях выделяются части с различным строением и неодинаковой историей формирования. Основными среди них являются: мегантиклинории и мегасинклинории, антиклинории и синклинории, срединные массивы, краевые прогибы, зоны глубинных разломов и др.

Геосинклинальные области делятся на структурные единицы меньшего размера — *геосинклинальные системы*, например, Уральская геосинклинальная система, геосинклинальная система Большого Кавказа и др. Результатом развития геосинклинальных систем является превращение их в сложные складчатые сооружения — мегантиклинории (мегантиклинорий Большого Кавказа) и мегасинклинории (Куринская впадина, Западно-Туркменская впадина и т. п.).

Геосинклинальные системы делятся на отдельные геосинклинали и геоантиклинали. По Н. С. Шатскому, *геосинклиналями* называются прогибы, испытывающие длительное погружение, в результате которого в них накапливаются мощные толщи осадочных и вулканогенных пород. Форма геосинклиналей различна. Очень часто встречаются узкие длинные трогообразные геосинклинали с резким преобладанием длины над шириной. В качестве примера таких структур может служить геосинклиналь зеленокаменной полосы Урала. Нередки геосинклинальные прогибы угловатой или овальной формы: позднепалеозойская Зилаирская геосинклиналь на Урале, Западно-Балхашская геосинклиналь и др.

Таким образом, геосинклинали в своем развитии характеризуются следующими чертами:

1) преобладанием отрицательных вертикальных движений над положительными;

2) большими мощностями осадочных и вулканогенных толщ;

3) преимущественным развитием тонкообломочных пород;

4) полнотой стратиграфического разреза без длительных перерывов и резких несогласий.

Геоантиклинали по своему строению являются структурами, противоположными геосинклиналям. Они отделяют одну геосинклиналь от другой и граничат обычно по разрывам. Примером линейно-вытянутой геоантиклинали может служить система Уралтау в каледонский и герцинский этапы развития; овальной геоантиклинали — система Чингизтау (Казахстан) в герцинский геотектонический этап.

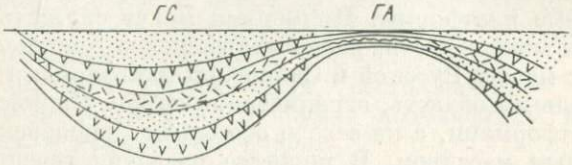


Рис. 241. Схема распределения осадочных и вулканогенных формаций в геосинклинали (*ГС*) и геоантиклинали (*ГА*)

Геоантиклиналям в отличие от геосинклиналей свойственны (рис. 241):

1) преобладание положительных движений над отрицательными;

2) меньшие мощности осадочных и вулканогенных толщ;

3) преимущественное развитие грубообломочных пород;

4) сокращенные разрезы с частыми перерывами и несогласиями.

Для линейных геосинклиналей и геоантиклиналей весьма характерно то, что слагающие их формации выдержаны по простиранию: нередко одни и те же комплексы прослеживаются на многие сотни километров (геосинклиналь зеленокаменной полосы Урала); наоборот, вкрест простирания изменения как в мощности, так и в составе происходят быстро и резко.

В ряде случаев отсутствие постепенных переходов между формациями объясняется, по-видимому, вертикальными перемещениями по разрывам земной коры, происходящими на границах между геосинклиналями и геоантиклиналями.

При превращении геосинклинальных областей в складчатые сооружения на местах геосинклиналей и геоантиклиналей возникают синклинории и антиклинории.

Синклинорием называется сложный комплекс складок, имеющий в поперечном сечении общую форму крупной синклинали. Складки, составляющие антиклинорий, наоборот, имеют общую форму антиклинали (рис. 242, *А*).

Синклинории и антиклинории не следует понимать только как определенный порядок расположения составляющих их складок

в земной коре. Эти структуры формируются длительное время и, возникая унаследованным путем соответственно из геосинклиналей и геоантиклиналей, имеют все указанные выше характерные черты. Другими словами, развившиеся унаследованные синклинории оказываются сложенными более мощными и более тонкообломочными толщами с более полными разрезами по сравнению с антиклинориями, в которых разрезы резко сокращены по мощности, характеризуются преобладанием грубообломочных пород, многочисленными перерывами и несогласиями.

В поперечных разрезах унаследованно развивающихся синклинориев и антиклинориев составляющие их складки располагаются обычно таким образом, что их осевые поверхности наклонены в стороны от центральных частей антиклинориев к прилегающим к ним синклинориям (рис. 242, *Б*).

Синклинории и антиклинории могут возникать и не только унаследованно, т. е. соответственно из геосинклиналей и геоантиклиналей, но и при обращенном пути развития, при котором из геосинклиналей возникают антиклинории, а из геоантиклиналей — синклинории. Вероятно, именно в этих антиклинориях, в отличие от унаследованно развивающихся аналогичных структур, осевые поверхности составляющих их складок наклонены к центральным частям антиклинориев (рис. 242, *В*).

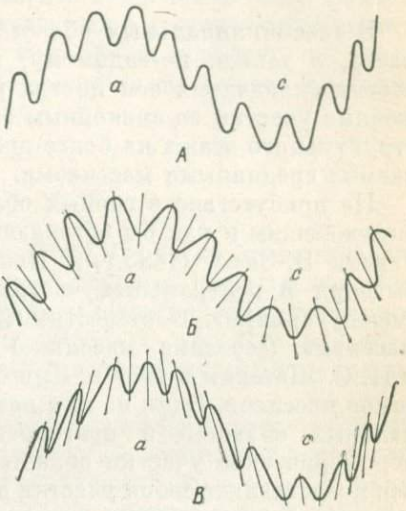


Рис. 242. Схемы различных видов антиклинориев и синклинориев

А — схема строения антиклинория (*а*) и синклинория (*с*); *Б* — схема строения антиклинория (*а*) и синклинория (*с*), сформировавшихся при унаследованном развитии; *В* — схема строения антиклинория (*а*) и синклинория (*с*), образовавшихся при обращенном развитии

Заслуживают особого внимания синклинории, получившие название межгорных прогибов. Эти структуры возникают в заключительную стадию геосинклинального развития, перед превращением геосинклинальных областей в платформы, и отделяются от окружающих их поднятий — смежных антиклинориев — крупными разрывами или серией разрывов. Межгорные прогибы заполняются порфировой наземной вулканогенной и молассовой формациями. В основании их, как правило, располагаются морские тонкообломочные осадки (глины, алевролиты, тонкозернистые пески, нередко прослои и пачки известняков), часто с правильной повторяемостью слоев (нижняя молассовая формация), а также вулканогенные породы (порфировая формация), выше залегают лагунные образования, угленосные или соленосные толщи и заканчивается разрез красноцветными континентальными грубообломочными поро-

дами — верхней молассовой формацией. Межгорные прогибы могут развиваться как унаследованным, так и наложенным (обращенным) путем (Н. С. Шатский и Н. С. Зайцев). Примерами могут служить Куринский прогиб на Кавказе, Ферганская впадина в Средней Азии и др.

СРЕДИННЫЕ МАССИВЫ

В геосинклинальных областях мезозойского и альпийского возраста, а также, по-видимому, и в более древних, во внутренних частях складчатых зон иногда располагаются орографически пониженные участки со спокойным залеганием осадочных толщ верхнего структурного этажа на более древнем складчатом фундаменте, называемые срединными массивами.

На присутствие в горных областях «центральных масс», чуждых окружающим и как бы обтекающим их складчатым поясам, впервые указал Э. Зюсс (1885 г.). Позже австрийский геолог Л. Кобер выделил в центральных частях Альп жесткие глыбы, назвав их «междугорьями». В отечественную литературу термин «срединные массивы» («средние массивы») был введен А. Д. Архангельским и Н. С. Шатским в 1937 г. Ими было указано на существование двух типов массивов. Одни из них находятся в средних частях геосинклинальных областей и претерпевают меньшие деформации, нежели периферические участки областей; другая группа срединных массивов представляет собой участки древних платформенных сооружений, сохранившихся между геосинклинальными прогибами. Позже А. Д. Архангельский выделил зоны «ранней платформенной консолидации», отнеся к ним западную часть Центрального Казахстана.

В настоящее время все исследователи согласны с разделением срединных массивов на две генетические группы. К первой из них относятся «остаточные» срединные массивы, представляющие собой глыбы, не переработанные тектоническими движениями и магматизмом последующей складчатости (Родопский массив на территории Болгарии). Складчатые комплексы более позднего времени как бы обтекают остаточные массивы.

Ко второй группе срединных массивов относятся «ядра ранней консолидации» (Колымский, Центрально-Казахстанский массив и др.), представляющие собой части геосинклинальных областей, обособляющиеся перед их переходом в платформенное состояние. Они ограничены зонами глубинных разломов и характеризуются рядом отличительных черт. Для них наиболее типично:

1) широкое распространение специфических формаций, одновозрастных, но отличных по составу от формаций окружающих их пространств и свойственных формациям заключительного этапа геосинклинального развития (молассовой, угленосной, аркозовой, карбонатной и сопутствующей им вулканогенной);

2) очень слабое проявление, до полного прекращения, интрузивной деятельности;

3) отсутствие складчатости, образованной горизонтальными движениями;

4) развитие качественно новых структурных форм — конседиментационных и глыбовых складок и близких к платформенным структурам впадин и поднятий, генетически связанных с блоковыми перемещениями складчатого основания.

В рамках одной геосинклинальной области, по-видимому, может возникнуть не одно, а два или большее количество ядер ранней консолидации. Резкое ослабление интрузивной деятельности, вплоть до полного ее затухания — одна из важнейших особенностей этого типа структур, что позволяет рассматривать ядра ранней консолидации как зачатки будущих платформ.

КРАЕВЫЕ ПРОГИБЫ

Краевые прогибы, по определению Н. С. Шатского, представляют собой очень крупные и нередко сложные впадины, располагающиеся на границе между геосинклинальными областями и платформами и имеющие строение синклинориев. Возраст краевых прогибов определяется в соответствии с теми геотектоническими этапами, в которые они возникли.

Между альпийской геосинклинальной областью и прилегающими к ней платформами располагается широкий альпийский краевой прогиб, вытянутый в широтном направлении через всю Европу и Азию (см. «Тектоническую карту СССР» масштаба 1 : 5 000 000). Мезозойская складчатая область Северо-Востока нашей страны отграничена от Сибирской платформы глубоким мезозойским Предверхоянским краевым прогибом. Герциниды Урало-Тяньшаньской складчатой области отделены от Русской платформы Предуральским краевым прогибом.

Молодые мезозойские и альпийские краевые прогибы выражены в рельефе предгорными впадинами, отделяющими цепи складчатых сооружений от смежных равнинных пространств платформенных областей.

Краевые прогибы развиваются далеко не повсеместно. Н. С. Шатский указывает, что они возникают там, где геосинклинальные области примыкают к участкам платформ с глубоко погруженным фундаментом, т. е. к плитам; при высоком положении складчатого основания платформ (около щитов) краевые прогибы не образуются; здесь обычно возникают краевые швы. Последние представляют собой узкие зоны разрывов, по которым складчатые сооружения надвигаются на платформу. Примером краевого шва может служить пограничная зона между Русской платформой и Скандинавскими каледонидами.

Вдоль краевых швов, являющихся границей между разновозрастными складчатыми системами, нередко возникает интенсивная вулканическая деятельность, приводящая к образованию краевых

вулканических поясов. Их ширина достигает 100—120 км при длине в сотни и тысячи километров.

Подобный пояс отделяет мезозойскую складчатую область Северо-Востока Азии и кайнозойскую геосинклиналь Камчатки (рис. 243). Его образование связывается с глубинными разломами в краевой части геосинклинали, раздробившими фундамент и структуры складчатой области.

Формации краевых прогибов во многом отличаются от формаций геосинклинальных областей и платформ как по составу, так и по заключающимся в них полезным ископаемым. Особенность условий

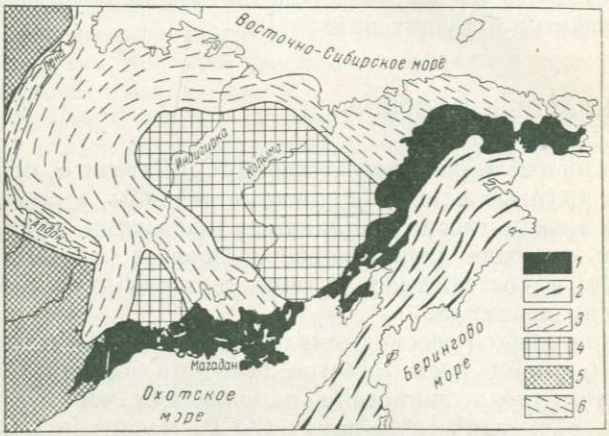


Рис. 243. Охотско-Чаунский краевой вулканический пояс. По тектонической карте СССР под ред. А. А. Богданова

1 — Охотско-Чаунский вулканический пояс; *2* — области кайнозойской складчатости; *3* — области мезозойской складчатости; *4* — Колымский срединный массив; *5* — Сибирская платформа; *6* — Приверхоянский краевой прогиб

образования формаций краевых прогибов выражена в том, что они накапливаются перед превращением геосинклинальных областей в платформу, при интенсивно формирующихся и воздымающихся складчатых сооружениях геосинклинальных областей и компенсированном осадконакоплении в самих прогибах. Наиболее распространены в краевых прогибах следующие формации.

М о л а с с о в а я ф о р м а ц и я, сложенная мощными толщами терригенных пород с неправильным чередованием слоев с неравномерным распределением в них обломочного материала. Эти породы состоят в основном из песчаников, конгломератов и аргиллитов, нередко красноцветных; иногда в них заключены линзы углей. Молассы обычно обладают огромными мощностями и образуются за счет обломочного материала, снесенного с развивающихся поднятий в геосинклинальных областях. В молассах нередко заключены залежи углей, нефти и газа. Различают нижние и верхние молассы.

Угленосная формация, развитая в краевых прогибах очень широко (Кузбасс и др.). Она представляет собой чередование песчаников, аргиллитов, известняков и пластов угля.

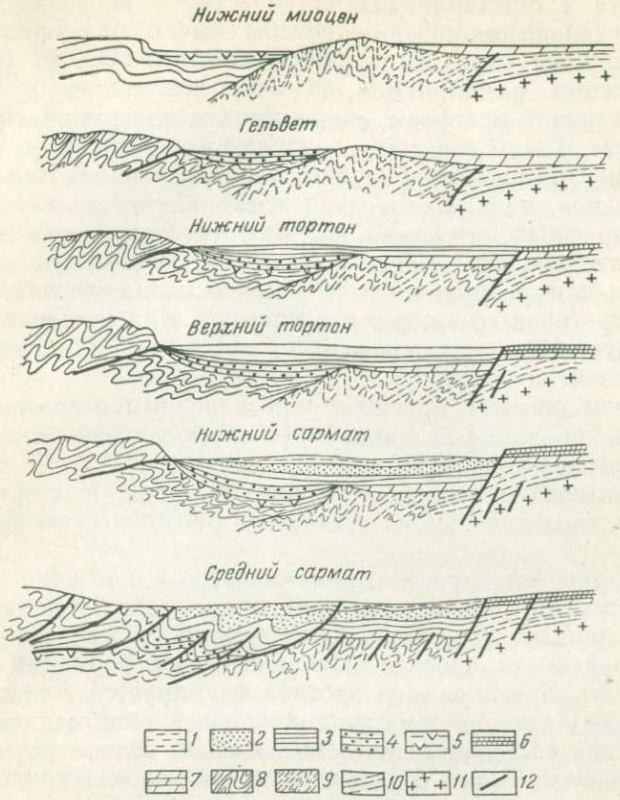


Рис. 244. Схема развития Предкарпатского краевого прогиба. По А. Е. Михайлову

1 — отложения нижнего сармата; *2* — покутская свита (верхний тортон); *3* — чаплинская свита (нижний тортон); *4* — стебникская свита (гельвет); нижняя соленосная свита (нижний миоцен); *6* — тортонские отложения платформы; *7* — верхнемеловые отложения платформы; *8* — Карпатская складчатая область; *9* — герциниды; *10* — палеозойские отложения Русской платформы; *11* — докембрийские кристаллические породы; *12* — разрывы

Галогенная формация, состоящая из соленосных песчано-глинистых пород или соленосных толщ с залежами каменных и калийных солей.

Формация барьерных рифов, состоящая из известняков, часто заключающих залежи нефти и газа.

Существенной особенностью краевых прогибов является отсутствие в них проявлений магматической деятельности. Вследствие этого в краевых прогибах не встречаются месторождения полезных ископаемых, связанных обычно с различными формами интрузивной деятельности.

Как уже отмечалось, краевые прогибы начинают формироваться при смене геосинклинального режима платформенным, в условиях господствующих восходящих движений и при интенсивном складкообразовании в геосинклинальной области. В первоначальную стадию своего заложения краевые прогибы обычно образуются на складчатом основании окраины геосинклинальной области. В последующем прогибы расширяются за счет вовлечения в опускания окраинных частей платформ, смещающихся по ступенчатым сбросам и флексурам. Таким образом, различные части прогибов характеризуются резко отличной структурой своего основания. Как указывает А. А. Богданов, именно благодаря этому обстоятельству во многих краевых прогибах отчетливо выделяются внутренние и внешние зоны, различающиеся полнотой разреза, мощностями отложений, характером и интенсивностью тектонических нарушений. Внутренние зоны прогибов возникают и развиваются на складчатом основании в первую стадию их заложения, а внешние — на платформенном в конце развития прогибов.

Примером краевых прогибов с разнородным основанием может служить альпийский Предкарпатский прогиб, схема развития которого приведена на рис. 244.

В результате смещения краевых прогибов в сторону платформы они характеризуются резкой асимметричностью поперечного строения.

Внутренняя зона прогиба, развивающаяся в течение более длительного времени, заполняется наиболее мощными толщами, состоящими из многих формаций, фиксирующих в разрезе различные стадии образования прогиба. Мощность этих формаций достигает здесь 4—6 км. Внешняя зона прогиба формируется в течение меньшего времени и заполняется толщами меньшей мощности (часто около 1 км), нередко состоящими из осадков одной только формации (например молассы). Таким образом, внутренняя зона характеризуется полнотой стратиграфического разреза, а внешняя отличается присутствием только верхних толщ, накапливающихся при миграции прогиба в сторону платформы в завершающий этап его развития.

Во внутренних зонах прогибов, расположенных над складчатым основанием, развиваются сложные линейные складки, часто с резко выраженной дисгармоничностью; широко распространены линейные диапировые складки и узкие гребневидные антиклинали, разделенные широкими плоскими синклиналями и осложненные надвигами.

Во внешних зонах прогибов, образующихся над «жестким» платформенным основанием, наиболее распространены куполовидные, часто очень небольшие по амплитуде поднятия и различные глыбовые нарушения платформенного типа.

Линейные складки и надвиговые нарушения внутренних зон краевых прогибов возникают под влиянием перемещения масс со склонов крупных поднятий в окраинных частях геосинклинальных областей в сторону окаймляющих их краевых впадин. Куполовидные

складки внешних зон краевых прогибов связаны с вертикальными движениями и представляют собой отражения глыбовых перемещений фундамента платформы.

ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ

Понятие о глубинных разломах ввел американский геолог У. Хоббс (1911 г.), который указал, что основные направления элементов земной поверхности (горные хребты, впадины, очертания материков) и структуры земной коры определены первоначальной сетью разломов (линеаментов), закономерно ориентированной относительно фигуры Земли.

В нашей стране основные работы, касающиеся роли глубинных разломов в строении и развитии земной коры, принадлежат А. В. Пейве и В. Е. Хаину. Последним предприняты попытки систематизации глубинных разломов.

Глубинные разломы характеризуются глубиной заложения и огромным пространственным протяжением. Они, по-видимому, во многих случаях проникают в глубину на многие десятки и, вероятно, сотни километров. Развиваясь в течение длительного времени, охватывающего несколько периодов или даже эр, глубинные разломы контролируют распределение формаций осадочных пород и играют главную роль в размещении в земной коре вулканогенных и интрузивных пород и рудных месторождений.

На земной поверхности глубинные разломы проявляются различно. Они могут быть выражены локализацией в их пределах эффузивных и интрузивных пород, жильных образований, крупных продольных разрывов, кливажа, линейной складчатости, эндогенной и метаморфогенной минерализации. Глубинные разломы ограничивают области с различной направленностью тектонических движений, с однотипной морфологией и ориентировкой складок, контролируют развитие магматизма во времени и пространстве, отделяют поля с различными направлениями и значениями аномалий силы тяжести и магнитной напряженности, а также районы распространения однотипных формаций и т. п.

Эти разломы могут быть установлены на основании одного из перечисленных признаков или многих из них. Один и тот же глубинный разлом на разных участках может быть выражен неодинаково. К активным в настоящее время глубинным разломам приурочены зоны сейсмической подвижности и очаги землетрясений.

Глубинные разломы могут иметь различное строение. В геосинклинальных областях развиты преимущественно разломы со взбросовым строением (многие разломы Центрального Казахстана и современный разлом, проходящий через цепь Курильских островов). Поверхность надвигания у этих структур наклонена под углом, близким к 45°. Распространены также глубинные разломы со значительными сдвиговыми амплитудами.

Наклонное положение многих глубинных разломов в земной коре вызывает интенсивное дробление их «висячих крыльев» и расчленение на отдельные глыбы и блоки крутыми разрывами, сочленяющимися на глубине с основными разломами. Это обстоятельство приводит к тому, что перемещающиеся из глубины по разломам магматические и рудообразующие растворы, достигнув раздробленных зон, начинают прокладывать себе дальнейший путь по кратчайшему направлению к поверхности — вдоль крутых разрывов. Именно этим объясняется часто наблюдающаяся концентрация продуктов магматической деятельности и руд не в зонах глубинных разломов, а в стороне от них.

Движения по глубинным разломам происходят параллельно с формированием осадочных формаций и магматических пород и поэтому нередко разломы оказываются скрытыми под толщами осадков, покровами эффузивов или закрыты интрузиями. Над такими скрытыми («погребенными», «слепыми») разломами или около них образуются складки, флексуры и другие формы нарушений толщ горных пород.

Вдоль зон глубинных разломов развиваются интенсивный кливаж и сланцеватость, нередко превращающие даже относительно молодые породы в типичные динамосланцы.

В геологической литературе приводится большое количество примеров глубинных разломов. Глубинный разлом Джалаир-Найманской зоны в Центральном Казахстане прослежен от Заилийского Алатау в сторону долины Сарысу на протяжении свыше 700 км, а его ширина составляет около 30 км. В зоне находится большое количество интрузий ультраосновных пород. Она состоит из серий прямолинейных кулисообразно расположенных разрывов, разбивающих залегающие в зоне породы на многочисленные блоки, вытянутые по ее простиранию. Джалаир-Найманская зона жила активной тектонической жизнью со среднего палеозоя вплоть до кайнозоя.

На всех региональных геологических картах четко отмечается Таласо-Ферганский глубинный разлом, установленный впервые В. А. Николаевым, и разлом, протягивающийся вдоль зеленокаменного синклинория Урала.

Многие зоны глубинных разломов имеют планетарные размеры и, возможно, основные из них появились одновременно с образованием земной коры. В ранние геологические периоды зачаточные формы глубинных разломов могли возникать на стыках формировавшихся участков земной коры. Разломы в это время, вероятно, представляли собой относительно более прогретые и пластичные участки, в которых формировались первые линейные поясы складок. В дальнейшем они сохраняли значение граничных стыковых швов, разделявших части земной коры с различным строением. Эти разломы вместе с тем оставались наиболее подвижными и активными участками, в которых генерировалась тепловая и другие виды энергии.

Конкретные формы глубинных разломов с течением времени менялись. В докембрии это были, по-видимому, преимущественно

полосы интенсивных смятий и складчатости. В рифее и палеозое основной чертой этих зон стала локализация в их пределах продуктов магматической деятельности, а в кайнозое для зон глубинных разломов наиболее характерны интенсивные тектонические движения, отражающие глыбовое развитие земной коры. С течением времени резко увеличивается значение глубинных разломов как разделов между неоднородными гравитационными полями земной коры.

Чрезвычайно важен вопрос о сочетании зон глубинных разломов различного масштаба. Наиболее крупные из них являются, вероятно, и самыми древними. Они представляют собой подвижные, ослабленные участки земной коны. Со временем разломы разрастались как в длину, так и в глубину — в мантию Земли, опускаясь в последней на сотни километров. А. В. Пейве полагает, что глубинными разломами определяются многие черты строения поверхности Земли и земной коры. Линейные формы больших депрессий и поднятий континентов, глубочайшие длинные узкие рвы дна океанов, как и линейные формы больших тектонических структур, созданные в геологическом прошлом, генетически связаны с глубинными разломами.

СКЛАДЧАТОСТЬ

Вопрос о происхождении и формировании складчатости в геосинклинальных областях — один из самых острых в общей проблеме формирования и развития структур земной коры. До недавнего времени в большей части работ, посвященных вопросам складкообразования, авторы стремились найти такое решение, которое могло бы однозначно объяснить происхождение всех разнообразных форм складок. Однако уже одно то, что до сих пор не найдено такого универсального решения, а в литературе появляется все больше и больше работ, доказывающих различные пути возникновения складок, только подтверждает разносторонность процессов складкообразования.

Сейчас широко распространено мнение, согласно которому складчатость не является следствием какой-либо одной причины, а отражает многообразие форм развития земной коры. Складки развиваются в слоистых толщах пород в неодинаковых условиях, с различной интенсивностью как во времени, так и в пространстве, в полной зависимости от конкретного геологического строения отдельных участков земной коры.

Складчатость не представляет собой явления, лишь эпизодически вспыхивающего в земной коре. Процессы складкообразования охватывают как геосинклинальные области, так и платформы, они проявляются повсеместно и непрерывно и являются лишь отражением более общих и глубоких процессов изменения оболочек земного шара.

Для складчатости, развитой в геосинклинальных областях, В. В. Белоусов и В. Е. Хаин указывают следующие основные признаки:

1. Непрерывность в распространении складок, заполняющих все пространство геосинклинальных областей.

2. Резкое преобладание линейных складок, причем каждый пучок складок характеризуется определенным простиранием, одинаково меняющимся во всех составляющих его складках.

3. Равное развитие антиклинальных и синклинальных складок (в отношении как размеров, так и распространения).

4. Горизонтальная направленность движения масс, что проявляется в закономерном и одинаковом на большой площади наклоне осевых поверхностей.

5. Широкое развитие наклонных и опрокинутых складок, осложненных надвигами.

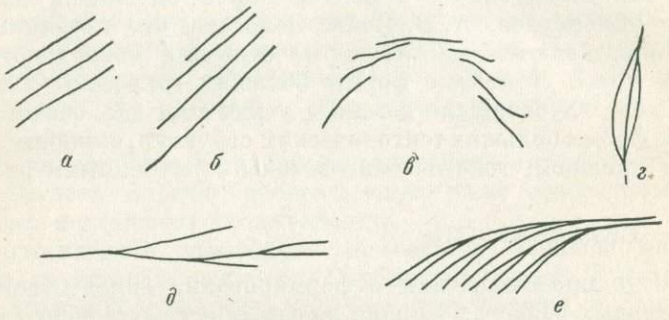


Рис. 245. Наиболее характерное расположение складок в геосинклинальных областях

а — параллельные складки; *б* — кулисообразные складки; *в* — гирлянды складок; *г* — миндалевидный пучок складок; *д*, *е* — два вида виргаций складок (изображены оси складок)

6. Частое проявление дисгармонии, обусловленное различиями в физических свойствах пород, а также механизмом образования складок.

Следует также иметь в виду изменения процессов развития земной коры во времени. Весьма возможно, что образование складок в ранние периоды развития земной коры происходило в иных условиях, чем в палеозое, мезозое и кайнозое.

На фоне присущей геосинклинальным областям линейности и непрерывной складчатости сочетание отдельных складок в плане может быть различным. М. А. Усов указывает на следующие типы взаимных расположений складок (рис. 245).

1. Параллельное, при котором складки сохраняют взаимное параллельное расположение и изменение их простирания охватывает весь пучок складок. Оно свойственно большей части складчатых сооружений геосинклинальных областей.

2. Кулисообразное, при котором каждая последующая складка вытянута в том же направлении, но на бóльшую длину, чем предыдущая. Кулисообразно расположенные складки широко развиты

на западных склонах Южного Урала. Нередко кулисообразные складки разрастаются в обе стороны; образующиеся при этом пучки складок напоминают гирлянды.

3. При разветвлении осей складок и соединении их вновь через некоторое расстояние образуются миндалевидные пучки складок.

4. Широко развито расщепление крупных складок или их пучков на большое количество мелких складок, сопровождающееся уменьшением их высоты и постепенным затуханием. Такое расщепление носит название виргации складок. Виргация может иметь вид ветвлений с распадением основного ствола на мелкие складки или напоминать «конский хвост» (виргация последнего вида развита, например, в меловых и кайнозойских отложениях Таджикской депрессии).

МАГМАТИЗМ

Интенсивное проявление магматической деятельности как в эффузивной, так и в интрузивной формах составляет одну из самых характерных особенностей развития геосинклинальных областей.

Вулканическая деятельность особенно свойственна начальным стадиям геосинклинальных этапов (офиолитовая и другие вулканогенные формации), в которые происходит раздробление складчатых сооружений, сформированных в предшествующие циклы. Многие из разрывов и особенно те, которые оказываются в пределах зон глубинных разломов, являются выводными путями магматических расплавов, дающих начало вулканической деятельности.

Для вулканизма характерно быстрое и неравномерное течение процесса, чередование вспышек, сменяемых периодами покоя, выделение больших количеств газов, которые нередко служат причиной взрывов.

Следует указать на существование определенной связи между очагами землетрясений и современным вулканизмом, на что обратил внимание В. А. Магницкий. Она выражается в том, что все очаги современных землетрясений, сопровождающих вулканическую деятельность, располагаются на глубине от 100 до 150 км. Эта закономерность очень выдержана и типична и, по мнению В. А. Магницкого, несомненно является генетической, а не случайным явлением. К этому нужно добавить, что приблизительно на таких же глубинах в мантии (под материками 100—150 км и под океанами 50—200 км) располагается слой пониженных скоростей сейсмических волн (астеносфера), возможно, обусловленный существованием на этих глубинах вещества с относительно пониженной вязкостью.

Перемещение огромных масс магматических расплавов из глубоких частей планеты на ее поверхность вызывает прогибания коры над участками оттока магмы, достигающими особенно большой амплитуды в геосинклиналях.

Интрузивный процесс во многом отличается от эффузивного. Внедрение главной массы интрузий совершается во второй половине развития геосинклинального этапа.

Большинство исследователей делят интрузии складчатых областей по времени образования на три типа: доорогенные, синорогенные и посторогенные.

Образование ранних, доорогенных интрузий связано с опусканиями и расколами земной коры в начальные периоды развития геосинклинального этапа. В это время образуются ультраосновные и основные интрузии в виде даек, линз, межпластовых залежей и других форм.

Синорогенные интрузии возникают во вторую половину геосинклинального этапа сразу же после основных фаз складчатости. К ним относится главная масса кислых интрузий геосинклинальных областей, имеющих форму батолитов. По форме и элементам внутреннего строения синорогенные интрузии обнаруживают общее согласие с ориентировкой вмещающих их складчатых сооружений.

Посторогенные интрузии обычно связаны с расколами, нередко являющимися следствием интенсивных поднятий. В связи с этим такие интрузии, представленные чаще всего штоками или небольшими батолитами кислых и щелочных пород, располагаются обычно под углом или поперек к общему направлению складок.

Несколько иначе магматическую деятельность рассматривает Г. Штилле. Он выделяет четыре следующие одна за другой стадии:

1) начальный (инициальный) геосинклинальный магматизм;

2) синорогенный магматизм орогенических фаз;

3) субсеквентный (посторогенный) магматизм квазикратонных периодов;

4) конечный магматизм вполне кратонных периодов.

Начальный магматизм связан с мантией и проявляется главным образом в виде основного вулканизма в начальные этапы развития геосинклинальных областей. При этом образуются также силлы, штоки и другие гипабиссальные тела. Синорогенный магматизм тесно связан с главными фазами складчатости и является ко́ровым. Выражается в формировании крупных массивов гранитоидов. Субсеквентный магматизм также обусловлен процессами в земной коре. При этом происходит накопление вулканитов андезитового, дацитового и липаритового состава в последние стадии геосинклинального развития. Конечный магматизм подко́ровый и проявляется на платформах в виде образования «платобазальтов», траппов и иных накоплений основных вулканитов, а также щелочных пород (трахитов, риолитов, фонолитов).

По масштабам проявления интрузивная деятельность не уступает вулканической. Интрузивный процесс характеризуется продолжительностью действия и отсутствием внезапных вспышек.

Многие исследователи рассматривают перемещение магматических расплавов в мантии и в земной коре как один из возбудителей вертикальных тектонических движений, обусловливающий их скорость и направление. Над участками оттока магматического расплава на поверхности Земли возникают глубокие прогибы; над продвигающимися вверх массами магмы создаются обширные поднятия.

Резко отличны составы интрузивных и эффузивных пород. Если среди интрузивных массивов, обнаженных на поверхности, 86% слагающих их пород имеет кислый состав (в основном это граниты), а на долю всех остальных пород приходится всего лишь 14%, то среди эффузивных образований соотношения обратные: только 18% принадлежит кислым лавам, а 82% составляют лавы среднего и основного состава.

Несмотря на принципиальные отличия интрузивного и эффузивного процессов, накопление мощных вулканогенных толщ нередко совпадает со временем внедрения интрузий, а по химическому составу вулканогенные и интрузивные породы оказываются очень близкими. Примером могут служить мощные лавовые толщи нижнего девона в Центральном Казахстане и распространенные в тех же районах кислые интрузии нижнедевонского возраста. Возможно, что магматические очаги, дающие начало эффузивному и интрузивному процессам, бывают общими.

Следует отметить, что связь между покровами эффузивных пород и гипабиссальными интрузиями, в том числе и кислыми, а также дайками известна и хорошо изучена во многих районах. Гипабиссальные интрузии в таких случаях обычно рассматриваются как корни лавовых покровов или каналы, по которым магматические расплавы перемещаются вверх.

На основании геофизических данных можно считать вполне доказанным отсутствие в земной коре или мантии сплошного слоя или значительных скоплений жидкой магмы. Магматические очаги появляются лишь эпизодически. Можно допустить, что основная магма возникает в верхней части мантии (в астеносфере), в то время как кислая магма образуется главным образом при плавлении нижних и средних частей земной коры. Возможно, что в последнем случае существенную роль играет теплота, выделяющаяся при горизонтальных перемещениях земной коры, например в процессе образования складчатости или при перемещениях по глубинным разломам, а также при радиоактивном распаде.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗВИТИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Выделение в истории развития земной коры двух основных стадий — геосинклинальной и платформенной — стало в настоящий момент общепринятым.

Геосинклинальные стадии, по М. В. Муратову, делятся на три последовательно сменяющих друг друга этапа: начальный, главный (геосинклинальный) и заключительный (орогенный). В каждом из этапов формируются обособленные структурные комплексы: комплекс основания, главный геосинклинальный складчатый комплекс и молассовый комплекс.

Начальный этап в различных геосинклинальных областях Евразии имеет различную продолжительность. В пределах

байкалид он закончился к рубежу около 1 млрд. лет, в областях палеозойской складчатости — к началу кембрия (за исключением салаирид, в которых начальный этап продолжался до рубежа в 800 млн. лет), в областях мезозойской и кайнозойской складчатостей — до начала среднего карбона и, наконец, в складчатой области, лежащей у побережья Тихого океана, начальный этап длился до верхнемеловой эпохи.

Обнажен комплекс основания очень плохо, главным образом в ядрах отдельных антиклиналей и осевых частях антиклинориев. Более крупные его участки развиты на поверхности лишь на срединных массивах.

Опознается комплекс основания сравнительно легко по сильному метаморфизму слагающих его пород, интенсивной дислоцированности и обилию гранитных пород. В составе комплекса преобладают первичные вулканогенные и осадочные терригенные толщи, однако в некоторых районах, например в докембрии Тянь-Шаня и Родопского массива Балкан, в нижнем палеозое Верхоянской складчатой области, в комплексе основания существенную роль играют карбонатные отложения. Сильный метаморфизм отличает комплекс основания от более молодого главного геосинклинального комплекса.

При изучении комплекса основания всегда возникает вопрос о причинах резкого снижения уровня метаморфизма при переходе к следующему, главному геосинклинальному комплексу. Г. Штилле находил объяснение этому явлению в регенерациях, прерывающих плавное течение событий в формировании земной коры. Возможно в этом проявляется одна из общих тенденций направленного развития земной коры, выражающаяся в прогрессивном падении температуры земной коры и последовательном, вероятно скачкообразном, перемещении вниз уровня зарождения магматических очагов, дающих начало интрузивному и эффузивному процессам, а вместе с последним и прогрессирующее понижение уровней и степеней метаморфизма.

Главный геосинклинальный складчатый комплекс, по М. В. Муратову, в различных складчатых областях развивался в разное время. В байкалидах он имеет верхнепротерозойский возраст, в салаиридах — от верхнего рифея до кембрия, в областях каледонской складчатости — от кембрия до нижнего девона включительно, герцинской — от кембрия до нижнего карбона; в Монголо-Охотской области мезозойской складчатости — в течение всего палеозоя; в верхоянских мезозоидах — от среднего карбона до средней юры; в областях альпийской складчатости — от среднего карбона до конца мела или палеогена, а в современной геосинклинальной области побережья Тихого океана формирование главного геосинклинального комплекса не прекратилось и в настоящее время.

В указанные промежутки времени в одних областях укладывается один геотектонический цикл или этап, как это имеет место, например, в салаиридах или каледонидах (моноциклическое развитие), а в других — несколько геотектонических этапов или циклов (поли-

циклическое различие). При этом следует подчеркнуть, что полной циклической повторяемости в развитии геосинклиналей различного возраста нет, а имеет место определенная направленность, отражающаяся в целом ряде явлений.

Развитие геосинклиналей в пределах каждого из этапов или циклов происходит в определенной последовательности. В первую половину этапа проявляются главным образом отрицательные вертикальные движения при незначительных горизонтальных перемещениях. В возникающих в это время геосинклинальных прогибах накапливаются вулканогенные и глинисто-песчанистые формации, а также карбонатные породы. Аналогичные формации, но значительно меньшей мощности, развиваются и на относительно менее погруженных участках, разделяющих прогибы (геоантиклинали). Нередко на поднятиях возникают рифогенные известняки.

Заполнение прогибов осадками сопровождается формированием конседиментационной складчатости, преобразующейся впоследствии в другие виды складчатых структур. Конседиментационная складчатость является следствием неравномерных погружений фундамента, на котором происходит накопление формаций главного геосинклинального комплекса. По отношению к комплексу основания структуры главного геосинклинального комплекса залегают с резким угловым несогласием.

Во второй половине геосинклинального этапа расширяющиеся прогибы заполняются терригенными или карбонатными формациями, а также флишем. В возникающих новых прогибах (поздних) накапливаются также и вулканогенные формации. Одновременно происходит нарастание интенсивности горизонтальных движений и постепенное затухание вертикальных. В середине второй половины геотектонического этапа горизонтальные движения достигают своего максимума, а вертикальные имеют самую низкую активность. В этот интервал формируются основные поясы линейных складок общего смятия, а вертикальные движения являются главным образом следствием утолщения земной коры, неизбежном при образовании складок.

Сразу же вслед за формированием основных складчатых комплексов обычно наступает главная фаза интрузивной деятельности. В конце геотектонического этапа горизонтальные движения замедляются, а интенсивность вертикальных движений заметно возрастает. Возобновление вертикальных движений связано с изостатическим выравниванием, возникающим после нарушения изостатического равновесия складкообразованием и внедрения в земную кору огромных по объему магматических масс. Остаточные прогибы этого времени заполняются преимущественно грубообломочными прибрежноморскими или континентальными терригенными формациями. Нередко среди них появляются и красноцветные толщи. Области сноса, поставляющие обломочный материал в прогибы, представляют собой обрамляющие их растущие поднятия, образованные из складчатых сооружений, пронизанных интрузивными телами.

В прогибах параллельно с накоплением осадков возникают и пластические деформации, развивающиеся главным образом под воздействием вертикальных перемещений. Образующаяся в это время глыбовая складчатость по своей форме и условиям образования резко отличается от линейной складчатости.

При полициклическом развитии геосинклинальных областей после кратковременных поднятий вновь следуют опускания и наступает цикл развития следующего тектонического этапа. Складчатые комплексы различных циклов разделяются региональным стратиграфическим перерывом и резким структурным несогласием.

Перед переходом в платформенное состояние геосинклинальные области вступают в фазу заключительного развития, которая может продолжаться неодинаковое время. По М. В. Муратову, в байкалидах заключительный этап охватывает только нижний кембрий; в каледонидах он растягивается от среднего девона до перми включительно; в герцинидах продолжается от среднего карбона до перми; в областях мезозойской складчатости — от начала или от верхней эпохи юры до верхнего мела; в альпидах заключительный этап охватывает неогеновый и четвертичный периоды.

Формации и складчатость заключительных этапов чрезвычайно своеобразны и легко выделяются среди геосинклинальных структур. В это время возникают совершенно новые крупные структурные элементы: поднятия и впадины, срединные массивы, межгорные впадины и краевые прогибы. От структур главного геосинклинального этапа эти новообразования отделяются поверхностью резкого углового несогласия и имеют по отношению к ним наложенное строение, реже они развиваются унаследованно.

Формации заключительного этапа характеризуются широким развитием континентальных красноцветных обломочных пород, заключающих мощные толщи прибрежных карбонатно-терригенных, нередко угленосных отложений. В них встречаются также горизонты хемогенных известняков, а в верхних частях разрезов — гипсы и соли. В целом вся эта группа пород получила название молассового комплекса.

По сочетанию пород молассовый комплекс распадается на две части — нижнюю и верхнюю. Нижняя серия пород (нижний молассовый комплекс) начинается обычно с континентальных красноцветных конгломератов и песчаников (аркозовая формация), переходящих вверх по разрезу в формацию морских хемогенных известняков или морских тонкозернистых терригенно-карбонатных пород. Эта трансгрессивная часть молассового комплекса накапливается в условиях общего погружения геосинклинальной области, располагаясь резко несогласно на подстилающих складчатых сооружениях главного геосинклинального этапа.

Верхняя часть молассового комплекса имеет регрессивное строение и накапливается при медленных непрерывно расширяющихся поднятиях. Строение его следующее. На морской формации нижнего

молассового комплекса обычно располагается толща прибрежно-морских отложений, нередко заключающих значительные скопления угля. Выше лежит типичная красноцветная континентальная обломочная моласса. Распространение этих пород неравномерное, а наибольшая их мощность приурочена к обширным остаточным прогибам. Заканчивается разрез красноцветными континентальными тонкообломочными отложениями, заключающими залежи солей и гипсов либо фациально замещающимися ими.

Очень часто верхний молассовый комплекс залегает на подстилающих образованиях с угловым несогласием.

В геосинклинальных областях с полициклическим развитием геосинклинальные формации каждого из циклов разделены резко сокращенным молассовым комплексом, представленным незначительными по мощности красноцветными терригенными прибрежно-морскими или континентальными отложениями. В находящейся в таких условиях «промежуточной молассе» тем не менее можно различить обе части: нижнюю трансгрессивную и верхнюю регрессивную. Незначительная мощность и однообразие состава промежуточных моласс позволяют отличать их от молассовых комплексов заключительного этапа.

Большим своеобразием обладает магматическая деятельность заключительного этапа геосинклинального развития. Она имеет разные формы проявления в различных структурных элементах. На срединных массивах — зонах ранней платформенной консолидации магматическая деятельность развита очень слабо.

Встречающиеся в ранней молассе горизонты лав среднего и кислого состава, обычно маломощны и генетически связаны с вулканической деятельностью конца главного геосинклинального этапа. Интрузивные тела на срединных массивах также малочисленны, они имеют небольшие размеры и кислый либо щелочной состав (посторогенные интрузии). Генетически эти породы связаны с более ранними синорогенными интрузиями. Типичными примерами в отношении магматической деятельности могут служить Центрально-Казахстанский и Колымский срединные массивы.

В межгорных впадинах, располагающихся во внешних частях геосинклинальных областей, магматическая деятельности почти не проявляется. Лишь в краевых частях впадин, обрамленных глубинными разломами, появляются маломощные линзы эффузивов. Полным отсутствием магматической деятельности характеризуются и краевые прогибы.

Значительно сложнее развиваются впадины и поднятия, располагающиеся во внутренних частях геосинклинальных областей. В этих структурах во вторую половину заключительного этапа образование верхней молассы сопровождается накоплением огромной массы вулканитов кислого, реже среднего состава и образованием крупных массивов гранитоидов. Ярким примером подобного развития может служить средне-верхнепалеозойская Токрауская впадина в Центральном Казахстане.

Чрезвычайно интересны деформации пород, связанные с вулканической деятельностью. Они выражаются в образовании многочисленных разрывов, концентрирующихся вблизи центров излияния, и в появлении крупных овальных или округлых мульд.

С переходом от главного этапа геосинклинального развития к заключительному интенсивность горизонтальных движений быстро падает, в то время как вертикальные перемещения несколько активизируются, и на заключительном этапе последние начинают играть главную роль в формировании складчатых структур.

Основным типом складок, образующихся в заключительном этапе, являются конседиментационные и глыбовые структуры, а при наличии благоприятных условий — соляные купола. Остальные типы складок развиты значительно реже. Довольно обычна мелкая, сложная гравитационная складчатость, осложняющая крутые крылья конседиментационных и глыбовых складок.

Особое место среди складчатых структур заключительного этапа занимают деформации, развивающиеся в зонах глубинных разломов, в которых возникают пучки линейных складок и многочисленные приразрывные складки. Эти структуры нередко оказываются интенсивно раскливажированы, а породы подвергаются перекристаллизации и рассланцеванию.

Присутствующие в зонах глубинных разломов кислые интрузивные породы обязаны своим происхождением переплавлению глубоких участков коры, вовлеченных в интенсивные движения, а ультрабазиты оказываются древними образованиями, выжатыми в верхние зоны земной коры с больших глубин.

При сравнении истории развития различных геотектонических этапов необходимо учитывать общую направленность в развитии земной коры. Так, например, широкие очертания протерозойских и каледонских геосинклинальных областей в мезозойский и особенно в альпийский этап в связи с разрастанием платформ приобрели узкую вытянутую форму; процессы мигматизации широко были распространены лишь в древние, докаледонские этапы, позже интрузивный процесс приводил к образованию батолитов. Изменился тепловой баланс земной коры в сторону прогрессирующего падения температуры в ее верхних слоях, изменились условия образования осадочных формаций, их состав и др.

Глава 20

СТРОЕНИЕ ПЛАТФОРМ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Выше отмечалось, что с окончанием геосинклинального режима геосинклинальные области или их отдельные части превращаются в платформы, после чего их дальнейшее геологическое развитие идет по пути, свойственному платформенным областям.

Платформы развиваются на складчатом основании, являющемся их цоколем, фундаментом. В отличие от геосинклинальных областей платформы характеризуются медленными и плавными вертикальными движениями, имеющими относительно небольшую скорость (0,1—0,01 мм в год) и малую амплитуду, вследствие чего им свойствен в основном спокойный, выровненный рельеф. Дифференцированные горизонтальные движения платформам совершенно чужды. Складчатость на платформах развивается в относительно очень слабой форме и обусловлена главным образом вертикальными движениями. Кислые вулканические образования почти не развиты, тогда как основные проявляются в широких масштабах в виде траппповой формации. Интрузивная деятельность платформам совершенно не свойственна, и лишь эпизодически и в слабой форме она возникает в их окраинных зонах. Металлогенические процессы, связанные с интрузивной деятельностью, на платформах почти не проявляются. Мягкий рельеф и отвечающая ему слабая эрозия обусловливают сравнительно меньшие, хотя нередко и очень большие мощности отлагающихся на платформах осадочных пород.

Платформы характеризуются двухъярусным строением. Их фундаментом или цоколем служат в той или иной степени метаморфизованные и пронизанные интрузивными породами складчатые образования, возникшие при геосинклинальном развитии; верхний ярус составляет покров осадочных пород, наклонившихся при платформенном режиме. Осадочный чехол отделен от фундамента резко выраженным несогласием, и слагающие его породы, как правило, неметаморфизованы и слабо нарушены, залегая горизонтально или почти горизонтально.

ВОЗРАСТ ПЛАТФОРМ

При определении возраста платформ рассматриваются соотношения между возрастом складчатого основания и осадочного чехла. С этой точки зрения Русская и Сибирская платформы относятся к платформам с докембрийским основанием, Урало-Тяньшаньская область — к платформам с палеозойским основанием и т. д.

Платформы, образовавшиеся уже к началу палеозоя, называются древними; их цоколь сложен докембрийскими складчатыми комплексами. Платформы, возникшие в палеозое и позже, считают

молодыми. Развитие и строение древних платформ сильно отличаются от молодых.

Существует и другой подход к определению возраста платформ. В этом случае геосинклинальные области и платформы выделяются в каждом геотектоническом этапе. Например, Русская платформа в герцинский тектонический этап будет являться герцинской платформой, а в альпийский — альпийской платформой. Возраст платформ можно определять также по возрасту складчатого основания. При этом употребляется приставка «эпи», например «эпигерцинская платформа» — платформа, развивавшаяся над герцинским складчатым основанием (греч. «эпи» — «после»).

ФОРМАЦИИ

Мощность осадочного чехла платформы может быть весьма различной. На древних платформах, имеющих докембрийский складчатый фундамент, например на Русской и Сибирской, мощность осадочного чехла достигает 1—2, а местами 3 км и более. На молодых платформах, фундамент которых образован палеозойскими или мезозойскими складчатыми сооружениями, осадочный чехол имеет значительно меньшую мощность, редко превышающую 1—1,5 км. Исключением являются окраины платформ, которые примыкают к еще развивающейся альпийской геосинклинальной области, где в отдельных впадинах накапливаются многокилометровые толщи осадочных пород за счет сноса обломочного материала с окружающих поднятий.

Наибольшим распространением в осадочном чехле платформ пользуются следующие ассоциации формаций:

1) карбонатные и глауконито-карбонатные, сложенные органогенными и хемогенными известняками, мергелями с примесью глауконита, доломитами и в подчиненном количестве глинистыми породами. Образуются в открытых морях и лагунах;

2) красноцветная и галогенная, состоящие из красноцветных песчаников, аргиллитов и конгломератов, фациально замещающихся солями, гипсами и доломитами;

3) морские обломочные, сложенные толщами мелкозернистых песков, песчаников, глин, реже конгломератов и мергелей. Для песков характерно присутствие глауконита;

4) континентальные, среди которых различаются формации влажных равнин, аридных равнин и комплекс ледниковых образований. Среди формаций влажных низких равнин наибольшее значение имеют угленосные толщи, аллювиальные отложения и кора выветривания;

5) траповая, представленная сложным комплексом пластовых интрузий и залежей основного состава (долериты, порфириты, габбро), заключенных среди туфов, туффитов и осадочных пород. Траппы широко развиты в осадочном чехле Сибирской платформы, где имеют возраст от среднего карбона до нижней юры.

СТРУКТУРНОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ПЛАТФОРМ

Наиболее последовательное и детальное расчленение платформ на отдельные структурные элементы предложено Н. С. Шатским. Им выделяется несколько групп структур. Наиболее крупные из них носят название щитов и плит. Среди них в свою очередь могут быть выделены подчиненные им структуры: синеклизы, антеклизы и авлакогены. К мелким структурам платформ относятся отдельные складки, валы, флексуры, разрывы и трещины. Особое место на платформах занимают глубинные разломы.

Щ и т а м и называются части платформ, складчатое основание которых отличается относительно высоким положением, благодаря чему на щитах часто отсутствует осадочный покров или он имеет незначительную мощность. Щиты, хотя и испытывают в процессе развития платформ некоторые колебания, погружения и поднятия, однако они обладают большой устойчивостью; погружение их по своей величине никогда не достигает тех значений, которыми характеризуются соседние плиты; поднятия могут быть более устойчивыми и иметь суммарную амплитуду, измеряемую километрами. Очертания щитов отличаются постоянством в продолжение длительного времени. Примерами могут служить Балтийский и Украинский щиты, в пределах которых на поверхность выведено докембрийское складчатое основание Русской платформы, лишь местами покрытое маломощным чехлом осадочных пород.

П л и т ы в противоположность щитам представляют собой отрицательные тектонические структуры (опущенные), вследствие чего их осадочный чехол достигает значительной мощности. Плиты, как и щиты, в течение геологических периодов испытывали поднятия и опускания, но первые были лишь частными движениями на общем фоне прогибания. От щитов плиты отделены уступом или флексурой, хотя обычно и крайне пологим, но повсюду ясно выраженным. Осадочные толщи плит вблизи щитов резко уменьшаются в мощности, выклиниваются и фациально изменяют свой состав. Примером плит может служить Восточно-Русская плита.

С и н е к л и з ы по размерам и положению являются платформенными структурами второго порядка. Они осложняют щиты и плиты и поэтому как бы подчинены им.

Синеклизы представляют собой чрезвычайно плоские прогибы, имеющие синклинальное строение с едва заметным падением слоев на крыльях (от долей метра до 2, реже 3—4 м на километр). Эти прогибы занимают всегда очень большую площадь и имеют различную форму.

Синеклизы обладают синклинальным строением только в геологическом смысле, т. е. осевые их части сложены более молодыми породами, чем крылья. Геометрическая форма синеклизы в поперечном сечении напоминает либо выпукло-вогнутую, либо плоско-выпуклую линзу. Ее возникновение связано с тем, что амплитуда прогиба в синеклизах ничтожна (1—3 км) по сравнению с их шириной (сотни

и даже свыше тысячи километров). Так, линия контакта докембрия и палеозоя в поперечном сечении Московской синеклизы будет иметь форму дуги, выпуклой в направлении к земной поверхности, но значительно большего радиуса, чем средний радиус Земли. Поверхность контакта палеозоя и мезозоя в Днепровско-Донецкой синеклизе по геометрической форме приближается к плоскости. Только при весьма малых размерах синеклиз и очень большом прогибании геологическая и геометрическая формы их совпадают.

Размеры синеклиз колеблются в очень широких пределах, но они всегда очень значительны. Так, Московская синеклиза в поперечнике имеет 800—900 км; несколько меньшие размеры Прикаспийской синеклизы.

В поперечном сечении синеклизы часто несколько асимметричны. При очень пологом падении крыльев по смене геологических образований все же замечается более крутой наклон одного из них. Погружение слоев на крыльях синеклиз часто осложняется рядами ступенчатых флексур, прослеживающихся на большое расстояние параллельно общему простиранию крыльев. Подобные флексуры развиты, например, на северном крыле Прикаспийской синеклизы, где падение пород на смыкающих крыльях флексур достигает местами 10°.

Следует отметить, что при общей выдержанности литолого-фациального состава пород, слагающих синеклизы, в них всегда достаточно четко намечаются изменения пород и мощностей формаций в осевых частях прогиба и на крыльях (появление гипсов и солей в прогнутых осевых частях синеклиз и возрастание мощностей формаций от крыла к оси).

Синеклизы развиваются как на щитах, так и на плитах. Однако синеклизы щитов резко отличаются от синеклиз плит. В синеклизах щитов (Ботническая синеклиза) мощность выполняющих их отложений обычно значительно меньше мощностей пород в синеклизах плит (Московская синеклиза).

Образование синеклиз связано с общим опусканием кристаллического фундамента платформ; это опускание, максимальное в центральных частях синеклиз, постепенно уменьшается к склонам примыкающих антеклиз, но местами на крыльях оно нарушается более резкими продольными разрывами и изгибами, образующими в осадочном чехле упоминавшиеся выше флексуры.

Щиты, плиты и синеклизы развиваются одновременно, и синеклизы — это лишь наиболее интенсивно прогнутые части платформ.

Антеклизами, в отличие от синеклиз, называются положительные структуры, представляющие собой пологие поднятия, имеющие форму сводов (Воронежская, Белорусская антеклизы). Антеклизы и синеклизы тесно связаны друг с другом; крылья синеклиз являются также крыльями соседних антеклиз. Мощности формаций в сводовых частях антеклиз в результате длительных поднятий часто очень незначительны, а местами осадочный чехол совершенно отсутствует; здесь особенно часты перерывы; нередко выпадают

из разреза целые серии и формации, развитые в соседних синеклизах. Антеклизы отчетливо выделяются на плитах, на щитах они также несомненно существуют, но о их наличии мы можем только догадываться, так как обычное отсутствие слоистых осадочных пород на щитах не позволяет распознать антеклизы на их территории.

В процессе развития платформ площади, занятые антеклизами, могут постепенно сокращаться или, наоборот, увеличиваться. Это зависит от соотношения интенсивности вертикальных движений в антеклизе и в прилегающих к ней синеклизах.

Глубинные разломы широко распространены в фундаменте платформ. Они располагаются главным образом на границах основных платформенных структур и имеют весьма различную ориентировку. Лишь по окраинам платформ направления глубинных разломов соответствуют направлению структур окружающей геосинклинальной области. Зоны глубинных разломов в резкой форме проявляются лишь в складчатом основании платформ. В осадочном чехле над разломами развиваются региональные флексуры, поясы платформенных складок, тектонические уступы и барьеры с четко выраженной сменой мощностей пород, фаций и формаций. Преимущественным развитием на платформах пользуются глубинные разломы со сбросовым строением, часто сопровождающиеся опусканием срединных частей с образованием глубоких грабенов байкальского типа. Подобные структуры возникают в сводах наиболее длительных и устойчивых поднятий кристаллического фундамента. По окраинам платформ присутствуют разломы со взбросовыми перемещениями.

Под названием «авлакогены»[1] Н. С. Шатский выделил узкие, линейные впадины на платформах, ограниченные крупными разломами и сопровождающиеся опусканиями в фундаменте и глубокими прогибами в платформенном чехле. Авлакогены вытягиваются на сотни километров при ширине от десятков до 100—200 км. Выполнены они мощными платформенными формациями, нередко довольно интенсивно дислоцированными. По А. А. Богданову, авлакогены могут быть сквозными, пересекающими всю платформу (например Тиман), или замкнутыми, слепо заканчивающимися внутри платформ (Пачелмский прогиб, Днепровско-Донецкая синеклиза). Авлакогены, достигающие границ платформ, образуются глубинными разломами, проникающими из смежных геосинклинальных областей, что обусловливает возникновение внутри платформ зон повышенной активности.

Платформенные складки. Складчатость осадочного чехла платформ существенно отличается от складчатости геосинклинальных областей. Платформенная складчатость характеризуется следующими основными чертами.

1. В платформенном чехле складки развиты спорадически, в виде одиночных структур или отдельных групп; они не охватывают всего

[1] Авлакоген — греч. — бороздой рожденный.

пространства, занятого платформой, как это наблюдается в геосинклинальных областях, а разделены большими интервалами весьма пологого или почти горизонтального залегания пород. Другими словами, складчатость платформ имеет прерывистый, а не сплошной характер.

2. Складки отличаются крупными размерами, имеют преимущественно округлые или коробчатые очертания, плавные своды и пологие крылья.

3. В расположении отдельных складок отсутствует линейность, т. е. ориентировка осей в одном направлении. Они не обнаруживают преимущественных простираний, и нередко даже рядом расположенные складки могут быть ориентированы длинными осями под углом друг к другу. Но в групповом расположении складок обычно отмечается вытянутость их в определенных направлениях, что позволяет отдельные складки объединять в цепочки — валы.

4. На различных горизонтальных срезах складки имеют неодинаковую форму; среди них отсутствуют лежачие и опрокинутые формы.

5. Складки нередко осложнены сбросами и взбросами, но надвиги и покровы среди них отсутствуют.

6. Развитие антиклинальных складок над синклинальными преобладает. Развиты главным образом куполовидные и брахиантиклинальные складки.

7. Широко развиты диапировые складки.

Платформенные складки [1] образуются главным образом при неравномерном прогибании земной коры в пределах плит. Вертикальные движения на платформах носят сложный характер. Так, например, на Русской платформе устанавливается три цикла, из которых каждый начинается прогибанием и заканчивается поднятием. Первый из них охватывает время от конца протерозоя до силурийского периода включительно, второй — от середины девона до конца перми и третий — от юрского до четвертичного периода. Указанные циклы соответствуют каледонскому, герцинскому и альпийскому этапам тектогенеза в геосинклинальных областях.

Платформенные складки существенно отличаются от геосинклинальных по форме, взаиморасположению и условиям их образования.

Это обычно пологие, округлые или слабовытянутые, чаще конседиментационные, реже наложенные поднятия и прогибы, моноклинали, ступени и другие структуры, формирующиеся длительно, в течение нескольких веков или эпох, при относительно устойчивых, неравномерных погружениях.

Прогибы отличаются от поднятий большей мощностью слагающих их осадков, относительно более тонкозернистыми породами и отсутствием местных стратиграфических перерывов.

Платформенные складки отличаются большим разнообразием по своим размерам, форме, вертикальной амплитуде, истории

[1] По М. Я. Рудкевичу.

развития, соотношению форм складок в нижних и верхних горизонтах чехла и т. д.

В табл. 3 приведена классификация платформенных структур, основанная на их различии в размерах и формах.

В пределах плит по размерам и соподчиненности выделяются крупнейшие, крупные, средние и мелкие структуры. В плане по форме обособляются изометричные и линейные поднятия и прогибы.

Существуют замкнутые формы складок (брахиантиклинали, своды, валы, прогибы, впадины), незамкнутые (выступы, структурные носы, структурные заливы, однокрылые — моноклинали) и сочленяющие (седловины).

В формировании крупнейших и крупных структур важную роль играют глубинные разломы, по которым происходит неравномерное опускание блоков фундамента. Эти разломы в одних случаях проникают и в осадочный чехол вплоть до его верхних слоев, но чаще отражаются в нем в виде крутых уступов, флексурных перегибов, линейных валообразных поднятий и резкой смены фаций при переходе от одного блока к другому.

Валы, прогибы, структурные террасы и ступени в свою очередь осложняются локальными поднятиями и прогибами.

Если для какого-либо крупного поднятия построены структурные карты по нескольким горизонтам и карты равных мощностей (изопахит) между ними, то можно проанализировать его рост. Для этого по оси ординат откладывается абсолютное геологическое время, а по оси абсцисс — приращение амплитуды поднятия, оцениваемой по разности мощности в своде и на крыльях складки. Построенная кривая называется графиком поднятия. На рис. 246 показана структурная карта Нижневартовского свода (Западно-Сибирская плита) и график его роста.

Современная амплитуда этой структуры по кровле пород средней юры составляет 500 м. В развитии свода можно выделить три этапа ускорения роста: ранне-среднеюрский, неокомский и неогеновый. На первом этапе поднятие достигло амплитуды 300 м, на втором — увеличилось еще на 100 м. В позднеюрскую, позднемеловую эпохи и в палеогеновом периоде рост складки резко замедлился. В неогене амплитуда поднятия увеличилась еще на 100 м.

Подавляющее большинство платформенных складок имеет более контрастную форму по поверхности фундамента и нижним горизонтам осадочного чехла и затухает вверх по разрезу. Особенно четко такая закономерность прослеживается в локальных поднятиях, которые служат ловушками залежей нефти и газа. Вместе с тем известны структуры, амплитуда которых не убывает снизу вверх в определенном интервале разреза. Они выражены брахиантиклиналями, возникающими в кайнозое над обновленными разрывами.

На платформах известны также поднятия, которые фиксируются лишь по верхним комплексам осадочного чехла, а в нижних его горизонтах они имеют форму структурных носов или совсем исчезают (структуры без корней).

Морфологическая классифика
(до В. Д. Налив

Таблица 3

ция платформенных структур
кину, 1963 г.)

Размеры (порядки)	Форма структур									
	Замкнутые				Незамкнутые				Однокрылые	Сочленяющие
	округлые		вытянутые		округлые		вытянутые			
	положительные	отрицательные	положительные	отрицательные	положительные	отрицательные	положительные	отрицательные		
Крупнейшие: площадь более 600—100 тыс. км², 60—600 × 60—100 км	Антеклизы (Воронежская)	Синеклизы (Московская)	—	Желоба (Пурский, в Западной Сибири)	—	—	—	—	Склоны (Восточно-Уральский, в Западной Сибири)	Крупные седловины (Кустанайская)
Крупные: площадь 100 тыс. км², 50—200 × × 150—500 км	Своды (Татарский, Сургутский)	Впадины (Мелекесская, Юганская)	Крупные валы, зоны линейных поднятий (Центрально-Мангышлакско-Устюртская зона поднятий)	Крупные прогибы (Колтогорский, Западная Сибирь)	Выступы (Щучинский, Западная Сибирь)	Незамкнутые впадины (Кулундинская, Западная Сибирь)	Крупные структурные носы (Тобольский, Западная Сибирь)	Крупные структурные заливы (Тюменский, Западная Сибирь)	Моноклинали, ступени, структурные террасы (Приаргинская, Западная Сибирь; Шахпахтинская, Мангышлак)	Седловины (Карачинская, Мангышлак)
Средние: площадь 500—6 тыс. км², 10 × 40 × 40—300 км	Купола	Мульды	Валы	Прогибы	Группы поднятий (Кротовская в Западной Сибири; Мубарекская на Туранской плите)	—	Структурные носы	Структурные заливы	Уступы, флексуры	Перемычки
Мелкие: площадь 20—500 км² 2—3 × 15—20 км	Локальные [1] поднятия		Локальные [1] поднятия, брахиантиклинали							

[1] Локальные отрицательные структуры, а также мелкие однокрылые и сочленяющие формы не учитываются.

По выраженности в разных горизонтах чехла и особенностям развития локальные поднятия разделяются на следующие типы.

1. Сквозные, непрерывного развития структуры, выраженные во всех горизонтах чехла, имеют убывающую вверх по разрезу амплитуду и развивались практически непрерывно, конседиментационно. Примером такого типа складок служит Жигулевская складка в Поволжье (рис. 247).

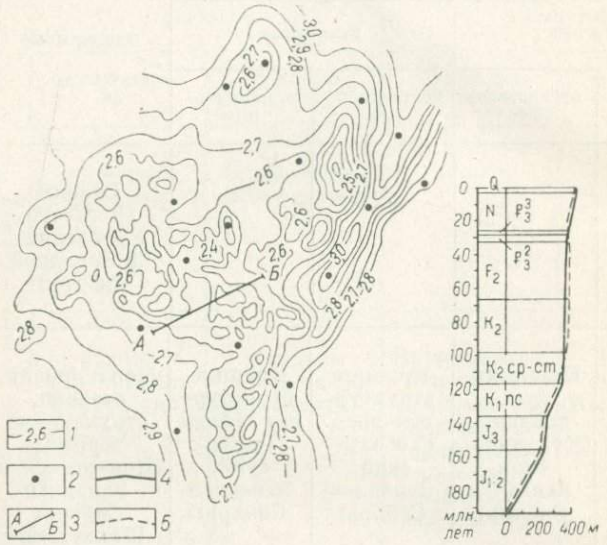


Рис. 246. Структурная карта Нижневартовского свода (по кровле среднеюрских отложений) и график движения. По М. Я. Рудкевичу

1 — стратоизогипсы отражающего горизонта, отождествленного с кровлей средней юры (сечение в км); *2* — скважины, вскрывшие кровлю средней юры; *3* — линия профиля, по которому построен график; кривые роста свода относительно юго-западного (*4*) и северо-восточного (*5*) крыла

2. Сквозные, возрожденные структуры отличаются тем, что снизу вверх их амплитуда уменьшается лишь до определенного стратиграфического уровня, выше которого сохраняется практически неизменной. Это означает, что рост поднятия прекращался, складка раскрывалась в незамкнутую форму и затем антиклинальное изгибание пластов возобновилось по древнему пласту.

3. Погребенные, раннего развития структуры характеризуются тем, что рост их начался с момента отложения самых древних осадков платформенного чехла, но прекратился на том или ином стратиграфическом уровне. Такие поднятия в верхних горизонтах раскрываются в структурные носы или моноклинали.

4. Новообразованные (бескорневые), позднего развития структуры — это тип довольно редко встречающихся локальных структур, возникших в результате

молодых блоковых подвижек над разрывами или узкими прогибами. Они естественно, затухают с глубиной.

5. Комбинированные — частично погребенные, частично новообразованные своеобразные структуры имеют форму относительно крупных куполов по молодым горизонтам чехла и выражены системой сближенных мелких выступов, разделенных локальными мульдами, в более древних отложениях. Так, например, в Западной Сибири известны крупные поднятия по кровле неокома, с которыми связаны богатые залежи нефти в верхненеокомских пластах. По более древним, юрским отложениям на месте одного поднятия фиксируется несколько небольших брахиантиклиналей. В процессе длительной конседиментационной складчатости один (обычно центральный) купол продолжал расти, тогда как окружающие его мелкие выступы «затухли» вместе со смежными прогибами и превратились в склоны единого, более крупного поднятия.

Особое место в платформенной складчатости занимает солянокупольная тектоника, характерная для Прикаспийской синеклизы Северо-Германской впадины эпипалеозойской плиты Западной Европы и ряда других регионов.

В Прикаспии докембрийский фундамент погружен до

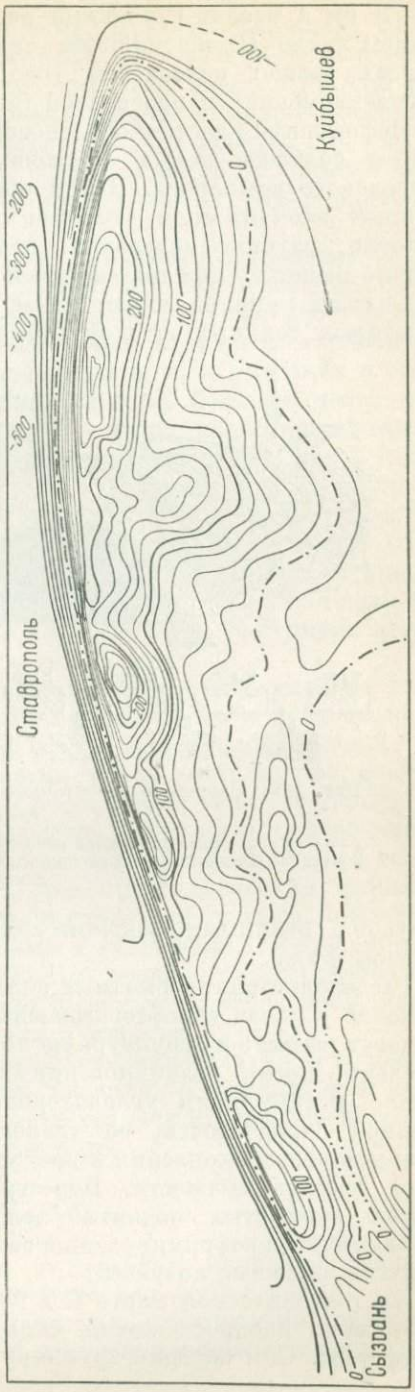


Рис. 247. Жигулевское поднятие. Схематическая структурная карта по шватериновому горизонту. По Е. И. Пермякову

15—20 км и разбит глубокими разломами на крупные блоки. В осадочном чехле Прикаспийской синеклизы выделяется три структурных этажа: подсолевой (палеозойский, допермский), солевой (нижнепермский) и надсолевой (мезо-кайнозойский).

Деформации пластичного, способного к течению, утонению и утолщению солевого этажа обусловили специфическую складчатость надсолевого комплекса. В нем образовались купола, нередко прорванные штоками соли. Соляные купола различаются по своей морфологии, глубине залегания, интенсивности прорыва соли. Они обычно развиты сложной системой сбросов.

Склоны куполов имеют углы от 10—15 до 60—80°. Вершины некоторых соляных штоков размыты и приобрели вид усеченных

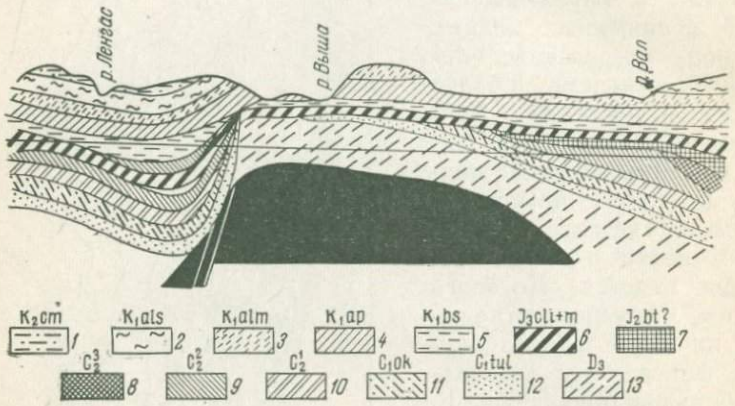


Рис. 248. Разрез юго-восточного окончания Окско-Цнинского вала.

1—13 — различные горизонты мезозоя и палеозоя платформенного чехла; в ядре — Затоно-Морсовское поднятие поверхности докембрийского фундамента

конусов. С соляными куполами связаны месторождения нефти в надсолевом этаже.

Разделение платформенных складок имеет большое практическое значение в связи с нефтегазоносностью. Известно, что газ и нефть не могут попасть в структурную ловушку до ее образования. Следовательно, время возникновения замкнутого поднятия определяет начало аккумуляции углеводородов. Длительность конседиментационной складчатости, ее усиление и ослабление контролирует фазы нефтегазонакопления и предопределяет стратиграфический диапазон нефтегазоносности. Перестройка структурных планов, раскрытие замкнутых поднятий, оживление разрывных нарушений способствует переформированию залежей, перемещению нефти и газа в другие, смежные ловушки.

На тектонической карте СССР масштаба 1 : 5 000 000 наглядно отображено распространение складок в осадочном чехле Русской платформы. Они нередко группируются в полосы, вытянутые вдоль

или поперек крыльев синеклиз и антеклиз и называются валами. Примерами являются Окско-Цнинский, Доно-Медведицкий, Сухонский и другие валы. Окско-Цнинский вал вытянут более чем на 300 км в длину, на 60 км в ширину и ориентирован поперек простирания южного крыла Московской синеклизы (рис. 248). Доно-Медведицкий вал, обладающий еще большими размерами, расположен на западном крыле Прикаспийской синеклизы. Он распадается на большое число отдельных куполов и брахиантиклиналей, вытянутых параллельно крылу синеклизы.

Образование складок. Вопросам образования и развития складок на платформах уделяется большое внимание. Значительное число складок изучено с помощью буровых работ в связи с приуроченностью к ним залежей нефти и газа; для различных горизонтов многих складок составлены детальные описания и структурные карты. Установлена принадлежность большей части платформенных антиклинальных складок к типу, характеризующемуся утоненными замками и увеличенными мощностями на крыльях. В сводах складок часто отсутствуют отдельные стратиграфические горизонты, присутствующие на крыльях, появляются размывы и развиты в основном грубообломочные фации. Эти явления сопровождаются последовательным увеличением углов падения крыльев с глубиной, достигающих в отдельных случаях 30—50°. Своды многих складок осложнены небольшими куполами, выступами (структурные носы) и поперечными изгибами.

Отмеченные свойства платформенных складок указывают на то, что основная их часть формируется параллельно с осадконакоплением под воздействием вертикальных тектонических движений.

В настоящее время среди геологов господствует мнение, согласно которому основная часть складок в осадочном чехле платформ рассматривается как отражение разрывов и блоковых перемещений складчатого основания. По открытой части докембрийского основания Русской платформы видно, что кристаллический фундамент представляет собой сложную мозаику различных глыб, отделенных друг от друга крупными трещинами и разрывами. Несомненно, что и под осадочным чехлом в фундаменте развиты также деформации. Поэтому, вероятнее всего, складки в осадочном чехле представляют собой в большинстве своем складки облекания.

На образование складок в осадочном чехле платформ существенное влияние оказывают и другие явления: облекание эрозионных выступов, неравномерное накопление осадков и образование карста, неравномерное уплотнение осадков и др.

МАГМАТИЗМ ПЛАТФОРМ

Магматическая деятельность в пределах платформ, как уже указывалось, проявляется в слабой степени.

Интрузии кислого и щелочного состава, известные на платформах, имеют незначительные размеры и сконцентрированы главным обра-

зом на их окраинах. Магматические процессы, образовавшие Ловозерский массив щелочных и основных пород Кольского полуострова, вначале питали наземные извержения, а затем возникли штоки, изолированные от дневной поверхности эффузивно-туфовой толщей.

Значительно шире на платформах распространены магматические процессы, приводящие к образованию основных пород, получивших название «траппповой формации». Подобные породы, достигающие большой мощности, широко развиты в составе чехла Восточно-Сибирской платформы. Образование траппповой формации происходило с верхнего карбона до начала юрского периода и охватывало почти всю платформу. Начальные и средние фазы траппового магматизма, по А. П. Лебедеву, были главным образом эффузивными. В это время возникли покровы базальтов и долеритов и накопилось значительное количество туфов. Заключительная фаза выражена в образовании пластовых залежей (силлов), образующих многоэтажные внедрения и реже секущие тела в виде жил, даек, столбообразных штоков, трубок и иногда сети тонких неправильных жил (штокверков). Время образования траппповой формации на платформах связывается с периодами их общего растяжения.

Слабая интрузивная деятельность на платформах является основной чертой их развития, отличающей платформы от геосинклинальных областей. Возможно, что переход из геосинклинальной стадии в платформенную вызывается главным образом прекращением образования кислой магмы.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ПЛАТФОРМ[1]

Как уже отмечалось, платформы представляют собой образования, возникшие на месте ранее существовавших геосинклинальных областей. В платформенную стадию развития на складчатом основании формируется платформенный чехол, сложенный формациями платформенного типа, среди которых резко преобладают осадочные породы. Наращивание мощности платформенного чехла происходит в каждый геотектонический этап (цикл) и особенно интенсивно в синеклизах. После каждого этапа мощность чехла на большей части площади платформ возрастает, а строение его усложняется.

Прослеживая развитие платформ в каждом из геотектонических этапов, легко подметить некоторые общие закономерности, повторяющиеся с определенной последовательностью, хотя и в различных условиях. Начало каждого нового этапа застает платформу приподнятой и осушенной. Море охватывает лишь ее окраины и в первую очередь прогибы, унаследованные от предыдущего этапа. В это время центральные части платформ могут служить областями сноса обломочного материала, поступающего в прогибы.

Первая половина геотектонического этапа характеризуется общими погружениями платформы, влекущими за собой широкую

[1] По В. Е. Хаину.

трансгрессию моря и накопление тонких терригенных и карбонатных формаций. На окраинах платформ появляется обломочный материал, снесенный с разраставшихся поднятий в прилегающих геосинклинальных областях. Общие погружения фундамента платформ в первую половину геотектонического этапа сопровождаются его раздроблением на крупные блоки, а внутри блоков — на отдельные глыбы. Перемещение этих блоков и глыб с различной скоростью и амплитудой является причиной коробления осадочного чехла и формирования в нем валов и отдельных складок.

С началом второй половины геотектонического этапа общий знак вертикальных движений на платформе меняется с отрицательного на положительный. Площадь, занятая морем, постепенно сокращается, море мелеет, внутриплатформенные области размыва расширяются. Некоторые прогибы отделяются от открытого моря и в зависимости от климатических и других условий выполняются угленосными или галогенными формациями. Края платформ начинают вовлекаться в опускание краевых прогибов смежных геосинклинальных областей; наоборот, прогибы центральных частей платформы поглощаются соседними поднятиями.

В конце геотектонического этапа в результате усиливающихся поднятий море окончательно покидает платформу, сохраняясь лишь в пределах краевых прогибов. В отдельных внутриплатформенных впадинах иногда накапливаются континентальные грубообломочные осадки. Завершается формирование валов и складок. Некоторые внутриплатформенные поднятия испытывают усиленное воздымание и осложняются грабенами, по краям которых возникают вулканы центрального типа, извергающие базальтовую лаву.

При повторяемости отмеченных выше событий условия в каждом геотектоническом этапе оказываются существенно отличными. В синеклизах от этапа к этапу погружается фундамент и растет мощность осадочного чехла; на щитах в результате прогрессирующих поднятий на поверхности могут оказаться очень древние горизонты фундамента.

Различным образом в отношении проявления движений ведут себя внутренние и окраинные части платформ. Особенной неустойчивостью обладают окраинные участки, примыкающие к геосинклинальным областям, что хорошо видно на примере южной окраины Евразиатского платформенного массива, примыкающей к альпийской геосинклинали, сильно активизировавшейся в кайнозое. Такие участки могут быть вновь вовлечены в геосинклинальный процесс или оказаться в зоне интенсивного раздробления и превратиться в структуру грабенов и разделяющих их горстов. Последние в таких случаях заполняются мощными толщами континентальных моласс.

В последующие этапы при разрастании платформ окраинные участки могут стать внутренними, что приведет к значительным изменениям в их развитии.

IV. ОРГАНИЗАЦИЯ И ПРОИЗВОДСТВО ГЕОЛОГОСЪЕМОЧНЫХ РАБОТ

Глава 21

ОСНОВЫ ОРГАНИЗАЦИИ ГЕОЛОГОСЪЕМОЧНЫХ РАБОТ

Изучение геологического строения земной коры составляет основу поисков и разведки полезных ископаемых. Оно направлено на дальнейшее расширение минерально-сырьевых ресурсов страны, на базе которых развиваются основные отрасли горнодобывающей промышленности.

Эта исключительно серьезная и трудоемкая задача должна решаться путем постановки геологосъемочных работ при возрастающей их детализации, расширении объектов поисков и разведок месторождений полезных ископаемых. Геологическая съемка и другие виды геологических исследований должны проводиться на всех стадиях геологоразведочных работ, начиная с поисков и кончая эксплуатационной разведкой и полной отработкой месторождений.

Главной целью геологической съемки является изучение геологического строения, полезных ископаемых и составление геологической карты того или иного масштаба. Основу этих работ составляет обобщение фактических материалов в свете современных теоретических достижений в области геологических наук. Особое внимание при геологической съемке должно быть уделено познанию закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых в связи с геологическим строением и историей развития рудоносных провинций, рудных районов и отдельных месторождений.

Геологосъемочные работы должны быть так организованы, чтобы получить наибольшие возможности для создания представления о глубоком строении заснятой площади. Для осуществления этой цели помимо визуальных наблюдений при геологической съемке применяется комплекс методов, основное значение среди которых имеют геофизические и геохимические исследования, аэрофотометоды, буровые работы.

Наиболее важным при геологической съемке является стратиграфический метод, являющийся основой составления геологических карт. Этот метод предусматривает изучение слоистых толщ горных пород в их исторической последовательности, взаимосвязи и взаимообусловленности. Чрезвычайно важна при этом не только

последовательность событий, но и общая направленность в их развитии. Сравнение геологического строения отдельных районов в геологическое картирование можно проводить лишь на стратиграфической основе.

Огромное значение в геологическом картировании имеет палеонтологический метод, лежащий в основе определения возрастной последовательности толщ горных пород. В последние годы в повседневную практику геологов все шире внедряются методы определения абсолютного возраста пород.

Изменение стратиграфических разрезов в пространстве, различия в составе и мощности пород могут быть поняты только на основе применения палеогеографического и фациального методов. Оба метода позволяют выяснить физико-географическую обстановку времени накопления осадков и многих видов полезных ископаемых. Большое значение в решении этих вопросов имеет принцип актуализма, т. е. перенесение современных закономерностей в развитии природных явлений на более древние, прошедшие этапы развития нашей планеты. Однако принцип актуализма должен применяться с большой осторожностью и с учетом направленности развития рассматриваемых процессов.

При геологической съемке необходимо применение аэрогеологических методов: геологического дешифрирования снимков, внедрения цветной и спектрозональной аэрофотосъемок.

Работы по составлению геологических карт должны быть тесно увязаны с геофизическими исследованиями. Электроразведка, гравиметрия, магнитометрия и сейсмометрия могут оказать огромную помощь геологам при решении таких вопросов, как определение глубины нахождения кровли интрузивов под толщей вмещающих их пород, положение тектонических зон, нарушений и поверхностей несогласий, поиски жильных тел и границ рудных залежей, определение мощностей рыхлых отложений и т. д.

Работы по геологической съемке должны быть организованы так, чтобы в полевых условиях можно было выполнять минералогические, спектральные и химические анализы и определять естественную радиоактивность пород. Анализы должны производиться своевременно с тем, чтобы правильнее и целеустремленнее направлять съемочные и поисковые работы и иметь возможность еще в поле дать перспективную оценку рудоносности.

При геологической съемке должны быть широко использованы современные машины: самоходные буровые установки, канавокопатели, шурфокопатели и др.

Карты, составляемые при геологосъемочных работах, делятся на обязательные, специальные и вспомогательные.

При средне- и крупномасштабных съемках к обязательным картам, составляемым в масштабе съемки, относятся: геологическая карта, карта полезных ископаемых, карты закономерностей размещения полезных ископаемых и прогноза и карта фактического материала. К специальным картам относятся структурные и текто-

нические карты, геофизические, геоморфологические, гидрогеологические, геохимические и другие. Вспомогательные карты отражают результаты применения специфических методов изучения полезных ископаемых, литологии, тектоники, стратиграфии и т. п.

При детальной съемке геологическая нагрузка карт должна отображать не только геологию поверхности и глубинное строение заснятой площади, но и с возможной полнотой содержать данные, характеризующие особенности размещения распространенных на изученной территории полезных ископаемых.

Геологическая съемка и поиски проводятся в нашей стране планомерно и комплексно, с постепенно возрастающей детальностью исследований — от мелкомасштабных съемок (1 : 1 000 000—1 : 500 000) к среднемасштабным (1 : 200 000, 1 : 100 000) и крупномасштабным (1 : 50 000—1 : 25 000) до детальных (1 : 10 000 и крупнее).

Мелкомасштабные съемки в настоящее время в нашей стране не проводятся. Геологические карты масштаба 1 : 500 000 и мельче составляются путем обобщения материалов, получаемых при более детальных съемках.

Среднемасштабные геологические съемки (1 : 200 000 и 1 : 100 000) осуществляются с целью изучения основных черт геологического строения территории и ее прогнозной оценки в отношении полезных ископаемых.

По детальности и густоте сети маршрутов съемочные и поисковые работы масштабов 1 : 200 000 и 1 : 100 000 представляют собой площадные исследования. Планомерное их развитие создает основу для целеустремленного и эффективного проведения поисков полезных ископаемых, а также для разрешения различных теоретических вопросов. При проведении геологической съемки этих масштабов должно обязательно производиться геологическое дешифрирование аэрофотоснимков, геофизические и геохимические исследования.

Поиски проводятся комплексно, т. е. на все полезные ископаемые, которые могут быть встречены в изучаемом районе, причем поисковое опробование ведется систематически на всей исследуемой площади густой сетью поисковых маршрутов.

Поисковые работы проводятся для изучения главным образом обломочных, солевых и газовых ореолов рассеяния полезных ископаемых в коре выветривания, для чего широко применяются различные методы: шлиховой, геофизический — радиометрический, аэромагнитный наземный, магнитный, гравиметрический и сейсмометрический (по редкой сети), геохимический, металлометрический, гидрохимический, флорометрический, водно-газовый и битумный (в нефтеносных районах).

При съемке и поисках указанных масштабов широко применяются мелкие горные выработки: канавы, неглубокие шурфы, буровые скважины ручного и механического бурения.

Крупномасштабные съемки (1 : 50 000 и 1 : 25 000) проводятся в районах, имеющих определенные перспективы

в отношении полезных ископаемых и нуждающихся в подробном геологическом изучении. Они представляют собой стадию регионального геологического изучения территории, следующую за геологической съемкой масштаба 1 : 200 000 и предшествующую съемочно-поисковым работам масштаба 1 : 10 000 и крупнее. Практическим результатом съемок масштабов 1 : 50 000 и 1 : 25 000 должны быть рекомендации по проведению детальных геологосъемочных поисковых или разведочных работ.

К крупномасштабным съемкам применимы все положения, характеризующие среднемасштабные съемки. Особое внимание должно быть уделено выяснению глубинного геологического строения и поискам полезных ископаемых. С этой целью могут быть составлены геологические карты и карты полезных ископаемых для глубин, отстоящих на 100 и 200 м, или иное расстояние от среднего уровня земной поверхности.

Детальные геологические съемки (1 : 10 000 и крупнее) в отличие от геологических съемок более мелких масштабов проводятся в районах расположения месторождений полезных ископаемых или непосредственно на территории разведываемого месторождения, а также в районах инженерно-геологических изысканий, строительных работ и изысканий по водоснабжению и мелиорации. Детальные съемки обычно являются специализированными, т. е. направленными на решение конкретных задач, вытекающих из генетических особенностей и условий залегания полезных ископаемых или иных вопросов, подлежащих решению. Вместе с тем некоторые из геологических исследований, выполняемые при детальных съемках, могут быть сокращены или совершенно опущены.

Детальные съемки проводятся совместно с поисковыми и опробовательскими работами. При этом применяются геофизические и геохимические методы, производятся массовые спектральные и другие анализы, а также обязательно дешифрирование аэроснимков.

Детальные площадные поиски должны быть направлены на выявление определенных полезных ископаемых, проявления которых установлены ранее проведенными исследованиями. При этом должен быть комплексный подход к проведению поисковых работ, вызываемый необходимостью обязательного изучения всех полезных ископаемых, сопутствующих основному полезному ископаемому.

Детальные геологосъемочные и поисковые работы служат основанием для постановки разведочных работ, которые в свою очередь должны обязательно сопровождаться геологической съемкой. Материалы этих съемок являются основой как рационального направления разведочных работ, так и для подсчета запасов полезных ископаемых, разработки проектов эксплуатации, ведения горно-подготовительных и эксплуатационных работ на месторождениях.

Основная особенность детальных съемок заключается в необходимости получения объемного представления о геологическом строении изучаемого участка. Кроме карты поверхности, составляется

большое количество различных разрезов, погоризонтных планов и зарисовок, а также блок-диаграммы и модели месторождений. При детальной съемке обязательно используются данные разведочных работ: канав, шурфов, буровых скважин и подземных горных выработок. Выработки и скважины могут быть пройдены специально для целей геологического картирования.

Работы по средне- и крупномасштабному геологическому картированию (масштаба 1 : 200 000 и 1 : 50 000) выполняются полистно и носят, как правило, экспедиционный (сезонный) характер. Детальные съемки могут производиться круглогодично.

Экспедиции организуются для съемки обширных районов, имеющих относительно обособленные черты геологического строения, с продолжительностью работы 5—7 лет.

Контуры, ограничивающие площадь работы экспедиции, должны совпадать с рамками соответствующих листов топографических карт. Экспедиция делится на отдельные съемочные партии, каждая из которых получает для съемки на один год 1—2 листа. В зависимости от сроков работы экспедиции и размеров изучаемой площади съемками и поисками за один год покрывается от 15 до 25% общей территории.

В первый год работы организуются в пределах площадей тех листов, на которых могут быть решены важные вопросы стратиграфии, возраста и состава интрузий и проявлений вулканической деятельности. При размещении на территории работ экспедиции крупных месторождений полезных ископаемых съемочные работы должны быть начаты с листов, в пределах которых находятся эти месторождения.

Входящие в состав экспедиции съемочные партии за первый год работ сдают полные отчеты о выполненных ими поисках и съемках со всеми видами карт, предусмотренных программой и проектом. По результатам работ первого года партия и экспедиция в целом создают рабочие схемы стратиграфии, интрузивной и вулканической деятельности, решаются вопросы тектоники и геоморфологии, составляются карты полезных ископаемых и намечаются возможные условия образования и локализации месторождений полезных ископаемых. Во второй и последующие годы районы работ экспедиции расширяются и охватывают всю площадь, намеченную для поисков и съемок.

Во второй или последующие годы ранее снятые листы обрабатываются и редактируются с учетом накапливаемых фактических данных по площадям новых листов, примыкающих к ранее снятым.

Для редакционных работ из состава съемочно-поисковых партий выделяются небольшие отряды, а основная часть сотрудников партий переключается на съемку смежных листов.

При сложном геологическом строении района, трудной его доступности или в связи с насыщенностью месторождениями полезных ископаемых съемка одного листа может продолжаться три года: два года полевых работ и один год редактирования.

Параллельно со съемочными партиями в составе экспедиции организуются тематические партии, производящие сбор и обработку материалов для всей площади работ экспедиции по определенным темам и обеспечивающим увязку работ отдельных партий. Наиболее часто возникает необходимость постановки тематических работ внутри экспедиции по вопросам стратиграфии, магматизма, полезным ископаемым, геоморфологии и гидрогеологии.

Помимо составления листов геологических карт и карт полезных ископаемых работы экспедиции заканчиваются составлением сводных геологических и иных карт масштаба 1 : 500 000 при геологических съемках 1 : 200 000 и масштаба 1 : 200 000 или 1 : 100 000 для геологических съемок 1 : 50 000. Сводные карты должны быть положены в основу последующих изданий карт, а также региональных и обзорных геологических карт.

Тематические партии представляют монографически обработанные отчеты по разрабатываемым ими темам. При необходимости тематические партии составляют сводные карты для всей изученной экспедицией площади, например карты полезных ископаемых и прогнозные карты по отдельным видам минерального сырья, геоморфологии, тектонике, гидрогеологии и т. д.

При экспедициях создаются различные лаборатории: шлихового анализа, обработки рудных проб, спектрографического анализа и др. В составе партии желательно присутствие квалифицированного картографа, осуществляющего организацию и выполнение всех основных картографических работ и перенос данных с аэрофотоснимков на топографические карты.

Намеченный план организации экспедиционных работ обеспечивает своевременное и комплексное проведение геологической съемки и поисков, составление листов геологической карты и карты полезных ископаемых на площади работ экспедиции на единой стратиграфической основе, обоснованных схем их развития, интрузивной деятельности и вулканизма и освещение основных вопросов, связанных с изучением полезных ископаемых.

Организация, методика и отчетность геологосъемочных и поисковых работ определяются инструкциями Министерства геологии СССР.

Инструкции вносят единообразие в задачи и цели геологосъемочных и поисковых работ и обеспечивают составление отчетных материалов на необходимом уровне.

Проведение геологосъемочных и поисковых работ в каждом году распадается на три периода: подготовительный, полевой и камеральный. В подготовительный период производятся организация, проектирование и подготовительные работы, в камеральный период — обработка собранных в полевой период материалов и составление отчета.

В последние годы в труднодоступных районах методика геологической съемки масштаба 1 : 200 000 и 1 : 50 000 в значительной степени изменена. Вместо полистной съемки на таких территориях

проводится групповая геологическая съемка. Этим видом съемки и поисков сразу охватывается территория, включающая 8—12 листов. Ее основу составляет всестороннее использование аэрофотометодов, применение наземных маршрутов, бурения и геофизики, а также полное обеспечение необходимыми транспортными средствами и в первую очередь вертолетами.

При групповой съемке рекомендуется иметь аэрофотоснимки различных масштабов: крупного (1 : 20 000—1 : 40 000), мелкого (порядка 1 : 100 000) и высотные обзорные снимки. Продолжительность работ в зависимости от сложности геологического строения и других условий рассчитывается на 3—5 лет.

На проектирование работ, вместе с изучением фондовых материалов и предварительным дешифрированием, отводится 6—8 месяцев. В полевой период первого года производятся рекогносцировочные маршруты на всей площади съемки с целью установления основных стратиграфических разрезов, изучения изверженных пород и тектоники и выработки дешифровочных признаков.

В последующие полевые сезоны выполняются десантно-наземные маршруты и пересечения, позволяющие вести экстраполяцию ранее полученных данных, проверку и анализ геофизических буровых и опробовательских материалов. В четвертый сезон производится увязка и редактирование всех материалов, а пятый год является завершающим. При групповой съемке времени для камеральных работ как в течение года, так и на завершающем этапе требуется значительно больше, чем при полистной. Завершающий этап продолжается 1—1,5 года.

Одновременно со съемкой проводятся поисковые работы и выявление перспективных участков по обнаружению полезных ископаемых. В программу работ входит первичная оценка рудопроявлений и месторождений.

Групповая съемка позволяет сократить основной объем картировочно-поисковых работ и сосредоточить их на наиболее перспективных участках; сократить сроки работ и по сравнению с полистной съемкой снизить на 25—40% стоимость работ без ущерба их качества.

Естественно, что критерии оценки качества работ при групповой съемке должны быть существенно иными по сравнению с полистной съемкой. Все накопленные в последние годы материалы по групповой геологической съемке и поискам обобщены ВИЭМС Министерства геологии СССР в сборнике «Организация и проведение групповых геологических работ».

В настоящее время внедряется также новый вид геологосъемочных работ, получивший название «глубинного геологического картирования». Этот вид геологических съемок имеет своей целью региональное изучение геологического строения территории СССР и может производиться независимо от геологосъемочных работ как на новых площадях, так и в районах, ранее заснятых с поверхности, но не изученных на глубину.

Глубинная геологическая съемка проводится специализированно на конкретные виды полезных ископаемых (газ, нефть, твердые полезные ископаемые и др.). При этом должны быть выявлены данные для предварительной оценки картируемой площади и на другие виды полезных ископаемых. Планирование производится не в рамках топографических планшетов, а по конкретным рудоперспективным площадям с учетом глубин, благоприятных для нахождения полезных ископаемых. Для рудных районов глубина непосредственного изучения определяется равной 300—500 м.

Геологические карты, составляемые по результатам глубинного геологического картирования, обычно оказываются примерно в 2 раза менее детальными, чем карты того же масштаба, составляемые при геологической съемке поверхности. Тем не менее созданная таким путем геологическая основа должна обеспечить оценку общих перспектив заснятой территории на обнаружение полезных ископаемых, выявить на глубине элементы перспективных геологических структур и дать первичную оценку проявлений и месторождений полезных ископаемых, размещающихся в породах фундамента или в вышележащих покровных образованиях.

В качестве основных технических средств при глубинном картировании применяются аэрофотосъемочные материалы, геофизические исследования, позволяющие решать конкретные задачи, картировочные и опорные буровые скважины, комплекс каротажных исследований скважин и околоскважинных пространств, геохимическое опробование.

Отдельные части площади, покрываемые глубинным геологическим картированием, в зависимости от их геологического значения и перспективности могут иметь различную детальность исследований. При необходимости устанавливается определенная последовательность в переходе от мелких масштабов картирования к более крупным.

В настоящее время специализированными организациями уделяется большое внимание разработке методики аэрофотогеологического картирования, при котором картосоставительные работы базируются в основном на высококвалифицированном визуальном и инструментальном геологическом дешифрировании аэрофотоснимков и использовании имеющихся геологических и геофизических материалов при минимальном объеме наземных контрольных маршрутов.

Особенно большой эффект этого вида работы дают в процессе увязки и редакции карт (масштабов 1 : 200 000—1 : 100 000; 1 : 50 000—1 : 10 000), составленных в разные годы и нуждающихся в пересоставлении в единой легенде.

Глава 22

ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ ПОДГОТОВИТЕЛЬНОГО ПЕРИОДА

Подготовка к работам по геологической съемке и поискам играет большую роль, и на ее организацию должно быть обращено особое внимание. Основные задачи подготовительного периода сводятся к следующим: составление проекта работ, организация партии, обеспечение ее необходимым снаряжением и оборудованием, а также топографическими картами и материалами аэрофотосъемки; изучение фондовых и литературных материалов по району работ. Продолжительность подготовительного периода может быть различна.

СОСТАВЛЕНИЕ ПРОЕКТА РАБОТ. СОСТАВ ПАРТИИ

Задачей поисково-геологической экспедиции (или партии) является выполнение комплекса геологосъемочных и поисковых работ по заданию и планам организации, которой она подчинена. Экспедиция проводит работы на основе хозрасчета и имеет, помимо партий, лаборатории, мастерские, перевалочные и полевые базы и т. д. При детальной съемке работы могут осуществляться геологосъемочным отрядом, выделяемым из состава крупных разведочных стационарных партий.

На весь период деятельности экспедиции (или партии) составляется проект работ. Проект должен быть кратким, четким и ясным. Он освещает задачи, объем и условия производства работ и содержит необходимые сведения для составления смет.

Составляется проект на основании изучения рукописных и опубликованных материалов по району работ, первичных материалов ранее проведенных исследований, коллекций горных пород, шлифов, кернов буровых скважин. Производится предварительное дешифрирование аэрофотоснимков, подбор и интерпретация материалов геофизических исследований.

Проект должен сопровождаться схематической геолого-литологической картой в масштабе работ и стратиграфической колонкой, составляемых на основании всех собранных материалов, предварительного дешифрирования аэрофотоснимков и интерпретации геофизических данных, картой полезных ископаемых с указанием на ней месторождений, проявлений, перспективных участков и различного рода аномалий (геофизических, геохимических и т. д.), картой фактического материала с нанесением на ней горных выработок, буровых скважин, мест расположения опорных стратиграфических разрезов, определений абсолютного возраста и др.

При необходимости составляются и другие виды графических приложений. Смета является обязательной частью проекта и основывается на его данных. Она составляется на весь объем работ

экспедиции или партии по нормам «Справочника укрупненных норм на поисково-съемочные работы».

Геологосъемочная партия возглавляется начальником партии. В ее составе организуется поисковый отряд, а при необходимости и дополнительные или специализированные геофизические, геоморфологические, геохимические и другие отряды. При большом объеме ранее проведенных геофизических исследований в состав партии включается инженер-геофизик.

ТРАНСПОРТ И СНАРЯЖЕНИЕ

Организация геологосъемочных работ и объем необходимых ассигнований в значительной степени зависят от транспорта, которым пользуется партия в полевой период. Транспорт может быть автомобильным, колесным и вьючным. В последние годы при геологосъемочных работах широко используется авиация.

Для выбора наиболее рационального вида транспорта изучается строение рельефа района, подлежащего съемке, условия проходимости и доступности и подъездные пути к нему.

Снаряжение для полевых работ партии подбирается в соответствии с конкретными условиями работ по спецификациям, имеющимся в каждой организации, ведущей экспедиционные работы.

Личное снаряжение геолога для полевой работы должно включать следующие предметы: 1) геологический молоток, 2) горный компас; 3) записную книжку, карандаш, резинку; 4) транспортир, линейку, треугольник; 5) рюкзак и мешочки для сбора образцов; 6) флакон с соляной кислотой; 7) этикетную книжку; 8) рулетку (до 10 м); 9) футляр или чехол для хранения топографических карт и аэрофотоснимков; 10) фляжу или термос и пакет с завтраком; 11) спички (в непромокаемой оболочке).

Геологический молоток изготовляется из вязкой стали высшей твердости. Он не должен быть мягким, так как в этом случае края молотка расплющиваются; при хрупком материале от молотка при ударе могут отлететь мелкие осколки и вообще он может разлететься на части и поранить работающего. Рукоятка делается из березы или кизила; она должна быть из сухого дерева; необходимо, кроме того, иметь 2—3 рукоятки в запасе. Насадка молотка производится с тонкого конца рукоятки. На рукоятку полезно нанести деления через 5—10 см.

Остальное оборудование подбирается в зависимости от специфики работ; в него входят как стандартные, так и нестандартные приборы.

ПОДБОР ТОПОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ

Топографическая основа при выполнении геологосъемочных и поисковых работ необходима для полевых исследований и для отчетных материалов. Для полевой работы она должна иметь масштаб в два раза крупнее, чем заданный масштаб съемки. Так, например,

при съемке масштаба 1 : 500 000 масштаб полевой топографической карты должен быть 1 : 25 000 и т. д. Топографическая основа должна охватывать не только площадь, подлежащую съемке, но и смежные территории. Это совершенно необходимо, так как на окраинных участках площади съемки без топографической основы прилегающих листов ориентироваться чрезвычайно трудно, а нередко и невозможно.

Помимо основной топографической карты, для полевой работы необходимо иметь обзорную топографическую карту, например масштаба 1 : 500 000 или 1 : 1 000 000, для подъезда к месту работ и полетов на самолете при аэровизуальных наблюдениях, транспортных перелетах и для других нужд.

Топографическая основа для отчетных материалов составляется организацией, ведущей геологическую съемку. Она изготовляется следующим образом. Топографические карты, применяемые для полевых работ, разгружаются от ряда условных знаков: снимаются окраска и знаки древесной, кустарниковой и травянистой растительности, второстепенные населенные пункты, дороги, линии электропередач и т. д. Сеть горизонталей разрежается. Сохраняющиеся на картах реки, основные населенные пункты, дороги и горизонтали вычерчиваются одним цветом. Составленная таким образом карта уменьшается до нужного масштаба, соответствующего заданному масштабу съемки. Отпечатки выполняются на картографической бумаге.

Помимо карт заданного масштаба съемки, для составления ряда схем (тектонической, фациальной и др.) необходимо иметь топооснову в два раза более мелком масштабе.

При крупномасштабных съемках полевую работу удобнее проводить на топографических картах масштаба съемки. Нередко при детальных съемках необходимые топографические карты отсутствуют. В таких случаях составление топографической основы масштаба геологической съемки должно быть заблаговременно поручено соответствующей организации.

ПОДБОР АЭРОФОТОМАТЕРИАЛОВ

Своевременное обеспечение геологосъемочной партии аэрофотоматериалами — одна из важных задач организационного периода. Необходимо прежде всего выяснить, в какой степени территория предстоящих работ покрыта аэрофотосъемкой, установить масштаб контактных аэрофотоснимков, репродукций накидного монтажа, фотосхем или фотопланов. Следует также знать, какое территориальное предприятие или ведомство производило аэрофотосъемку и где хранится негативный материал.

Все аэрофотосъемочные материалы должны быть получены геологическими партиями не позднее чем за 1,5—2 месяца до выезда на полевые работы.

При нормальных условиях, т. е. при заблаговременном производстве аэрофотосъемочных работ, каждая геологическая партия

обычного состава должна получить по два комплекта контактных отпечатков, один комплект репродукций накидного монтажа и фотосхем в масштабе залета и два комплекта фотосхем, соответствующих масштабу полевой топографической основы или масштабу съемки.

Определение наиболее рационального соотношения между масштабами геологических работ и масштабами аэрофотосъемки встречает большие затруднения. С одной стороны, уменьшать масштаб аэрофотосъемки (а следовательно, и аэрофотоснимков) можно лишь до известного предела. Снимки мельче определенного масштаба уже не дают сколько-нибудь полноценного материала для геологического дешифрирования и поэтому не могут быть использованы при геологических исследованиях. С другой стороны, изучение материалов крупномасштабных съемок создает дополнительные трудности для геолога, чрезвычайно увеличивая площадь, подлежащую дешифрированию. Эта работа требует специального времени и одновременно дает излишне большое количество деталей, которые не могут быть использованы при составлении геологической и геоморфологической карты по условиям масштаба съемки.

Отсюда понятно естественное стремление пользоваться при мелкомасштабных геологических съемках контактной печатью также возможно более мелкого масштаба. Однако стремление это может быть удовлетворено лишь в сравнительно узких пределах. Масштаб аэрофотоснимков 1 : 60 000 может рассматриваться как предельный, допускающий полноценное геологическое дешифрирование. В этом случае, например при геологической съемке масштаба 1 : 200 000, масштаб снимка оказывается более чем в 3 раза крупнее масштаба составляемой карты.

При геологических съемках средних и крупных масштабов аэрофотоснимки должны иметь более крупный масштаб. Рекомендуемые соотношения при этих съемках между заданными масштабом геологической съемки, масштабом полевых топографических карт и масштабом контактных аэрофотоснимков и фотосхем приведены в табл. 4.

Таблица 4

Оптимальные соотношения между масштабами геологической съемки и масштабом полевых топографических условных карт и фотоматериалов

Заданный масштаб геологической съемки	Масштаб топографических карт для полевой работы	Масштаб контактной печати	Масштаб фотосхем
1 : 200 000	1 : 100 000	1 : 65 000—1 : 30 000	1 : 50 000—1 : 25 000
1 : 100 000	1 : 50 000	1 : 40 000—1 : 25 000	1 : 50 000—1 : 25 000
1 : 50 000	1 : 50 000—1 : 25 000	1 : 25 000—1 : 10 000	1 : 50 000—1 : 15 000
1 : 25 000	1 : 25 000—1 : 20 000	1 : 20 000—1 : 5 000	1 : 25 000—1 : 10 000
1 : 10 000	1 : 10 000	1 : 10 000—1 : 5 000	1 : 10 000—1 : 5 000
1 : 5 000	1 : 5 000	1 : 5 000 до 1 : 2 000	1 : 5 000 до 1 : 2 000
1 : 2 000	1 : 2 000		

ПРЕДВАРИТЕЛЬНОЕ ДЕШИФРИРОВАНИЕ АЭРОФОТОСНИМКОВ

Предварительное дешифрирование аэрофотоснимков производится до выезда в поле параллельно с изучением фондовых материалов. Задачи этого этапа сводятся к возможно полному дешифрированию контактной печати и фотосхем с помощью дешифрировочной лупы и стереоскопа, для составления предварительной геологической карты территории, подлежащей съемке.

На контактной печати и фотосхеме наносятся границы между комплексами отложений различного возраста, а также контуры массивов изверженных пород. Внутри комплексов по возможности выделяются более дробные стратиграфические единицы. Оконтуривание последних производится путем сопоставления с существующими геологическими картами или на основании ранее приобретенного в районе опыта работы.

Выделение стратиграфических комплексов и более дробных единиц ведется на основе дешифрировочных признаков, выражающихся в характере слоистости и смятии пород, в тоне их изображения, в крапе и рисунке микрорельефа, имеющего свои характерные черты, зависящие от плотности, выветрелости пород и условий их залегания.

На всех участках, где ясно видна слоистость, на контактной печати и на фотосхемах наносятся линии выхода слоев на поверхность и указываются направления их падения. Частота линий выхода пластов должна быть такой, чтобы достаточно полно отразить тектоническое строение тех или иных пород. Например, для сложно дислоцированных древних палеозойских и допалеозойских пород линии выхода слоев на поверхность на снимках и фотосхеме масштаба 1 : 50000 могут быть намечены через 0,1—5 см; для плавно дислоцированных палеозойских и мезозойских пород это расстояние может быть увеличено до 2 см. При этом выбранный слой вытягивается на возможно большую длину. При возникающих неясностях дешифрирование следует вести с помощью стереоскопа.

Особенно тщательно следует дешифрировать разрывы и несогласия. При этом следует помнить, что разрывы, прослеживающиеся иногда на десятки километров, часто ясно видны только на отдельных участках, разобщенных покровом четвертичных отложений либо породами, внутреннее строение которых не передается на снимке. Это обстоятельство заставляет очень осторожно подходить к определению положения разрывов между хорошо обнаженными участками и учитывать их частое ветвление. Результаты предварительного дешифрирования отражаются на геологической карте, прилагаемой к проекту работ и переносятся на полевую топографическую основу.

ИЗУЧЕНИЕ ФОНДОВЫХ И ЛИТЕРАТУРНЫХ МАТЕРИАЛОВ

Изучение фондовых и опубликованных литературных материалов перед выездом на геологосъемочные поисковые работы должно быть проделано с возможной тщательностью и внимательностью. Фондовые материалы сосредоточены в фондах территориальных и отраслевых управлений, а также во Всесоюзном геологическом фонде при Министерстве геологии СССР.

По фондовым материалам прежде всего следует составить карту геологической изученности, указав на ней контурами время и масштаб съемок. Далее последовательно изучаются все имеющиеся материалы. При знакомстве с вопросами стратиграфии очень удобно данные по отдельным отчетам сводить в корреляционные таблицы. Необходимо при этом тщательно отмечать пункты находки окаменелостей и места описания опорных разрезов. Не менее тщательно должны быть изучены вопросы, связанные с возрастом, составом и условиями залегания интрузивных пород, геоморфологией и гидрогеологией района. По имеющимся данным следует также составить сводную геологическую карту района работ, которая может иметь существенное значение при предварительном дешифрировании аэрофотоснимков и оказать помощь в рациональном направлении маршрутов при полевой работе.

Особое внимание должно быть уделено изучению всех известных рудопроявлений и месторождений на площади съемки и данных шлихового опробования. Должны быть составлены не только характеристики всех точек с оруденением, но и выполнен тщательный анализ их стратиграфических и структурных позиций с тем, чтобы поисковые работы в процессе съемки могли быть организованы с наибольшими практическими результатами.

Все рудные точки, а также результаты шлихового опробования должны быть нанесены на сводную геологическую или специальные карты.

Перед выездом в поле необходимо ознакомиться со всеми опубликованными работами, касающимися как непосредственно района съемки, так и прилегающих областей. Внимание должно быть уделено региональным работам по тектонике и истории геологического развития, помогающим выявить место изучаемого района в общем структурном плане и целеустремленнее направить предстоящие работы.

С особой тщательностью следует изучить все геофизические данные. В поле следует иметь копии как региональных, так и детальных геофизических карт по всем видам геофизических исследований. В полевой период с помощью наземных наблюдений, горных или буровых работ должно быть расшифровано значение геофизических аномалий.

Глава 23
ПОЛЕВЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

ОРГАНИЗАЦИЯ РАБОТ В ПОЛЕВОЙ ПЕРИОД

Полевой период делится на три последовательных этапа. В первый из них, охватывающий по продолжительности 2—3 недели, производится знакомство с районом работ и его общий обзор. Во второй этап выполняется основной объем полевых работ. В третий, заключительный этап производится увязка всего полевого материала, составляются дополнительные описания разрезов и по возможности осуществляется детальное изучение наиболее перспективных из выявленных рудоносных участков.

В начале сезона сразу же после приезда партии на базу организуются, если позволяют доступность, проходимость и транспорт, обзорные маршруты по всему району съемки. В первую очередь должны быть посещены все указанные предыдущими исследователями опорные стратиграфические разрезы, пункты находок окаменелостей и произведено знакомство с наиболее распространенными типами интрузивных пород. При этом должны быть изучены условия обнаженности района и выявлена приуроченность обнажений к определенным элементам рельефа (русла рек, склоны, водоразделы), что совершенно необходимо знать для более рационального направления маршрутов. Следует посетить все месторождения, расположенные в районе работ, с тем, чтобы иметь представление о преобладающих в них типах рудоносности.

В итоге обзора намечается рабочая схема стратиграфического расчленения разреза осадочных и метаморфических толщ, устанавливаются индексы и названия всех стратиграфических единиц и разновидностей интрузивных пород.

В обзорных маршрутах происходит ознакомление с фотогеничностью аэрофотоматериалов. Большую помощь в это время могут оказать аэровизуальные наблюдения.

ВИДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СЪЕМОК

В зависимости от масштаба, целей и условий работ геологическую съемку проводят различными методами. Наибольшим распространением пользуются следующие съемки: маршрутная, площадная и инструментальная.

Маршрутная съемка применяется при картировании в масштабах 1 : 1 000 000 и 1 : 500 000. Она заключается в пересечении района работ маршрутами, бо́льшая часть которых располагается вкрест простирания пород или складчатых комплексов. При картировании интрузивных образований маршруты должны пересекать как краевые, так и центральные части массивов.

Наблюдения, проделанные в маршруте, наносятся на топографическую основу, а при наличии аэрофотоснимков и на них.

Геологическое строение пространств, заключенных между маршрутами, устанавливается путем интерполяции данных смежных маршрутов; значительную помощь при этом может оказать дешифрирование аэрофотоматериалов.

Весьма важно правильно наметить маршруты. Их положение во многом зависит от условий обнаженности и проходимости. В некоторых областях горные породы повсеместно вскрываются у берегов рек или в цоколях террас. Такие участки должны быть изучены полностью, независимо от того, каким образом они располагаются относительно простирания пород. В горных областях при почти сплошной обнаженности необходимо считаться с расположением дорог, троп и иных доступных путей. В залесенных местностях обнажения могут быть приурочены как к склонам долин, так и к водораздельным пространствам. Очень много для выявления обнажений дает внимательный просмотр аэрофотоснимков под стереоскопом.

Нанесение пунктов наблюдений и геологических объектов на топооснову производится глазомерно; в залесенной местности для лучшей привязки ведут глазомерную съемку.

Маршрутными исследованиями пользуются также при составлении опорных стратиграфических разрезов, изучении четвертичных отложений и геоморфологических наблюдениях. Ими с успехом можно пользоваться и при сравнительном анализе тектонического строения отдельных районов как для решения общих вопросов, так и при изучении складок, разрезов, трещин и т. п.

П л о щ а д н а я с ъ е м к а производится при детальном геологическом картировании в масштабах 1 : 200 000—1 : 25 000. Точками наблюдения покрывается вся территория съемки, густота которых зависит от степени сложности геологического строения, условий обнаженности, проходимости, фотогеничности. Наблюдения ведутся также по маршрутам, которые заранее намечаются исходя из строения района и условий обнаженности. Исключительно большое значение при этом имеют аэрофотоснимки. Основная часть маршрутов проводится по простиранию структур для прослеживания различных контактов, стратиграфических комплексов, маркирующих горизонтов, разрывов. Не менее важны и маршруты, ориентированные вкрест простирания. Кроме того, очень полезно, особенно в районах со сложным строением, производить специальные маршруты для выяснения генеральных направлений и общего плана структур, фациальных и формационных изменений и т. д.

В пределах интрузивного массива маршруты намечаются таким образом, чтобы были изучены все его части, пройдены контакты между интрузивными и вмещающими породами и разновозрастными изверженными породами. Очень важно проследить по простиранию крупные тектонические разрывы и дайки изверженных пород.

При очень плохой обнаженности канавы и шурфы, в зависимости от геологического строения, могут располагаться либо по определенным направлениям (например вкрест простирания пород), либо по определенной сетке. Нередко в таких случаях прибегают к окон-

туриванию обнажений с нанесением на карту результатов наблюдений на выходах коренных пород. Геологическое строение коренных пород на участках, заключенных между отдельными обнажениями, восстанавливается с помощью горных выработок, дешифрирования аэрофотоснимков, геоморфологического анализа. Существенную помощь при этом могут оказать геофизические данные.

Геологические границы при площадной съемке могут быть точно установлены на местности или их положение определено приближенно. Для выявления точного положения границ используются прямые геологические наблюдения, горные выработки и буровые скважины или аэрофотоснимки. На топографическую карту положение точек наблюдения и геологических границ наносится глазомерно с возможно большей точностью, привязывая их к элементам рельефа, топографической или речной сети. Также тщательно привязываются к местным ориентирам и закрепляются на местности места находок полезных ископаемых и пункты отбора проб с повышенным содержанием полезных ископаемых.

Для определения приближенного положения геологических границ используются наблюдения над элювиально-делювиальным покровом, геофизические, геохимические, геоботанические и другие данные. Нередко эти методы позволяют и точно наметить положение границ, что должно быть подтверждено наблюдениями на отдельных, наиболее доступных участках.

Точность установления границ при геологической съемке масштаба 1 : 50 000 не должна быть менее 200 м и для карт масштаба 1 : 25 000 не менее 100 м. В зависимости от обоснованности геологические границы делят на достоверные и предполагаемые.

Инструментальная съемка применяется при геологическом картировании, начиная от масштаба 1 : 10 000 и крупнее. Она представляет собой площадную съемку, при которой нанесение геологических объектов на топографическую основу производится интрументально. Способы проведения инструментальной съемки весьма различны.

При инструментальной съемке необходимо иметь достаточную сеть естественных обнажений или горных выработок, вскрывающих коренные породы. Контуры последних должны быть совершенно точно указаны на топографической карте. Следует тщательно изучить аэрофотоснимки, найти и отметить реперами все отдешифрированные объекты на местности.

Перед съемкой геологу необходимо внимательно изучить все обнажения и выработки и расставить в опорных пунктах соответствующие реперы (обычно колышки). Опорными пунктами могут быть контакты с интрузивными породами, границы между свитами, маркирующие горизонты, жилы, рудные тела, разрывы и т. д. При этом следует иметь в виду, что инструментальному определению положения на топографической карте должны подвергаться не все точки наблюдения, а лишь те, которые располагаются на основных объектах.

Все отмеченные с помощью того или иного инструмента (обычно мензулы) точки наносятся топографом на топоосновy. Съемка ведется обязательно в присутствии геолога.

Нередко вместо предварительного закрепления на геологических объектах реперов геолог переходит с рейкой от одного объекта к другому, а топограф наносит на карту все пункты, указываемые геологом. Геологические границы между опорными точками прослеживаются при дополнительных наблюдениях на местности и наносятся на топоосновy глазомерно или полуинструментально. При этом используются аэрофотоснимки и зарисовки горных выработок.

Инструментальная съемка широко применяется для нанесения на карту маркирующих горизонтов, обнаженных на местности или вскрытых горными выработками. Опорными горизонтами могут явиться пласты угля, гематита, железистых кварцитов и других пород; параллельно наносятся разрывы, несогласия и другие геологические границы.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ РАБОТЫ

Геологосъемочным работам должен предшествовать комплекс наземных геофизических исследований, а также аэромагнитная и аэродиометрическая съемка в масштабе геологосъемочных работ и гравиметрическая съемка масштаба 1 : 200 000.

Кроме того, для решения конкретных геологических задач и детализации ранее известных геофизических аномалий до или в процессе полевых работ на отдельных участках могут быть проведены сейсморазведочные, гравиразведочные, электроразведочные и другие виды работ, выполняемые раздельно или в различных сочетаниях.

Согласно существующему положению [1] в результате геофизических исследований, в зависимости от задач изучения района и его строения, составляются карты физических полей и параметров, карты изопахит рыхлых образований, структурные карты опорных и продуктивных горизонтов внутри покровного комплекса, геолого-геофизическая схема строения складчатого комплекса с выделением перспективных участков на полезные ископаемые, схема или карта рельефа складчатого комплекса на глубине в масштабе проведенных геофизических работ.

Если в районе развита кора выветривания, составляются схемы изоглубин залегания кровли коры и, если возможно, карты, отражающие ее мощность.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ В РАЗЛИЧНЫХ РАЙОНАХ

Условия залегания горных пород в земной коре необычайно разнообразны. Однако они характеризуются и многими общими чертами, выдерживающимися на обширных территориях.

---

[1] «Основные положения организации и производства геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 (1 : 25 000)». М., «Недра», 1968.

Организация работы геологосъемочной партии в полевой период зависит от условий залегания пород, рельефа, растительности, транспортных условий и т. п.

В равнинных областях древних платформ на выровненных и межгорных пространствах молодых платформ четвертичные отложения обычно образуют покров, нередко достигающий мощности в десятки, а в отдельных районах в сотни метров. Поэтому геологическая карта земной поверхности часто изображает лишь распространение пород четвертичного возраста.

Весь комплекс четвертичных отложений расчленяется по возрасту, составу и генетическим типам. Для определения возраста используются палеонтологические и археологические данные, стратиграфическое положение пород, геоморфологические наблюдения и радиоуглеродный метод.

Литологический состав четвертичных отложений необычайно пестр и изменчив. Обычно среди них выделяют следующие основные типы: глыбы, щебень, валунные скопления, галечники, гравий, пески, супеси, суглинки, глины, ленточные глины, лёссы, лёссовидные и соленосные породы. При необходимости для более детальной характеристики могут быть использованы цвет, включения, текстурные особенности и т. п.

Среди генетических типов основными являются морские и континентальные. Среди последних — аллювиальные, делювиальные, элювиальные, озерные, ледниковые и др. Особое внимание должно быть уделено покровным ледниковым образованиям, среди которых следует стремиться выделить стратиграфические горизонты, образовавшиеся в ледниковье и межледниковье.

Среди четвертичных пород должны быть выделены те, которые заключают или россыпи полезных минералов, или сами являются объектом эксплуатации (например кирпичные глины, соли и т. п.).

При крупномасштабном и детальном геологическом картировании обязательно определение общей мощности четвертичных отложений и составление структурной карты их подошвы. Для этой цели используются горные выработки, бурение и геофизические методы. Покровный комплекс, распространенный на древних и молодых платформах, срединных массивах и в краевых прогибах, расчленяется по возрасту и составу до свит или горизонтов, а в дальнейшем указанные подразделения расчленяются на подсвиты, пачки, подгоризонты.

Максимальная мощность стратиграфических подразделений осадочных образований, выделяемых на картах масштаба 1 : 200 000, не должна превышать 200 м, а для карт масштаба 1 : 50 000 — 50 м; при расчленении вулканогенных толщ для карт масштаба 1 : 50 000 максимальная мощность стратиграфических единиц не должна превышать 500 м.

При однообразном строении вулканогенного комплекса в нем допускается выделение подразделений большей мощности.

По существующему положению[1] для районов, в которых покровный комплекс перекрывает складчатые сооружения, геологосъемочным работам могут предшествовать наземные геофизические работы (сейсморазведочные, гравиразведочные, электроразведочные и др.). Их постановка и выбор вида работ зависят от задач геологической съемки и поисков, глубины изучения и главных типов полезных ископаемых, развитых в районе.

Геологической съемке в указанных районах может предшествовать также структурно-профильное бурение, проектируемое по данным геофизических работ, которое при необходимости продолжается и в период полевых работ.

Бурение проводится для изучения стратиграфических разрезов покровного и складчатого комплекса, выявления тектонических структур и возможных полезных ископаемых. Глубина бурения по складчатому комплексу зависит от его строения, задач изучения и перспектив обнаружения полезных ископаемых.

Расчленение пород складчатого основания должно производиться до отдела, серии и в труднорасчленимых толщах — до системы. В районах со складчатым строением расчленение осадочных, вулканических и метаморфических тел по возрасту и составу производится до яруса или свиты, а при достаточном обосновании — на подъярусы, подсвиты и пачки и т. д. Максимальная мощность подразделений при съемке масштаба 1 : 50 000 обычно не должна превышать 600 м.

В процессе геологических съемок обязательно проведение поисковых работ (опробование, металлометрические, геохимические, геофизические и другие виды работ). При этом должны быть выявлены и оконтурены наиболее перспективные участки с прямыми и косвенными признаками, на которых следует организовать детальные поиски для выявления тел полезных ископаемых и их перспективной оценки.

При изучении полезных ископаемых следует установить генетические и пространственные связи с вмещающими породами (осадочными, вулканогенными, метаморфическими, интрузивными, корой выветривания и др.), тектоническими структурами, и условия возникновения и локализации руд.

ПОЛЕВОЕ ДЕШИФРИРОВАНИЕ АЭРОФОТОСНИМКОВ

Основная задача полевого дешифрирования аэрофотоснимков заключается в том, чтобы составить условные знаки к аэрофотоснимкам, с помощью которых можно было бы легко опознавать изображенные на снимках геологические объекты. С этой целью геолог берет с собой в поле не только топографическую основу, но и контактные отпечатки, покрывающие весь маршрут. В том случае, если снимки до выезда в поле предварительно отдешифрированы,

[1] «Основные положения организации и производства геологических работ масштаба 1 : 50 000 (1 : 25 000)». М., «Недра», 1968.

в руках геолога оказываются не только топографический планшет и контактная печать, но и основные данные предварительного дешифрирования: контуры развития различных комплексов пород и схема предполагаемого тектонического строения, нанесенные как на топооснову, так и на снимки.

При плохой обнаженности района аэрофотоснимки позволяют заметить выходы коренных пород на поверхность и направить маршруты так, чтобы эти участки не оказались пропущенными. Использование аэрофотоснимков значительно повышает производительность труда геолога в поле и делает его работу более целеустремленной.

Точки наблюдений следует обязательно наносить как на топографическую основу, так и на снимки. И на основу, и на снимки в поле должны быть нанесены геологические границы, элементы залегания пород и другие данные. Неясные места на снимках дополнительно просматриваются в лагере с помощью стереоскопа.

Параллельно с геологической картой на топооснове составляется геологическая карта и на фотосхеме. Нередко, особенно при хорошей фотогеничности, составление геологической карты на фотооснове опережает составление полевой карты на топооснове.

УВЯЗОЧНЫЕ МАРШРУТЫ

В конце полевого периода должно быть выделено время на увязочные и повторные маршруты. В течение полевого периода в партии накапливается большое количество фактического материала. По мере его накопления уточняются стратиграфические разрезы, выявляются фациальные изменения толщ, возраст и состав интрузивных пород, новые точки с оруденением и т. д. Естественно, что в первой половине полевых работ, которой свойственно только выявление основ геологии района, съемка не всегда бывает достаточно полноценна и в некоторой своей части должна быть повторена вновь.

В конце полевых работ с помощью дополнительных маршрутов должны быть, по возможности, решены все неясные вопросы в рабочих схемах по стратиграфии, интрузивной деятельности и вулканизму, а также разрешены спорные вопросы, возникшие между сотрудниками партии.

К этому периоду работ выявляются все участки с хорошо обнаженными и фаунистически охарактеризованными стратиграфическими разрезами. Среди них выбираются опорные, по которым составляются послойные описания для каждой из стратиграфических границ.

Увязочные маршруты должны начинаться не менее чем за две-три недели до окончания полевых работ.

Глава 24

ТЕХНИКА ПОЛЕВОЙ РАБОТЫ

ПОЛЕВАЯ КНИЖКА

Полевая книжка является основным документом, отражающим работу геолога. В ней должны быть записаны все полевые наблюдения, выводы, сведения о коллекциях и другие данные. Полевые записи должны производиться с предельной аккуратностью и точностью так, чтобы в них мог разобраться не только автор, но и другие

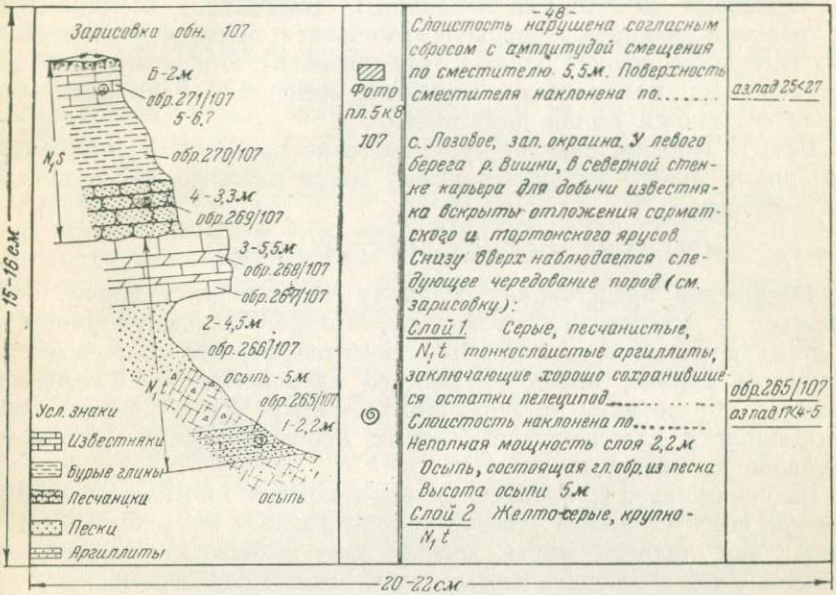


Рис. 249. Общий вид записей в полевой книжке

лица. Записи ведутся в книжке с твердым переплетом, обычно формата 15 × 10 см, содержащей не более 60—70 страниц. В конце книжки полагается иметь странички с миллиметровкой и восковкой. Все листы нумеруются. На титульном листе книжки указываются название организации, производящей съемку, фамилия съемщика, адрес организации и базы экспедиции, номер книжки, дата начала и конца записей, номера описанных обнажений и образцов.

Записи ведутся только на правой стороне книжки, на левой стороне делаются зарисовки и иные пометки. Важно вести записи таким образом, чтобы весь материал сразу распределялся в определенных местах страницы в соответствии с его содержанием.

На рис. 249 приведен образец записей в полевой книжке. На полях, очерчиваемых на левой странице книжки, ставится номер точки наблюдения. Справа в колонке для записей указывается подробный адрес точки, а затем следует описание. На правых полях

этих страниц указываются: номера образцов, замеры элементов залегания жил, разрывов и т. д. Для того чтобы определять назначение замеров, их следует подчеркивать особыми знаками: например, замер элементов залегания — чертой сверху и снизу, замеры жил — волнистой чертой, замеры разрывов — пунктиром и т. д. Замеры трещин необходимо сразу же выписывать на одну из левых страниц в специально разграфленную для этого таблицу. На левых полях следует делать пометки о сфотографированных объектах, помечать особо важные образцы с окаменелостями, рудными и иными минералами.

Зарисовки необходимо выполнять тщательно, в карандаше, с указанием размеров зарисованного объекта, ориентировки и условных знаков. Зарисовка должна быть увязана с записями и снабжена адресом. При камеральной обработке материала с нужных зарисовок снимаются копии для отчета.

Взятые образцы следует нумеровать по порядку. В знаменателе или рядом нужно указывать номер точки наблюдения, в которой взят образец.

ИЗУЧЕНИЕ И ОПИСАНИЕ ОБНАЖЕНИЙ

Обнажение представляет собой ту часть горных пород, находящихся в естественных условиях, которая изучается геологом. К этому понятию в равной мере относятся выходы на дневную поверхность горных пород различного происхождения и возраста, включая образования четвертичного периода. Даже при сплошной обнаженности для изучения горных пород необходимо выбирать наиболее характерные участки.

Выбор пунктов для описания определяется многими условиями. Прежде всего на таком участке породы должны быть хорошо обнажены; они должны иметь легкую доступность для наблюдения и вместе с тем заключать черты, существенные для понимания геологического строения местности. Правильному выбору обнажений во многом помогает ясное понимание задач, стоящих перед исследователем, предварительное знакомство с геологическим строением и аэрофотоснимками местности. Все результаты изучения обнажений заносятся в полевую книжку, а местоположение указывается на топографической карте или на аэрофотоснимке.

При описании осадочных горных пород устанавливается состав, отражающийся в определении названия породы; указываются цвет, текстура, включения, мощность, трещиноватость, характеристика выветрелых и свежих поверхностей, переход к вышележащим и подстилающим слоям. Определяются мощности каждого из слоев и их общая мощность в обнажении. Устанавливаются элементы залегания пород, направление наиболее резко выраженных трещин.

К отбору образцов из описываемых пород следует относиться с большой внимательностью. Каждый взятый образец должен быть достаточно представительным со свежими поверхностями. Средний размер образца не должен превышать площади ладони.

Все отобранные образцы снабжаются этикетками и заносятся в журнал образцов, в котором должны быть указаны: дата, номер обнажения и его адрес, название породы, возраст (свита, горизонт). Все собранные образцы завертываются в бумагу и укладываются в специальные мешочки.

Особую осторожность следует соблюдать при сборах окаменелостей. Не следует препарировать найденные остатки фауны и флоры обычным молотком прямо у обнажения. Для этой цели следует иметь маленький молоток и набор зубил или произвести препарировку в лагере. Нередко, вооружившись специальным инструментом, геолог отправляется в специальные маршруты для сборов окаменелостей.

Обнажения магматических пород описываются несколько иначе. Наблюдения следует вести от контактов интрузивного тела к его центральным частям, внимательно следя за изменениями состава, структуры и текстуры пород. Очень важно установить ориентировку поверхностей интрузивных тел. Во многом в этом может помочь изучение трещин. Контакты магматических тел с вмещающими породами могут быть либо интрузивными, либо трансгрессивными. При интрузивных контактах во вмещающих породах наблюдаются приконтактовые изменения, вызванные воздействием магмы; при трансгрессивном контакте интрузивные породы несут следы выветривания и разрушения, а налегающие на их размытую поверхность осадочные отложения в нижнем базальном слое заключают обломки подстилающих интрузивных образований.

Образцы из интрузивных пород подбираются так, чтобы они давали представление о строении как основной части интрузивных тел, так и о строении их эндо- и экзоконтактовых зон. При описании интрузивных массивов должны быть указаны их размеры, а для жил и даек — мощность, направление простирания и падения.

Описание эффузивных образований — застывших лав и туфов — близко к порядку описания осадочных пород. При характеристике застывших лав особое внимание должно быть обращено на характеристику структуры и текстуры и форму отдельности.

При изучении складок рекомендуется начинать с характеристики пород, в которых они развиты; далее описываются: строение замка и крыльев с указанием углов их наклона, измеряется простирание оси и направление погружения шарниров. Определяется морфологический тип складки, ее высота и размер крыльев.

При описании разрывов со смещениями приводятся элементы залегания сместителя; состав пород и условия их залегания на крыльях. Для определения направления движения крыльев разрыва тщательно изучают строение сместителя: борозды и зеркала трения, тектонические брекчии, деформации пород, примыкающих к сместителю.

Следует стремиться установить амплитуды смещения вдоль сместителя, а также тип разрыва. Следует отметить, что сместители разрывов с перемещениями в сотни метров могут иметь брекчии

трения мощностью в десятки и более метров. Среди перетертых обломков нередко могут встретиться и крупные блоки — отторженцы от пород, слагающих крылья разрыва.

ПОЛЕВАЯ КАРТА

Вместе с полевой книжкой полевая карта является важнейшим документом полевой работы геолога. Топографический планшет, на котором составляется полевая геологическая карта, должен быть разрезан на 6 частей и наклеен на плотную материю (бязь) так, чтобы он легко складывался. Каждому полевому наблюдателю выдается отдельный топографический планшет.

На полевую карту наносятся все результаты геологических наблюдений: геологические границы, точки наблюдений, элементы залегания и другие данные. На карту непосредственно в поле наносятся все наблюдаемые границы между стратиграфическими подразделениями, контуры интрузивных массивов, их эндоконтактовые и экзоконтактовые зоны, разновидности интрузивных пород, тектонические линии, жилы, маркирующие горизонты, проявления полезных ископаемых и пр. Выделенные объекты слабо раскрашиваются карандашом.

Точки наблюдения или «обнажения» наносятся на карту по деталям рельефа, путем засечек, измерением расстояния до опорных точек или с помощью барометрической нивелировки. При детальной съемке нанесение геологических границ и точек наблюдения может быть выполнено инструментально.

В высокогорных районах все формы рельефа, имеющие угол склона более 45°, показываются на топографических планшетах наземной съемки знаком обрывов без всяких деталей. Нанесение геологических границ и точек наблюдения на таких обрывах может быть выполнено лишь приближенно, что дает в результате зарисовку участка, по точности не соответствующую требованиям, предъявляемым к детальным картам. Для уточнения положения геологических границ в таких случаях необходимо использовать аэрофотоснимки.

Большие трудности возникают также при нанесении геологических объектов на топографическую карту в горно-таежных условиях. Визуальная ориентировка в лесу не обеспечивает требуемой для детальных геологических карт точности нанесения границ и поэтому геолог часто бывает вынужден для привязки наблюдений непрерывно проводить глазомерную съемку маршрута, несмотря на наличие топографической основы. Следует помнить о том, что замеры горным компасом, касающиеся элементов залегания пород, тектонических линий, жил и т. п., следует наносить на карту непосредственно в точке замера. Эта работа не должна переноситься на вечер или иное время. Нанесение замеров на карту в точке наблюдения обеспечивает непрерывный контроль правильности отсчетов по компасу. Вечером, после возвращения из маршрута,

все данные, нанесенные карандашом на полевую карту, должны быть обязательно закреплены тушью.

Помимо индивидуальных полевых карт, в партии должна существовать общая полевая топографическая карта, наклеенная на жесткую основу. Каждый полевой исследователь в тот же вечер обязан перенести все данные (точки наблюдения, замеры границ) на эту карту. Обработка и увязка материалов, собранных геологами за день, производится коллективно под руководством начальника партии.

СОСТАВЛЕНИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ

Успех геологической съемки в конечном счете зависит от степени расчленения и обоснованности стратиграфического разреза, выяснения состава и времени образования магматических пород. Геологическая карта в своей основе представляет собой стратиграфическую колонку, как бы развернутую в пространстве на весь район съемки. Без знания стратиграфического разреза, возраста и состава магматических пород невозможно начать работу по составлению геологической карты, и поэтому знакомство со стратиграфией района должно опережать непосредственное картирование.

Не следует, однако, полагать, что геологическая съемка может начаться лишь тогда, когда выяснены все подробности стратиграфического разреза. Ее можно начинать сразу же после обзорных маршрутов и выработки рабочей стратиграфической схемы.

В процессе съемочных работ и накопления фактического материала рабочий стратиграфический разрез непрерывно уточняется и пополняется, выявляются фациальные переходы и изменения в составе и мощностях всех стратиграфических единиц. Работа по составлению стратиграфического разреза заканчивается вместе с окончанием полевого периода.

При горизонтальном и слабонаклонном залегании на работу по составлению стратиграфических разрезов большое влияние оказывает строение рельефа. При горизонтальном и выровненном рельефе лучшие результаты дает изучение кернов вертикальных буровых скважин, по которым легко подсчитать мощности отдельных слоев и стратиграфических горизонтов, выявить характер взаимоотношений между ними и, что особенно важно, получить представление о породах в свежем невыветрелом виде.

При расчлененном рельефе, обычно на склонах, оказывается достаточное количество обнажений для построения стратиграфических разрезов. При недостаточной обнаженности нередко приходится прибегать к проходке канав и шурфов. Изучение нормального стратиграфического разреза рекомендуется вести от нижних слоев к верхним, начиная от самой низкой точки рельефа исследуемого района. Очень часто таковыми оказываются русла рек или борта речных террас. Наилучшим образом на склонах бывают обнажены слои крепких пород (песчаников, известняков, мергелей). Породы мягкие и легко поддающиеся выветриванию обычно оказываются

задернованными и для изучения их приходится вскрывать канавами или шурфами.

На склонах, обладающих сплошной обнаженностью, или тогда, когда удается найти овраг или промоину с руслом, не прикрытым пролювиальными образованиями, описание следует вести непрерывно, внимательно следя за правильностью установления высотных отметок контактов между слоями и стратиграфическими горизонтами и вычислениями мощностей.

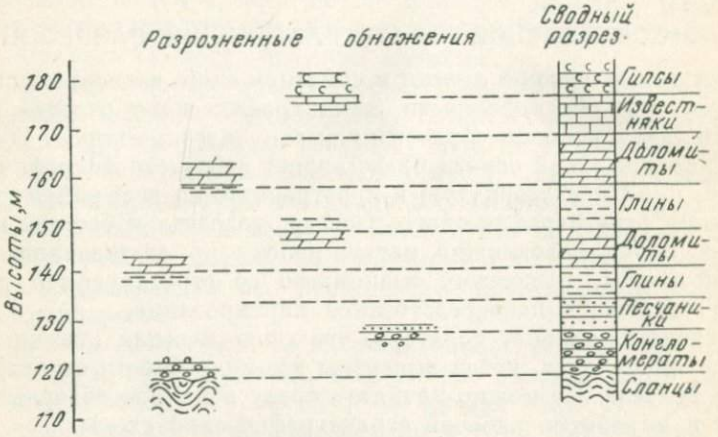


Рис. 250. Составление нормального разреза горизонтально залегающих слоев по отдельным разрозненным обнажениям на горных склонах

При составлении стратиграфического разреза в условиях отдельных разрозненных обнажений на склоне, после описания очередного обнажения, для наращивания разреза вверх изучение может быть перенесено на другие обнаженные участки, но так, чтобы в обнажении, расположенном на более высоком уровне, в основании прослеживались слои, располагающиеся в верхней части предыдущего обнажения (рис. 250).

После окончания описания разреза все данные о составе и мощностях пород следует свести на стратиграфическую колонку. Если по какой-либо причине высотная отметка на контакте между слоями окажется неустановленной, прибегают к специальным расчисткам, проходке канав и шурфов. Если это не приносит результатов, положение контакта устанавливают приближенно, деля пополам расстояние между смежными точками с отметками подстилающего и налегающего слоев. На стратиграфической колонке указываются места взятия и номера всех отобранных образцов.

При наклонном залегании с углами падения пород от 8—10° и более на работу по составлению стратиграфических разрезов также в значительной степени влияет рельеф. Рассмотрим несколько наиболее часто встречающихся случаев.

При выровненном рельефе и сплошной обнаженности описание разреза не представляет больших затруднений. Линия разреза должна быть ориентирована вкрест простирания пород. В этом случае на поверхности измеряется видимая мощность, а истинная мощность вычисляется по формулам (см. рис. 63).

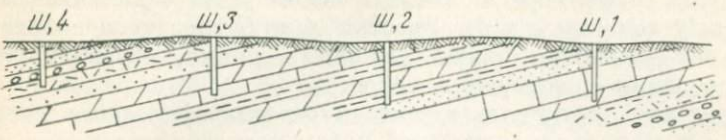


Рис. 251. Изучение стратиграфического разреза с помощью шурфов. Каждый последующий шурф вскрывает более высокую пачку слоев

Если разрез составляется под углом к линии простирания, тогда вначале вычисляют значение видимой мощности для линии, ориентированной вкрест простирания пород, а затем определяют истинную мощность.

При разрозненных обнажениях или слабой обнаженности и выровненном рельефе для определения последовательности слоев прибегают к выработкам. На рис. 251 показан пример составления стратиграфического разреза с использованием шурфов. При таком

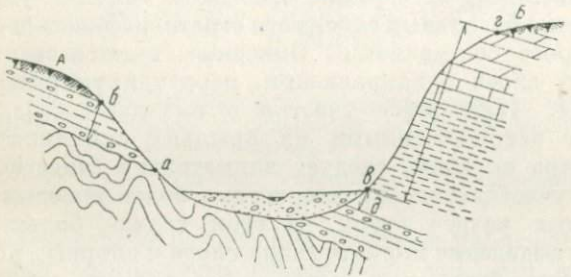


Рис. 252. Составление нормального разреза на склонах оврага при наклонном залегании

описании разреза необходимо следить за тем, чтобы в шурфе, заложенном выше или ниже по рельефу, были вскрыты кровля или подошва пласта, установленного в ближайшем шурфе.

При наклонном рельефе условия составления разрезов такие же, как и при горизонтальном залегании. Сложности возникают при вычислении истинных мощностей (см. рис. 63). При этом необходимо учитывать не только угол наклона пласта и направление разреза по отношению к линии простирания, но и угол наклона рельефа.

При расчлененном рельефе различные части стратиграфического разреза нередко обнажаются на различных склонах долины. На рис. 252 изображен подобный пример. Вначале описывается разрез

на одном из склонов долины (*А*) от точки *а* до точки *б* и определяется истинная мощность слоев. Затем описывается разрез на другом склоне долины (*Б*) от точки *в* до точки *г*. Далее вычерчивается профиль долины, на котором указывается положение точек *а*, *б*, *в* и *г*. Мощность части слоев, находящихся в необнаженной части долины, вычисляют графически на геологическом разрезе долины (расстояние между точками *в* и *д*). Участки *А* и *Б* следует подобрать так, чтобы они возможно ближе лежали к линии, перпендикулярной к направлению простирания пород.

Определить истинную мощность стратиграфического горизонта можно с помощью геологической карты или аэрофотосъемки. С этой целью на топографический планшет или аэрофотоснимок наносят положение кровли и подошвы горизонта. Далее строят геологический разрез, который должен быть ориентирован перпендикулярно линии простирания и пересекать кровлю и подошву. Горизонтальный и вертикальный масштабы такого разреза должны быть равны. Истинная мощность горизонта будет равна расстоянию между кровлей и подошвой горизонта на разрезе, умноженной на знаменатель масштаба разреза.

При складчатом залегании работа по составлению стратиграфических разрезов значительно усложняется. Для выбора места и направления разрезов геолог должен располагать геологической картой, правильно отражающей тектонику района. По карте или аэрофотоснимку и стратиграфической колонке устанавливают местоположение базальных слоев того стратиграфического комплекса, разрез которого составляется. Описание ведется вверх по разрезу от базальных слоев в направлении, перпендикулярном к простиранию пород. Чаще всего участки с выходами базальных слоев оказываются расположенными на крыльях синклиналей. Описав разрез до ядра складки, следует внимательно отнестись к выбору следующего участка для характеристики более молодых отложений, наращивающих разрез вверх. В этом случае большое значение может иметь выделение маркирующих слоев и опорных поверхностей, которыми могут быть ясно выраженные и легко устанавливаемые границы между стратиграфическими горизонтами или отдельные пласты с характерным составом, цветом и другими отличительными чертами (например слои известняков, сидеритов или песчаников, залегающих среди алевролитов и аргиллитов, слои углей, фосфоритов и др.). Обнаружив слои, на которых закончилось описание разреза в другой складке, следует продолжать описание, соблюдая условия, указанные выше. Нередко для описания даже одного стратиграфического комплекса приходится прибегать к изучению нескольких складок (рис. 253).

Особенное внимание следует обратить на возможное присутствие в складчатых толщах разрывов, нарушающих нормальную последовательность слоев. Огромную помощь в составлении разрезов в таких случаях могут оказать маркирующие горизонты, с помощью которых обычно легко определить амплитуды смещения.

При составлении разрезов на крыльях опрокинутых складок описание следует вести от древних слоев к молодым, внимательно наблюдая за признаками, позволяющими устанавливать опрокинутое залегание. К таким признакам прежде всего относятся: положение иероглифов, строение флишевых ритмов, наблюдения над поверхностями сингенетического размыва и строением линз грубообломочных пород, текстурные особенности косой слоистости, характер трещиноватости и проникновение материала из вышележащего слоя в нижележащий слой, наблюдения над корой выветривания, скопление пузырьков газа в застывших лавах и другие (см. рис. 65).

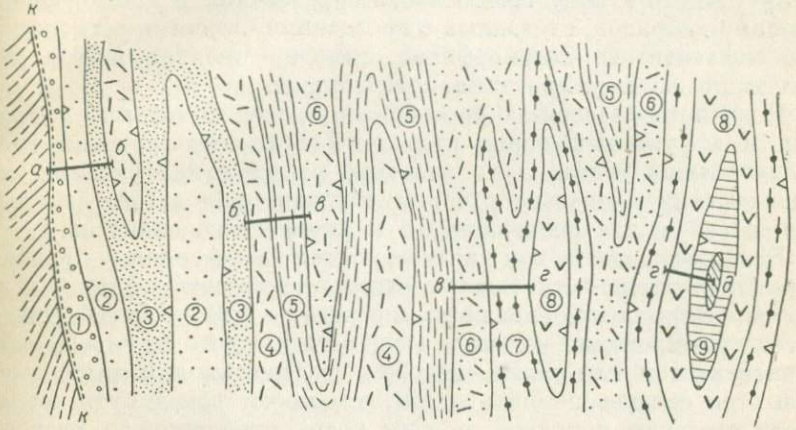


Рис. 253. Схема последовательности описания слоев при составлении стратиграфического разреза в складчатой структуре (изображение в плане).

Цифры в кружках — слои от древних к молодым; *кк* — поверхность несогласия; *а—б*; *б—в*; *в—г*; *г—д* — участки описаний разрезов

При описании стратиграфических разрезов наблюдатель должен ясно видеть все возможности определения возраста описываемых пород.

В осадочных палеозойских, мезозойских, палеогеновых и неогеновых толщах наибольшее значение должно быть придано остаткам фауны и флоры, которые отбираются из каждого слоя или отдельных пачек слоев. При недостаточных сборах окаменелостей или их отсутствии следует прибегать к систематическому отбору образцов пород для определения микрофауны или спор и пыльцы.

При изучении четвертичных образований, помимо перечисленных методов, необходимо обращать внимание на возможность археологических находок и костных остатков. Описание отложений четвертичного возраста должно сопровождаться самым детальным геоморфологическим анализом.

При определении возраста осадочных пород и сопоставлении стратиграфических разрезов большую помощь геологу оказывают

петрографические исследования, минералогический анализ и особенно анализ фракций обломков тяжелых минералов. Возможно применение радиоактивных методов для определения абсолютного возраста пород. Для этой цели успешно используется глауконит.

В докембрийских метаморфических толщах основную роль при определении их стратиграфического положения играют петрографический, минералогический и геохимический методы, сочетающиеся с анализом тектоники района.

Большие успехи достигнуты в определении абсолютного возраста докембрийских пород, однако при отборе для этой цели образцов следует иметь в виду возможность образования в метаморфических толщах минералов, связанных с последними стадиями регионального или контактового метаморфизма, нередко проявляющихся значительно позже формирования самих пород.

Подробные сведения о способах определения возраста интрузивных и эффузивных пород приведены в соответствующих главах. Следует лишь указать, что описание разрезов интрузивных пород должно сопровождаться отбором образцов для изготовления шлифов, а также для спектрального и химического анализов.

Большое значение для характеристики разрезов имеет правильное определение мощности слоев и отдельных стратиграфических горизонтов. Нормальная мощность последних может быть вычислена путем суммирования истинной мощности каждого из слоев, а также вычислена тем или иным способом графически или аналитически. При этом следует помнить о том, что может возникнуть необходимость внесения поправок за счет косой ориентировки разреза по отношению к линии падения пород и др.

По возвращении в лагерь разрезы должны быть вычерчены с учетом рельефа в таком масштабе, при котором могли бы быть изображены все описанные слои. По разрезу составляется стратиграфическая колонка описанного участка. На колонке указывается положение всех образцов, взятых для различных целей. Приводится краткое описание пород и их мощности.

В зависимости от масштаба съемки для каждой из выделенных стратиграфических единиц составляется 1—3 стратиграфических разреза, однако при сильной фациальной изменчивости и непостоянной мощности пород может оказаться необходимым составление и большего количества разрезов.

КОНДИЦИОННОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КАРТ

Под кондиционностью геологических карт понимается обоснованность карты того или иного масштаба фактическим материалом, обусловливающим точность и детальность изображения на картах геологических объектов.

Качество геологической карты в конечном счете зависит от детальности и обоснованности стратиграфического расчленения осадочных и метаморфических пород и выявления возраста и состава

изверженных пород. Недостаточную изученность стратиграфии и изверженных пород района съемки невозможно компенсировать частотой точек наблюдения, обилием описанных разрезов, количеством образцов и иными данными. Лишь правильно организованная в методическом отношении работа может обеспечить высокое качество геологической съемки. Обоснованность карты фактическим материалом играет существенную роль и при оценке качества проведенных геологосъемочных работ. Основными показателями в этом отношении являются: количество точек наблюдений и детально описанных стратиграфических разрезов, степень использования аэрофотосъемочных и геофизических материалов, находки окаменелостей и др.

Наглядным (но не единственным) показателем обоснованности карты фактическим материалом при детальных съемках (масштаба 1 : 200 000—1 : 25 000) является количество точек наблюдений, выражающееся числом точек на 1 см² карты независимо от ее масштаба. Густота точек наблюдений зависит от сложности геологического строения района съемки. В табл. 5 приводится классификация районов по сложности геологического строения с указанием необходимого количества точек наблюдения на 1 см² площади карты.

Количество точек, приходящихся на 1 см² площади карты, рассчитывается в среднем, исходя из общей площади листа и общего количества точек. В пределах листа точки наблюдения могут быть распределены неравномерно: на сложных участках их оказывается больше, на участках с простым строением — меньше.

Таблица 5

Классификация районов по сложности геологического строения

Категория сложности геологического строения	Характеристика района	Количество точек наблюдений на 1 см² карты
I. Строение простое	Слои залегают горизонтально, очень полого. Стратиграфия простая, достаточно изученная. Фации устойчивые; маркирующие горизонты выражены отчетливо	1—2
II. Средней сложности	Пологая складчатость. Стратиграфия сложная или недостаточно разработанная. Фации устойчивые; маркирующие горизонты выражены слабо. Могут встречаться магматические породы, не отличающиеся разнообразием по составу и возрасту	2—3
III. Сложное	Сложная складчатость. Распространены магматические и метаморфические породы, различные по составу и возрасту	3—4
IV. Особо сложное	Широко распространены метаморфические породы со сложной мелкой складчатостью и большим количеством тектонических разрывов	4 и больше

При детальных съемках (1 : 10 000 и крупнее) количество точек наблюдения не может служить показателем обоснованности геологической карты. Этот вопрос должен решаться путем проверки качества карты непосредственно в поле на участке съемки.

Глава 25

ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ КАМЕРАЛЬНОГО ПЕРИОДА

КАРТОГРАФИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Камеральный период завершается составлением отчета со всеми необходимыми к нему приложениями. При мелко-, средне- и крупномасштабных съемках должен составляться полный отчет по работам в каждый полевой период. Требования к таким отчетам определяются инструкциями по организации и производству геолого-съемочных работ, изданными в 1955, 1959, 1962, 1968, 1969 гг. Ниже приведены основные сведения, касающиеся составления геологических отчетов по полевым работам.

Отчет состоит из трех частей: карт, фактического материала и текста. В начале камерального периода составляется краткий информационный отчет о полевых работах и производится разборка коллекции. Пробы направляются в лаборатории для химического, спектрального и других анализов, а коллекции окаменелостей сдаются специалистам для определения. Номера образцов следует надписывать тушью еще в поле непосредственно на образце или на ровном месте образца, покрытом светлой эмалевой краской. В конце камеральной обработки коллекция делится на три части: 1) основную, подлежащую сдаче в музей или хранилище, 2) дублетный материал, сохраняемый как обменный фонд, и 3) материал, подлежащий дальнейшей монографической обработке. Образцы, не нашедшие применения при камеральной обработке, должны быть ликвидированы.

Полевые дневники в камеральный период редактируются и дополняются окончательными определениями пород с предельно краткой характеристикой результатов проведенных исследований (микроскопических, химических, спектральных и т. д.), а также сопровождаются полными списками определений окаменелостей и установлением возраста отложений. Составляются таблицы по отдельным видам анализов, в том числе и по результатам шлиховых анализов. В таком дополненном и отредактированном виде дневники и журналы подлежат переписке или перепечатке на машинке и передаче в фонды.

Картографический материал отчета составляется раньше текстовой его части. Он слагается из карты фактического материала, сводной стратиграфической колонки, геологической карты с разрезами, карты полезных ископаемых и прогноза. Кроме того, к тексту

прилагаются карты или схемы геологической изученности более мелкого масштаба, тектоническая и иные графические приложения.

Если программой работ, кроме геологической карты, предусмотрено составление специальных карт — гидрогеологической, четвертичных отложений, геоморфологической или какой-либо иной, такие карты должны удовлетворять требованиям соответствующих специальных инструкций, а при отсутствии инструкций — требованиям, изложенным в проектном задании.

Карта фактического материала

Карта фактического материала составляется в масштабе отчетной карты. На карту наносятся: а) все точки наблюдений (независимо от характера наблюдений) с разделением на наблюдения в естественных и наблюдения в искусственных обнажениях (горных выработках, скважинах и т. п.) и с указанием их номеров; б) все описанные водопункты, если не составляется особая карта водопунктов; в) места находок ископаемых остатков; г) геологические границы с возрастными индексами, но без раскраски.

При большой частоте точек наблюдений линии маршрутов на карте можно не указывать. Для более легкого нахождения нужной точки наблюдения вся площадь карты делится на квадраты, которые обозначаются по вертикали русскими прописными буквами, а по горизонтали — римскими цифрами. Каждая точка наблюдения оказывается, таким образом, расположенной в квадрате, имеющем определенный индекс. В качестве квадратов может быть использована километровая сетка прямоугольных координат. Индекс квадрата точки проставляется в обработанных дневниках рядом с номером точки наблюдения или в виде знаменателя дроби под точкой наблюдения.

Геологическая карта

Геологическая карта должна быть готова к концу полевого периода. В процессе камеральной обработки в геологическую карту вносятся изменения в соответствии с результатами камеральной обработки: уточняются петрографические названия выделенных на карте горных пород, возраст геологических образований и геологические границы по данным окончательного дешифрирования аэрофотоснимков. Если отчетная геологическая карта резко отличается от полевой, то она подлежит контрольной проверке в поле. С полевой на окончательную карту не переносятся лишь данные вспомогательного, рабочего характера (точки наблюдения, маршруты, мелкие выработки и т. п.).

На геологической карте указывается распространение осадочных, вулканогенных, метаморфических и интрузивных пород, разделенных по возрасту и составу, и коры выветривания. В вулканических породах выделяются покровные фации, пирокластические образования, жерловые фации и субвулканические тела. Метаморфические породы разделяются на фации с указанием, если это возможно,

первичного состава пород. На карту наносятся основные тела полезных ископаемых, известные в коренном залегании, с разделением их по составу и отражаются все гидротермальные, метасоматические, автометасоматические и другие изменения пород.

Помимо границ распространения горных пород на карте могут быть показаны маркирующие горизонты, отдешифрированные на аэрофотоснимках, и прослеженные на местности жилы, ореолы контактового метаморфизма. При наличии необходимых материалов на геологические карты наносятся элементы глубинного строения (глубина залегания фундамента или отдельных горизонтов, разрывы, контуры невскрытых интрузий и др.). Геологическая карта должна быть увязана с соседними листами.

Литологический состав пород в виде значков черного цвета, нанесенных поверх возрастной окраски на карты масштаба 1 : 200 000, указывается только на вулканогенных образованиях. На картах масштаба 1 : 50 000 и крупнее литология пород должна быть указана на всей площади листа, независимо от их состава.

На картах указываются линии геологических разрезов, глубокие разведочные и картировочные скважины, места особо важных находок руководящих окаменелостей. На листах геологических карт платформенных областей, по данным структурно-картировочного бурения, структурно-геологической съемки и геофизических исследований должны изображаться стратоизогипсы опорных горизонтов.

Для территорий с мощным покровом новейших отложений составляется не одна, а две геологические карты заданного масштаба. Одна из них является картой земной поверхности и по существу представляет собой карту четвертичных отложений, а вторая отражает строение эрозионной поверхности коренных пород, скрытой под покровом новейших образований. Последняя составляется на основании интерпретации всех материалов, собранных геологом по площади листа: буровых, геофизических, геоморфологических, аэрофотогеологических и др.

Буровые скважины на геологических картах указываются в виде концентрических кружков с расстоянием между ними в 1 мм. В кружках соответствующими красками указывают стратиграфические горизонты, вскрытые скважиной; рядом помещаются индексы.

Континентальные четвертичные отложения с карт по возможности снимаются. Они сохраняются только в долинах крупных рек, в озерных котловинах и на участках, где строение коренных пород под рыхлым покровом установить не удается, а также когда эти отложения вмещают месторождения полезных ископаемых. Для районов, где четвертичные отложения имеют сложный состав и большую мощность, они изображаются на геологических картах с такой же тщательностью, как и коренные породы. Морские четвертичные отложения указываются на картах в полном объеме.

Генезис и главнейшие типы дочетвертичных осадочных отложений в случае необходимости показываются в индексе одной или двумя латинскими буквами: *m* — морские, *c* — континентальные, *h* — уг-

леносные и др., помещаемыми перед индексом системы. Генезис четвертичных отложений указывается черным крапом поверх возрастной окраски. Каждой группе четвертичных отложений соответствует свой вид крапа. Четвертичные отложения по генезису разделяются на морские, ледниковые, водно-ледниковые, речные, озерные, озерно-речные, эоловые, органогенные.

Линейные контуры, указываемые на картах, должны иметь ширину не менее 1 мм; мелкие округлые контуры — не менее 4 мм^2 по площади. Если несколько мелких контуров расположены близко друг от друга, допускается изображение их в обобщенном виде с учетом характера и формы залегания изображаемых на карте тел (линзы, интрузии и т. д.).

Геологические образования, имеющие особое значение для понимания геологического строения района или оценки перспектив полезных ископаемых, но занимающие площади, недостаточные для изображения в масштабе карты, показываются вне масштаба; маломощные опорные горизонты и отдельные пласты изображают с преувеличенной мощностью или тонкими цветными линиями; площадь тел изображенной формы увеличивается до 4 мм^2.

Геологические разрезы

Геологический разрез должен пересекать всю площадь листа вкрест простирания пород и захватывать наиболее типичные, важные и тектонически сложные места. Допускается составление разрезов по ломаным линиям. Горизонтальный и вертикальный масштабы разреза должны быть одинаковы и соответствовать масштабу отчетной карты. Преувеличение вертикального масштаба допускается только для изображения горизонтально залегающих отложений. В зависимости от сложности строения района количество разрезов может варьировать от одного до пяти.

Разрезы составляются в строгом соответствии с принятой для карты стратиграфической схемой. В случае малой мощности отложений допускается объединение на разрезе двух или более стратиграфических подразделений с обязательным внесением в условные знаки соответствующих дополнительных обозначений. Четвертичные отложения на разрезах снимаются в том случае, когда мощность их слишком мала для изображения в масштабе разреза.

На разрезах показываются наиболее важные буровые скважины и глубокие горные выработки. Разрешается изображение пунктиром, продолжение геологических границ в «воздухе» и на «глубине».

Меридиональные (или близкие к ним) разрезы вычерчиваются у западной рамки карты, а широтные или близкие к ним — у южной.

На каждом разрезе должны быть показаны: линия уровня моря, на концах разреза — шкалы вертикального масштаба и обозначения, привязывающие разрез к карте. Географические ориентиры (реки, вершины и др.), через которые проходит линия разреза, указываются сносками и сопровождаются надписями названий ориентиров.

Стратиграфическая колонка

Стратиграфическая колонка составляется в произвольном, но более крупном масштабе, чем масштаб карты. В случае значительной изменчивости разреза следует составить две и более сводные колонки. Стратиграфическая колонка вычерчивается в виде вертикального столбика, в котором каждая выделенная на карте стратиграфическая единица отделяется от соседней горизонтальной прямой (при согласном залегании) или волнистой чертой (при несогласном залегании). Колонка выполняется черным цветом, не закрашивается, а покрывается штриховыми условными знаками. Интрузивные породы в колонке не указываются. Четвертичные отложения изображаются в колонке лишь для геологической карты четвертичного комплекса.

Карта полезных ископаемых

Карта полезных ископаемых составляется в масштабе, равном масштабу отчетной геологической карты, в полном соответствии с инструкциями и положениями по организации и производству геологосъемочных работ. В инструкциях приведены: систематизация полезных ископаемых по видам минерального сырья, разделение месторождений в зависимости от количества запасов полезных ископаемых, цветные и штриховые условные обозначения.

Карта полезных ископаемых должна давать полное представление о распределении известных месторождений и проявлении всех полезных ископаемых. Она составляется на геологической основе и может совмещаться с геологической картой. При этом совершенно обязательно строгое соблюдение величины, формы и цвета условных знаков для полезных ископаемых. Если карта полезных ископаемых составляется отдельно от геологической, то на последней на месте стратиграфической колонки помещаются их условные знаки.

На карте выделяются площади развития пород, несущих полезные ископаемые или его признаки; перспективные геофизические аномалии и т. д. Каждая из таких площадей должна быть оконтурена, пронумерована и под соответствующим номером описана в отчете с приведением обоснования для ее выделения. В пределах перспективных площадей различной штриховкой выделяются участки, рекомендуемые для постановки детального геологического картирования и объекты разведочных работ на различные полезные ископаемые. Все площади, рекомендуемые для производства дальнейших работ, должны быть расчленены по очередности. В тексте отчета приводятся обоснования даваемых рекомендаций.

Тектоническая карта

При составлении тектонической карты (схемы) прежде всего должны быть выделены основные тектонические элементы: складчатые области и платформы. Складчатые сооружения затем делятся

на структурные этажи. Каждый из этих этажей отвечает определенному тектоническому этапу развития геосинклинальных областей и слагается группой обособленных формаций, обычно отделяющихся от выше- и нижележащих формаций региональными несогласиями. Складчатые сооружения каждого из структурных этажей расчленяются на антиклинории и синклинории, которые в свою очередь могут группироваться в мегантиклинории и мегасинклинории. В складчатых областях могут быть выделены структуры заключительной стадии геосинклинального развития: срединные массивы, межгорные впадины и краевые прогибы, а также зоны глубинных разломов и вулканические поясы. В каждом из названных выше главнейших структурных элементов указываются складки, разрывы, флексуры и др.

Изображение складок обычно выполняется с помощью осевых линий. На осях антиклинальных складок утонениями указываются направления погружения шарниров. Разрывы должны быть разделены по типам и размерам.

Большое значение в пределах складчатых областей имеют интрузивные массивы. Необходимо стремиться к отражению на тектонической карте положения интрузивных массивов, установлению их формы (батолит, лакколит, шток и т. д.) и связи с вмещающими тектоническими структурами. Как и на геологической карте, интрузии показываются с разделением по возрасту и составу. Представление о последовательности образования интрузий дает их принадлежность к различным структурным этажам складчатых областей.

В пределах платформ на карте выделяются два структурных комплекса: складчатый фундамент и платформенный чехол. Складчатый фундамент расчленяется в соответствии с принципами расчленения складчатых областей. Платформы в целом делятся прежде всего на щиты и плиты. В платформенном чехле последовательно могут быть выделены антеклизы, синеклизы, авлакогены, валы, флексуры, отдельные складки и разрывы, соляные структуры и др. При изображении складок и флексур в платформенном чехле обычно прибегают к построению стратоизогипс или наносят обобщающие контуры, отражающие форму и размеры складок.

На рис. 254 приведен пример построения тектонической карты. Справочными пособиями могут служить: тектонические карты СССР масштаба 1 : 5 000 000 и 1 : 10 000 000, а также тектоническая карта Европы масштаба 1 : 25 00 000 и Евразии масштаба 1 : 5 000 000.

Геоморфологическая карта

Геоморфологическая карта составляется на основе полевых наблюдений и дешифрирования аэрофотоснимков в том же масштабе, что и геологическая карта. Она должна отражать главнейшие морфологические черты рельефа, его возраст и происхождение. Генетическая характеристика рельефа дается различными цветами красок,

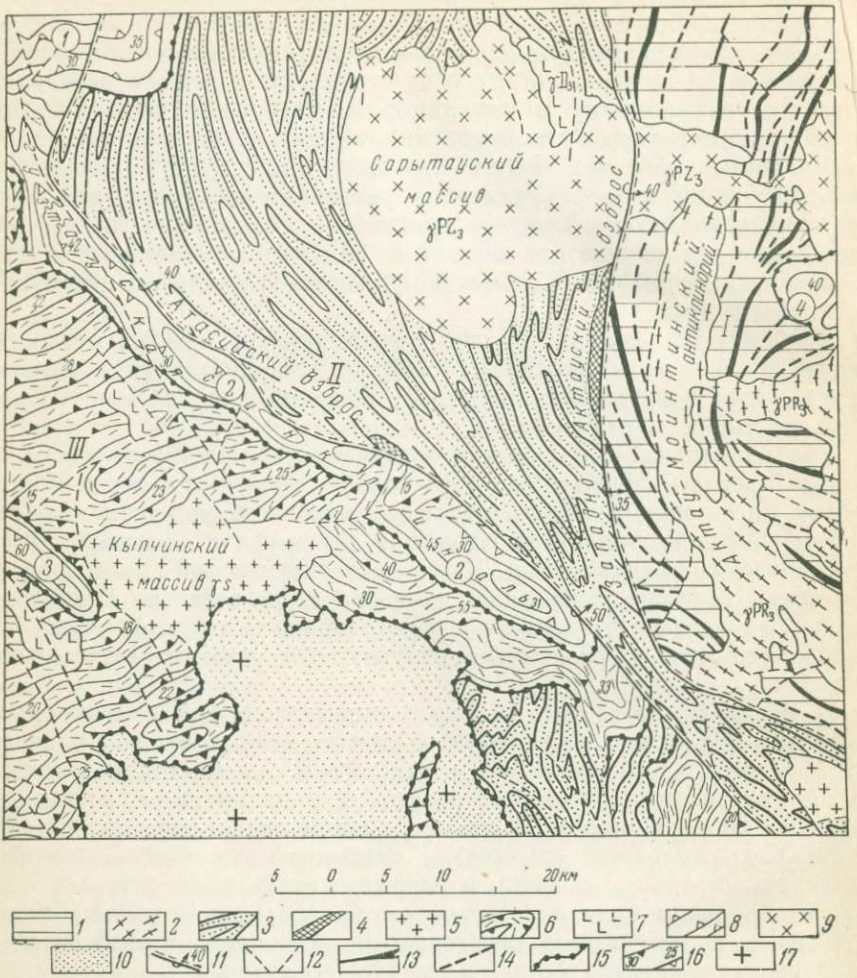


Рис. 254. Тектоническая карта Атасуйского района (Казахстан)

Герцинский складчатый комплекс: 1 — Актау-Моинтинский антиклинорий, *II* — северо-восточное крыло Атасуйского синклинория, *III* — центральная зона Атасуйского синклинория; *байкальский структурный этаж: 1* — верхнепротерозойские кристаллические сланцы и кварциты, *2* — верхнепротерозойские гранито-гнейсы; *каледонский структурный этаж*: *3* — нижнепалеозойские филлиты, глинистые сланцы и песчаники, *4* — ордовикские ультрабазиты, *5* — силурийские гранитоиды; *герцинский структурный этаж*, нижний подъэтаж: *6* — средневерхнедевонские кислые эффузивы, красноцветные песчаники и конгломераты, *7* — верхнедевонские гранит-порфиры; верхний подъэтаж: *8* — наложенные мульды, образованные карбонатно-терригенными породами верхнего и среднего карбона, *9* — верхнекаменноугольные гранитоиды; эпигерцинский платформенный чехол: *10* — неогеновые континентальные красноцветные отложения, *11* — крупные взбросы; *12* — мелкие разрывы; *13* — оси антиклинальных складок; *14* — оси синклинальных складок; *15* — границы региональных несогласий; *16* — направления и углы падения; *17* — горизонтальное залегание. Цифры в кружках — наложенные мульды и синклинали: *1* — Бельбекская, *2* — Угузтауская, *3* — Куинская, *4* — Темиршинская

возраст — индексами, форма рельефа — различными штриховыми знаками.

Основные формы рельефа группируются в условных обозначениях в следующие комплексы: элементы рельефа водоразделов (кроме ледниковых форм), долины современной речной сети, долины древних уровней денудации, озера и берега морей, ледниковый комплекс, гидрогеологический комплекс (мерзлотные образования, карст, оползни, выходы источников), тектонические элементы.

Для геоморфологических карт пока не выработано твердо установленных условных обозначений. При подборе красок рекомендуется использовать зеленые и синие тона для типов рельефа аккумулятивного происхождения (долины рек, озерные котловины), а для эрозионных форм рельефа (водоразделов) — красновато-коричневые.

Справочным пособием для геолога-съемщика по вопросам геоморфологии может служить раздел «Геоморфологические исследования» в сборнике «Методическое руководство по геологической съемке и поискам» (Госгеолтехиздат, 1954).

Карта четвертичных отложений

Карта четвертичных отложений не является обязательной (исключая случаев, при которых ее составление предусматривается проектным заданием), однако она должна составляться с большой тщательностью, так как служит основанием для геоморфологической карты. На карту четвертичных отложений наносятся как континентальные, так и морские новейшие образования с подразделением их по генезису, возрасту и составу.

Генетические типы отложений обозначаются различными цветами красок, возраст — тонами этих цветов — от темных (для более древних) к светлым (для молодых), состав — штриховыми черными знаками, наносимыми по красочному фону. Кроме того, генезис и возраст отложений показываются соответствующими индексами. На карте выделяются отложения: аллювиальные, пролювиальные, делювиальные, элювиальные, озерные, морские, эоловые, ледниковые, флювиогляциальные, вулканические, проблематические (лёсс и др.), химические, органогенные и пр. При выделении генетических типов рыхлых отложений на карте может быть оттенен их характер (например оползневые) или форма (уступы, озы, дюны и т. д.).

Возраст дочетвертичного рыхлого покрова наносится в соответствии с существующей схемой стратиграфического деления. Возраст четвертичных отложений указывается с подразделением на отделы (нижний, средний, верхний, современный), а если имеются палеонтологически и археологически охарактеризованные слои — то с выделением веков.

На карте показываются обнажения коренных пород, места находок ископаемой фауны и флоры, а также археологических остатков, направления движения ледников, мерзлотные образования, выходы источников, тектонические линии и т. п.

Зарамочное оформление карты четвертичных отложений аналогично оформлению геологической карты, с той лишь разницей, что в данном случае стратиграфическая колонка не строится, а под южной рамкой вместо геологических разрезов дается стратиграфическая схема в виде идеального профиля через все элементы рельефа, развитые в районе. Вертикальный масштаб схемы может быть увеличен в 5—20 раз. На схеме показываются взаимоотношения всех генетических типов, развитых в районе четвертичных отложений, соотношения их с различными элементами рельефа и с дочетвертичными породами. При необходимости производится несколько таких схем, вычерченных в тех же условных знаках, что и карта.

Справочным пособием при изучении четвертичных отложений в поле может служить раздел «Исследование четвертичных отложений» в сборнике «Методическое руководство по геологической съемке и поискам» (Госгеолтехиздат, 1954) и «Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений» (Госгеолтехиздат, 1955). К книгам приложены образцы карты четвертичных отложений и условных обозначений.

Окончательное дешифрирование аэрофотоснимков

Окончательное дешифрирование аэрофотоснимков производится после завершения полевых работ. При окончательном дешифрировании должны быть использованы выводы по стратиграфическому расчленению осадочных и метаморфических толщ, наблюдения над интрузивными породами и данные по полевому дешифрированию контактной печати. Если в процессе полевых работ были составлены «условные знаки» к аэрофотоснимкам, то при окончательном дешифрировании эти данные должны позволить безошибочно вести дешифрирование геологических объектов.

Окончательное дешифрирование ведется на контактной печати с помощью стереоскопа. В древних толщах с резким преобладанием крутых и вертикальных углов падения слои вытягиваются в пределах контуров каждого выхода, а там, где это невозможно, показываются пунктирными линиями под покровом рыхлых новейших континентальных образований.

В областях развития пологозалегающих отложений в ряде случаев окончательное дешифрирование нужно вести с учетом углов падений пород, т. е. там, где падения пологие, выделенные слои оказываются более редкими, чем на участках крутого залегания пород, на которых слои сближаются.

При пологих падениях с получающимися в связи с этим очень большими интервалами между слоями иногда для отражения деталей тектонического строения появляется необходимость вводить дополнительные слои, которые изображаются только в пределах участков, требующих уточнения. С контактной печати все отдешифрированные слои переносятся по рельефу на полевую геологическую карту.

На последней по данным окончательного дешифрирования уточняется положение границ между выделенными стратиграфическими единицами и комплексами горных пород. При этом следует перенести с аэрофотоснимков на геологическую карту элементы залегания пород для участков, где под стереоскопом хорошо видно направление падений. Для этой цели следует выбрать условный значок, отличный от обычного значка измеренных в поле элементов залеганий, который нужно оговорить в условных знаках карты.

С полевой карты все данные полевой работы и геологического дешифрирования переносятся на геологическую карту заданного масштаба съемки.

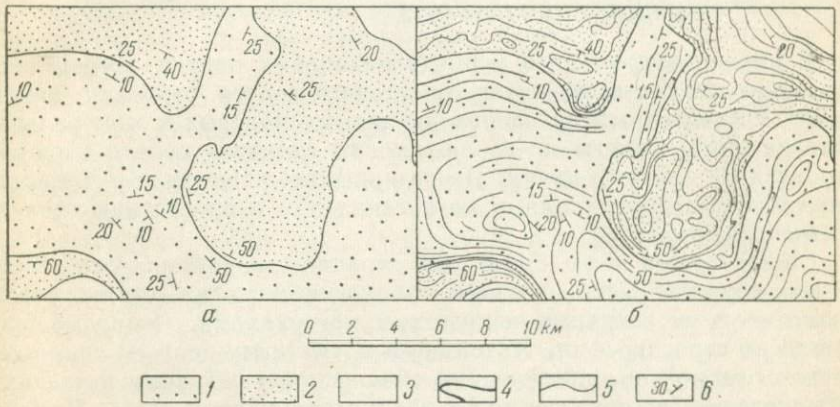


Рис. 255. Пример геологической карты, составленной без использования аэрофотоснимков (*а*) и той же карты с нанесенными на ней данными геологического дешифрирования аэрофотоснимков (*б*)

1 — красноцветные песчаники и конгломераты франского яруса верхнего девона; *2* — известняки фаменского яруса верхнего девона; *3* — нижний карбон; *4* — геологические границы; *5* — слои песчаников и известняков, отдешифрированные на аэрофотоснимках и частично прослеженные на местности; *6* — элементы залегания

При окончательном дешифрировании выясняется много деталей, не замеченных при предварительном и полевом дешифрировании, и выправляются все ранее допущенные неточности и ошибки. Особенно много данных при повторном дешифрировании появляется при изучении жильных серий, контуров и деталей строения интрузивных массивов. Следует предостеречь геологов от пренебрежительного отношения к окончательному дешифрированию аэрофотоматериалов. Ссылки на якобы полное полевое дешифрирование нельзя признать оправданными, так как прежде всего надо иметь в виду, что работа со снимками в поле ведется большим числом геологов и коллекторов и поэтому необходимо обобщение всего накопленного опыта. Только повторный пересмотр всей контактной печати дает уверенность в полном использовании всех данных аэрофотоматериалов. В настоящее время методика использования аэрофотоснимков при составлении геологических карт разработана достаточно полно.

Для отражения тектонического строения выделенных на геологической карте стратиграфических единиц внутри их контуров следует указывать линии выходов слоев на поверхность, перенося их с контактных отпечатков или фотосхем. Эти линии играют роль маркирующих горизонтов внутри свит. При нанесении слоев следует выбирать те, которые опознаны в поле, достаточно четко выделяются и имеют большую протяженность. На рис. 255 приведена геологическая карта, составленная без использования аэрофотоснимков, и карта той же территории с нанесенными на ней данными геологического дешифрирования аэрофотоснимков.

Текст отчета, порядок сдачи отчета

В конце камерального периода начальник партии представляет отчет по результатам изучения геологического строения района работ, составленный на основании данных полевых и камеральных исследований. Отчеты по геологическим съемкам любого масштаба строятся по единому плану. Их содержание, размеры и рубрикации определяются инструкциями по организации и проведению геологосъемочных работ.

Объем отчета — не более 200 страниц машинописного текста. Отчет должен быть написан геологически и стилистически грамотно и не загружен излишними материалами. Основные положения по стратиграфии, тектонике и магматизму должны сопровождаться ссылкой на определенные обнажения и описания последних. Утверждения без приведения фактов в отчете недопустимы. Выводы, основанные на общих соображениях и сопоставлениях, должны быть особо оговорены. Догматическое изложение результатов геологосъемочных работ, при котором нельзя отличить фактов от домыслов, может служить причиной неправильного представления о геологии и перспективах района и в конечном счете вынуждает проводить работу заново. К отчету прилагаются аннотация, оглавление, список литературы и опись чертежей и карт.

Ниже приводится примерный порядок изложения и перечень основных вопросов, подлежащих рассмотрению в отчете.

В в е д е н и е. Географическое и административное положение района. Обоснование постановки геологических работ. Точное задание, организационная структура партий, объем произведенных работ, площадь съемки, номенклатура планшетов и характеристика использованной топографической основы, методика работ. В случае применения аэрофотометодов должен быть приведен анализ качества использованных фотоматериалов, характеристика фотогеничности различных частей района. Плановые и фактические объемы всех видов работ (в виде таблицы). Участие различных лиц в полевой работе и обработке материалов.

Г е о г р а ф и ч е с к о е о п и с а н и е р а й о н а. Характер рельефа, степень его расчленения, абсолютные и относительные

отметки долин и водоразделов, особенности речной сети, обнаженность, климат, растительность, население, экономические особенности района и состояние горной промышленности, пути сообщения. Иллюстрациями к этой главе могут являться гипсометрическая схема, а также фотографии и аэрофотоснимки наиболее типичных форм рельефа.

Изученность района. Приводится краткий обзор в хронологической последовательности результатов всех видов геологических работ, проводившихся в районе, а в некоторых случаях и в сопредельных районах. Отмечается все принципиально новое, внесенное каждой работой в изучение геологического строения района и полезных ископаемых. К тексту прилагаются картограммы геологической изученности, изображаемые в произвольном масштабе по состоянию на дату составления отчета.

Методика полевых работ. В этом разделе приводятся данные о порядке обработки и интерпретации материалов по всем видам исследований с оценкой точности исследований. Здесь же излагаются материалы по усовершенствованию ранее известной методики работ и разработке новых методов.

Геологическое строение района. Включает стратиграфию, литологию, интрузивные породы, коры выветривания, метаморфизм и тектонику.

В стратиграфии приводится систематизированное описание всех развитых в районе осадочных, метаморфических и вулканических образований, начиная с древнейших и заканчивая четвертичными. В зависимости от степени расчлененности стратиграфического разреза описание может быть разделено по системам, отделам и более дробным стратиграфическим подразделениям. Для каждого подразделения приводится сжатая, но достаточная литологическая характеристика; список главнейшей фауны и флоры с указанием мест их нахождения, а также фамилий лиц, их определивших; фактическое обоснование цифр мощности, возраста, фациальных различий и всех перерывов и угловых несогласий. Особенно тщательно характеризуются слои, содержащие полезные ископаемые, опорные (маркирующие) слои и те граничные поверхности между свитами, которые в поле при картировании служили руководящими. Обязательно приводится описание тех обнажений, которые явились основанием для главных выводов по стратиграфии. В частности, необходимо дать описание и зарисовки выходов, характеризующих взаимоотношения выделенных на карте стратиграфических подразделений.

Сложные и детально расчлененные стратиграфические разрезы необходимо иллюстрировать колонкой нормального разреза с указанием всех перерывов и угловых несогласий, а также петрографической характеристики. Если осадочные породы подвергались специальному петрографическому исследованию, то данные этого исследования излагаются в особой главе.

Описание интрузивных пород ведется в порядке возрастной последовательности их образования, по одновозрастным интрузив-

ным комплексам. Для каждого комплекса дается перечень интрузивных тел, к нему относящихся, и характеристика каждого из них (при значительном однообразии допускается описание по группам интрузивных тел).

Для каждой интрузии приводятся форма и размеры, положение в геологической структуре района, подробно описываются все петрографические разновидности пород, их пространственное размещение и взаимоотношения друг с другом (в том числе и жильных пород), а также контактовые изменения. При характеристике формы тел и вмещающих структур привлекаются геофизические данные.

После описания отдельных интрузивных тел приводится общая характеристика интрузивного комплекса: обоснование возраста, общая петрографическая и химическая характеристики, пространственное их распространение и закономерности в распределении (приуроченности к тектоническим структурам), а также кратко характеризуется рудоносность (подробная характеристика дается в разделе «Полезные ископаемые»).

Интрузивные породы неопределенного возраста описываются вместе с образованиями, к которым автор склонен их относить по возрасту, с приведением соображений автора об их возрасте.

Дается общая характеристика тектоники района с выделением тектонических зон, если они намечаются, а в пределах каждой тектонической зоны — форм тектонических нарушений: складок, разрывов и т. д. При большом количестве этих форм нет необходимости описывать каждую из них в отдельности, а следует дать групповую характеристику однородных по форме нарушений и отметить изменения их по площади.

Помимо крупных структурных форм, должны быть рассмотрены трещины, кливаж, тектонические брекчии, милониты и т. д.

При характеристике тектоники привлекаются все материалы по геофизическим исследованиям.

На основании всего материала строятся выводы о последовательности тектонических процессов, их характере, о направлении перемещения масс, о связи тектоники с вулканизмом и оруденения с тектоническими элементами. Здесь же сопоставляются данные изучения тектоники интрузивов (если оно производилось) с данными по общей тектонике.

Описание иллюстрируется геологическими разрезами и зарисовками и по возможности картой или схемой тектонического районирования с указанием на ней основных тектонических элементов. На основании содержащихся в предыдущих главах материалов излагаются все стороны геологического развития исследованной территории (осадконакопление, тектоника, магматизм и т. д.) в исторической последовательности и взаимосвязи.

Геоморфология. Дается систематическое описание всех выделенных типов рельефа и характерных форм; распространение различных форм рельефа с освещением влияния состава пород и тектоники района на эрозионные процессы. При описании генетиче-

ского типа рельефа, помимо морфологических данных, указываются признаки, послужившие основанием для определения генезиса.

Рассмотрение четвертичных отложений должно быть приведено в главе «Стратиграфия»; здесь же они указываются постольку, поскольку это необходимо для восстановления истории развития рельефа. Приводятся данные о возрасте рельефа (по отдельным элементам и типам), а также соображения, позволяющие сделать вывод о последовательности и времени основных этапов формирования изучаемого рельефа. Дается краткая характеристика современных физико-географических процессов, если они создают резкие особенности ландшафта, например: деятельность моря, развитие оползней, заболачивание и т. д., указывается значение этих факторов в народном хозяйстве района. Излагаются история развития рельефа и гидрографической сети района, сведения и выводы о новейших тектонических движениях, их пространственная связь с древними структурами. Кроме геоморфологической карты, в качестве иллюстраций прилагаются профили, зарисовки и фотографии.

Полезные ископаемые. Основная задача этой главы заключается в выяснении закономерностей распространения полезных ископаемых на изученной территории. Характеризуются все ранее известные и обнаруженные в исследованном районе полезные ископаемые по группам, дается краткое описание малоизвестных месторождений полезных ископаемых. Устанавливается связь полезных ископаемых с определенными комплексами или свитами пород, либо с определенными геологическими структурами, магматическими образованиями, контактово-метаморфическими процессами, имевшими место в изученном районе. Выясняется связь россыпей и остаточных месторождений с рельефом и рыхлыми отложениями. Излагаются результаты шлихового и металлометрического опробования по отдельным полезным ископаемым, отмечается характер распределения на площади района и количественное содержание каждого минерала в шлихах, а также частота встречаемости. Определяются ореолы рассеивания минералов, размеры обломков, степень их окатанности и ассоциации с другими минералами. Приводятся соображения о возможных источниках сноса. Даются выводы о возможном генетическом типе рудопроявлений на основе анализа геологической обстановки, геохимических особенностей минералов и геофизических данных. Здесь же приводятся результаты проверки заявок и данных о полезных ископаемых, сведения о которых содержатся в фондовых материалах.

Текст должен иллюстрироваться зарисовками естественных выходов и искусственных обнажений, а в отдельных случаях — геологическими планами с показом всех точек наблюдений тел полезных ископаемых или планов распространения обломков руд в делювии. На этих материалах должны быть также показаны места взятия всех штуфных и бороздовых проб. Дается оценка общих перспектив района в отношении минерального сырья и определяется направление дальнейших поисковых и разведочных работ. Кроме того, должны

быть отмечены закономерности в пространственном распределении полезных ископаемых и указаны наиболее благоприятные площади для последующих детальных геологосъемочных, поисковых или поисково-разведочных работ, а также критически проанализированы существующие прогнозы угленосности, нефтеносности, рудоносности и т. д. для исследованного района.

Подземные воды. Дается общая характеристика водоносности различных комплексов осадочных, изверженных и метаморфических пород. Отмечаются типичные водопункты (источники, скважины, колодцы). Приводятся сведения о химизме вод, дебите источников и об изменениях их режима. Устанавливается проявление и характеристика вечной мерзлоты, если она имеется в районе. Освещается значение и использование подземных вод в народном хозяйстве района, особенно в засушливых областях. Приводится описание минеральных и термальных источников. Дается характеристика существующего водоснабжения.

Заключение. Содержание главы зависит от результатов исследований в данном районе. В нем следует осветить общие итоги работы и их значение для выявления перспектив полезных ископаемых, наметить очередные задачи геологического изучения района.

Список использованной литературы. Список литературы, помещаемый в конце отчета, составляется в алфавитном порядке фамилий авторов. Заголовки работ выписываются полностью, а названия журналов и изданий сокращаются так, чтобы они оставались понятными без объяснений. Следует точно указывать том, выпуск, номер, год издания.

Подписанный начальником партии отчет сдается в производственный отдел в пяти экземплярах и затем направляется на рецензию. Каждый законченный геологический отчет должен иметь не менее двух рецензий сотрудников научных или производственных организаций. По получении рецензий производственный отдел представляет отчет с соответствующим докладом главному геологу и главному инженеру на рассмотрение. Главный геолог и главный инженер после проверки отчета и ознакомления с рецензиями выносят рассмотрение отчета на заседание Научно-технического совета управления (треста) или Ученого совета института, производившего работы, где отчет оценивается и утверждается.

После утверждения отчета начальник партии сдает по акту на хранение все использованные и ненужные для дальнейшей работы материалы: коллекции, дубликаты проб, шлифы, фотодокументы, шлихи, черновики карт. Особо сдаются фактические материалы: полевые книжки (или их копии), полевые журналы шлихового, металлометрического и гидрогеологического и иных видов опробования, журналы измерения природной радиоактивности пород, зарисовки и документации горных выработок и скважин.

Отчет сдается начальником партии в геологические фонды той организации, которая производила работы, с приложением протокола Научно-технического совета и рецензией.

Абельский М. Е., Андреев Б. А., Голомб В. Э., Самсонов Н. Н. Курс гравиразведки. Госгеолтехиздат, 1954.

Ажгирей Г. Д. Структурная геология. Изд. МГУ, 1966.

Андреев Б. А. Геофизические методы в региональной структурной геологии. М., «Недра», 1965.

Андреев Б. А., Клушин И. Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Гостоптехиздат, 1962.

Белоусов В. В. Структурная геология. Изд. МГУ, 1971.

Блох И. М. Комплексирование геофизических методов исследования с геологосъемочными при крупномасштабном геологическом картировании. Изд. ОНТИ ВИЭМС, вып. 13, 1968.

Богданов А. А. Несогласия, их типы и значение их изучения. Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 2.

Богданов А. А., Муратов М. В., Хаин В. Е. Об основных структурных элементах земной коры. Бюлл. МОИП, т. XXXVIII (3), 1963.

Ботвинкина Л. Н. О классификации различных типов слоистости. Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 5.

Бурштар М. С. [и др.]. Стратиграфия, тектоника и нефтегазоносность Северного Кавказа и Крыма. М., «Недра», 1969.

Буялов Н. И. Практическое руководство по структурной геологии и геологическому картированию. Гостоптехиздат, 1955.

Высоцкий Б. П. Аэрофотометоды при геологических исследованиях. Госгеолтехиздат, 1962.

Гарецкий Р. Г. Кластические дайки. Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 3.

Гзовский М. В. Тектонические поля напряжений. Изв. АН СССР, серия геофиз., 1954, № 5, 6.

Горбушина Л. В., Зимин Д. Ф., Сердюкова А. С. Радиометрические и ядерно-геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Атомиздат, 1970.

Гуревич И. И. Сейсморазведка. М., «Недра», 1964.

Духовский А. А., Илаев М. Г., Кронидов Н. Н. Методологические указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000. Геофизические исследования, вып. 7. М., «Недра», 1970.

Елисеев Н. А. Структурная петрология. Изд. ЛГУ, 1953.

Елисеев Н. А. Метаморфизм. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Зайцев Н. С. Особенности развития каледонид Сибири в среднем и верхнем палеозое. Проблемы региональной тектоники Евразии. Тр. ГИН АН СССР, вып. 62, 1963.

«Инструкция по организации и производству геологосъемочных работ в масштабе 1 : 200 000 и 1 : 100 000». Госгеолтехиздат, 1955.

«Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов государственной геологической карты СССР масштаба 1 : 200 000». М., «Недра», 1969.

Келлер Б. М. Русские геологи на международных геологических конгрессах (I—XII сессии). Очерки по истории геол. знаний, вып. 1. Изд. АН СССР, 1953.

Косыгин Ю. А. Тектоника. М., «Недра», 1969.

Кропоткин П. Н. Возможная роль космических факторов в геотектонике. «Геотектоника», № 2, 1970.

Коптев-Дворников В. С., Яковлева Е. Б., Петрова М. А. Вулканогенные породы и методы их изучения. М., «Недра», 1967.

Куражковская Е. А. Диалектическая концепция развития в геологии. Изд. МГУ, 1970.

Логачев А. А. Курс магниторазведки. Госгеолтехиздат, 1955.

Методы изучения тектонических структур. Изд. АН СССР, вып. 1, 1960, вып. 2, 1961.

«Методика геологического картирования метаморфических комплексов». Сб. под ред. В. А. Николаева. Госгеолтехиздат, 1957.

Михайлов А. Е. Полевые методы изучения трещин в горных породах. Госгеолтехиздат, 1956.

Муратов М. В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 5.

Муратов М. В. Главнейшие складчатости и мегастадии развития земной коры. «Геотектоника», 1965, № 1.

Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые системы докембрия и некоторые особенности их развития. «Геотектоника», 1970, № 2.

Наливкин В. Д. Тектоническое строение платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. В сб. «Материалы по советской нефтяной геологии». Госгеолтехиздат, 1963.

Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. Госгеолтехиздат, 1962.

«Организация и проведение групповых геологических работ». Под ред. В. Н. Брюханова. Сб. Материалы по науч-технич. пропаганде в геологии. М., ВИЭМС, 1971.

«Основные положения организации и производства геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 (1 : 25 000)». М., «Недра», 1968.

«Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ». Под ред. В. В. Белоусова, И. В. Кирилловой. М., «Недра», 1970.

Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии. Тр. Вост-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 5, 1962.

Павловский Е. В., Марков М. С. Особенности тектоники ранних этапов развития земной коры континентов. МГК, XXII сессия, Докл. сов. геологов. Проблема 4. Деформации пород и тектоника. М., «Наука», 1964.

Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 5.

Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 1.

Петрусевич М. Н. Аэрометоды при геологических исследованиях. Госгеолтехиздат, 1962.

Прохоров А. Н. Методика проведения комплексных геологосъемочных и поисковых работ в закрытых районах. М., «Недра», 1971.

«Принципы геологического картирования интрузивных и эффузивных формаций». Госгеолтехиздат, 1960.

Пущаровский Ю. М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. Тр. ГИН АН СССР, вып. 28, 1959.

Рудкевич М. Я. Тектоника Западно-Сибирской плиты и ее районирование по перспективам нефтегазоносности. М., «Недра», 1969.

Салоп Л. И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола. Бюлл. МОИП, т. XLVI(4), 1971.

Сидоренко А. В. Геология — наука будущего. М., «Знание», 1964.
«Система рифтов Земли». М., «Мир», 1970.
Соколов К. П. Геологическое истолкование магниторазведочных данных. Госгеолтехиздат, 1956.
«Справочник по тектонической терминологии». Под ред. Ю. А. Косыгина, Л. М. Парфенова. М., «Недра», 1970.
«Тектоническая карта Европы масштаба 1 : 2 500 000». Под ред. А. А. Богданова, М. В. Муратова и Н. С. Шатского. М., «Наука», 1964.
«Тектоника Евразии (объяснительная записка к тектонической карте Евразии м-б 1 : 5 000 000)». М., «Наука», 1966.
Тихомиров А. А., Хаин В. Е. Краткий очерк истории геологии. Госгеолтехиздат, 1956.
Тихомиров В. Г. Структурный анализ вулканических массивов. Вестн. МГУ, № 5, 1967.
Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.
Шанцер Е. В. К методологии историко-геологического исследования. «Геотектоника», 1970, № 2.
Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми и геосинклинальными областями. Изв. АН СССР, серия геол., 1947, № 5.
Шатский Н. С. Тектонические карты и принципы их составления. Избр. тр., т. 1. Изд. АН СССР, 1963.
Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. Изд-во иностр. лит., 1950.
Якубовский Ю. В., Ляхов Л. Л. Электроразведка. Изд. 2. М., «Недра», 1964.
Яншин А. Л. Тектоническая карта Евразии. МГК, XXII сессия. М., «Наука», 1964.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Предисловие 3

I. Вводная часть

Глава 1. **История развития геологического картирования** 5

Глава 2. **Цели и задачи структурной геологии и геологического картирования и связь их со смежными дисциплинами** 10

Глава 3. **Общие сведения о геологических картах** 14
Типы геологических карт 14
Виды геологических карт 18
Условные знаки геологических карт 19
Стратиграфическая колонка и геологические разрезы 21

Глава 4. **Виды аэрофотоматериалов и свойства аэрофотоснимков** . . 23
Виды аэрофотоматериалов 23
Свойства аэрофотоснимков 24
Определение превышений по аэрофотоснимкам 28
Основы дешифрирования аэрофотоснимков 32
Приборы, применяемые при дешифрировании 34
Дешифрирование топографических элементов 35
Задачи геологического дешифрирования аэрофотоснимков . . . 37
Фотогеничность геологических объектов 38
Дешифрирующие признаки 40
Применение цветной и спектрозональной аэрофотосъемок 41

Глава 5. **Применение геофизических методов в структурной геологии и при геологическом картировании** 43

Глава 6. **О физических условиях деформаций горных пород** 55
Понятие о деформациях и напряжениях 56
Упругая и пластическая деформации 59
Разрушение твердых тел 64

Глава 7. **Слой и строение слоистых толщ** 67
Слой и слоистость 67
Формы слоистости 68
Строение поверхностей напластования 71
Первичное (ненарушенное) и нарушенное залегание слоев 73

Стр.

Взаимоотношение слоистых толщ 73
Образование слоистых толщ 76
Условия формирования мощностей отложений 80

Глава 8. **Несогласия** 83

Стратиграфические несогласия 83
Строение поверхностей несогласия 89
Критерии установления стратиграфических несогласий 90
Тектонические несогласия 92
Изображение геологических границ 93
Применение геофизических методов при изучении несогласий . . 94

II. Формы залегания горных пород

Глава 9. **Горизонтальное залегание слоев** 99

Признаки горизонтального залегания слоев 99
Измерение мощности слоя 101
Изображение горизонтально залегающих слоев на геологических картах 101
Изображение горизонтально залегающих слоев на аэрофотоснимках 103
Изображение на картах четвертичных континентальных образований 104
Составление разрезов горизонтально залегающих толщ 105
Изучение горизонтального залегания слоев геофизическими методами 107

Глава 10. **Наклонное залегание слоев** 109

Общая характеристика наклонного залегания слоев 109
Элементы залегания 110
Устройство горного компаса 111
Работа с горным компасом и записи замеров 112
Измерение истинных элементов залегания по данным бурения и видимым наклонам 115
Определение истинной мощности при наклонном залегании 119
Нормальное и опрокинутое залегание 120
Зависимость ширины и формы выхода слоя на поверхности от его истинной мощности, угла падения и формы земной поверхности 123
Пластовые треугольники 129
Изображение наклонно залегающих слоев на аэрофотоснимках 131
Изображение наклонно залегающих слоев на геологических разрезах 135
Изучение наклонного залегания слоев геофизическими методами 136

Глава 11. **Складчатые формы залегания слоев** 140

Складки и их элементы 140
Морфологическая классификация складок 144
Флексуры 150
Генетическая классификация складок 153
Механические условия образования складок 153
Геологические условия образования складок 157
Эндогенная складчатость 157
Экзогенная складчатость 172
Дисгармоничная складчатость 174
Складки волочения 175
Связь осадконакопления и складчатости 176
Изображение складок на аэрофотоснимках 178

Стр.

Изображение складок на картах 179
Методика построения структурных карт 181
Построение геологических разрезов с изображением складок . . . 185
Изучение складчатых форм залегания геофизическими методами 188

Глава 12. **Трещины в горных породах (разрывы без смещений)** . . . 193

Нетектонические трещины 195
Тектонические трещины 198
Изображение трещин на аэрофотоснимках 205
Наблюдения над трещинами в поле 205
Графические методы изображения замеров трещин 206
Изучение трещин в горных породах геофизическими методами . . 215

Глава 13. **Разрывы со смещениями** 217

Сбросы 217
Взбросы 229
Грабены 232
Горсты 234
Сдвиги 235
Раздвиги 238
Надвиги 239
Покровы 242
Изображение разрывов со смещениями на аэрофотоснимках . . . 247
Изучение разрывов со смещениями геофизическими методами . . 249

Глава 14. Некоторые особые формы залегания осадочных горных пород 252

Кластические дайки 252
Подводнооползневые нарушения 253
Осадочные брекчии и горизонты с включениями 255
Рифы 256
Погребенные элювиальные и делювиальные образования 258
Изгибы слоев на склонах под влиянием силы тяжести 259

Глава 15. **Формы залегания эффузивных пород** 259

Условия накопления 259
Выделение стратиграфических комплексов в эффузивных породах . 263
Выявление очагов излияния 265
Определение возраста эффузивных пород 266
Дешифрирование эффузивных пород и вулканических аппаратов на аэрофотоснимках 267
Полевое изучение эффузивных пород и изображение их на геологических картах 268
Изучение форм залегания эффузивных пород геофизическими методами 273

Глава 16. **Формы залегания интрузивных пород** 275

Формы интрузивных тел 275
Изучение контактовых ореолов 285
Изучение внутренней структуры интрузивных массивов 286
Прототектоника жидкой фазы 286
Прототектоника твердой фазы 289
Изучение состава интрузивных массивов 292
Определение возраста интрузий 294
Глубина и некоторые условия формирования гранитных батолитов 296
Дешифрирование интрузивных пород 298
Задачи полевого изучения интрузивных пород 300
Изучение форм залегания интрузивных пород геофизическими методами 303

Стр.

Глава 17. **Формы залегания метаморфических пород** 307
Особенности текстуры метаморфических пород 307
Определение исходного состава метаморфических пород 308
Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ 308
Изучение внутренней структуры метаморфических пород 309
Дешифрирование метаморфических пород 316
Картирование метаморфических толщ 316
Структуры дислокационного метаморфизма 316
Применение геофизических методов при картировании метаморфических пород 316

III. Основные структурные элементы земной коры

Глава 18. **Общие закономерности развития земной коры** 325
Обзор строения и развития земной коры 325
Тектонические движения 330
Океанические впадины 337
Строение континентов 339

Глава 19. **Строение геосинклинальных областей** 340
Общая характеристика 340
Формации 341
Структурное расчленение геосинклинальных областей 343
Срединные массивы 346
Краевые прогибы 347
Глубинные разломы 351
Складчатость 353
Магматизм 355
Общая характеристика развития геосинклинальных областей . . . 357

Глава 20. **Строение платформ** 363
Общая характеристика 363
Возраст платформ 363
Формации 364
Структурное расчленение платформ 365
Магматизм платформ 375
Общие закономерности развития платформ 376

IV. Организация и производство геологосъемочных работ

Глава 21. **Основы организации геологосъемочных работ** 378

Глава 22. **Цели и задачи подготовительного периода** 386
Составление проекта работ. Состав партии 386
Транспорт и снаряжение 387
Подбор топографических карт 387
Подбор аэрофотоматериалов 388
Предварительное дешифрирование аэрофотоснимков 390
Изучение фондовых и литературных материалов 391

Глава 23 **Полевые геологические исследования** 392
Организация работ в полевой период 392
Виды геологических съемок 392
Геофизические работы 395
Особенности геологической съемки в различных районах 395
Полевое дешифрирование аэрофотоснимков 397
Увязочные маршруты 398

Стр.

Глава 24. **Техника полевой работы** 399
Полевая книжка 399
Изучение и описание обнажений 400
Полевая карта 402
Составление стратиграфических разрезов 403
Кондиционность геологических карт 408

Глава 25. **Цели и задачи камерального периода** 410
Картографические материалы 410
Карта фактического материала 411
Геологическая карта 411
Геологические разрезы 413
Стратиграфическая колонка 414
Карта полезных ископаемых 414
Тектоническая карта 414
Геоморфологическая карта 416
Карта четвертичных отложений 417
Окончательное дешифрирование аэрофотоснимков 418
Текст отчета, порядок сдачи отчета 420

Список литературы 425

Александр Евгеньевич Михайлов

СТРУКТУРНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ

Издание третье, переработанное и дополненное

Редактор издательства Н. Г. Державина
Технические редакторы: В. В. Соколова, Е. С. Сычева
Корректор Т. В. Чирикова

Сдано в набор 27/XI 1972 г. Подписано в печать 21/III 1973 г. Т-03850.
Формат 60×90¹/₁₆. Бумага № 2. Печ. л. 27. Уч.-изд. л. 30,19.
Тираж 15 000 экз. Заказ № 2180—4237/1. Цена 1 р. 17 к.

Издательство „Недра". 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.
Ленинградская типография № 6 „Союзполиграфпрома" при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли.
196006, г. Ленинград, Московский пр., 91.

1 с. 17 к.

693

НЕДРА · 1973