ИМПУЛЬСНО ОЧАГОВЫЕ СТРУКТУРЫ И ПРОБЛЕМЫ ИХ РУДО-НОСНОСТИ

А.И. Петров

534

11-30

Heapa





ИМПУЛЬСНО-ОЧАГОВЫЕ СТРУКТУРЫ И ПРОБЛЕМЫ ИХ РУДОНОСНОСТИ





.

ЛЕНИНГРАД «НЕДРА» ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ 1988

УДК 551.24:553

Петров А. И. Импульсно-очаговые структуры и проблемы их рудоцосности.- Л.: Недра, 1988.- 232 с.; ил.

Рассмотрены возможная природа современных импульсно-очаговых источников энергии, проявляющихся в виде землетрясений, параметры и энергия, иков энсрини, пространственное размещение землетрясений и вулканизма. Анализируются деформации и сопутствующие процессы от динамических источников напряжения при лабораторных испытаниях, взрывах в горных породах, землетрясениях. На основе обобщений разработана импульсно-очаговая геодинамическая модель быстро протехающих процессов в очаговой, ближней и дальней зонах и вблизи земной поверхности: фильтрпрессинга и миграции подвижных фаз, образования каналов и пространства камер, дифференциации и концентрации минерального вещества. С позиций этой модели исследованы особенности строения, формирования и рудоносности общирного класса структур центральноготипа, методического подхода при их изучении и прогнозной оценке.

Для научных работников - геологов и геофизиков, занимающихся вопросами тектоники, металлогении, поисков и разведки месторождений полезных ископаемых, вулканологов, специалистов в области сейсмостойкого строительства. Табл. 4, ил. 69, список лит. 123 назв.

Рецензент - д-р геол.-минерал. наук А. А. Смыслов (ВСЕГЕН)

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

Петров Анатолий Иванович

импульсно-очаговые структуры И ПРОБЛЕМЫ ИХ РУДОНОСНОСТИ

Редактор издательства Л. А. Рейхерт Переплет художника В. Т. Левченко Технический редактор Н. П. Старостина Корректоры В. Н. Малахова, О. Г. Попова

IIE № 7307

Сдано в набор 23.10.87. Подинсано в печать 05.03.88. М-41080. Формат 60×5 Бумага тип. № 1. Гаринтура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. Усл. кр.-отт. 14.5. Уч.-изд. л. 16.39. Тираж 850 экз. Заказ № 582/791. Цена 2 р. 80 к. Формат 60×90'ін. Усл. печ. л. 14,5.

Ордена «Знак Почета» падательство «Недра», Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 18.

Ленинградская кортографическая фабрика ВСЕГЕН,

1904050000-324 Π 73-88 043(01)-88

С Издательство «Недра», 1988

ISBN 5-247-00275-X

ПРЕДИСЛОВИЕ

Наша планета постоянно пульсирует. На фоне сдва уловимых современными приборами изменений параметров Земли в среднем каждые пять минут регистрируются ощутимые, а иногда сильные и катастрофические толчки - происходит землетрясение. Какие геологические процессы протекают при импульсном выделении энергии в природной лаборатории, что разрушается и что создается - всегда интересовало геологов и специалистов других смежных наук. В своей практической деятельности исследователи недр в реальном времени обычно сталкиваются с фиксированными процессами и образованиями, которые находятся в режиме устойчивости в условнях определенного геостатического давления и температур. С этих позиций в основном и рассматривается образование вещественно-структурных комплексов земной коры и других ее оболочек, хотя устойчивость скорее характерна для пассивных геологических процессов и геотектонических режимов. В то же время на всех стадиях становления горных пород от условий хрупкого до пластического состояния в них фиксируются элементы структуры, прежде всего различного ранга разрывные нарушения, указывающие на неоднократную в прошлом потерю устойчивости среды, которая при землетрясениях воспринимается как хаотическое движение.

Исследованию быстро протекающих геологических процессов в формировании вещественно-структурных комплексов посвящены лока немногие специальные работы [10, 12, 13, 23, 24, 58, 59 и др.]. Автор ставит целью посильным трудом восполнить этот пробел в геологической науке и рассматривает (не отрицая важности эволюционных процессов) деформации и сопутствующие процессы, которые можно отнести отчасти к статическим и в большинстве случаев к динамическим неустойчивостям [96], вызванным распространением воли напряжения от импульсно-очаговых источников энергии. В земной коре быстро протекающие процессы наиболее наглядно отражены в особенностях строения, рудоносности и формирования обширного класса структур центрального типа, представляющих основной предмет обсуждения в работе.

В основу работы положено многолетнее геологическое и геофизическое изучение вещественно-структурных комплексов различных глубинных уровней земной коры, проводившееся с участием автора в Печсигском и Норильском рудных районах, на Дальнем Востоке, в Карелии и Центральном Казахстане. Необходимость обобщения огромного фактического материала и выявления общих особенностей строения и рудоносности территорий с целью научного прогнозпрования и поисков выдвигает на передний план вопросы образования вещественно-структурных комплексов, на которые иногда нельзя получить ответ с точки зрения традиционных представлений; определенные трудности постоянно возникают при

структурных построениях в связи с отсутствием общей теории деформаций горных пород. Понски в этом направлении на примере одной из общих геологических закономерностей, состоящей в периодическом распределении структурных форм, убеждают в отражении последними волновой природы напряжений в твердых телах [65]. Исследования показывают, что многие особенности деформаций и сопутствующих процессов в литосфере находят объяснение в импульсном воздействии волн напряжения [59]. Одним из источников генерации волн напряжения является реально существующее в природе импульсно-очаговое выделение энергии в недрах нашей планеты. Оказывается, полная энергия, выделенная в очагах землетрясений, по скромным оценкам (предварительным) составляет около 1027-1028 эрг/год и сопоставима с энергией теплового потока, но сосредоточена в противоположность последней в зонах активного развития Земли.

С другой стороны, в настоящее время значительные успехи достигнуты в изучении теории воли напряжения, что стало возможным в результате развития экспериментальной базы, широкого внедрения в науку и практику динамического воздействия на процессы. В результате изучения воздействия землетрясений и больших промышленных взрывов на геологическую среду подтвердились представления об аналогии некоторых поствзрывных и постсейсмических процессов и явлений в массивах горных пород [12, 78, 81].

Учитывая вышесказанное, а также критические замечания в адрес предыдущих публикаций по данной теме, автор счел возможным отступить от традиционного построения специальных монографий. В первом обзорном разделе работы рассматриваются современные представления о природе и энергии землетрясений, обсуждается взаимосвязь и пространственное размещение источников импульсно-очагового выделения энергии и вулканизма. Во втором разделе приводятся краткие сведения по теории воли напряжения в твердых телах, рассматриваются деформации и сопутствующие процессы, возникающие под действием волн напряжения на моделях, в массивах горных пород при подземных взрывах и землетрясениях. Третий раздел посвящен построению обобщенной импульсно-очаговой геодинамической модели, применимой к различным геологическим процессам: фильтрпресснигу и миграции подвижных фаз, образованию каналов и пространства камер, дифференциации, концентрации и локализации минерального вещества. Четвертый, значительный по объему раздел посвящен особенностям строения, рудоносности и формирования структур центрального типа, которые трактуются в аспекте разработанной импульсно-очаговой модели. В заключение раздела приводятся вытекающие из выполненных построений особенности методического подхода при изучении структур центрального типа, прогнозной оценке и поисках связанных с ними месторождений минерального сырья. Такое изложение материала подготавливает читателя в теоретическом плане, вовлекает в процесс построения и способ-

ствует объективной оценке выводов. Кроме того, многие особенности структур центрального типа и связанных с ними месторождений непосредственно вытекают из теоретических построений, что позволяет избежать повторений.

В работе затрагивается широкий круг вопросов, который невозможно было обсудить с одинаковой детальностью. Прилагаемый список работ вводит читателя в специальную литературу по интересующей теме.

Автор приносит благодарность Л. М. Плотникову и Г. Г. Юревичу за ценные советы и полезные замечания, проф. А. Н. Ханукаеву и К. И. Огурцову за обсуждение вопросов по теории воли напряжения и разрушения горных пород взрывом, сотрудникам по работе Т. И. Золотаревой, Г. П. Белоноговой и дочери Е. А. Патъровой за помощь в оформлении работы.

1. ИМПУЛЬСНО-ОЧАГОВЫЕ ИСТОЧНИКИ ЭНЕРГИИ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Хотя теория Бюффона ныне отвергнута и было доказано, что катастрофы не играют господствующей роли в преобразовании жизни и лика Земли, все-таки значение их следует признать немаловажным.

В. А. ОБРУЧЕВ [56, с. 283]

1.1. СОВРЕМЕННЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ И ВОЗМОЖНАЯ ПРИРОДА ИМПУЛЬСНО-ОЧАГОВЫХ ИСТОЧНИКОВ ЭНЕРГИИ ЗЕМЛИ

Под импульсно-очаговым источником энергии в данной работе понимается в широком смысле любое эпизодическое (в виде подземного удара) высвобождение энергии в ограниченном объеме тела Земли, генерирующее сейсмические (упругие) волны. На современном этапе эволюции нашей планеты импульсное высвобождение энергии происходит практически постоянно, если рассматривать тело Земли в целом, и проявляется на поверхности в виде упругих волн — от едва уловимых сейсмических сигналов, как это имеет место при вулканическом дрожании или глубокофокусных землетрясеннях малых энергетических классов, до катастрофичеземлетрясений. По определению М. А. Садовского CKIIX н В. Ф. Писаренко [1982 г., с. 3], «землетрясение — это один **H**3 повторных актов, с помощью которого тектоническая энергия медленных движений Земли трансформируется посредством неоднородностей, нерархически построенной горной породы, в быстрые упругие колебания». Представляют интерес причины возникновения и природа землетрясений. Этой большой и особой теме посвящены многочисленные исследования и обобщения. Отметим лишь основные положения и идеи, используемые в сейсмотектонике и сейсмологии при изучении землетрясений п вулканизма.

Причины возникновения землетрясений, по-видимому, общие, ответственные за возбуждение эндогенной энергип и определяющие развитие Земли в целом. На это указывает пространственная приуроченность их к областям наиболее интенсивного проявления современного тектогенеза и вулканизма и тесная связь с определенными типами структур земной коры и верхней мантии. В самых общих чертах такими причинами являются гравитация, тепловой режим Земли, ротационные силы, хотя могут оказывать влияние и играть роль спускового механизма не только тектонические силы, но и космогенные (приливные и отливные явления, солнечный ветер), техногенные (взрывы, горные выработки, обводнение горных пород) и другие факторы.

6

t

.

Важнейшим в понимании землетрясений и во многом еще нерешенным остается вопрос о природе (механизме) очага и прежде всего об источнике упругих волн. По способу образования и связя с геологическими процессами различаются: 1) тектонические, 2) вулканические, 3) обвальные, 4) техногенно-взрывные землетрясения. Кроме того, в палеоисторическом аспекте, вероятно, следует выделять космогенно-взрывные землетрясения, связанные с ударно-взрывными воздействиями при падении метеоритов на поверхность Земли. Последние три группы землетряссний относятся к поверхностным или близповерхностным, и источники колебания грунта, равно как и сопутствующие им процессы, в целом изучены. Динамические параметры очагов этих источников численно моделируются и могут использоваться для различных экстраполяний.

Сложнее обстоит дело с природой тектонических землетрясений. Заметим, что весьма произвольно в соответствии с глубиной очага они подразделяются на мелкофокусные (до 70 км), промежуточные (70-300 км) и глубокофокусные (глубже 300 км). Г. П. Горшков [22, с. 49], рассматривая очаг землетрясения, подчеркивал, что даже в вопросе об источнике подземного удара «...нет общепринятой модели... - есть широко распространениая версия, что очагом землетрясения, т. е. непосредственным источником подземного удара, служит тектонический разрыв». Это в равной степени относится и к большинству вулканических землетрясений, источником которых многие исследователи считают разрывы, образующиеся при движении к поверхности магмы, BINDO'THAющей роль «спускового механизма» в процессе разрядки тектонических напряжений [30].

Сейсмогенная роль тектонических разрывов высказана еще в прошлом веке [22] и после того, как в 1910 г. Х. Рейдом была сформулирована в виде теории упругой отдачи, получила широкое распространение. В дальнейшем, с открытием закономерного распределения знаков первых вступлений сейсмических воли и ввелением понятия подальных плоскостей было предложено ряд моделей сейсмического очага, соответствующего точечной модели двойной силы с моментом и двойной паре сил с уравновешенным моментом, вокруг которых развернулась основная дискуссия, хорошо известная по литературе [38, 54, 72 и др.]. Динамическое воздействие на упругую среду при этом моделируется системой мгновенно приложенных точечных сил в разрыве.

А. В. Введенская и Н. В. Голубева [1980 г., с. 22] рассматривают очаг землетрясений в виде «плоского источника возбуждения упругих волн, представляющего собой прерывно расширяющуюся поверхность (круговой формы) разрыва тангенциальных смещений и тангенциальных напряжений в деформированной упругой среде». Процесс вспарывания в очаге начинается с появления ограниченной площадки скольжения, играющей в дальнейшем роль включения, а затем после некоторого перерыва продолжается с конечной скоростью в окружающем включение кольце.

Б. В. Костров определяет очаг в формулировке, близкой к теории упругой отдачи [38, с. 33]: «1. Очаг тектонического землетрясения представляет собой разрыв сплошности материала Земли по некоторой (плоской) площадке. 2. Разрыв возникает под действием сдвиговых упругих напряжений, накопленных в процессе тектонической деформации, и приводит к полному или частичному снятию этих напряжений на площадке разрыва. З. Разрыв возникает сначала в малой области (точке), а затем распространяется от нее со скоростью, не превосходящей скорости продольных волн (принцип причинности). 4. Соответствующий очагу тектонического землетрясения разрыв является результатом скольжения, т. е. взаимное перемещение его берегов по нормали к площадке (отрыв) равно нулю. 5. Материал Земли вне поверхности разрыва остается линейно-упругим».

Близкие представления о механизме землетрясения сложились и в целом в Институте физики Земли АН СССР. Акад. М. А. Садовский в предисловии к сборнику «Физика очага землетрясений» [1975 г., с. 5] отмечает: «По этим представлениям, основанным на известных положениях физики разрушения, процесс формирования очага характеризуется ростом многочисленных трещин (дефектов), хаотически распределенных в деформируемом объеме горной породы. В результате взаимодействия этих трещин область трещинообразования стягивается в узкую зону, где в конце концов развивается магистральный разрыв, вызывающий землетрясение».

В зарубежной литературе значительная роль в механике очага и особенно при подготовке землетрясения отводится дилатансии (увеличению пустотности геоматериалов при сдвиге), получившей теоретическое развитие в работах Дж. Райса [71], а в отечественной литературе в работах В. Н. Николаевского [54], А. Н. Ставрогина и других. В результате этих работ показано, что в дилатирующем материале поля неупругих деформаций локализуются в полосы сдвига, а плоскость скольжения моделируется слоем конечной толщины. Внутри этого слоя материал деформируется неупруго до определенного критического состояния объемно-несжимаемого прп остаточной прочности, а за его пределами остается упругим и подвергается на дальних расстояниях постоянному нагружению. Развитие указанных полос может привести к неустойчивости и завершиться образованием магистральной трещины. Важная роль при этом отводится механическим эффектам фильтрации поровой жидкости как фактору снижения прочности горных пород и уменьшения трения при смещении по разлому [4, 72]. Диффузионно-дилатансионная теория развития очага землетрясения в целом разрабатывается применительно к мелкофокусным (коровым) землетрясениям.

Другая хорошо известная концепция очага землетрясения основывается на представлениях о выделении упругой энергии из некоторого напряженного объема. В построениях Х. Ходна в 1932 г. и позже в качестве такой модели очага рассматривается сфера, разделенная двумя плоскостями, в двух противоположных

частях которой по направлению к центру действуют силы сжатия, а в двух других — силы растяжения. В модели Беньофа [19] в качестве излучающего объема главного землетрясения рассматривается область последующих афтершоков. Эта модель, ипогда с некоторыми изменениями [6], получила широкую известность, но в последнее время подвергается критике сторонниками разломной концепции [38].

В качестве частных возможных механизмов неглубоких землетрясений следует указать на имеющие место в массивах горных пород тектоно-кессонный эффект (объемное дробление с резким сиятием напряжений — саморазрушение) [Горяинов П. М., Давиденко И. В., 1979 г.] и разрушение пород при быстром падении порового давления [Авчян Г. М., Беляевский Н. А. и др., 1976 г.].

Наиболее полное определение в современном понимании модели очага землетрясения как объема вещества (коры или верхней мантин) приводится в одной из последних работ Г. П. Горшкова [22, с. 49]: «Это ... структура, складка, группа складок, массив, блок-трехмерная материальная масса, накопившая в период подготовки к землетрясению достаточное количество потенциальной энергия, находящаяся в состоянии упругого напряжения (сжатия или, реже, растяжения) и сбрасывающая накоплениую энергию (когда напряжения достигают предела прочности материала) в процессе почти мгновенной деформации (смещения) и столь же мгновенной остановки массы пород (блока)... Энергию излучает каждая частица деформируемого объема в зависимости от скоростя и амплитуды смещения». В указанной работе приводятся существующие в литературе адекватные иден об очаге как объеме, противопоставляемые представлениям о плоскостной модели сейсмогенного разлома. При этом подчеркивается: «... для того, чтобы разрыв возник и сформировался, нужно не излучить, а затратить энергию, т. е. не увеличить, а уменьшить общую энергию землетрясения». Г. П. Горшков присоеднияется к определению очага как объема, в котором укладываются гипоцентры всех афтершоков, сделанному в 1964 г. Боттом, отмечая, «что в этом случае традиционные методы сейсмометрии ... сохраняют свою силу, но нссколько видоизменяется геологический п физический смысл интерпретации наблюдений...» [Там же].

Перечисленные представления в основном относятся к механизму мелкофокусных тектонических землетрясений. Считается, что в мантин на глубинах >100 км прочность пород на скол составляет 10—100 бар и происходит однородное течение или сброс напряжений без выхода упругой энергии, поскольку для трешинной теории глубинных землетрясений требуется прочность пород на один-два порядка выше. Некоторыми исследователями [Огоwan E., 1960 г.] глубина землетрясений, связанных со сколовыми разрывами, оценивается всего лишь в 5—10 км. Ф. Стейси [92] отмечает, что если даже принять уменьшение коэффициента трения с глубиной или допустить увеличение давления жидкости в порах горных пород за счет дегидратации, например, серпентини-

та, скольжение с трением по разлому не может происходить глубже ~ 25 км. Более глубокие землетрясения Ф. Орован связывает с неустойчивой пластической деформацией. Ползучесть вызывает структурные изменения и приводит к накоплению деформаций и высокоскоростному течению внутри тонких слоев, которые могут сопровождаться сколовым плавлением. Согласно идее Григгса, ослабленная область сколового плавления деформируется, вытягивается и начинает линейно распространяться в виде сдвигового смещения со скоростью сейсмической волны.

Расчетное моделирование глубинных процессов и различные физико-химические эффекты, выявленные при испытании горных пород при высоких давлениях и температурах, позволили выдвинуть ряд предположений о возможной природе механизма землетрясений, действующего на большой глубине. Нанболее распространенным является предположение о связи очагов глубоких землетрясений с фазовыми переходами вещества мантии и генерацией магмы [Федотов С. А., Фартеров В. И., 1966 г.]. В качестве причин землетрясений рассматриваются быстрые фазовые переходы с увеличением или уменьшением объема. В ряде работ [121] показано, что в погружающейся литосфере на глубинах >100 км при достижении кинетической границы при давлении менее соответствующего характерной температуре 700-800 °C (ниже которой не происходит сколь-либо значительных фазовых переходов за очень длительное время) могут происходить мгновенные метастабильные фазовые переходы базальт → эклогит, оливин = В-фаза и другие с выделением сейсмической энергии 10²⁴-10²⁵ эрг/км³. Аналогичное явление, вероятно, может вызывать быстрое механическое двойникование [Рябинин Ю. Н., 1973 г.].

Особенно большая роль применительно к физике очага землетрясений отводится процессам дегазации, дегидратации или гидратации некоторых породообразующих водосодержащих минералов (серпентина, амфиболов, слюд и т. д.), которые происходят в широком диапазоне температур и давлений. С повышением температуры скорость дегидратации минералов растет Пархоменко Э. И., Мкртчян С. А., 1979 г.]. Дегазация серпентинитов, например, с высокими скоростями происходит при нагрузке на скелет 900-2400 кгс/см² и T=350÷370 °C; при нагрузке >105 кгс/см² минералы с водой в дисперсном состоянии разлагаются со взрывом [13]. По данным других опытов указываются более высокие температуры (600-840 до 1100 °C) дегидратации хризотиловых серпентинитов и их стабильность в отношении давлений до 35 кбар [Велинский В. В. и др., 1983 г.]. Высокие скорости дегидратации, сопровождающиеся явлениями типа горного удара, получены для натролита при давлении 20 кбар и T=500 °C. Наряду с влиянием выделяющейся при разложении минералов воды на физические параметры горных пород генерируется энергия, на несколько 00рядков превышающая упругую энергию, накопившуюся в TOM же объеме [13], хотя реакции идут с уменьшением объема. При процессах гидратации, наоборот, эначительно увеличивается объем горных пород (до 25—30 % и более) с выделением теплоты, что может служить причиной резкого возрастания механических напряжений.

Немаловажное значение в возникновении землетрясений и стимулировании вулканизма, вероятно, имеет разложение эндогенных и экзогенных систем. А. А. Трофимук с соавторами [1983 г.] показал, что при погружении в зонах субдукции разложение экзогенных залежей гидрата метана в замкнутом объеме с повышением температуры до 140 'С может создавать давление до 2—3 ГПа. С. А. Гулин [1966 г.] описал «взрывной эффект» как следствие метасоматизма при высоком содержании углекислоты в трещиниопоровых растворах на примере карбонатитов Центрального Таймыра. Причиной взрывного эффекта с образованием порфирокластических карбонатитов считается импульсное выделение больших количеств СО₂ и лавинное увеличение давления.

В связи с природой землетрясений привлекает внимание также гипотеза естественных атомных реакторов как геологического прошлого, показанная на примере месторожедний Окло в Габоне, так и некоторых современных, развитая в работах Р. С. Прасолова [1974 г.]. Выполненные в этом направлении к 1978 г. исследования А. А. Воробьева показали, что в горных породах при высоких механических напряжениях возникают электрические поля и разряды с большим энерговыделением и образованием высоких pT, ускорением заряженных частиц и возможными явлениями захвата *К*-электронов. Эти выводы согласуются с электрометаморфической гипотезой происхождения землетрясений [Пухляков Л. А., 1976 г.] и не противоречат теории геоэлектрохимических процессов в горных породах [Рысс Ю. С., 1983 г.].

Не менее дискуссионной остается природа вулканических землетрясений, предваряющих и сопровождающих извержение вулканов. В. М. Зобин [30] со ссылкой на классификацию 1960 г. Т. Минаками различает четыре типа вулканических землетрясений: 1) тип А, зарождаются в основании вулканов или на глубиие 1—10 км; 2) тип В с гипоцентрами, близкими к поверхности в раднусе около 1 км вокруг действующего вулкана; 3) эксплозивные, вблизи основания действующего кратера; 4) вулканическое дрожание. Сходная классификация предложена П. И. Токаревым [95] с выделением промежуточных землетрясений (тип III) между типом В и эксплозивными. Кроме того, к вулканическим часто относят также землетрясения с гипоцентрами в низах земной коры и даже в мантии, происходящие задолго до проявления вулканизма (см. 1.3).

В результате исследования вулканических землетрясений В. М. Зобин [30] пришел к заключению, что для типов А и В характерно квадрантное распределение знаков вступлений *P*-волн, подобное тектоническим землетрясениям, и совпадение системы напряжений в очагах сильных вулканических землетрясений с региональной системой напряжений. В то же время отмечаются характерные для вулканических землетрясений особенности: вы-

сокое содержание длиннопериодной компоненты излучения; вариация динамических характеристик очагов и переориентация системы главных напряжений за несколько дней до извержения; различие хода сейсмической активности в зависимости от латерального или центрального типа извержения и т. д. Несмотря на слабую изученность этих землетрясений, В. М. Зобин [30, с. 68] все же считает возможным сделать вывод, что «очаг вулканического землетрясения представляет собой разрыв типа сдвига и подобен механизму очага тектонических землетрясений...».

Эксплозивные землетрясения чаще всего обусловлены вулканическими взрывами, среди которых П. И. Токарев [95] выделяет три основных типа: 1) фреатические, 2) взрывы газов и 3) взрывы магмы. Они определяются составом, температурой, вязкостью. расходом и скоростью подъема магмы по выводному каналу. Наиболее мощные вулканические взрывы наблюдаются при извержении магмы кислого и среднего состава, что объясняется повышенной газонасыщенностью, особенно остаточных ее расплавов. В этом может происходить по схеме, предложенной случае взрыв Г. С. Штейнбергом [114]. Отделяющиеся газы при охлаждении и кристаллизации магмы «открывают систему», и в результате резкого падения давления происходит взрывная дегазация перенасыщенного летучими остаточного расплава, являющегося основным аккумулятором энергии. Сходный эффект вызывает взаимодействие магмы с водой, попадающей в вулканическую систему различнымп путями и испытывающей перегрев при давлении ниже критической точки [Wolfe J. A., 1980 г.]. Кроме того, некоторые взрывы, сопровождающие вулканические выбросы, интерпретируются как результат химического взаимодействия вулканических газов с атмосферой [Ковалев В. П., 1980 г.]. А. П. Асланян [1962 г.] считает достаточной для вулканических взрывов тепловой энергии экзотермических реакций в магматическом очаге и электрических разрядов в зонах глубинных разломов. Давление при таких взрывах достигает 100 000 кгс/см².

Вулканическое дрожание часто носит непрерывный характер перед началом и в процессе установившегося извержения. Например, при Толбачинском извержении в 1976 г. [5] оно регистрировалось с преобладающим периодом 0,6-0,9 с и представляло собой поверхностные волны типа Рэлея и Лява, более интенсивные цуги которых возникали в момент взрывов стромболианского типа. Параллельно наблюдалось, только вблизи кратера, малоамплитудное, высокочастотное дрожание с периодом 0,05-0,2 с. Эпицентр источника дрожания совпадал с положением активного кратера. Исследование южного прорыва Толбачинского извержения на заключительной стадии показало, что источник вулканического дрожания локализовался в канале. Природа вулканического дрожания, как и эксплозивных землетрясений, может быть различной [Горшков Г. П., 1962 г.] и, в частности, связана со взрывами в кратере [95]. В качестве возможного источника вулканического дрожания рассматривается колебание магмы в канале Трубников Б. А.

и др., 1981 г.]. На примере вулкана Асо показана возможность образования вулканических толчков в связи с газотурбинным эффектом, возникающим при прохождении на большой скорости газового потока через жерло вулкана длиной 500—600 м [Wada Tatsuhiko, 1980 г.].

Даже краткий обзор лавинного потока литературы по проблеме показывает, насколько разнообразны пден о модели очага землетрясения, имеющие физическое обоснование. При разработке обобщенной модели сейсмического очага наряду с применением традиционных методов сейсмологии, расчетного и лабораторного моделирования, изучения предвестников и сопутствующих явлений необходимо, чтобы концепция была, как отмечает Г. П. Горшков [22], геологически приемлема, т. е. соответствовала определенным геологическим вещественно-структурным объектам. Нет оснований сомневаться в том, что землетрясения, как и вулканизм, свойственны всей геологической истории развития Земли, равно как и большинству других планет солнечной системы. Поэтому одини из звеньев успешного комплексного решения этой сложной проблемы служит выявление и изучение геологических объектов, подобных очагам землетрясений во всем доступном для непосредственных наблюдений разрезе земной коры, т. е. в реальных геодинамических условиях ранее существовавших на различных глубинах. Примеры изучения таких геологических объектов, которые соответствуют наиболее вероятным теоретическим моделям очага землетрясений, рассматриваются в разд. 3.1.

1.2. ЭНЕРГИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Энергия землетрясения — одна из важных характеристик, имеющая большое значение не только для решения актуальных задач сейсмологии, но и для оценки вероятных геологических последствий импульсно-очагового выделения энергии в недрах Земли в широком пространственно-временном аспекте, выходящем за пределы очага. Потенциальная энергия, освобожденная в очаге землетрясения, расходуется на неупругие деформации, различные минеральные преобразования и процессы с выделением или поглощением теплоты и лишь частично идет на образование сейсмических волн [6, 22] и низкочастотных колебаний планеты или отдельных блоков [12 и др.]. Энергия, расходуемая на пластические деформации, нарушение молекулярных связей, преодоление сил трения при скольжении по трещинам, практически полностью переходит в теплоту, приближаясь по некоторым оценкам [6, 26] по порядку значений к полной энергии землетрясения.

Для оценки роли импульсно-очаговых источников в геологических процессах важно знать их полную энергию. Вопрос этот весьма сложен, как следует хотя бы из дискусспонности проблемы физики очага землетрясения и его параметров. Разработанные на основе идей Б. Б. Голицына методы относятся к определению энергии сейсмических волн. Одна из таких расчетных схем определения сейсмической энергии на примере землетрясений Кавказа рассмотрена в работе Э. А. Джибладзе [26]. Приблизительные представления о масштабе землетрясения, максимальном ускорении колебания грунта и других параметрах дает магнитуда землетрясения. Наряду с традиционным в сейсмологии определением магнитуды по амплитуде объемных (m_b) и поверхностных (M_s) воли в последние годы делается попытка связать ее с размерами очага землетрясения [4, 78]. Б. А. Болт, например, приводит среднюю зависимость такой связи между магнитудой (M_s) и длиной образованного на поверхности разрыва (L) для данных по всему миру:

$$M_s = 6.03 \pm 0.76 L.$$

Однако по данным отдельных районов, например для внутренней части Японии [48], эта зависимость значительно отличается от указанной, как и для очагов малых и больших размеров. Н. В. Шебалиным [1974 г.] показаны возможности определения горизонтальной протяженности очага по размерам и форме первой изосейсты. Предпринимаются попытки также связать максимальное смещение по разлому с его магнитудой [48]. Наличие подобной зависимости сторонниками дислокационной модели очага рассматривается в качестве аргумента в пользу этой теории, хотя возможна и иная интерпретация — образование разрыва определенной длины в зависимости от магнитуды землетрясения и размеров очага в целом.

Освободившуюся при землетрясении энергию упругих волн (E) приблизительно принято оценивать, исходя из предложенной Гутенбергом и Рихтером [Слабые землетрясения, 1961 г.] зависимости ее от магнитуды (M):

$$\lg E = 9.4 + 2.14 M - 0.054 M^2$$
.

Коэффициенты в правой части равенства определяются многими причинами и регионально варьируют, поэтому предложено несколько формул [6] и даже высказывается мнение о невозможности создания простой магнитудой шкалы для всех явлений [Adams R. D., 1982 г.].

Акад. М. А. Садовский с соавторами [1983 г.], используя формулу

$$\lg E = 1,5 M_s + 11,8,$$

на большом фактическом материале установили зависимость пропорциональности энергии и объема очага (V):

$$\lg E = \lg V + 3$$
 или $E = 10^3 V$.

При этом получена оценка объемной (критической) плотности сейсмической энергии в очаге землетрясения (10³ эрг/см³) и сделан вывод о независимости (или слабой зависимости) напряжения и деформации в объеме сейсмического очага, пропорциональных (E/V)^{1/2}, от энергии землетрясения. В указанной работе объем очага определялся в протяженности образовавшихся на поверхности Земли разрывов и размеру облака афтершоков и связан зависимостью

 $V = (LW)^{3/2}$ при среднем L/V = 2.9,

где L — длина; W — ширина очага.

В последние годы в сейсмологии в качестве меры землетрясения часто употребляются сейсмический момент, «сброшенные» напряжения и другие параметры [38, 100]. Попытка их расчета с использованием идеализированной модели дает для одного и того же землетрясения на порядок и более различающиеся значения, свидетельствующие о неадекватности модели очага и методики измерения этих параметров.

В оценке полной энергии землетрясения (Еп) обычно исходят из предположения о ее пропорциональности энергии упругих воли. Сложность состоит в определении коэффициента пропорциональности (т), который предположительно должен уменьшаться с увеличением силы землетрясений и неупругих деформаций [Пшенииков К. В., 1965 г.] и зависит от геологических условий, как показывают результаты камуфлетных взрывов ядерных и химических ВВ в горных породах [66, 116]. Г. Джеффрис [1960 г.] предположил, что в сейсмическую энергию переходит около 1/300 общей эпергии землетрясения. Э. А. Джибладзе [26] из сопоставления отношения энергии теплового потока и сейсмических воли с удельным потоком сейсмической энергии для Кавказа получила значение, не превосходящее 0,01, которое на порядок и более отличается от m=0,1-0.5, рассчитанного при существенно ином подходе для малых землетрясений Тувы. При ядерном взрыве «Рейниер» с тротиловым эквивалентом 1,7 кт мгновенно выделенная энергия составила 7,2.1019 эрг. По данным Кардера и Клауда [66] среднее значение логарифма выделенной при этом сейсмической энергии, по формуле Гутенберга и Рихтера, равно рассчитанное ~18.2(М=4,6-4,7). При исключении поглощенной сейсмической энергии вблизи очага в раднусе 2 км, что более правомерно при сопоставлении с землетрясениями, среднее значение логарифма уменьшается до 17,2 (M ≈ 4÷4,1). Значевие коэффициента m соответственно составляет в первом варнанте около 0,02 и на порядок меньше - во втором, т. с. находится в пределах значений 2-0,1 %, полученных другими авторами для подземных сильных взрывов [26, 75]. По последним данным анализа телесейсмических Р-воли [81] сейсмический эффект подземного взрыва составляет 0.3 % для рыхлой среды, 3 % - для среды средней плотности и около 6 % - для плотной среды.

Таким образом, несмотря на различный подход к определению соотношения сейсмической и полной энергии для различных импульсно-очаговых источников, вариация коэффициента лишь несколько выше одного порядка (в целом от 0,06 до 0,001), что соизмеримо с изменением количества выделенной энергии упругих воли при изменении магнитуды землетрясения на единицу, т. е. при указанной выше логарифмической зависимости E от M, в ~30 раз [17]. По меткому замечанию Г. Родина [75, с. 64], «нз этого сравнения становится очевидным, что излучаемая систематическая энергия есть очень малая разность двух больших энергетических величин: энергии, освобождаемой взрывом, и энергии, диссипированной в неупругой области».

Ежегодно в мире происходит от 18 до 22 тыс. землетрясений с магнитудой 2,5 и выше, в том числе более 100 из них с $M \ge 6$. Общая выделенная сейсмическая энергия по подсчетам Рихтера составляет 10²⁵ эрг/год [6, 17] и в основном определяется сильными землетрясениями с M > 6, а с применением других формул — до 10^{26} эрг/год. Следовательно, полная выделенная энергия при m ==0,01 оценивается соответственно в 10^{27} и 10^{28} эрг. Для отдельно взятого землетряссния, папример Аляскинского 28.03.64 (M = 8,5), сейсмическая энергия составляет $10^{24,55}$ эрг [Садовский М. А. и др., 1983 г.], а для сильнейших из инструментально записанных в Колумбии и Эквадоре 31.01.06 и в Японии 02.03.33, M = 8,9 [17], $E_c = 10^{25,55}$ эрг; соответственно полная энергия при m = 0,01 в первом случае равна $10^{26,55}$, во втором — $10^{27,15}$ эрг.

Определенный интерес представляет сопоставление энергии землетрясений с энергией некоторых других процессов в недрах Земли. Ю. В. Ризниченко [1976 г.] было показано, что в областях с очень сильной сейсмической активностью А > 1, соответствующей землетрясениям с энергетическим значением Kmax >18, т. е. с магнитудой Mmax >8, скорости поднятий за счет сейсмического течения горных масс становятся порядка 1 см/год. В условнях же, например, Кавказа последние не превышают одного процента [26]. Энергия сильных вулканических взрывов сопоставима с сейсмической энергией землетрясений с М>6 и, например, по расчетам Г. С. Горшкова [1962 г.] для вулкана Безымянный в 1956 г. составила 10²²-10²³ эрг. вулкана Мон-Пеле в 1902 г. - 10²¹ эрг; суммарная энергия извержения вулкана Этны в марте 1981 г. оценивается в 1,2.10²⁴ эрг. Полная затрата энергии для образования трубки взрыва Краснояровского железорудного месторождения составляет не менее n. 1024 эрг [93] и сопоставима с потенциальной энергией образования трапповых силлов Сибирской платформы 4.10²⁴—5.10²⁵ эрг [Вдовыкин Г. П. и др., 1979 г.]. Общий перенос тепла из недр Земли к поверхности посредством теплопроводности с достоверностью 10 % составляет 2,4.10²⁰ кал/год, или 10²⁸ эрг/год. [6, 85] и сопоставим с полной энергией землетрясений.

1.3. ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАЗМЕЩЕНИЕ И СВЯЗЬ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ВУЛКАНИЗМА

Два грандиозных природных явления — землетрясения и вулканизм — в исторически обозримое время меняют лик нашей планеты и служат важными критериями современной тектонической активности территории. Литература, посвящениая связи этих явлений друг с другом и с особенностями геологического строения. весьма общирна и отражена в трудах В. Н. Аверьяновой, В. В. Белоусова, Б. А. Болта, Г. П. Горшкова, Г. С. Горшкова, А. В. Горячева, В. М. Зобина, П. Н. Кропоткина, Ю. Г. Леонова, Е. А. Любимовой, Г. А. Макдональда, А. А. Меняйлова, С. И. Набоко, В. А. Пейве, Б. И. Пийпа, И. А. Резанова, П. И. Токарева, С. А. Федотова, Т. И. Фроловой, В. Е. Ханна, Ю. К. Щукина и многих других советских и зарубежных исследователей, в периодических сводках, бюллетенях и трудах Института физики Земли, Института вулканологии ДВНЦ АН СССР и других отечественных и зарубежных служб. Следует также указать на замечательные монографии и сводки по вулканам с общирной библиографией А. Н. Заварицкого, В. Кеннеди и Д. Ричи, А. Ритмана, В. А. Апродова, И. Н. Гущенко, А. Е. Святловского, И. В. Лучицкого, Е. К. Мархиница, Н. В. Короновского, Д. П. Рэдулеску, Х. Раста и других авторов.

Из анализа работ видно, что сейсмичность и вулканизм, с одной стороны, характеризуют современные геотектонические режимы, с другой — наглядно выступает их огромная роль, в том числеэнергетическая, в развитии таких режимов. Основная трудность. проблемы состоит в эпизодичности (фрагментарности) изблюдаемых явлений и неопределенности в ряде случаев современных режимов и их стадий в сопоставлении с прошлыми геотектоническими режимами, которые доступны для непосредственного наблюдения благодаря выведенным на поверхность глубшиным образованням. Большой интерес представляет вопрос связи эволюции типов и стадий геотектонических режимов с нижией границей очагов землетрясений, ее миграцией. Поскольку детальный анатиз связи вулканизма и землетряссний не является целью данной работы, отметим лишь некоторые общие особенности глобальной мозанки этих явлений в плане современного развития геоструктур. При этом следует учитывать слабую изученность современного вулканизма и далеко не полную регистрацию землетрясений (особенно с M<4÷4,5) в пределах глубоководных частей оксанов.

Анализ размещения землетрясений, зарегистрированных с начала столетия или даже за отдельные десятилетия [4, 6, 17], показывает, что они в основном образуют опоясывающие земной шар относительно узкие зоны, располагающиеся вдоль границ крупных геоструктур (рис. 1); иногда эти зоны расширяются и полностью захватывают отдельные геоблоки или в виде групп землетрясений обособляются внутри их. Кроме того, замечено, что слабые мелкофокусные землетрясения неожиданно возникают в самых различных районах и геологических условиях [22]. Для молодых плиоцен-четвертичных активных и потухших вулканов, число которых превышает 3000 [1, 17], характерна в глобальном плане аналогичная локализация в пределах еще более узких зон, в целом совпадающих с главными зонами возникновения землетрясений.

Пояс землетрясений и вулканов_почти непрерывно (за исключением участков сейсмического молчания) прослеживается вдоль

2 3ak. 582



основных тектонических плиг [4].

5 - зоны растяжения диа вдоль 1 — иулканы; 2 — зоны зомлетрясений; 3 — зоны субдукции (поддинга); 4 — напрявление данжения илит; океанических хребтов, смещенище трансформиции разломами; 6 — зоны столкисаения плит

18

١.



Рис. 2. Распределение активных объемов сейсмических зон земного шара поглубине. По Н. В. Шебалину [1968 г.].

1 — максимум удельной сейсмической мощности $\vec{E}(h)$; II — минимумы $\vec{E}(h)$; III — отсутстине землетрясений. Области существования землетрясений; II — нормальных; Bf — верхнеглубоких; Cf — среднеглубоких; Hf — инжиеглубоких, Сейсмояктивные зоны: I = Алеуты — Аляска; 2 — Аляска — Британская Колумбия; <math>3 = Калифорния; 4 = Калифорнийскийзалив; 5 — Мексика; 6 — Централыная Америка; 7 — Карибское море; <math>3 = Южива Америкак северу от 37; 9 — Южива Америка к югу от 37; 10 — Южива Америка, 15 — Соломоноию острова; <math>I6 — Новая Гвинея; II — Карибское море; 3 = Ожива Америкаи острова; <math>I6 — Новая Гвинея; II — Каралинские острова; I4 — Марианские острова, Боини; I9a — Япония; 196 — Каматка; 20 = 0-ва Роки; 2I = 7 Авранские строва; 5 = Соломоноини; <math>19a — Япония; 196 — Каматка; 20 = 0-ва Роки; 2I = 7 Аврананские острова; 5 = 0 — Соломоноини; 23 = Сулавеси; <math>24 = 30наские острова; 25 = 28, 47, 48 = 1ныалам — Гиндукум — Центральная Авля; 29 = 3I, 36, 5I = Альпийский пояс (занаа); <math>32, 33, 57, 40, 42 = 45 — окевнические хребты и воям рифтов: 46 — Камчатка, глубовые очаги.

активных континентальных окраин и островных дуг Тихоокеанского кольца, где происходят около 75 % поверхностных, 90 % промежуточных и почти все глубшиные зсмлетрясения (рис. 2) с выделением около 85 % всей сейсмической энергии [4]. Для островных дуг в пределах кольца отмечается максимальная **ИНТСИСИВ**~ ность и насыщенность вулканами (60 % молодых вулканов Земли), а для окраинно-континентального вулканизма Северной и Южной Америки — максимальный объем (1,17.106 км5) кайнозойских образований [4: Святловский А. Е., 1975 г.]. Основная масса гипоцентров, особенно промежуточных и глубоких землетрясений пояса сосредоточена в фокальных зонах Заварицкого-Беньоффа мощностью от 20-50 до 100 км, которые погружаются в сторонуостровных дуг и континентов под углом 45° или несколько иным до глубии 600-700 км. Современные вулканы островных дуг также группируются в виде цепочек в зоне, редко превышающей по ширине 100 км, которая в различных районах (Камчатка, Тонга, Южная Мексика и т. д.) располагается над фокальным слоем в местах его погружения на глубину (140±20) км. Устойчивая проекция корней вулканов на фокальный слой подтверждает ранее высказанное предположение П. П. Токарева [1966 г.] на материалах по Камчатке о генерации магмы на этих глубинах. Для этой глубины также характерно наличие границы, разделяющей в разрезе ярусы с различной сейсмической активностью, вдоль которой часто намечается горизонтальное смещение в разрезе фокальной зоны в районе Камчатки, Японии, Тонга и других дуг, как это сле-

дует из приводимых материалов в работах С. А. Федотова, П. И. Токарева [1966 г.] и других. К Тихоокеанскому типу относится также зона вулканов и землетрясений Австрало-Индонезийской островной дуги. К несколько иному типу малых дуг относится активная зона землетрясений Антильской островной дуги с молодым вулканизмом и современными активными вулканами во внутренней зоне Малых Антильских островов.

Другой тип зон сейсмической активности и вулканизма совпадает с глобальной системой срединно-океанических хребтов и продолжается на континенте вдоль Восточно-Африканской рифтовой зоны. В пределах этих зон протяженностью около 70 тыс. км происходит примерно 10 % землетрясений и выделяется около 5 % сейсмической энергин [4]; большинство из числа зарегистрированных землетрясений имеет М 4-6 и относится к приповерхностным [6, 17]. Эпицентры землетрясений располагаются вдоль осевых линий подводных хребтов и трансформных разломов, как и современные вулканы, которые образуют либо линейные зоны вулканических островов и подводных вулканов, либо группы вулканов в пределах сводовых поднятий на пересечении указанных структур. Огромное количество в виде серий ощутимых землетрясений по записям донных сейсмографов, по сравнению с наземными станциями, позволяет предполагать интенсивное внедрение магмы в узкой зоне на отдельных участках океанических хребтов в виде дайковых комплексов, трещинных по поверхности и трубчатых извержений, подобных наблюдаемым в Исландии, Красноморском и Галапагосском рифтах.

Наряду с этим в океанических впадинах известны обособленные группы внутриплитных землетрясений и вулканов. Некогорые из них входят в состав протяженных зоп длительного развития вулканизма, например группа Гавайского архипелага в составе Императорско-Гавайской зоны. Другой тип представляют собой группы вулканов в переходной зоне от континентальной к океанической коре (Зеленого Мыса, Канарских островов и др.).

На континентах выделяется крупный Альпийско-Гималайский пояс землетрясений, протягивающийся на 12 тыс. км от Индокитайского полуострова до Гибралтарского пролива. Высокая сейсмичность в целом характерна и для огромной прилегающей к нему с северо-востока территории Центральной Азин, ограниченной на севере поясом землетрясений, проходящим от Копетдага до Восточного Саяна и Прибайкалья. В пределах всей этой территории, состоящей из крупнейших систем горных хребтов и впадин, землетрясения и особенно молодой вулканизм распределены неравномерно и выделяется не более 5 % сейсмической энергии. Большинство землетрясений, в том числе и с большой магнитудой, относится к коровым, образующим вертикальные и крутопадающие в разные стороны фокальные зоны. Наряду с этим здесь происходят почти все известные за пределами Тихоокеанского кольца промежуточные землетрясения в виде обособленных зон и групп (Гимдукушско-Памирской, Средиземноморской, Вранча в Восточных

Карпатах и др.). Молодой вулканизм (с эоцена н плиоцена) интенсивно проявился во снутренней зоне Карпат, на Кавказе, в Индокитайско-Малоазиатском секторе, где некоторые вулканы сохраняют активность и в настоящее время. Особенно бурно молодой вулканизм проявился во впадинах Средиземного моря и окружающих горных сооружениях; в Эгейском море, Сицилии и на Апеннинском полуострове он сохраняет высокую активность до настоящего времени.

В пределах других внутриконтинентальных территорий современная сейсмичность имеет меньшие масштабы и связана с молодыми рифтами и сводовыми поднятиями. Пояс преимущественно коровых землетрясений этого типа прослеживается вдоль Восточно-Африканско-Аравийской системы рифтов, в отдельных ветвях которой сохранил активность вулканизм (Кенийская ветвь и др.), имевший в недавнем прошлом значительный размах. Утратил активность вулканизм рифтов и горных сводов Западной Европы, Восточной Азни, Саяно-Байкало-Хубсугульской системы, где известны обособленные группы п пояса коровых землетрясений, среди которых наиболее активен Прибайкальский пояс. Внутриконтынентальные зоны коровых землетрясений небольшой протяженности выделяются в центральной и южной частях Северной Америки.

Для объяснения региональных особенностей пространственного размешения молодого вулканизма и современной сейсмичности все чаще привлекается теория тектоники плит [1, 4, 6 и др.]. В качестве главных аргументов наряду с концентрацией мировой сейсмической активности в довольно узких поясах, которые в целом рассматриваются как непрерывные и связываются с процессами на окраинах литосферных плит или вблизи них, приводятся данные об орнентировке главных напряжений и направления смещения в очагах землетрясений, основанные на теории дислокаций и работам А. В. Введенской, Л. М. Балакиной. известные по А. А. Мишариной и особенно зарубежных исследователей Б. Айзекса, Л. Сайкса, Дж. Оливера, П. Молнера и других. Согласно этим данным, между плитами литосферы выделяются три типа границ. соответствующих разрывам растяжения и пормальным сбросам океанических подводных хребтов и зон рифтогенеза на континентах, трансформным разломам (сдвиговым зонам) и взбросо-надвитам в поясах сжатия. С аналогичных позиций приуроченности самых больших вулканических поясов к границам крупных литосферно-мантийных структур с различными геодинамическими условнями в зонах их взаимодействия объясняется различие типов вулканизма и состава магмы [1]. Устанавливается также различие подводных вулканов по составу и физическим свойствам пород в связи с положением их в пределах трех главных морфотектонических провинций - срединных океанических хребтов, глубоководных котловии внутренних районов океанов, островных дуг [Городницкий А. М., Ушаков С. А., 1977 г.]. Следует также указать на ставшую популярной в глобальной тектонике при объяснении внутриплитного вулканизма и землетрясений гипотезу горячих точек в мантия [Gruhier Fabien, 1979 г.].

Несмотря на отсутствие в настоящее время в сейсмологии и вудканологии данных, противоречащих тектонике литосферных плит, многие стороны этих проблем остаются нерешенными. Можно указать в качестве примера на отсутствие удовлетворительного объяснения несопоставимости выделяющейся сейсмической энергии в срединно-океанических хребтах и островных дугах при почти полном отсутствии землетрясений в океанической литосфере, которая должна передавать напряжения на большие расстояния, если рассматривать движение литосферной плиты и ее погружение как результат разрастания океанического хребта. Точно так же не существует удовлетворительного объяснения пространственной локализации в виде узких линейных цепочек современных вулканов островных дуг (над погружающейся под островную дугу литосферой), равно как и наблюдаемого пногда пестрого вещественного состава лав в пределах единого вулканического центра - элементарной вулканической ячейки [15].

Большие трудности возникают при интерпретации с позиций глобальной тектоники современной сейсмической активности и молодого вулканизма континентальных блоков литосферы. На примере Альпийско-Гималайского пояса неоднократно отмечалось, что распределение сейсмичности отражает план, характер и интенсивность современных движений и новейшие структуры [22, 86; Николаев Н. И. и др., 1984 г.]. Неравномерное распределение и рассенвание по площади вулканизма и сейсмичности, а гипоцентров современных землетрясский также по глубинности, вероятно, свидетельствует не только о гетерогенности геологического строения территории и перераспределении напряжений в блоках при взаимодействии плит, но и о наложении этих движений на геоблоки с различными геотектоническими режимами и геодинамикой, что согласуется с геофизическими данными о различии здесь современной тектонической активности верхней мантии [86; Ермаков В. А. и др., 1985 г.]. В связи с этим современная сейсмичность и особенно глубинность ее проявления в сочетании с вулканизмом и другими факторами может рассматриваться как важный критерий идентификации современных геотектонических режимов и геодинамических обстановок. Так для мировой системы рифтов независимо от расположения их в пределах океанов или континентов характерно наличие мелкофокусных землетрясений с доминированием в слое 0-10 км [86; Аниканова Г. В., Боровик Н. С., 1980 г. и др.]. В другом случае, несмотря на кажущиеся сходные геодинамические условия с преобладанием в целом сжатия, наличие глубоких землетрясений в системе островных дуг западной части Тихого океана и отсутствие таковых в Альпийско-Гималайском поясе подтверждают мнение о различии геотектонических режимов в пределах данных геоструктур.

Более сложной представляется связь землетрясений и вулканизма и их соотношение с локальными тектоническими структура-



Рис. З. Графики сейсмического режима вулкана Безымянного за период с 15 сентября 1955 г. по 5 апреля 1956 г. (95).

Суммерные значения за 5 сут энергии землетрясений (ΣE). Дж. условной деформация ($\Sigma \sqrt{E}$). Дж.)/2, числа землетрясений (ΣN). максамальный энергетический класт землетрясений (ΣN). максамальный энергетический класт землетрясений (K_{max}): $I - \phi$ аза покоя: $II \leftarrow \phi$ аза подготовки плеержения. $III_{4-4} - различище фазы извержения вулкана: <math>III_4 - \phi$ аза синжения активности извержения. $III_4 - \phi$ аза пасто синжения активности извержения. $III_4 - \phi$ тап пасроксныма и гигантского вършва; $III_5 - \phi$ аза синжения визержения.

ми при детальном рассмотрении этих явлений. Инструментально установлено, что извержение вулканов сопровождается сейсмическлми колебаниями [30, 95], связанными преимущественно с вулканическими землетрясениями различных типов (см.1.1). Сейсмический режим даже отдельно взятого вулкана весьма разнообразсн и изменяется в процессе его леятельности (рис. 3), что позволяет прогнозировать извержения. Например, Большое Толбачинское извержение было предсказано по рою землетрясений на глубине 0-20-30 км [5]. За 9 дней до извержения резко изменился сейсмический режим с увеличением активности на два порядка. Произошло около 300 землетрясений, появились рои больших землетрясений, во время которых вулканическое дрожание отсутствовало. Более глубокие (20-30 км) землетрясения были отмечены в начале роя, по которым «псевдоскорость» подъема магмы составляла 100-150 м/ч. Несмотря на достигнутые успехи, в настоящее время невозможно строго разграничить вулканические и тектонические землетрясения, поэтому к вулканическим принято относить только те землетрясения, эпицентры которых лежат в пределах вулканической постройки, а очаги — на глубинах не более 60 км [95, с. 5]. Условность такого подразделения не позволяет пока выделять землетрясения, связанные с зарождением и движением магмы в литосфере при отсутствии ее выходов на поверхность, хотя предпосылки наличия магмы на глубине имеются в пределах современных рифтовых, островодужных и других структур [5, 6; Современные проблемы геодинамики, 1984 г.].

Детальные наблюдения в последние 10-20 лет по районам активного вулканизма Камчатки, Японии, Средиземноморья, о. Гавайи. Малых Антильских островов и т. д. подтверждают наличие связи вулканических извержений с тектоническими землетрясениями, в противоположность существующему мнению о сугубопространственном совпадении их с одними и теми же активными структурами [22]. Особенно наглядно корреляция вулканизма и сейсмичности выступает на примере Тирренской и Эгейской дуг-[117]. В Эгейском море эпицентры промежуточных землетрясений (глубиной от 120 км и более) располагаются вдоль вулканических дуг и коррелируются с извержениями расположенных поблизости вулканов. Так, извержению вулкана Сантарин в 1925, 1928, 1939 и 1950 гг. предшествовали (с интервалом 16-24 мес) крупные землетрясения с «псевдоскоростью» (отношение h/t) — миграцией тектоно-вулканического эффекта (0,3±0,05) км/сут. Вулкан Стромболи в восточной части Липарских островов располагается над очагами землетрясений глубиной 240-340 км и характеризуется постоянной эксплозивной активностью. Всем крупным извержениям этого вулкана предшествовали (t=14-21 мес) землетрясения большой магнитуды на указанной глубине $\int h/t = (0.55 +$ ±0,005) км/сут]. Известны и другие примеры [17], когда извержение вулканов происходило после сильных тектонических землетрясений. На основе анализа соотношения между тектоническими землетрясениями и вулканическими эрупциями с применением диаграмм расстояние - время предприняты попытки градации событий с введением величины, отражающей физическую связь между землетрясениями и зарождением вулканизма [Hedervary P., 1979 г.]. В результате этого выделены землетрясения, предшествующие фреатическим эрупциям и следующие за ними, а также вулканические землетрясения до, во время и после извержения.

Анализ данных по Камчатке и Курнльским островам позволил В. А. Широкову [1980 г.] сделать обобщающий вывод о том, что «землетрясения с промежуточной глубиной 70—300 км пграют главенствующую роль мантийных процессов в начальной стадии подготовки извержений». Группы землетрясений-индикаторов возникают в мантии в среднем за месяц до извержения на эпицентральном расстоянии до 200 км от вулкана, затем следует рой коровых землетрясений и извержение. В то же время в регнональном плане для северо-западной части Тихоокеанской окраины отмечается иная связь эруптивной активности с сильными внутриплитными землетрясениями [Kimura M., Kasahara J., Oe S., 1982 г.]. Рост вулканической активности начинается в среднем за 10 лет в северо-восточной части Янинии и са 29 лет и Уурило Камчатской зоне до сильных лемлетрисский и нраграниатся или понижается после инх, что сиязывается с развелиялиния напряжениями и деформациями лемпой воры, инсличиными лимениями литосферных плит.

Тесная связь современного нулканныма и ный мичина на полтверждается также общими особенностями на только регионального, но и локального их размещения. Чаше него делания вынолы о приуроченности землетрясений и пулканических имержений к расломам и узлам их пересечения (сочленению блоков), т с. непосредственно к тем структурным формам, образование или вклинизация которых наблюдаются в процессе этих яплений. Предстапления о главенствующей сейсмогенной роли разломов подверглись обстоятельной критике в последних работах Г. П. Горшкова [22]. которым он противопоставия объемные геологические структуры (блоки, складки и т. д.) с активным развитием. Такое противоноставление структур не всегда праномочно, если рассматривать разломы как объемные геологические тела (см. 3.1), а не плоскостные разрывы сплошности горных пород. Псобходимо, кроме того, учитывать, что поля аномальных напряжений растяжения - сжатия образуют геодинамические зоны различного порядка, в общей структуре которых разломы, блоки, складки и другие формы соответствующего нерархического уровня выступают в качестве частных взаимосвязанных элементов.

Молодой вулканизм, как и землетрясения, характеризустся разнообразием локальных структурных позиций. Например, в Тяхоокеанском тектоническом поясе установлена приуроченность его в основном к молодым грабенообразным формам [Пушаровский Ю. М., Афремова Р. А., 1967 г.]. Наряду с этим в последнее время получены данные о принадлежности вулканической зоны Восточной Камчатки в бассейне р. Жупановки и в южных районых к одностороннему горсту, а не грабену, как считалось рансе [Ермаков В. А., Цикунов А. Г. и др., 1985 г.].

Важной особенностью локализации вулканов служит их пераодическое пространственное размещение. Расположение вулканов и кальдер характеризуется преимущественно симметрией транслыционного типа. Ф. Я. Корытов [1981 г.] в результате анализа размещения 500 наземных вулканов выявпл, что расстояние между ними чаще всего составляет 1—2, 4—6, 8—10 и 28—30 км, а для 1100 подводных вулканов — 50—60, 80—120, 180—200, 290—320 и 390—410 км и связывается с симметричным распределением в земной коре и мантии тектонических напряжений и соответствующих им линейных, дуговых и кольцевых структур. В связи с указанной закономерностью большой интерес представляет вопрос о наличии симметрии в пространственном размещении очагов сейсмичности по данным многолетних инструментальных наблюдений.

Таким образом, даже кратко рассмотренные данные по проблеме на современном уровне изученности практически не оставляют сомнений в тесной пространственно-временной связи вулка-

низма и сейсмичности и единстве вызывающих их причин в недрах Земли. Наблюдается глобальное, региональное и локальное совпадение структурных позиций молодого вулканизма и сейсмичности. Современный вулканизм и сейсмичность с учетом эпизодичности наблюдений в геологическом понимании следует рассматривать как одновременные явления. В реальном времени выделяются землетоясения предшествующие, сопровождающие и завершающие вулканические эрупции. Вулканизм и сейсмичность, глубинность распространения очагов землетрясений отражают типы и стадийность развития современных геотектонических режимов. Наличие землетрясений, не сопровождающихся вулканизмом, указывает на определенное состояние активности земной коры и мантии, а не на отсутствие связи между этими явлениями. Необходимо учитывать также, что в ряде случаев сейсмичность может быть связана с начальными или заключительными процессами тектоно-магматической активизации и что магма не всегда достигает поверхности.

2. ДЕФОРМАЦИИ И СОПУТСТВУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ ПРИ ДИНАМИЧЕСКИХ ИСТОЧНИКАХ ИАПРЯЖЕНИЙ

В течение первой четверти текущего столетия физики пренебрегали теорией распространения упругих волк частично потому. что их внимание привлекли новые области, открывшиеся в связи с появлением атомной физики, частично же вследствие того, что теория во многих отношениях опережала экспериментальные исследования, так как тогда не было методов, удобных для нийлкидения прочесса распространения волн напряжения в лаборатооных исловиях.

Г. КОЛЬСКИП [37. с. 5]

Изучение физических явлений и процессов, происходящих в недрах Земли при импульсном высвобождении энергии, проводится с применением различных геофпзических методов, натурных наблюдений, аналитического анализа и имеет в основном сейсмологическую или вулканологическую направленность: геологическим методом исследуются современные и палеосейсмодислокации, отражающие приповерхностное проявление сейсмотектоники. Несмотря на комплексный подход, проблема еще далеко не решена, о чем свидетельствует, например, отсутствие общепризнанной модели очага (см. 1.1). До настоящего времени остаются неопределенными геологическая значимость и масштабы явлений и процессов, происходящих при импульсном выделении энергии; некоторые из них не имеют геодинамического обоснования, другие не выделены в самостоятельный тип и относятся к явлениям и процессам ивого происхождения.

Значительный прогресс в данном направлении может быть достигнут путем изучения деформаций и сопутствующих процессов. связанных с несомненно имевшими место в прошлом землетряссниями, очаги которых располагались в земной коре на различной глубине и в настоящее время выведены или приближены к дневной поверхности. В большинстве случаев могут быть установлены приблизительные условия рТ в очаговой зоне и за се предслами, а также геотектонический режим, к которому они принадлежат. Основная трудность состопт в выявлении геологических объектов. обусловленных импульсным выделением энергии. Большую помощь при этом может оказать моделирование эффекта землетрясения в адекватных природным геодинамических условиях. Однако создание модели, соответствующей натурному объекту с отражением всего многообразня связей переменных параметров, часто неизвестных, является пока нереальной задачей. Поэтому приходится использовать модели, отражающие отдельные интересующие нас стороны объектов и процессов с учетом необходимого соотно-

шения подобия. Наиболее приближенными к реальным геологическим условиям являются сильные камуфлетные взрывы в горных породах, хотя некоторые протекающие в них процессы также обосновываются экспериментальными исследованиями на моделях.

Совместное использование данных, полученных перечисленными методами исследований, может послужить основой создания наиболее вероятностной обобщенной геодинамической модели деформаций и сопутствующих процессов в земной коре и мантии при импульсном высвобождении энергии.

2.1. ВОЛНЫ НАПРЯЖЕНИЯ В ТВЕРДЫХ ТЕЛАХ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ДЕФОРМАЦИЯ

Ранее уже обсуждалась возможность использования некоторых экспериментальных данных применительно к механизму образования структур центрального типа и сопутствующим процессам [58, 59]. Среди авторов обобщающих работ, теоретические основы и экспериментальные исследования которых используются в дальнейшем при рассмотрении волн напряжений и вызываемых ими разрушений, следует назвать Г. Кольского, О. Е. Власова, Г. И. Покровского, И. С. Федорова, Р. М. Дейвиса, А. Н. Ханукаева, С. В. Медведева, М. А. Садовского, В. Н. Родионова, В. С. Никифоровского, Е. И. Шемякина, Г. И. Петрашеня, К. И. Огурцова, А. Н. Ставрогина, Г. Г. Юревича, В. Д. Трофимова.

При импульсном нагружении тел возникает сложное напряженное состояние, которое рассматривается с точки зрения распространения воли напряжения [37]. Динамические упругие свойства многих тел отличаются от свойств статических, и вязкие матерналы при этом могут вести себя как хрупкие. Благодаря скоростной фотосъемке, применению оптически активных материалов и других технических достижений представляется возможным наблюдать последовательный процесс распространения и взаимодействия волн и вызываемых ими разрушений (рис. 4). Часть энергии, выделившейся в очаге возмущения за вычетом потерь (в частности, тепловых и затрат на разрушение среды вблизи очага), переносится на большие расстояния. На некотором удалении от источника возмущения основной поток энергии связан с упругими волнами напряжений, среди которых выделяются продольные (сжатия --расширения) и поперечные (искажения). Кроме того, часть энерсии переносится поверхностными волнами Рэлея и Лява, имеющими важное значение во взрывной сейсмологии. При распространенин в среде больших возмущений может образоваться ударная волна (рис. 5). Эта волна имеет крутой фронт, толщина которого в пределе ограничивается молекулярным строением среды (10-5-10-е см), а скорость распространения превышает скорость звука в данной среде. Другой тип — пластическая волна возникает, когда напряжение в среде превышает предел упругости и наступает те-





Указаны моменты времени, считая с момента детонации заряда [37].

чение. В этих условнях в среде вслед за упругой волной с меньшей скоростью распространяется пластическая волна (рис. 6).

При взрывных нагрузках в массиве горных пород наблюдается последовательная смена волн (рис. 5) с удалением от центра взрыва [103]. Ударная волна распространяется в твердой породе до $10\div15~R_0$ (раднус заряда) от центра взрыва. Далее напряжения в породе постепенно падают, фронт волны размывается, приобретает пологую форму и распространяется со скоростью звука. Такую волну принято называть волной напряжений. На расстоянии более $400\div500~R_0$ от центра взрыва амплитуда упругих волн незначительна, происходит частичное или полное разделение пространения, и их принято называть сейсмовзрывными или сейсмическими.

Важной особенностью указанных типов воли является способность к отражению от свободной поверхности и границы раздела



Рис. 5. Ударная волна в твердой породе (а), волна напряжений (б) и сейсмовзрывная волна (в).

р — давление; т — длятельность фазы сжатия; о — напряжения; о скорость смещения частиц [103].





Рис. 6. Схема упругопластической волны [103].

1 — упругая волна; 2 — фронт плостической волны; 3 — пластическая волна.

> Рис. 7. Схематическое представление величниы и направления главных (сжимающих, растягивающих и максимальных касательных) напряжений на фроитах отраженных продольной и поперечной воли в мраморе [103].

> 1, 2 и 3-соответственно $\sigma_{2*} \sigma_r$ и τ_{max} на фронте отраженной продольной волный (σ'_P); 4, 5 и 6-соответственно $\sigma_{2*} \sigma_r$ н τ_{max} на фроите отражениой полеречной колны (σ'_B).

сред с меньшей плотностью (акустической жесткостью) по известным законам олтики, используемым в сейсмологии п обстоятельно рассмотренным в ряде работ [37, 53, 103 и др.]. На рис. 7 показаны отраженные от свободной поверхности продольная и поперечная волны и распределение главных напряжений на их фронте. Непосредственно на линии наименьшего сопротивления (л. н. с.) Ог, соединяющей по кратчайшему расстоянию центр возмущения со свободной поверхностью, имеет место отраженный (с изменснием фазы на л) импульс растяжения. Энергия его при отражении будет тем значительнее, чем больше разность плотностей сред, и в случае свободной поверхности примерно равна энергии падаюшего импульса [103]. Поток энергии отраженной волны искажения в целом меньше, чем волны расширения при той же амплитуде перемещения, и соответствует отношению скорости распространения поперечной волны к скорости продольной волны (cs/cp). При касательном падении продольной волны на свободную поверхность или границу раздела сред образования отраженной поперечной волны не происходит.

Высвобождение энергии в очаге возмущения обычно затянуто во времени, особенно при большой энергии (при землетрясениях от 1 до 5-10 с н более) [Саваренский Е. Ф. н др., 1977 г.]. Кроме того, импульс удлиняется при прохождении в твердой среде. Поэтому происходит сложное взаимодействие падающих и ограженных волн напряжений, особенно при повторных импульсах. На рис. 8 показан простой пример наложения отраженной волны растяжения от свободной поверхности на падающую волну сжатия с суммированием напряжений. Более сложное поле напряжений возникает при отражении от двух (рис. 9) и более границ раздела сред. Помимо интерференции воли, отраженных от обенх поверхностей, оказывает влияние также дифракция от угла. При достижении отраженными волнами вершины угла напряжения на фронтах в точке соприкосновения воли удваиваются. Эта точка в дальнейшем перемещается в направлении к центру возмущения (0) со скоростью, сначала равной бесконечности, а затем постепенно убывающей до скорости продольной волны. Дифракционная волна перемещается с постоянной скоростью и отстает от точск пересечения отраженных волн, поэтому она оказывает заметное влияние только в вершине угла.

Особенно сложное напряженно-деформационное состояние возникает у обнаженной поверхности или у раскрытой трещины [Огурцов К. И., 1960 г.]. Расчеты по точным решениям показывают, что напряжение по направлению радиуса-вектора (σ_{φ}) и напряжение по дуге круга (σ_{φ}), проведенного вокруг эпицентра, больше нуля (рис. 10). Поскольку эти напряжения растягивающие, за счет скалывания на удалении от него — кольцевых трещин.

Весьма важным, но еще не полностью изученным, является вопрос взаимодействия волн напряжений со средой - переход мехаинческой энергии в теплоту и затухание упругих воли. Как отмечает Г. Кольский [37], несколько различных механизмов преврашення части механической энергии в теплоту объединены под общим названием внутреннее трение. Реальные тела всегда отличаются от пдеально упругих, и при прохождении в них цикла напряжений обнаруживается петля гистерезиса. Незначительное влияние этого эффекта при статическом нагружении может явиться существенным фактором затухания упругих волн, так как число циклов при синусоидальных колебаниях может достигать порядка миллнонов в секунду. Установлено также быстрое затухание волн напряжений при прохождении через среду, период которых близок к времени механической релаксации среды. Через плотно сжатые разрывы падающая волна сжатия проходит, не изменяясь [Дейвис Р. П., 1961 г.]. Многие широко распространенные в земной коре кристаллические породы, особенно с повышением всесторонРис. 8. Отражение импульса сжатия от свободной поверхности [37].

1 — результирующее напряжеине: 2 — падающий и отражениный импульс: 3 — часть импульса, которая уже отразилась.





Рис. 9. Зона пнтерференции отраженных воли и явление дифракции [103].

1. 11. 111 — фронты днфракционных воли: 1. 2. 3 — участки фронтов отраженных воли, пересекающих биссектрису в интерферирующих друг с другом.



Рис. 10. Схема поля напряжений у обнаженной поверхности или у раскрытой трещины. По К. И. Огурцову [103].

1 - характер изменения оф и ов при точ-

ном решения; 2 — то же, в акустическом приближещии; 3 — растятивающие изпряжения; 4 — сжимвющие напряжения.

него сжатия, характеризуются слабым затуханием и небольшой дисперсией волн.

Волна напряжений определенных параметров при распространении в среде способна вызвать деформации и другие процессы. Разрушения при динамическом нагружении по ряду причин отличаются от наблюдаемых при статическом нагружении. Наиболее показательной характеристикой динамичности нагружения материалов является скорость деформаций, представляющая собой изменение скорости движения одной частицы относительно другой к изменению расстояния между ними. При линейном одноосном деформировании $\varepsilon = d\varepsilon_n/(dt)$, где $d\varepsilon_n = \Delta l/l_0$ — относительная деформация; l_0 — начальная деформация образца; l — текущая длина образца; *t* — время [103]. Скорость деформации составляет, 1/с: — при статическом нагружении 10⁻¹—10⁻⁶, при ударе на копрах 10¹—10³, в пластической волие напряжений ~5·10⁴; в ударной волие при скорости смещения частиц во фронте 1000 м/с и толщине фронта 10⁻⁶ см е_{ср}=10¹¹ 1/с.

В условиях динамического растяжения прочность многих материалов и горных пород близка к полученной в условиях статического растяжения, а при динамическом сжатии увеличивается в несколько раз по сравнеяню с пределом прочности при статическом сжатии. Повышение прочности при динамическом сжатии объясняется закрытием микротрешин до определенного предела, тогда как при растяжения в том и другом случае они являются очагами развития трещин. Экспериментально установлено, например, что при импульсном нагружении кристаллов каменной соли в них под действием волн сжатия происходит быстрое закрытие трещин и частичная их ренимация (до 20—25 %) [Финкель В. М. и др., 1985 г.]. Максимальная скорость схлопывания составляет 20 000 м/с, что объясняется малым углом раскрытия трещин и высокой скоростью сближения поверхностей.

С увеличением скорости деформации при одноосном сжатии наблюдается возрастание прочности пород и модуля Юнга [103]. В то же время опыты Гольдсмита [18] показали, например, что модуль Юнга и коэффициент затухания в базальтах уменьшаются при заданной исходной интенсивности повторяющихся динамических воздействий. Такая зависимость связывается с достижением в базальте состояния «насыщенного» разрушения и указывает на возможность образования разрывов не после первого, а при последующих импульсах. Важные данные получены в ПФЗ АН СССР и ИГД им. А. А. Скочинского об уменьшении разрушительного действия взрыва при наличии высоких статических давлений. Наряду с этим известны опыты, когда предварительно нагруженный стержень при последующем динамическом воздействии на него разрушался при напряжениях равных одной трети предела прочности при растяжении [103].

Определенное влияние на прочностные характеристики оказывает повышение температуры. Выполненные исследования в 11ФЗ АН СССР показывают, что всестороннее увеличение давления при повышении температуры приводит к уменьшению упругих характеристик. Динамический предел текучести зависит от статического предела текучести, и влияние скорости деформаций на его изменение тем более, чем меньше последний.

При пластической деформации имеет место необратимое изменение структуры, которое успевает произойти при статических нагрузках и отстает от деформаций при динамическом нагружении. Примером могут служить большие остаточные деформации при сиятии нагрузки в перспексе, в то время как при небольших взрывах такие деформации отсутствуют. При кратковременном импульсе деформация в пластических материалах в значительной мере происходит за счет упругих смещений частиц, разрушение имеет форму хрупкого (без течения вблизи поверхностей разрушения) и необратимые потери невелики. Однако в целом отмечается уменьшение задержки текучести при увеличении скорости приложения нагрузки [103].

При решении ряда задач импульсного нагружения важное значение имеет учет времени запаздывания процесса разрушения. Известно, что разрушение наступает не мгновенно, а протекает вовремени и зависит от приложенного напряжения и температуры. В соответствии с известной зависимостью для случая длительногоприложения нагрузки время запаздывания разрушения уменьшается с возрастанием напряжения и понижением температуры [103]. Прохождение импульса значительной интенсивности, но короткой продолжительности не всегда вызывает деформации и развитие трещин. Принято считать, что скорость распространения трещин в упругой среде менее скорости распространения импуль-(трещин отрыва и продольногоса. Для плоских деформаций сдвига) за границу принимается скорость воли Рэлея, для антиплоского сдвига - скорость поперечных волн. Этот вопрос обстоятельно рассмотрен в ряде работ. В. Н. Николаевский [54] считает скорость продольных волн предельной скоростью распространения дислокаций. Однако в реальных упругих телах разрушение происходит на уровне структурной решетки; распространение возмущений в ней не ограничивается максимальной групповой скоростью волн сдвига и может превышать их скорость [103]. Это следует и из рассмотрения ударной упругопластической волны, в. которой время запаздывания очень мало и пластическая волна распространяется непосредственно вслед за упругой на небольшом расстоянии. Сверхзвуковое распространение трещин подтвержденоэкспериментально [ПММ, 1980 г.]. Отмечается также возрастание скорости распространения разрывов с увеличением их длины [Стриженов С. А., Павлова А. А., 1982 г.]. Максимальные скорости вспарывания разрывов, зарегистрированные в опытах, составляют около 2 ср. Следует также учитывать, что скорость течення материала в условиях всестороннего неравномерного напряженного состояния больше скорости, наблюдаемой при одноосном нагружении. Приведенные и другие данные свидетельствуют, что скорость развития трещин на глубине в зоне импульсного выделе-ния энергии больше скорости распространения трещин вблизи поверхности и может приближаться к скорости воли напряжений или даже превосходит ее.

В качестве критериев для расчета разрушений в горных породах при динамическом нагружении, как и при оценке действия сейсмических волн на инженерные сооружения, обычно пользуются значением скорости смещения грунта и удельного импульса, пикового ускорения и продолжительности сильных колебаний, а при взрывах в скальных породах — смещением частиц относительнопервоначального положения, удельной энергией и другими параметрами волн [4, 67, 103 и др.]. По одному или двум найденным могут быть определены остальные параметры и сделана оценка. Рис. 11. Разрывы, обусловленные раднальным сжатнем и латеральным растяжением. По Дж. Райнхарту [122]. Пояснения в тексте.

возможности перехода среды в предельное состояние с учетом ее физико-механических и прочностных характеристик. Принято считать, что разрушение наступает, если волны вызывают смещение частии в среде с определенной скоростью, называемой критической. При разрушении сооружений критическая скорость в грунтах составляет 1.5 м/с и более, а образование трещин в скальной породе происходит при 0.5 м/с [67]. Отрывы в скальных породах наблюдаются при скорости 1.3-1.5 м/с. если размеры обнажающейся поверхности соизмеримы с длиной волны и длительность действия волны не менее нескольких миллисекунд. С целью определения минимальных скоростей удара, при которых наблюдается разрушение, проводились опыты по соударению кернов [103]. Для горючих сланцев, мраморов, гранита и днабаза скорости смещения равны 22, 32, 37 и 60 м/с, а соответствующие им напряжения 4150, 4450, 5400 и 11 300 кгс/см², т. е. в 10; 9; 4 и 3,5 раза больше их предела прочности статистического сжатия. При одноосном динамическом растяжении скорость отрыва (и) для гранитов, мрамо-Da. известняка оказалась равной 2.4-2.8 м/с. что соответствует скорости смещения частиц за фронтом волны (0) 1.2-1.4 м/с (v = u/2), а предел прочности отрыву близок к установленному при статистическом нагружении. Зная Критическую скорость (URD). МОЖНО рассчитать предел прочности пород при отрыве:

$$\sigma_{opp}$$
] = QOCP $[U_{KP}]_{1}$

где Qo — плотность пород; Cp — скорость распространения продольной волны.

Критическая скорость может быть использована также для нахождения числа радиальных трещин (рис. 11), образующихся при распространении волны напряжений [120]. Перемещение на фронте волны дуги AB (s) за время dt в положение $A^{1}B^{1}$ (в радиальном направлении r на расстояние dr) можно разложить на два движения: простое радиальное перемещение и латеральное растяжение. Последнее происходит со скоростью

$$ds/dt = \theta dr/dt$$
,

где dr/dt — раднальная скорость частицы (v); θ — угол, равный s/r. Всегда при достижении ds/dt критической скорости $v_{\kappa p}$ образуется раднальный разрыв. При условии, что $v_{\kappa p}$ не может быть превышена, угол θ между раднальными трещинами равен отношезино $v_{\kappa p}/v$. Таким образом, число раднальных трещин составит

$$n=2\pi v/v_{\rm KP}$$
.
В целом теоретические расчеты хорошо согласуются с экспериментальными данными. Обычно вблизи центра возмущения наблюдается густая сеть радиальных разрывов; с удалением от центра число их закономерно уменьшается и в конце зоны трещиноватости соответствует минимальному, равному шести. При слабых взрывах иногда вообще в зоне трещиноватости возникает только шесть радиальных трещин с углами между ними около 60°, как это, например, видно на фотографии шлифа из зоны разрушения в мраморе при высоком всестороннем давлении [116, рис. 19]. Рассмотренная закономерность радиального трещинообразования, как будет показано в дальнейшем, может быть с успехом использована в геологической практике.

Следует указать некоторые, важные в аспекте рассматриваемой проблемы, результаты непосредственного моделирования разрушений, производимых волнами напряжений при значительном импульсе. На рис. 12 приводится схема трещин в однородном массиве при взрыве заряда вблизи поверхности, построенная на основе обобщенных результатов разрушительного действия камуфлетных взрывов моделей горных пород из эквивалентных материалов (рис. 13). При взрыве сосредоточенного заряда ВВ в горной породе в непосредственной близости от него выделяются зоны, различающиеся по характеру и интенсивности разрушения: зона сжатия, где под действием огромных нагрузок породы раздроблены и уплотнены с образованием полости (каверны); зона дробления, в которой породы системой пересекающихся трещин раздроблены на куски и блоки; зона трещинообразования, характеризующаяся наличием отдельных трещин. В пределах этих зон можно выделить две основные серии трещин: радиальные, возникающие в результате значительных растягивающих напряжений в тангенциальном направлении, как показано на рис. 11, и кольцевые, образующпеся вследствие растяжения (волн разгрузки) по направлению к центру взрыва из-за упругого восстановления первоначально сильно сжатой среды.

При наличии свободной поверхности или границы пород с меньшей плотностью вблизи них возникают трещины разлома и откольные разрушения. Опыт показывает, что полная система трещин близ источника взрыва и у поверхностей отражения может создавать в среде структуру со взаимно пересекающимися узкими разрывами сплошности.

Трещины разлома вблизи свободной поверхности на моделях образуют крутопадающие кольцевые и радиальные формы (рис. 12—3, деталь—рис. 14). Они пока еще недостаточно изучены. Расчеты показывают (рис. 10), что на обнаженной поверхности вблизи л. н. с. возникают напряжения растяжения. С удалением от эпицентра напряжения согласно расчетам могут перейти в сжимающие, и образование радиальных трещин на этом участке уже может происходить за счет скалывающих напряжений. Уменьшение числа трещин от эпицентра к периферии подтверждается опытами.

36

Рис. 12. Схема системы трещин в горяых породах при вэрыве заряда ВВ вблизи поверхности [59].

 раднальные трешины;
 сферические трещины;
 трещины разлома (радиальные и кольцевые);
 откольные трещины.





Рис. 13. Характер разрушения в горных породах при камуфлетном взрыве, По Дж. Райихарту [18].



Рис. 14. Образование раднальных и кольцевых трещин при падении волны под разными углами к поверхности. По А. Н. Ханукасву [1962 г.]. /- раднальные трещины; 2-кольцевые трещины.

Более обстоятельно изучено образование отколов. Впервые отколы металлов с применением взрывов получил Б. Гопкинс [37]. В толстой металлической плите (рис. 15, а) при взрыве накладного заряда ВВ в точке Р наблюдается вмятина, а с противоположной поверхности выбрасывается круглый диск, названный Б. Гопкнисом отколом. Поверхность, ограничивающая диск, имеет беспорядочную текстуру и приближается по форме к сферической. При взрыве импульс сжатия короткой продолжительности распространяется вовнутрь плиты и отражается от поверхности СД в виде сферического импульса растяжения (рис. 7). При отражении волна растяжения накладывается на хвост волны сжатия (рис. 8) и на определенном расстоянии от СД возникают растягивающие напряжения, превышающие предел прочности на растяжение. -происходит образование откольной трещины. Появление поверхности отрыва приводит к отражению от нее хвостовой части импульса сжатия, и при значительной амплитуде и затянутости взрывного импульса может появиться несколько субпараллельных тре-



Рис. 15. Образование откола отраженной волной напряжений.

а — большая металлическая плита (разрез) [37]; множественный откол в плите; б — плита из мягкой стали (длина 152 мм и толщина 76 мм); в — гранитиый блок. По Дж. Райихарту [Rinchart J. S., 1966 г.].



33

щин (рис. 15, δ). Волна сжатия при оптимальном взрыве не вызывает макроскопических разрушений в металлических плитах в связи с высоким пределом прочности на сжатие. Однако в ряде случаев отмечаются изменения в структуре металла, что указывает на значительные пластические деформации. В последующем опыты получения отколов неоднократно ловторялись с различной целью, в том числе в горных породах (рис. 15, θ) и в прозрачных матерналах с применением скоростной фотосъемки [103, 120 и др.].

Всесторонний анализ откола в одномерном случае с рассмотрением вопроса о множественном отколе и размере зоны разрушения типа кавитации на глубину приводится в монографии [53]. Методом определения скорости свободной поверхности выполнено детальное исследование откольной прочности металлов в широком днапазоне длительностей нагрузки [Канель Г. П. и др., 1984 г.]. В результате опытов получен ряд важных выводов. Установлено увеличение скорости свободной поверхности при выходе на нее переотраженной от откольной поверхности волны сжатия. При длительности процесса разрушения, превышающего реверберацию отколового импульса, наблюдается торможение процесса откола. С другой стороны, длительность процесса разрушения, полное время которого зависит от запаса энергии в отколе, определяет дисперсию фронта отколового импульса. В стали и алюминии наблюдается сокращение времени отделения отколовой пластины при увеличении амплитуды падающего импульса нагрузки и независимо от скорости объемной деформации. С уменьшением амплитуды нипульса откол можно реализовать лишь при увеличении соответствующего времени его действия за счет накопления и роста микротрещин [Ахмадеев Н. Х., Нигматулин В. П., 1982 г.]. При очень сильном ударе образуется гладкая откольная поверхность с очень малым временем задержки разрушения.

В горных породах при наличии свободной поверхности, превышающей длину волны, анизотропии и других факторов процесс образования отколов более сложный. С удалением от л. н. с. характер напряженного состояния пород меняется (рис. 7), все большее значение обретают скалывающие напряжения, ориентированные субпараллельно откольной поверхности. Приповерхностные раднальные и кольцевые трещины разлома могут углубляться и достигать откольной поверхности с образованием отколовых блоков и воронки выброса (рис. 16). Периферические отколовые блоки имеют тенденцию к смещению по раднусу от эпицентра, подобно перемещению грунта с образованием вала при взрыве на выброс. Горные породы являются аэлотропной средой с различной скоростью распространения волн и соответственно колебаний в двух или трех взаимно перпендикулярных направлениях. При совпадении скоростей в двух направлениях волновое движение происходит в плоскости, перпендикулярной к направлению третьего колебания [37]. В зависимости от фазовых соотношений компонент колебаний и их амплитуд совместное движение, как и в случае света, может иметь форму плоской, эллиптической или круго-



Рис. 16. Образование отколовой и взрывной воронок в мраморном блоке при взрывании тротилового заряда. По А. Н. Ханукаеву [1962 г.]. а — вид сверху: 6 — разрез; 1-10 — отколовые кускя.

вой поляризации, что находит отражение в геометрической форме отколов.

В опытах на конфигурацию разрушений и их расположение влияет геометрическая форма моделей. В образцах малых размеров большую роль играют волны напряжений, отраженные от боковых граней, которые иногда производят как самостоятельные, так и дополнительные (за счет интерференции и взаимного усиления волн) разрушения. На рис. 17 показан пример разрушений, возникающий в образце квадратной формы.

Несколько иной характер носит распространение импульса вдоль оси конического образца [37]. При меньшем размере поперечного сечения по сравнению с длиной импульса сжатия происходит изменение формы последнего и возрастание амплитуды. По мере приближения к вершине длина области сжатия становится короче, и в хвосте постепенно развивается область растяжения, в которой могут возникнуть разрушения и отрыв верхушки конуса раньше, чем ее достигнет фронт головной волны (рис. 18). Разрушение наблюдается также вдоль оси конуса и состоит в данной модели из пузырьков, похожих на кавитацию в жидкости.

Распространение и взанмодействие волн напряжений в среде порождает наряду с разрушеннями многие другие процессы и явления. Интенсификация исследований в этом направлении уже привела к ряду важных открытий. Внедрена в практику взрывная обработка металлов — упрочнение, штамповка, сварка, резание [67, 73, 120], насыщение стали углеродом под действием ударных волн [Грязнов И. М. и др., 1970 г.], прогрессируют опыты синтеза алмазов [Саввакин Г. И. и др., 1978 г., 1983 г.] и других минералов с применением высокотемпературного ударного сжатия.

Динамическое сжатие нашло широкое применение при изучении уплотнения и фазовых изменений минерального вещества, что открывает дополнительные возможности в интерпретации геофизических данных и изучении вещественного состава и внутреннего строения Земли. Адиабата большинства минералов в координатах p-q (рис. 19) при ударном сжатии имеет форму плавной кривой с изломом — скачком плотности, что может соответствовать фазо-





Рис. 19. Аднабаты минералов при ударном сжатии. По С. В. Симакову и др. [1974 г.].

1 — топаз; 2 — ильмевит; 3 — геденбергит (+2 г/см³); 4 — авгидрят; 5 — гилс; 6 — барит (+1,5 г/см³); 7 — криолит (-0,3 г/см³); 8 — брусвт (-0,2 г/см³); 9 пирит; 10 — сфалерит; 11 — магиетит; 12 — микроклин (+1,02 г/см³).

вому переходу. Начальная сжимаемость, примерно до 400 кбар. исходных фаз минералов более значительна, чем высокоплотных фаз, особенно после резкого скачка плотности. Различные петрофизические типы горных пород, имеющие в обычных условиях разную плотность, при ударном сжатии 400-500 кбар обнаруживают сходимость значений плотности около 4,3 г/см³ [Афанасьев Г. Д., 1973 г.]. Под действием ударных волн сжатия достигается практически любое уплотнение металлов и их порошков [Алебастрова Е. И. п др., 1975 г.]. При этом возникают электрические сигналы, связанные с перераспределением фронтом ударной волвы объемных электрических зарядов [Канель Г. И., Дремин А. Н., 1973 г.]. В опытах прохождение фронта волны через электрод даже при относительно слабом возмущении сопровождается резким скачком напряжения.

В результате исследования действия взрыва камуфлетного заряда в моделях из материала, эквивалентного каменной соли, с помощью гамма-просвечивания установлено наличие трех зон различного распределения средней плотности материала [Толстунов С. А., Поповский А. П., 1974 г.]. Вблизи полости взрыва средняя плотность материала несколько ниже плотности ненарушенного материала. В пределах второй зоны на расстоянии 2—7 радиусов заряда наблюдается аномальное уменьшение средней плотности. Третья зона на удалении 7—14 радпусов заряда характеризуется повышенной средней плотностью на 3—8 %, а далее за пределами этой зоны материал имеет исходную плотность.

Таким образом, экспериментальные исследования показывают, что различные типы волн напряжений, возникающие при импульсном возмущении в твердой среде, приводят к двум конкурирующим процессам: разрушению (разуплотнению) и упрочнению (уплотнению). В опытах вблизи источника возмущения превалирует уплотнение, а на удалении вблизи свободной поверхности противоположная тенденция.

2.2. ДЕФОРМАЦИИ И СОПУТСТВУЮЩИЕ ЯВЛЕНИЯ ПРИ СИЛЬНЫХ ВЗРЫВАХ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Рассмотрение деформаций и сопутствующих явлений, вызванных волнами напряжения в значительном объеме массива горных пород при сильном взрыве, представляет интерес в связи с тем, что они во многом должны быть адекватны (равно как и геодинамические условия) деформациям и явлениям, сопровождающим землетрясения [23, 59], хотя механизм возбуждения воли в большинстве случаев или вообще различен (см. 1.1, 3.1). В последние годы акад. М. А. Садовский и его сотрудники успешно использовали сейсмический эффект подземных ядерных взрывов для оценки верхнего предела полной энергии землетрясений [78, 81]; показано подобие поствзрывных и постсейсмических процессов [Белокопытов В. А. и др., 1983, Гохберг М. Б. и др., 1984 г.] и т. д., что свидетельствует о возможном выявлении и других аналогий при сильных взрывах и землетрясениях.

Вопросы деформаций, сейсмического эффекта и других явлений в ближней и дальней зоне при ядерных и промышленных взрывах рассматриваются в ряде работ [18, 57, 66, 75; Действие ядерного взрыва, 1971 г.; Атомные взрывы ..., 1970 г.; Применение полземных ядерных взрывов ..., 1968 г. и др.]. Волновое поле напряжений и деформационное состояние при взрыве в натурных условиях в общем идентичны установленным на моделях и с учетом теории подобия параметры их имеют сходную зависимость [116]. К сожалению, с помощью наблюдений на поверхности и в горных выработках не всегда удается проследить в объеме массива горных пород деформации и другие явления с присущей опытам детальностью. На рис. 20 показано распределение напряжений в горных породах при камуфлетном взрыве, а на рис. 21 - стадий разрушительного действия взрыва ядерного заряда [116]. Процесс расширения полости и разрушения разбивается на три стадии, с учетом которых оцениваются параметры волн напряжений, вызывающих деформации [39].

На первой стадии напряжения настолько велики, что разница между о, и о, не учитывается; среда испытывает пластические деформации и отождествляется с жидкостью. В конце стадни скорость стенки полости принимается равной скорости продольной волны. Вторая стадия расширения полости сопровождается образованием зоны интенсивно раздробленных пород. С учетом диссипации энергии в разрушенной среде скорость распространения фронта волны в конце стадии должна равняться скорости пролольной волны, а раднусы полости и зоны неупругих деформаций близки к своим максимальным размерам. С этого момента считается начало третьей, наиболее интересной для нас, стадии упругих деформаций. В области упругих деформаций радиальные напряжения о, остаются сжимающими, а тангенциальные о, меняют знак и становятся растягивающими. С увеличением расстояния от

43



Рис. 20. Схема распределення напряжений в горных породах, вмещающих зоны механического действия камуфлетного взрыва. По М. А. Садовскому и В. Н. Родионову.

 $I \rightarrow$ сжатие компонентами напряжений σ_{p} , σ_{p} : $II \rightarrow$ раднальное сжатие напряжением σ_{p} ; $III \rightarrow$ область упругих деформаций; $IV \rightarrow$ раздробленная сжатием горияя порода: $V \rightarrow$ растяжение напряжениями σ_{p} ; $VI \rightarrow$ раздробленные гориме породы; $VII \rightarrow$ полость, заполиепная газом; $VIII \rightarrow$ граница области упругих деформаций.



Рис. 21. Стадни разрушительного действия камуфлетного взрыва ядерного заряда через 3 мс (а), 500 мс (б), несколько секунд (в) и несколько месяцев (г) после начала детовации [116].

места взрыва происходит поглощение упругих колебаний, которые находятся в сложной зависимости от среды и параметров волны [39], поэтому образование разрывов за счет сейсмической волны становится возможным лишь вблизи свободной поверхности или границы раздела сред, как это отмечалось на моделях. Г. Родин отмечает [75], что затухание воли напряжения наиболее заметно в аллювии и менее — в соли и граните, равно как и более сильный сейсмический сигнал возбуждается при взрывах в скальной породе, а не в сухом аллювии. Представляет интерес рассмотрение размеров зон механическоко действия камуфлетного взрыва с целью прогнозирования зон перехода горных пород в предельное состояние для естественных импульсных источников энергин. Размеры зон разрушения выражаются в метрах через их радиусы: R_n — полости взрыва, R_n зоны дробления, R_r — зоны трещиноватости. Они зависят: от тротилового эквивалента заряда W, кт; глубины заложения заряда H, м; средней плотности пород ϱ , кг/м³; модуля ударного сжатия A, МПа, предела прочности на растяжение σ_p , МПа, скорости распространения продольной волны в рассматриваемой породе c_p , м/с.

Тротиловый эквивалент ядерного или другого заряда (масса соответствующего ему по энергии заряда тринитротолуола) определяется по формуле, кт,

$$W_{\mathsf{JKB}} = WQ/Q_{\mathsf{THT}} \tag{1}$$

тде W — масса рассматриваемого заряда; Q — удельная теплота взрыва; $Q_{тнт}$ — удельная теплота взрыва тротила, равная 1000 ккал/кг или 4,2·10⁶ Дж/кг. Предлагается и более расширенное понятие тротилового эквивалента [67].

При оценке интенсивности возможных разрушений при взрыве важную роль оказывает так называемый закон подобия, позволяющий на сходственных относительных расстояниях (\bar{r}) сравнивать воздействие взрывов различных по весу зарядов и на различных расстояниях (r):

$$\bar{r} = r/R_0, \tag{2}$$

тде Ro — раднус сферического заряда, равный для тротила

$$R_0 = 0.053 \quad \sqrt{W}. \tag{3}$$

Принято, что характерные расстояния, на которых оценивается литенсивность воли напряжений, связаны с массой заряда общим соотношением

$$R = k_1^{3/\overline{W}} \tag{4}$$

шли

$R = kR_0$

где k — эмпирический коэффициент, который зависит от перечисленных выше факторов, влияющих на размер зон разрушений.

Из опыта ведения взрывных работ и обобщающих сведений по ядерным взрывам при определении R_n применяется k, равный 1,1; 2; 3 соответственно для трудно-, средне- и легковзрываемых пород [103]. Радиусы зоны пластических деформаций (дробления) и зоны трещиноватости определяются зависимостями:

$$R_{n\pi, ge\phi} \approx 3.5 R_n; \qquad (5-6)$$

$$R_{\tau p} \approx 6.5 R_n.$$

45



Рис. 22. Карта зоны трещин, образовавшихся при вэрыве «Бланка». По Мак-Коун и Дикки [1962 г.].

J--граница зоны поверхностных трещин, образовавшихся при взрыле «Бланка»; 2-линиш на поверхности, равноудаленные от взрылькой камеры; 3- направления, в которых зона трещиноватости имеет максимальное и минимальное протяжение; 4- уступ.

В более общем виде пределы радиусов зон разрушения составляют:

$$R_{n} = (2 \div 3) R_{0};$$

$$R_{\mu} = (5 \div 6) R_{0};$$

$$R_{\tau p} = (10 \div 12) R_{0}.$$
(7-9)

Близкие по значению отношения линейных размеров зон разрушения и зарядов получены и при детальном исследовании их зависимости с учетом различных факторов и закона подобия по результатам моделирования и натурных взрывов [116]. В дальнейшем придется оперировать приблизительными значениями, поэтому данные формулы вполне приемлемы для расчетов.

Применимость приведенных формул и эффективность закона подобия ранее показана [59] на примере ядерного взрыва «Райниер» [66] с энергией 7,2 · 10¹² Дж (W = 1,7 кт). По формулам (7—9) получены следующие расчетные значения радпусов зон разрушения, м: $R_n = 13 \div 19$, $R_a = 31 \div 38$, $R_{TP} = 63 \div 79$. Радиусы по данным Г. Джонсона при непосредственном вскрытии оказались равными соответственно 18; 40 и 40—85 м. Вполне понятно, что геометрическая форма зон разрушения зависит от анизогропии среды и других факторов и отличается от правильной сферической. Наибольшее развитие получают трещины вдоль л. н. с., иногда также в горизонтальном направлении; менее протяженными являются зоны разрушения в нижней полусфере в связи с увеличением литостатического давления. Необходимо также учитывать, что для эктивизации существующих в породе нарушений необходимы меньшие усилия, чем для образования новых разрывов сплошности.

На рис. 22 в качестве примера показана граница зоны развития поверхностных трешин при атомном взрыве «Бланка» [66]. Взрыв пооизведен на полигоне Невада 30.10.58, мощность 19 кт (8 × ×1013 Дж), магнитуда 4,8, в пористых туфах на глубине 255 м, R. = 44.2 м. Мак-Коун и Дикки отмечают, что над пунктом данного взрыва, как и взрыва «Логан», зона трещиноватости образует выступы, ориентированные в направлении преобладающего простирания крутопадающей серии трещиноватости (северо-западюго-восток) и серни задокументированных в туннелях 17 сбросов (северо-восток-юго-запад). На основании наблюдений делается вывод о том, что «протяженность зоны и интенсивность новообразованных трещин... в различных направлениях от взрыва могут существенно зависеть от: а) направления волн сжатия относительно положения различных по составу и свойствам слоев пород и б) угла между направлением распространения волны и простиранием систем трещин в породах» [66, с. 41].

Напряжения в массиве при камуфлетном взрыве могут быть определены с использованием обобщенного метода расчета [67]. Предполагается, что на небольших расстояниях от центра взрыва ($\vec{r} \leqslant 10 \div 15$) тензор напряжений в волне определяется лишь всесторонным давлением (касательные напряжения равны нулю) и применима формула

$$\sigma_r = P = \frac{47\ 000}{r^3} + \frac{480}{r^2} K^{1/3} + \frac{4}{r} K^{2/3}, \tag{10}$$

где К — модуль всестороннего сжатия, который связан с плотностью пород зависимостью

$$K = \left(\frac{\rho}{47 \pm 2.8}\right)^n. \tag{11}$$

Для больших расстояний от источника взрыва напряжения предлагается рассчитывать по формуле

$$\sigma = (72/\tilde{r}^2) K^2 /^3. \tag{12}$$

В настоящее время, как следует из указанных в начале раздела и других источников литературы, накоплено значительное число наблюдений и измерений деформаций, параметров воли и других явлений, происходящих в массивах горных пород при импульсиом воздействии. Важное геологическое значение имеют, например, комплексные исследования при взрыве рассредоточенного на трассе 500 км заряда ВВ мощностью 2,7 · 10⁶ кт в Амударынской зоне разлома. При эксперименте обнаружено, что импульсное воздействие вызывает деформационные процессы в приповерхностных осадочных слоях, отражающиеся в изменения расстояний и геомагинтного поля [Белокопытов В. А. и др., 1983 г.]. Наблюдаемые деформации происходят с периодом, значительно превышающим

47

время сейсмического воздействия. На деформации оказывает влияние зона разлома, в которой также отмечается колебание водо-газовой системы в виде вариации ее параметров: температуры, солевого и газового состава [Гохберг М. Б. и др., 1984 г.]. В результате других детальных натурных исследований [Miller C. H. u D. R., 1977 г.] подтверждено теоретическое положение, согласно которому поверхностные разрушения при взрыве ориентированы субперпендикулярно к минимальному главному напряжению в массиве горных пород. Известны случаи фонтанирования и подъема уровня воды в скважинах под действием воли напряжений при взрывах в массивах горных пород.

В результате изучения воздействия ядерных взрывов на горные породы в естественном залегании и в образцах, помещенных в горных выработках на разном расстоянии от центра взрыва, установлено изменение многих петрофизических характеристик исследованных пород. В широких пределах за счет разрушения межзерновых связей увеличивается эффективная проницаемость кристаллических пород, известняков и т. д. Подземные ядерные взрывы. 1965 г.]; в отдельных образцах песчаников, наоборот, проницаемость уменьшается в связи с уплотнением и закрытием пористости. В пористых туфах уплотнение сопровождается значительным псглощением энергии взрыва, как и в аллювиальных образованиях. Не затрагивая весьма сложный вопрос геохимии и минеральных преобразований при ядерных взрывах, необходимо лишь подчеркнуть появление ряда рудных минералов (сульфидов, окислов), например, в составе галогенной формации на значительном удалении от центра взрыва.

Таким образом, ядерные и другие сильные взрывы наглядно демонстрируют возможность крупномасштабных энергоемких процессов в массивах горных пород под действием волн напряжений. Подтверждением тому являются идеи использования сильных взрывов для промышленных целей, нашедшие воплощение в гранднозных по инженерным замыслам программах и проектах, которые успешно реализуются или могут быть реализованы. Энергия волн напряжения и взрывных газов широко применяется для дробления и перемещения огромных масс горных пород в горном деле и строительстве различных сооружений, для тушения газовых пожаров и создания полостей в соленосных и других формациях, для изучения строения Земли сейсмическими методами. Определенный интерес представляют американские исследования по программе «Плаушер», предусматривающие использование ядерных взрывов с целью подземного дробления пород и последующего выщелачивания рудных элементов, повышения притоков нефти и газа и стимулирования гидротермальных бассейнов [18], получения нефти и газа в битуминозных песчаниках и углеродистых сланцах, гидротермальной энергии в горячих сухих породах, изучения подвижности нейтронов и поведения минералов при высокой температуре и давлении и т. д. В качестве примера успешного осуществления ряда проектов можно указать на американские

экспериментальные ядерные взрывы для увеличения притоков газа «Гэзбагги» (штат Нью-Мексико, 1967 г.), «Рулиссон» (штат Колорадо, 1969 г.) и другие. При эксперименте «Рио-Бланко», выполненном также с целью увеличения добычи газа, была получена зона растрескивания пород глубиной 100 м и радиусом 7 км.

Сопоставление камуфлетных взрывов и землетрясений. По мнению акад. М. А. Садовского [78], некоторые аналоги между промышленными взрывами и землетрясениями вполне оправданы. Частичный ответ на вопрос о возможности отождествления деформационного процесса в эпицентральной и пальней зоне при взрывах и землетрясениях дает сопоставление сейсмических воли при ядерных взрывах и землетрясениях (их распознавание- вопрос атомного века!). Этой проблеме посвящен ряд детальных исследований [57, 66, 75 и др.]. Главное их различие. как отмечает Б. А. Болт [1976 г.]. - слабое возбуждение поверхностных воли при взрывах. Энергия поверхностных воли при землетрясениях составляет 1 % от объемных, а для подземных взрывов - 10-6 % [57]. При тождественности кинематических характеристик сейсмоволи взрывов и землетрясений отмечается некоторое различие их динамических характеристик, отношения *Ме* и *М*_s, наблюдается уменьшение периодов при ядерных взрывах на 20-30 %. Различие в спектрах импульсных колебаний проявляется более резко, чем различие в самой форме исходного импульса. Анализ показывает, что характеристики взрывных B0.1K изменяются и сами по себе в зависимости от глубины заложения, условий (камеры) проведения взрыва, геологической среды н т. п., в целом же природа различий изучена недостаточно [66, 75].

Отмечается сходство некоторых важных характеристик волн при ядерных взрывах и землетрясениях. Установлено, что продолжительность сотрясений грунта варьирует от 4 до 40 с при взрыве 100 кт н от 4 до 105 с при взрывах 1 Мс при эпицентральном расстоянии от 0 до 44 км и 0-135 км соответственно [Hays W. W., King K. W., Park R. B., 1978 г.]. В этих временных пределах находится и продолжительность колебания грунта при землетрясениях - 4-35 с (М от 7 до 8,5, эпицентральное расстояние 10-100 км) для условий, когда ускорение >0,05 g при частотах >2 Гц [Bolt Bruce A., 1976 г.]. Несколько неожиданным оказалось сходство первых вступлений Р-волн при некоторых подземных ядерных взрывах и землетрясениях. Записи длиннопериодных Р-волн от сильных взрывов из района Пьют-Меса (Невадский полигон) оказались весьма похожи на записи мелкофокусных землетрясений средней силы, имеющих механизм типа смещения по простиранию [Wallace Terry С. и др., 1983 г.]. Сходство объясняется высвобождением тектонического напряжения в источнике на глубине менее 4 км в зоне разрядки раднусом около 4 км: продолжительность высвобождения энергии менее 1 с. На ряде ядерных взрывов Невадского полигона были зарегистрированы волны

4 3ak. 582



Рис. 23. Региональные и теоретические изосейсты Ташкентского землетрясения. По Н. В. Шебалину [1970 г.].

1 — регнодальные наоссясты, целые баллы; 2 — то же, половины балла; 3 — теоретические изоссясты, целые баллы; 4 — то же, половины балла; 5 — проекция ца земную поверхность примеримых границ очага; $A^{1/3}$ — проекция соответствующих точек модели очага; разности жежду реальной наблюдавшейся $I_{\rm H}$ и теоретической $I_{\rm H}$ баллькостью; 6 — $I_{\rm H}$ — $I_{\rm X}$ —+1 1/2; 7 — (+1/2); 9 — 0; 10 — (-1/2); 11 — (-1).

типа S и Лява, которые, как правило, наблюдаются при землетрясениях [66]. В результате взрывов на блоках гранитов в напряженном состоянии 800 кгс/см² В. И. Куликовым [1986 г.] показана принципиальная возможность излучения поперечных волн за счет освобождения упругой энергии среды.

Отмеченные различня сейсмоволн при ядерных взрывах и землетрясениях вряд ли свидетельствуют о принципиальном различни генерируемых при этом полей напряжений в зоне упругих деформаций. На это указывает и тот факт, что волновая картина, зарегистрированная в первой зоне при всех видах ядерных взрывов, идентична изблюдаемой при землетрясениях [57].

В связи с вышесказанным интересно сопоставить интенсивность сотрясений в эпицентральной зоне взрыва и землетрясения, которая должна отражать пространственное волновое поле напряжений. При землетрясении интенсивность сотрясений характеризуют изосейсты, при взрывах за показатель можно взять контур развития трещин на земной поверхности. В качестве примера для сопоставления выбраны ядерный взрыв «Бланка» (рис. 22) и Ташкентское землетрясение (рис. 23) [110] 25.04.66, M = 5,3 энергия 2.10¹³ Дж, глубина очага ~8 км. Оба объекта близки между собой по ряду характеристик и хорошо изучены. Если предположить, что сейсмическая энергия при землетрясении составляла 1 % от общей выделившейся в очаге энергии (см. 1.2), то последняя равна 2.10¹⁵ Дж и, следовательно, в 25 раз превышает энергию ядерного варыва. С другой стороны, глубина очага землетрясения примерно в 30 раз больше глубины заложения заряда, так что отношение энергии к глубине источника в обоих случаях примерно одинаково.

В общих чертах сходны и геологические условия. В районе Ташкента до глубины 2,5 км развиты современные и мезо-кайнозойские отложения, представленные в верхах разреза лессами. мергелистыми глинами, песчанистыми алевролитами, мелкогалечными конгломератами, в средней части — песчаниками. песчанистыми известняками в пересланвании с мелкогалечниковыми конгломератами, с глубины 1.5 км — более плотными породами известковисто-терригенной формации с осадочно-вулканогенными образованиями в основании. Скорость сейсмических волн составляет от 4 в основании до 2 км/с в верхней части разреза. Палеозойский кристаллический фундамент, в котором, вероятно, располагался очаг, находится на глубине около 2,5 км. В структурном плане, как и в районе ядерного взрыва (см. 2.2), предполагается. развитие двух серий разрывных нарушений и трещиноватости: северо-восточной орнентировки, связанной с Каржатаусской зоной разлома, и северо-западного простирания — согласно с предполагаемым сейсмогенным разрывом.

При сопоставлении реального поля изосейст и зоны современных трещин (рис. 22 и 23) видно, что граница зоны поверхностных трещин при развороте ее на 90° повторяет контур изосейсты VI баллов. Более того, отношение длины максимальной вытянутости контура трещиноватости и изосейсты в двух примерно взаимно перпендикулярных направлениях практически одинаково и составляет 1,36 и 1,38 соответственно. Такое совпадение в характере интенсивности сотрясений несомненно указывает на идентичность при взрыве и землетрясении. Оно волновых полей напряжений также заслуживает дальнейшего анализа в аспекте возможного нспользования результатов ядерных при составлении взрывов макросейсмической основы микросейсмического районирования н подтверждает выводы, полученные при алма-атинском эксперименте во время промышленного взрыва в Медео [Ершов II. А., 1973 г.]. Следует отметить, что при ряде других землетрясений [Шебалин Н. П., 1974г.], особенно глубокофокусных, изосейсты образуют контуры, близкие к круговым или эллипсовидным с отношением большой оси к малой <1,5, которое можно объяснить анизотропией геологической среды, не привлекая представления о линейной природе очага.

2.3. СОВРЕМЕННЫЕ И ПАЛЕОСЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ И СОПУТСТВУЮЩИЕ ЯВЛЕНИЯ ПРИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ

С исторически обозримых времен было замечено, что сильные землетрясения сопровождаются колебаниями земной поверхности, остаточными деформациями и различными сопутствующими процессами. В настоящее время благодаря применению инструментальных методов многие стороны этих процессов получают количественную характеристику. Исследования по данной проблеме направлены в основном на прогноз землетрясений, т. е. предсказание их места, времени, интенсивности. В настоящей работе преследуется несколько иная цель — оценить геологическую значимость сейсмодислокаций и сопутствующих явлений, рассматривая их в качестве критериев не только (и не столько) приповерхностных, но и глубинных геологических процессов.

Под сейсмодислокациями понимаются разнообразные изменения рельефа дневной поверхности и геологического строения, наблюдаемые при сильных землетрясениях [22]. Эти изменения выражаются в оползнях и обвалах склонов, образовании сейсморазрывов, валов, селей, появлении и исчезновении озер, водотоков и источников и т. д. С геологической стороны особый интерес представляют остаточные деформации в виде разломов со смещением крыльев трещин, поднятий, опусканий, изгибов и наклонов поверхности и геологических структур, фиксируемых визуально и инструментальными методами.

Сейсмодислокации всегда привлекали внимание исследователей. Их описание приводится в трудах В. А. Обручева, И. В. Мушкетова, С. Ф. Рихтера, Б. Болта, Г. П. Горшкова, И. Е. Губина п других исследователей. Интерес к сейсмодислокациям особенно ловысился в последние два десятилетия в связи с большой значимостью их в сейсмическом макро- и микрорайонировании [87]. Большой вклад в изучение данной проблемы внесли И. Е. Губин [1950 г.], Н. А. Флоренсов [1960 г.], А. В. Лукьянов [1965 г.], В. П. Солоненко [87, 90 и др.], В. С. Хромоских [1985 г.], В. К. Кучай [41 и др.] и другие исследователи; обстоятельная сводка остаточных деформаций грунтов при землетрясениях опубликована Е. В. Поповой [1980 г. и др.].

Среди сейсмогенных дислокаций предложено различать сейсмотектонический, сейсмогравитационный и гравитационно-сейсмотектонический типы [90]. Наибольшая роль в тектонике и рельефообразовании принадлежит сейсмотектоническим дислокациям, захватывающим при сильных землетрясениях огромные территории в сотни тысяч квадратных километров.

Так случилось, например, при Аляскинском землетрясении Страстной пятницы 28.03.64 (M=8,5), очаг которого располагался на глубине около 30 км под северной частью зал. Принс-Вильям [17]. Разлом в горных породах протянулся на 700—800 км субпараллельно Алеутскому желобу; вертикальные перемещения на суше и вдоль береговой линии составили от —4 до +10 м, а на дне моря — до +15 м, горизонтальные смещения — до 3 м. Поднятия, 52 проседания, перекосы крупных блоков, оползни, обвалы по подъему отметок приливов относительно уровня океана и геодезического нивельрования захватили площадь (2÷3)·10⁶ км² (900—360 × 250—400 км). Произошло разжижение песчано-глинистых отложений и обрушение утесов высотой около 22 м, образование оползня вдоль береговой линии протяженностью 2800 м с перемещением в сторону суши на 300 м. Землетрясение вызвало цунами и тем самым наложило отпечатки катастрофизма в осадкообразовании на огромной части Тихоокеанского побережья.

Не менее гранднозные сейсмодислокации наблюдались **IIDII** Гоби-Алтайском землетрясения 04.12.57 г. (М=8.6, глубина очага 18+8 км), детально рассмотренном в работах отечественных исследователей [90, с. 90]: «Впервые в истории сейсмологии здесь представилась возможность изучить в ходе землетрясения движение крупной морфоструктуры в замкнутой системе». Массив горной группы Гурбан-Богдо (275 × 30 км с абсолютными высотами до 4 км) приподнялся и сдвинулся к востоку с амплитудами относительных смещений до 10 и 8,85 м и значительно большими истинными деформациями за счет изгиба. Общая протяженность остаточных деформаций в виде разрывов, вспучивания и т. д. составила около 850 км. «Возникли все известные и ранее некоторые неизвестные в структурной геологии типы дислокаций: гравитационно-сейсмотектонический клин с амплитудой вертикального смещения до 328 м, срыв вершин гор и др.» [Там же].

Приведенные и десятки других хорошо известных из специальной литературы примеров наглядно демонстрируют огромные масштабы современных сейсмодислокаций в структурообразовании и тектогенезе областей активного развития. Повторные геодезические измерения, проводимые, например, в Японии [48] около зал. Сагами (район землетрясения Канто в 1923 г., М=7,9, вертикальные смещения до 2,5 м и горизонтальные - до 3-4 м), на мысе Мурото (Нанкайское землетрясение, 1946 г., М=8, поднятие Мурото на 1 м, смещение на юго-запад на 2-3 м), показывают, что медленные движения земной поверхности со скоростью 5-7 мм/год между здесь через 100-150 лет катастрофическими повторяющимися землетрясениями лишь приближаются по своей суммарной величине к амплитуде смещений при землетрясении; противоположное направление последних, как это наблюдается в указанных районах, может полностью компенсировать медленные движения между землетрясениями. Эмпирические данные по результатам обследования сильных землетрясений показывают зависимость размеров и типов остаточных деформаций и их морфологии в пределах сейсмологически однородных зон от интенсивности землетрясений, что нашло широкое применение при решении обратной задачи - определения балльности землетрясений по остаточным деформациям [90].

Наряду с современными сейсмодислокациями в сейсмотектонике, пользуясь принципом аналогии, принято выделять палеосейсмодислокации, имеющие возраст вплоть до плейстоценового. Такое возрастное ограничение в сейсмологии вполне оправдано, но практически лишено смысла в геологии, так как сейсмичность п палеосейсмолислокации, как и проявления вулканизма, несомненно, характерны для всей истории развития Земли. Геологам давно известны экзотические геологические образования, напоминающие сложнодислоперовавные горизонты, которые можно рассматривать в качестве самостоятельной сейсмогенно-осадочной формации. Они прослеживаются иногда на десятки километров среди спокойно залегающих слоистых толщ как результат подводных оползневыя, мутьевых в других явлений сейсмогенного происхождения.

Палеосейсколислокации, полобно современным, представлены разлачными остаточными деформациями палеорельефа и геологического строеная и по распространению подразделяются на региональные, зовальные и локальные. Очевидно, что выделение палеосейскоздаслокаций, особенно как геологических структурных форм прошлого, должно базироваться на генетических признаках, отражающах их сейсмогенное происхождение или в более широком полатия — выпульсное воздействие.

Для оленкя сейсмического эффекта в практике сейсмического жирорейстеровання обычно используют амплитулу, скорость, усторение колебаний, поток энергии и другие характеристики землетрасения, на которых основывается вибрационная концепция. Пря этом традиционно принято считать, что основная энергия землетрясения заключается в поперечных волнах. Вибрационная концепция объясняет процессы, происходящие практически на своболной поверхности геологической среды или в непосредственной близости от нее, имеет определенные слабые стороны [45] и вряд ли целесообразно ее рассматривать в данной работе. В последние годы в инженерной сейсмологии предпринимаются попытка оценить количественно условия разрушения грунтов продольными и поперечными волнами при сильных землетрясениях с целью дальнейшего внедрения этого подхода в практику сейсмического микрорайонирования [45]. Используемый при этом метод расчета показывает, что при сильных землетрясениях под действием воли может происходить разрушение различных грунтов.

В свете вышензложенного за основу генетической классификаини сейсмодислокаций в зоне упругих деформаций может быть принята теория разрушения под действием воли напряжения (см. 2.1, 2.2). Исходя из этой теории можно выделить две основные группы генетических признаков дислокаций, базирующихся на 1) геометрических особенностях поверхностей и 2) типах поверхностных разрушений.

Первая группа признаков вытекает из принципа симметрии П. Кюри [109], согласно которому симметрия волновых полей напряжений должна проявляться в симметрии обусловленных ими геометрических форм деформаций [58, 62]. В идеальной изотропной среде волна напряжения от импульсного источника сферической формы имеет симметрию шара $\infty L_{\infty} \infty PC$, где L — ось симметрии, P — плоскость симметрии, C — центр симметрии. В реальной геологической среде в связи с анизотропией скорости распространения волны в трех взаимно перпендикулярных направлениях волна напряжения приближается по форме к трехосному эллипсонду с формулой симметрии $3L_23PC$. Дислокации, соответствующие полной поверхности этих форм, могут образоваться лишь в редком случае в ближией к источнику возбуждения зоне; в большинстве случаев они не успевают получить полное развитие и наблюдаются в виде фрагментов поверхностей этих геометрических форм (см. 2.1).

В ограниченном полупространстве плоская поверхность является по отношению к объемным волнам напряжения плоскостью зеркального отражения с мнимым центром симметрии, расположенном от нее на расстоянии л. н. с. Отраженная от данной плоскости волна напряжения имеет форму шарового или эллипсоидального сегмента, формула симметрии которых соответствует конусу $L_{\infty} \propto P$ или псевдоконусу L_23P , а в проекцип на плоскость отражения — кругу или эллипсу. Отколы и ограничивающие их откольные поверхности по конфигурации должны приближаться к этим геометрическим формам.

Кольцевые трещины вблизи свободной поверхности, образование которых связывается с поверхностными волнами (рис. 10), по форме соответствуют усеченному конусу или цилиндру. Радиальные трещины в зоне упругих колебаний, обусловленные радиальным сжатием и тангенциальным растяжением в волне напряжения, группируются в системы с радиально-лучевой симметрией $L_n nP$, где n — целое число.

Осью симметрии перечисленных геометрических форм дислокаций являются л. н. с., обладающая весьма удивительными свойствами, которые, возможно, объясняются совпадением ее с направлением действия силы тяжести, в значительной степени определяющей симметрию вмещающей среды; в ряде случаев л. н. с. выполняет роль винтовой оси симметрии, т. е. сочетает свойства оси симметрии и параллельной ей трансляции.

Геометрическая форма отдельно взятой дислокации не всегда служит однозначным генетическим признаком и возможны иные причины ее происхождения. Более надежным критерием является сочетание различных форм, например откольных сферических поверхностей и радиально-лучевой системы разрывов, геометрия которых указывает на их генетическую общность. Важным признаком обусловленности дислокаций волнамп напряжений от импульсных источников является несовпадение или только частичное совпадение элементов собственной симметрии с элементами симметрии среды, что свидетельствует (при совершенной симметрии системы) о высокой динамичности системы, при которой напряжения, ответственные за симметрию среды, не успели оказать заметного влияния на симметрию системы.

Вторая группа признаков учитывает особенности поверхностей разрушения. Выше была дана общая характеристика поверхностей разрушения, наблюдаемых при моделировании (2.1), которая в целом справедлива и для разрушений под действием воли напряжения в массиве горных пород. Выделяются два типа поверхностей разрушения: 1) шероховатые, неровные, многочисленные, прерывистые, кулисообразные и 2) гладкие, с зеркалами скольжения, волнистые, протяженные.

Первый тип поверхностей возникает под действием радиального или тангенциального растяжения в волне напряжения и характерен для разрывов откольного и радиального типов. При кратковременном импульсе мелкие трещины не успевают развиться и образуются прерывистые незавершенные структурные формы; при затянутом интенсивном импульсе короткие трещины объединяются в протяженные на десятки и сотни метров разрывы, возникают мощные зоны трещиноватости и брекчирования, часто без признаков заметного перемещения крыльев.

Второй тип поверхностей менее изучен; генетически он может быть связан с пластическим течением, деформациями сдвига в волне искажения, проскальзыванием под действием гравитационных сил. Такой тип поверхностей имеют многие современные сейсмодислокации, относимые к гравитационно-сейсмотектоническим разрывам [90]. Гладкие поверхности иногда наблюдаются в откольных зонах. Вблизи л. н. с. такие поверхности имеют лишь отдельные разрывы с сингенетическим или более поздним проскальзыванием крыльев. Шире они развиты на флангах откольных зон и особенно в местах их выхода на поверхность, где преобладают касательные напряжения (рис. 7) и возможна смена типа разрушения: отрыва — скалыванием. Не исключено образование и других разрывов сколового типа за счет поперечных волн [45]. Широко известны мелкие дислокации горных пород в виде конических форм с гладкими поверхностями.

Учитывая большую геологическую значимость, новизну и дискуссионность вопроса палеосейсмодислокаций, ниже мы приводим конкретные примеры разрывных нарушений откольного типа и конических форм.

Разрывные нарушения откольного типа. На наличие их как самостоятельного геологического типа разрывных структур, генетически связанных с волнами напряжения растяжения от импульсных источников в недрах Земли, впервые было обращено внимание в 1968 г. [58], затем в ряде других работ [23, 59], хотя трещины, формирующие чашеобразные отдельности (сир and ball jointing) с обращенной вверх вогнутой поверхностью в лавовых потоках, дайках и силлах Исландии, Тасмании, Карру в Южной Африке и в других районах уже давно известны в структурной геологин [105]. Своеобразная геометрия откольных нарушений часто служит причиной того, что при традиционных методах геологического картирования они не получают отражения в виде целостных объемных структурных форм, а изображаются как дугообразные наклонные разрывные нарушения, иногда выполаживающиеся с глубиной, реже - в виде концентрических в плане форм. Более уверенно документируются откольные зоны, частично



Рис. 24. Откольное разрывное нарушение в разрезе столбчатых базальтов мокулаевской свиты по р. Хараслах.

4 — зарисовка: б — фотография фрагмента: 1 — массовая трешиноватость; 2 — трешины отколького типа; 3 — контакт мелко- и крупностолбчатых базальтов.

или полностью залеченные магматическими и гидротермальными образованиями, выполненные инородным кластическим материалом и т. д. По форме они идентичны хорошо известным силлообразным телам, механизм образования которых трактуется в литературе по-разному.

Небольшие разрывные нарушения откольного типа иногда удается проследить в разрезе полностью в пределах одного обнажения. На рис. 24 показано такое нарушение в породах трапповой формации Норильского района, представленной чередованием бавальтов (долеритов) с мелко- и крупностолбчатой отдельностью, туфолав, туфов (низы разреза) с углами падения слоистости до 5—6° к северу; повсеместно развита трещиноватость в виде крутопадающих и субпластовой серий. Откольное нарушение в виде зоны интенсивной трещиноватости мощностью до 0,7 м и протяженностью около 150 м пересекает слоистость и общую трещиноватость в породах под небольшими, острыми углами; имеет постоянный радиус кривизны, несмотря на анизотропные по физикомеханическим свойствам породы разреза; без существенного смещения крыльев. Вблизи оси симметрии степень трещиноватости увеличивается, от основной зоны ответвляется (выше по разрезу) второстепенная зона — трещина такого же типа; поверхности трещин шероховатые, максимальное смещение по одной из них 15 см. На флангах мощность зоны трещиноватости уменьшается, появляются более протяженные трещины с гладкими поверхностями с признаками взбросов (по зеркалам скольжения и смещению столбчатой отдельности) висячего крыла на 15—25 см.

Из описания следует полная тождественность геометрии и других особенностей данной зоны трещиноватости и рассмогренных выше откольных разрушений, наблюдаемых на моделях и при взрывах в массивах горных пород. С другой стороны, построение модели такой зоны трещиноватости в столь нарушенных разнородных горных породах с позиций статического нагружения вряд ли представляется возможным.

Разрывные нарушения данного типа самых различных размеров в Норильском рудном районе пользуются широким развитием. Достаточно указать на разломы, которые ограничивают со всех сторон известные просадочные структуры — клиновидные блоки, имеющие важное поисковое значение медно-никелевого оруденения (см. 4.3). В проекции или в непосредственных выходах на дневную поверхность разломы, ограничивающие просадочные блоки, имеют форму дуг окружностей или эллипсов с различным или одинаковым положением центра, из которого они описываются. В трехмерном пространстве эти разломы представляют собой фрагменты шаровых или эллипсоидальных поверхностей, обращенных выпуклостью вниз; углы падения их вблизи дневной поверхности до 45° и более, с глубиной выполаживаются и после перегиба меняют падение на обратное. Выделить и проследить блок, ограниченный единой откольной поверхностью, из-за сложной общей. блокировки очень трудно. Обычно различные откольные поверхности, пересекаясь между собой при встречном и разнонаправленном падении или с прямолинейными разломами, образуют клиновидные в плане и в разрезе блоки. Л. Н. Шадрин, В. С. Нестеровский, Н. Б. Токарев в 1977 г. в структуре Талнахского рудного узла выделили шестькрупных клиновидных блоков. По ограничивающим разломам клиновидные блоки проседают, иногда неравномерно, что создает впечатление вращения вокруг горизонтальной оси. Амплитуда сбросовых смещений убывает от поверхности, где она иногда достигает 1 км и более (блоки Кылах-Кюель, Сапог и др.), на глубину, по мере выполаживания разломов, до полного отсутствия или небольших смещений в основании блоков.

58



Рис. 25. Пологая (светлая) и крутые кластические дайки мела в шаровых ланах, уменьшение 50 [71].

Клиновидные блоки Норильского, Печенгского и других районов обнаруживают сходство с тектоническими клиньями, образующимися при мощных современных землетрясениях. В. П. Солоненко [87. 90] приводит детальное описание клиновидной структуры Битут, возникшей при упоминавшемся в начале раздела Гоби-Алтайском землетрясении. При землетрясении часть горного массива опустилась на 328 м по слабо изогнутой (дугообразной) поверхности длиной около 3 км, имеющей уклон в верхней части обрыва около 70°, а в целом не более 45°. А. В. Лукьянов [1965 г.] считает структуру Битут обвальной, однако сходство главной поверхности смещения и морфологии структуры в целом с отколами указывает на общность их генезиса и подтверждает первую точку зрения. Еще более крупное опускание (до 880 м) установлено для сейсмотектонического клина Шартла на Байкале [90]. Наряду с опусканием известно взбрасывание клиновидных блоков. В. К. Кучай [1972 г.] указывает на наличие в Северном Тянь-Шане сейсморазрывов, связанных с выбиванием при землетрясениях клинообразных блоков пород, ограниченных сверху и снизу субпараллельными разрывами с углами падения на поверхности около 45°.

Следует указать на еще один район весьма наглядного развития откольных разрывных нарушений — Берестовецко-Рафаловскую полосу выходов волынских базальтов на Волынско-Подольской плите [71]. Разрывы откольного типа совместно с радиальными крутопадающими нарушениями и малыми структурными формами сейсмогенного генезиса развиты в базальтах, туфах и песчано-глинистых сланцах позднего протерозоя, перекрытых местами субгоризонтально залегающими маломощными тонкозернистыми карбонатами (преимущественно белым писчим мелом) позднемелового возраста. Они удобны для изучения во многих действующих карьерах глубиной до 25—30 м. На рис. 25 показаны пологие откольные разрывы в базальтах с первичной столбчатой отдельностью, преобразованной под действием ударной волны в шаровые формы. Наиболее хорошо выражен откольный разрыв. выполненный кластическим меловым материалом. Разрыв образован под действием волны напряжения, отраженной от палеоповерхности, перекрытой морскими меловыми отложениями. Выхол разлома на эту поверхность и быстрое приоткрывание способствовали всасыванию еще не консолндированных осадков; откольные нарушения, не достигшие на флангах морского дна (ниже по разрезу), лишены этого материала. Обращает внимание отсутствие горизонтальных смещений по откольным разрывам — рассекаемые ими шаровые формы не смещены. Здесь же развиты кластические меловые дайки мощностью до 0,1-0,15 м, образующие две ортогональные серин с субвертикальным падением [71]. Дайки также связаны с вышележащей толщей верхнего мела и порой прослеживаются от кровли базальтов на глубину более 25 м без заметного изменения мощности. Они образованы одновременно с откольными разрывами и карбонатный материал в них был затянут также мгновенно. Все это позволяет классифицировать их как радиальные разрывные нарушения растяжения, возникшие вблизи дна трансгрессирующего морского бассейна под действием тех же волн напряжений, отражение которых от раздела сред привело к образованию откольных разрывов.

При анализе палео- и современных сеймодислокаций эпицентральных зон катастрофических и сильных землетрясений обнаруживаются признаки генетического сходства многих дугообразных в плане разрывов с откольным типом нарушений, хотя морфология сейсморазрывов хорошо изучена лишь в приповерхностной части. Можно указать на концентрические дуги трещин отрыва, похожие на обвальные цирки Кетинского землетрясения 1911 г. [41], которые прослеживаются параллельно подножню склонов или, совершенно не считаясь с рельефом, идут вкрест склонов и водоразделов. Однако во многих случаях дугообразные сейсмодислокации различного характера развиваются избирательно, используя макро-, мезо- и даже микроформы рельефа. Они группируются вокруг общего центра в виде овальных цепочек и оконтуривают сводовые и глыбовые поднятия, межгорные впадины, провалы и озера, располагаются внутри их, как это наблюдается при Зангезурском землетрясении 1968 г. и Каратагском землетрясении 1907 г. в Южном Таджикистане [87], при Гоби-Алтайском землетрясении в районе гор Ихэ-Богдо [90] и т. д. При этом по периферии сейсмогенных морфоструктур, особенно горных массивов (горы Ихэ-Богдо), наблюдаются взбросовые смещения по дуговым разломам, что совпадает с направлением перемещений на флангах откольных разрывов. По мере продвижения к центральной части таких морфоструктур преобладают сбросы и срывы по наклонным к их центру дуговым поверхностям смещения. Такая смена характера смещений согласуется с теоретической. Перечисленные особенности позволяют рассматривать дугообразные разрывы, груп-60

пирующиеся в эпицентральной зоне сильных землетрясений вокругобщего центра (подобно изосейстам) и падающие в направлении: к центру со средними и пологими углами, как выходы на поверхность разрывных нарушений откольного типа.

Наконец, следует указать еще на одну разновидность откольных нарушений, особенно важную для понимания эксплозивных вулканических взрывов, - сейсмогенные срывы вершин гор. Впервые они были установлены в плейстосейстовой зоне Гоби-Алтайского землетрясения [90]. Поверхность откола имеет площадь от 100 по 700 × 150 м, полого под углами 10-15° падает к востокуи располагается на глубние от десятков до 350 м от оконечности вершины. По этой поверхности вершины гор смещены к востокус поворотом против часовой стрелки и частично сброшены в. ушелье. Образование разрыва и смещение по нему В. П. Солонен-ко [1977 г.] объясняет скалыванием под действием сейсмоннершионных сил в связи с большей амплитудой смещения вершин посравнению с основанием при поступательном к востоку и возвратном движении гор. Аналогичные срывы вершин гор, сложенных гранитами, в Южном Прибайкалье отмечает В. С. Хромоских [1985 г.]. Горные пики высотой 100-150 м с площадью оснований 0.3 × 1.2 км здесь сброшены в ущелье р. Снежной. К этому жетипу сейсмодислокаций, вероятно, относятся выколы склонов гор,.. которые еще слабо изучены. Выкол склона установлен в Южно--Муйском хребте и имеет объем около 450 млн. м³ с максимальным горизонтальным смещением в сторону впадины на 170 м [90]. Неисключено, однако, что отдельные сейсмодислокации сбросово-об-вального и оползневого типов на склонах гор имеют сходную природу или по крайней мере стпмулируются теми же силами, которыеобусловливают выколы.

Перечисленные сейсмодислокации можно объяснить с точкизрения отраженных от поверхностей горных склонов воли напряжений растяжения, поэтому в дальнейшем они называются отко-лами. Отколы острых вершин гор обнаруживают полную идентичность с разрушениями, наблюдаемыми на моделях в углах квадратных (рис. 9, 17) и вершине конических (рис. 18) образцов. Образование откольных разрывов в этом случае происходит либо за счет растяжения в хвосте падающей волны сжатия (коническая модель), либо за счет дифракционной волны растяжения от вер-шины (см. 2.1). В последнем случае, как это наблюдается в структуре урочища Снежной, могут возникать также субпараллельныесклонам и субперпендикулярные к откольной поверхности трещины растяжения, обусловленные соответственно отраженными от каждого склона волнами и их интерференцией. При значительном размере импульса, захваченного откольной частью горной вершины, она может быть приподнята и частично отброшена, подобно отколу вершины конического образца. В инженерной практикеизвестны примеры подобного подбрасывания сооружений. В рабо-те [4, с. 132] приводится фотография здания, смещенного при землетрясении относительно фундамента без повреждения общив-- ки последнего. При ядерном взрыве «Рейниер» откол вершины горы в риолитах составил в диаметре около 35 м при длине волны около 230 м и амплитуде напряжений 70 кгс/см².

С рассматриваемых позиций для образования отколов наиболее благоприятны вершины конических построек вулканов, особенно если учесть, что поперечное сечение основания вулканов мало по сравнению с длиной сейсмического импульса и что периодичность вулканической сейсмичности способствует уменьшению прочности пород на отрыв (см. 2.1). Откол вершины и образование ограничивающей его снизу разломной зоны растяжения, а также осевой зоны растяжения за счет интерференции волн от конической поверхности постройки неизбежно приведет к резкому снятию давления в вулканосистеме и взрыву газообразных и жидких продуктов с образованием ударной волны, под действием которой отколовшаяся вершина частично или полностью может быть разрушена. Процесс разрушения откола на стадии взрыва подобен дроблению и перемещению кусков горной лороды под действием ударной волны и газов при взрыве на выброс [67].

Предлагаемая откольная модель позволяет объяснить наряду с энергетикой взрыва и другие особенности мощных эксплозивных извержений: направленность взрыва, образование различных типов палящих лавин, кратеров и т. д. Понятно, что откольная и осевая зона растяжения в случае их образования будут являться основными каналами выхода газов и формирования палящих лавин. Поэтому направление взрыва и типы палящих лавин должны зависеть от формы и наклона таких зон растяжения, места положения их в вулканической структуре, т. е. в конечном итоге от геометрии поверхности вулканической постройки и положения по отношению к ней импульсного генератора волн напряжения. Как и в горных морфоструктурах, наиболее вероятны три разновидности сочетання вулканических построек и источников волн напряжения, которые хорошо согласуются с принципиальной схемой палящих лавин, рассмотренной Г. А. Макдональдом в [17] со ссылкой на Скотта.

В вулканах с правильной конической формой постройки (обычно молодых) источник энергии располагается вблизи оси симметрии и откольные поверхности должны располагаться субгоризонтально, а осевая зона растяжения - субвертикально, что соответствует суфриерскому типу образования палящих лавии с вертикальным их распространением (катаклизма вулкана Суфриер в 1902 г. на Малых Антильских островах, возможно, вулкана Кракатау в 1983 г. и др.). В сложных вулканических постройках с асимметричными склонами и несколькими вершинами энергетический центр смещен в сторону молодого купола, поэтому откольная поверхность и осевая зона растяжения будут наклонены в сторону ближнего более энергоотражающего склона. Вулканический взрыв будет направлен наклонно к горизонту, подобно направленному взрыву ВВ в горных породах [67], чем можно объяснить формирование пелейского типа палящих лавин (катаклизма вулкана Мон-Пеле, 1929 г., вулкана Безымянный, 1956 г., и т. д.). При еще большей асимметрии склонов молодого купола в сложной вулканической постройке на крутом его склоне под действием отраженных волн напряжения возможно образование выкола—откола с крутопадающей субпараллельной подножию склона поверхностью. При описании молодых куполов на склонах вулкана Мерапи. (центральная Ява) отмечается дробление внешних их частей на куски, которые скатываются по склону [17]. Откольные зоны дробления могут формировать в этом случае распространяющиеся посклону палящие лавины мерапийского типа (вулканы Ламингтон в Новой Гвинее, 1951 г., Майон на Филиппинах, 1968 г., и др.).

Рассмотрешные данные убедительно свидетельствуют об актуальности выделения в качестве самостоятельного генетическоготипа откольных разрывных нарушений и дальнейшего их изучения в геологическом, сейсмологическом и вулканологическом аспектах.

Конические деформации. Особое внимание они привлекли с отрытием астроблем, в связи с чем появилась тенденция рассматривать наличие в горных породах подобных структур как признак ударно-метеоритного воздействия. Не отрицая возможности космогенного происхождения некоторых разновидностей конических разрушений и не обсуждая вопрос в этом аспекте, рассмотрим примеры деформаций конус в конус, образование которых под действием эндогенных источников энергии не вызывает сомисний — вершина этих структур в пормальном залегании ориентирована вниз по разрезу.

Структуры разрушения конус в конус представляют собой сочетание поверхностей скола или пластического течения горных пород, которые имеют симметрию конуса Lo ∞ P с транслянией вдоль оси симметрии. Они возникают в различных породах и систоят из разного числа конических поверхностей - от слиничных до полностью выполняющих конический объем (рис 26). Материал конических поверхностей тонкоизмельченный глинистого облика. иногда с чешуйчатой текстурой; в межплоскостном пространстис наблюдаются все переходы от слабоизмененных пород до полностью перекристаллизованных разновидностей с расположением минеральных агрегатов в виде конусов. Вершинный угол конических поверхностей чаще всего составляет 80-90°, предельные сгозначения оцениваются в 66-122° [Milton D. J., 1977 г.]. Размеры известных конусов по высоте от первых миллиметров до 10 м, хотя не исключено наличие более крупных конических разрушений, выявление которых в силу различных геологических причин затруднено.

Анализ литературных данных [123; Радзвилл А. Я., 1972 г.] и наблюдения автора показывают, что конусы разрушения возникают на контакте пород с различной акустической жесткостью: в известняках и песчаниках, переслаивающихся с песчано-глинистыми и глинистыми сланцами; в краевых частях массивов интрузивных и метаморфогенных пород, контактирующих с динамосланцами по тем же или иным породам и т. д. Особенно благоприятны верхние части разреза, возможно в связи с наличием трещин с неплотноα. Рис. 26. Структуры разрушения конус в конус в известияках валдайской толщи верхнего протерозоя (Подольское Приднестровье) [71]. $a - общий вид конуса (увеличение <math>\delta - основание конуса (уменьшение конуса)$ 1.5); в — разрез конуса (увеличение 30). Тем-ные полосы — глинистый материал, обо-

сжатыми стенками. Конические формы встречаются в районах развития откольных разрывных нарушений, шаровых, подушечных и других типов структур, которые могут иметь импульсно-волновое происхождение.

гащенный органикой.

На природу структур конус в конус нет единого мнения, что вполне понятно, поскольку восстановить условия их образования в сложно дислоцированных комплексах горных пород с интенсивной трещиноватостью весьма трудно. С большей определенностью эта задача может быть решена в слоистой толще с относительно простым строением. Например, А. Я. Радзвиллом и другими исследователями [71; 1972 г.] в пределах Подольской тектонической зоны обстоятельно изучены конические структуры в пропластке пелитоморфных известняков среди песчано-глинистых сланцев позднего протерозоя (правобережье р. Днестра напротив с. Лоевцы). Конусы распространяются на весь пропласток известняка мощностью 1—5 см (рис. 26) и не выходят во вмещающие породы. Породы залегают нормально с углами падения 50—70° и все

Рис. 27. Схема образования структуры конус в конус в пропластке известняков. 1 — лесчаники; 2 — известияки; 3 — кальцитовый прожилок: 4 — песчано-глинистые породы: 5 — неплотно сжатые трещины; 6 — конические деформации; 7 — фроит волы напряжения (проходящей и склопывания трещин) и напрявление его распространения; 8 — фроит локальной полны напряжения от угла трещияного блока; 9 — ударная волна; 10 — суммарный нектор амплитуд; 11 — деформации в угле трещиниего блока.

конусы ориентированы вершиной вниз; ось симметрии их перпендикулярна к слоистости, вершинный угол около 90°. Вмещающие песчано-глинистые породы разбиты мелкими, выполненными кальцитом трещинами, которые нногда сгущаются и порода приобретает облик брекчий. Вершины конусов располагаются над пересечениями ортогональных крутопадающих трещин отрыва, которые закономерно повторяются через 5-10 см. Считается, что при хрупких деформациях подстилающих пород в точках пересечения трещин отрыва на контакте с известняком происходят разрядка напряжения в виде взрыва и передача высвободившейся энергин пропластку известняка, что вызывает в нем образование структур конус в конус. Эти структуры воспроизведены на оптически активном матернале (полиуретане) путем надавливания тонким стержнем с определенной силой в строго перпенцикулярном направлении к поверхности пластины.

Рассмотренный механизм образования структур конус в конус все же не объясняет некоторые факты и нуждается в уточнении. Аналогичные пересечения трещин наблюдаются и в кровле npoпластка известняка, но они не вызывают образование таких структур, не говоря уже о других примерах. Следовательно, основной вопрос заключается в выявлении причин возникновения волны, в которой напряжения превосходят предел пластичности известняка. В данном примере с учетом всех перечисленных фактов и теорин воли напряжения может быть предложена определенная последовательность процессов, обусловивших пластические деформации известняка и образование конических форм (рис. 27). Прохождение из глубины к земной поверхности объемной волны сжатия вызвало упругие деформации песчано-глинистых пород, образование и раскрытие раднальных трешин отрыва в двух взаимно перпендикулярных направлениях на равных расстояниях. В известняке волна напряжения вызвала пластические деформации в связи с увеличе-

5 Jax. 582



Рис. 28. Структуры конус в конус небольшого телесного вершинного угла, поверхность субгоризонтальная (Итмурундинская ветвь Северо-Балхашского антиклинория).

а — побочная структура в контакте с более крупным конусом, сложенным в центре брекчярованными измененными габбро (правый верхний угол); б — конус в креминстых яшмах.

нием амплитуды за счет дополнительного импульса схлопывания межпластовой трещины в подошве известняка. Параллельно происходило образование в локальных объемах ударной волны путем наложения в нагоняющем режиме дифрагированной от углов блоков трещин в подошве пропластка известняка упругой волны С Рис. 29. Столбчатая отдельность в траппах р. Хараелах.

высокой скоростью распространения на пластическую волну, распространяющуюся с меньшей скоростью, что соответствует теоретическим данным (см. 2.1). Ударная волна B данном случае является локальной. поэтому напряжения в ней быстро падают и в перекрывающих песчано-глинистых породах она распространяется как обычная упругая волна. Важным аргументом в пользу образования структур конус в конус под действием ударной волны является, наряду с особенностями локализации форм, ндентичность конфигурации конических поверхностен и фронта ударной волны (см. 2.1). Можно предположить, что значение вершинного



угла конических поверхностей определяется не только физико-механическими свойствами горных пород, но и скоростью распространения ударной волны. В обсуждаемом примере этот фактор находит отражение в увеличении угла наклона копических поверхностей в обогащенных кальцитом прожилках, в которых скорость продольной волны выше, чем в известняке [Баюк Е. II. и др., 1974 г.]. В зависимости от геологических условий и рассмотренных факторов ударная волна может вызвать образование конических структур с небольшими телесными углами (рис. 28), как это наблюдается, например, в средне-крупнозеринстых измененных габбро и яшмах, залегающих среди динамосланцев.

Столбчатые и шаровые отдельност и, сферолиты. "Столбчатые и шаровые отдельности широко распространены в силлах, дайках, лавовых потоках (рис. 29). Еще в 1926 г. Престон [92] показал, что при охлаждении магматических тел их поверхность находится под действием растягивающих напряжений, а внутри их концентрируются напряжения сжатия. При дальнейшем охлаждении трещины с большой скоростью распространяются от периферии к центру тела, подобно эффекту взрыва. На примере силлов Тасмании было показано [105] двустадийное формирование трещин в результате взрывной реализации напряжений внутри





этих тел. На первой стадии происходит быстрый рост трещин, заложенных в основании столба, вверх по колонне и радиальных, рассекающих столбчатые отдельности на треугольные призмы (по числу углов в ограничении); на второй — трещин с криволинейной поверхностью внутри столбчатых форм.

Изучение трещин в силлах Карелии, Норильского района показывает, что образование столбчатых форм находит логическое объяснение на основе теории волн напряжения (рис. 30). Они образуются в твердой породе, так как пересекают кристаллы. Быстрый рост трещин на первой стадии связан с прохождением через горный массив волны сжатия, вызывающей дополнительное поперечное сжатие и тангенциальное растяжение (собственных напряжений недостаточно для образования густой упорядоченной системы трещин). Возникают трещины отрыва с шероховатыми стенками (радиальные по отношению к фронту распространения волны) - ограничения столбчатых форм. Иногда столбчатые формы возникают под действием волн напряжения, генерируемых очагами внутри массива; образуются веерные и перекрещивающиеся сплетения столбчатых форм с различными углами наклона, иллюстрирующие характер распространения волн. Они особенно характерны для траппов Норильского района (рис. 24, б). На второй стадни под действием упругих сил сжатия, которые реализуются с появлением столбчатых ограничений, образуется локальная волна сжатия, направленная от оси и вдоль оси к периферии столбчатых форм. В результате отражения от граней и дифракции от угла возникает волна разряжения, которая приводит к образованию радпальных субперпендикулярных к оси трещин внутри столбчатыхотдельностей. В третью стадию в результате реверберации и дифракции волн напряжения от острых углов треугольных призм возникают криволинейные откольные трещины. Для развития всей системы трещин необходима значительная энергия импульса, поэтому чаще всего наблюдаются трещины первой, реже второй, иногда третьей генерации.

Шаровые овоиды детально изучены в Берестовецко-Рафаловской полосе выходов волынских базальтов (рис. 25) [71 и др.]. на тектоническую природу которых еще в 1983 г. указывал А. П. Карпинский. Шары с нарушенной текстурой базальтов до 40-50 см в диаметре окружены рассланцованными теми же породами с листовато-скорлупковой текстурой. Со всех сторон они обрамлены кластическими дайками (2-15 см), сложенными белым мелом и другими породами, которые образуют кубические формы с заключенными внутри шарами. Базальты с шаровыми формами образуют крупные кольца диаметром 200-400 м, в центре которых развиты базальты с первичной столбчатой отдельностью. Они подстилаются туфами, которые по кольцу испытываинтенсивные пластические деформации и ЮТ проникают в базальты.

Весьма сходные шаровые и подушечные формы в «оплавленных» песчаниках описаны в базальных гори опитор — плей свиты Южного Уэлса [123]. Размеры отдельных форм Г. — Ч. м. по высоте и 0,5—0,7 м в днаметре. Считается, что и рок. Основжек по главной зоне разлома возникла удерная с сбой со стояни размягчение угленосных глин, давление конструктивности с щие песчаники привело к образованию указа.

Анализ указанных и других данных свидстельства вании овоидальных структур в результате сложного : вия воли напряжения со средой. Общим для этих ; развитие их в породах с высокой акустической жесться битых системами трещин или заключенных в породы с с акустической жесткостью. Прохождение волны изпряжения, а более ударной, неизбежно должно вызвать концентрацию изи; жений в блоках, ограниченных трещинами, особенно на их поверх ностях, в силу следующих причин (см. 2.1): 1) непосредственного давления со стороны вмещающих пород, способных более легко испытывать значительные остаточные деформации; 2) схлопывания неплотно сжатых трещин; 3) реверберации и интерференции воли от поверхностей блоков, дифракции их от углов блоков; 4) кзвитации в процессе образования трещин и резкого сиятия дзвлуния.

Влияние перечисленных факторов можно также отчасти проиллюстрировать на примере образования рудоносных фосфоритовых конкреций вендских отложений Подолии (рис. 31). По данным А. Я. Радзвилла, конкреции располагаются в рассланцованных песчано-глинистых породах закономерно в узлах пересечения взаимно перпендикулярных трещин. Анализ их строения показывает, то они образовались в две стадии. На первой стадии в результате воздействия волны напряжения в месте пересечения трещин произошло ударное сжатие внутритрещинных пород, перекристаллизация их с радиально-лучевым расположением удлиненных зерен фосфатов кальция и трещин скола. На второй стадии образовались трещины отрыва в центре конкреции со звездчатым расположением, отражающим ориентировку вмещающих конкрецию трещин. Трещины отрыва развиты только в сердцевине конкреции, что указывает на локализацию поля напряжения, которое могло быть создано интерференцией волны растяжения, отраженной вовнутрь от сферической поверхности конкреции, имеющей высокую акустическую жесткость по сравнению с вмещающими породами. Быстрое приоткрывание трещин вызвало всасывание рудоносных флюндов из зон вмещающих трещин, подобно затягиванию катакластического материала в откольные разрывы. Рудная специализация разломных зон и конкреций идентична [71] и представлена галенитом, сопутствующим кальцитом, кварцем, сфалеритом, пиритом, халькопиритом, халцедоном и т. д., без видимой зональности.

11з анализа малых структурных форм типа конус в конус, столбчатых и шаровых отдельностей, сферолитов следуют два основных заключения: 1) зависимость локальных волновых полей напряжений, которые обусловливают данные формы, от конкретных геологических условий; 2) важность малых структурных форм в расшифровке особенностей формирования поля напряжений в геологических условиях, что особенно ценно для построения физической модели очага.

Явления, сопровождающие землетрясения. Наряду с сейсмодеформациями землетрясения сопровождаются аномальными изменениями различных физических параметров геологической среды, которые часто начинаются задолго до основного импульсного выделения энергии. В изучении долгосрочных и краткосрочных предвестников на пути к практическому прогнозу времени, места, интенсивности ожидаемого сейсмического сотрясения за 25 лет систематических исследований в СССР, Японии, США, КНР достигнуты известные успехи [4, 17, 19, 48, 100 и др.].

На рис. 32 наглядно отражена тенденция изменения физических параметров основных признаков, используемых при прогнозе землетрясений. Особый интерес сейсмологов привлекает изменение скорости пробега *P*-волн, которое в 1962 г. установили А. М. Кондратенко и И. Л. Нерсесов, а также вариации отношения скоростей продольных и поперечных волн близ очаговой зоны на стадии подготовки землетрясения [19]. Важная роль отводится геомагнитным изменениям, вариации электросопротивления, земных токов и потенциалов, колебаниям уровня и химического состава подземных вод и т. д. Например, Ф. И. Монахов [1981 г.] считает, что во всех



Рис. 32. Физические признаки, исследуемые при прогнозе землетрясения [4].

случаях за 3—4 дня до сейсмического толчка происходит падение уровня воды, указывающее на единство механизма подготовки любого землетрясения. Хотя предвестники рассматриваются в качестве важных критериев процессов, происходящих в очаге, как это показано на рис. 32, однако они не дают пока однозначного ответа на вопрос, о чем свидетельствует появление в последние годы сухой модели очага [48].

В аспекте настоящей работы наибольший интерес представляют физические явления и изменение их параметров непосредственно
на стадии землетрясения, т. е. под действием волн напряжения. на стадии эслистричин эти явления, особенно в эпицентральной В силу известных причин эти явления, особенно в эпицентральной в силу известных представительны наблюдения за измезоне, мало изученые вод. Л. Н. Зоркин, Е. С. Шенгелов и другие нением грунтовых вод. Л. Н. Зоркин, Е. С. Шенгелов и другие нением труптован во время землетрясения повышение уровисследователи слава возрастание концентрации радона, гелия, аргоня подземных востора, урана и пиковое изменение их изотопного на, соединении форт и воступлением их из мантин, состава, что иногда связывается с поступлением их из мантин. В некоторых районах установлено максимальное изменение химического состава и увеличение электропроводности воды термальческого состава [Оспна Л. Г., 1981 г.]. Изучение последних в связи с сейсмичностью представляет исключительный интерес, так как большинство термальных источников СССР, по данным Б. Г. Поляк и других [86], находится в областях, ограниченных 6-балльной изосейстой, причем 86 % выносимой ими теплоты от общего количества выделяется в Курило-Камчатской области.

Известно разжижение водоносных песков во время землетрясений, грунтов с выбросами грязи и воды, что можно объяснить увеличением порового давления при прохождении волн [Вощинин А. П., 1985 г.], всасыванием флюндов в трещины в момент их образования или раскрытия под действием волн напряжения с последующим выбросом при закрытии трещин. С этими явлениями теско перекликается грязевый и газонефтяной вулканизм, взаимосвязь которого с землетрясениями, как это показано З. А. Буниат-заде [87] на примере Южно-Каспийской впадины, практически не вызывает сомнения.

Менее нзучены на стадии землетрясения в эпицентральной зоне вариации параметров геофизических полей — геомагнитного, гравитационного, геоэлектрического, электросопротивления и вызывающие их причины. Остается пока не вполне ясной природа такого экзотического явления, как свечение при сильных землетрясениях. Предложенный механизм, объясняющий его возникновение наличием неглубоко залегающего слоя с электрическим полем, сильно превышающим нормальный атмосферный электрический градиент [Jockner D. A. и др., 1983 г.], требует дальнейшего подтверждения.

Однако анализ уже имеющихся данных о вариации параметров физических процессов и явлений на разных стадиях землетрясения позволяет сделать весьма важный для геологии вывод. Непосредственно на стадии землетрясения, вероятно, большинство физических параметров достигает максимального отклонения от нормальных значений (приращения), меняет знак на обратный, и начинается резкий спад с возвращением параметров к фоновым значениям стадии начала накопления энергии (равновесного состояния — рис. 32). Основная роль при этом несомненно принадлежит волнам напряжения, поскольку они являются единственным известным источником энергии, способным в реальном масштабе времени привести к аномальному изменению физических параметров в объеме земной коры, во много раз превышающем размер очаговой зоны. Признание определяющей роли волн напряжения при импульсном выделении энергии в деформационном процессе позволяет объяснить хорошую корреляцию хода изменения физических параметров и числа сейсмических событий. В качестве постановки вопроса следует обратить внимание также на корреляцию возрастания скорости продольных волн близ очаговой зоны перед возникновением землетрясения и увеличение числа, а иногда и интенсивности форшоков. В связи с вышесказанным вполне логично ожидать уплотнения горных пород под действием волн напряжения, генерируемых форшоками, а следовательно, и увеличения скорости продольных волн. Не в этом ли состоит причина изменения важного предвестника землетрясений, по крайней мере в сухой модели?

3. ОБОБЩЕННАЯ МОДЕЛЬ ДЕФОРМАЦИЙ И СОПУТСТВУЮЩИХ ЯВЛЕНИЙ ИМПУЛЬСНО-ОЧАГОВОГО ИСТОЧНИКА ЭНЕРГИИ

Имеется одна особенность, которая приносит большие трудности в механику, физику, химию, технику, астрономию и биологию. Эта особенность заключается в том, что устойчивое равновесие при непрерывном изменении параметров системы может стать неустойчивым, а непрерывный процесс с течением времени может стать разрывным. ДЖ. ЛАРТХИЛЛ [96, с. 7]

Рассмотренные выше теоретические основы и экспериментальные исследования волн напряжения в твердых телах, деформации и сопутствующие явления при сильных взрывах и данные о сейсмодислокациях в массивах горных пород позволяют перейти к построению обобщенной геодинамической модели деформаций и сопутствующих явлений при импульсном выделении энергии в недрах Земли.

При землетрясении в геологической среде, представляющей по отношению к очагу ограниченное полупространство, как и при других источниках импульсного возбуждения, по-видимому, можно выделить несколько зок, различных по интенсивности и характеру воздействия волн напряжения, вызываемых ими деформаций горных пород и сопутствующих явлений. Вероятно наличие последовательно сменяющих друг друга следующих зон (рис. 33): 1) очаговой, 2) ближней к очагу, 3) дальней от очага и 4) вблизи сво-



Рис. 33. Схема расположения деформационных зон импульсно-очагового источника энергии.

03 — очаговая зона; 53 — ближняя к очагу зона; Д3 — далыняя от очага зона; $3C\Pi$ — зона вблизи свободной поверхности; $C\Pi$ — свободняя поверхность; 00 — линия наименьшего сопротивления (л. н. с); I — хонтур очаговой зоны нсходных горных пород до генерации импульса; 2 — то же, разупотиенных пород после генерации волны напряжения; 3 — падающая волна напряжения и ее фроит; 4 — отраженияя волна наприяжения и ее фроит.

таблица і

Энергия Еп			-			
spr	жкал	W _{тит} , Мт	<i>R</i> ₀ , км	<i>R</i> _n . **	<i>R</i> _д , км	<i>R</i> _{тр} . кы
1020 1021 1022 1023 1024 1025 1026 1026	$2,4 \cdot 10^{9}$ $2,4 \cdot 10^{10}$ $2,4 \cdot 10^{11}$ $2,4 \cdot 10^{12}$ $2,4 \cdot 10^{13}$ $2,4 \cdot 10^{14}$ $2,4 \cdot 10^{15}$ $2,4 \cdot 10^{15}$	$2,4 \cdot 10^{-3} 2,4 \cdot 10^{-2} 2,4 \cdot 10^{-1} 2,4 2,4 \cdot 10^{2} 2,4 \cdot 10^{2} 2,4 \cdot 10^{3} 2,4 \cdot 10^{4} $	0,007 0,015 0,033 0,071 0,153 0,330 0,710 1,532	0,021 0,045 0,099 0,213 0,459 0,990 2,130 4,596	0,042 0,090 0,198 0,426 0,918 1,980 4,260 9,192	0,084 0,180 0,396 0,852 1,836 3,960 8,520 18,384

бодной поверхности. При неглубоком расположении очага или выходе его на поверхность ближняя и дальняя зоны в эпицентральной области могут выпадать из разреза, а при глубоких землетрясениях мало вероятно образование зоны эффективных деформаций вблизи свободной поверхности.

Допуская адекватность деформационного воздействия воли напряжений при взрывах и землетрясениях в дальней зоне и вблизи свободной поверхности, можно воспользоваться законом подобия и использовать расчетные формулы, приведенные в разд. 2.2. В табл. 1 сопоставлены: общая энергия в очаге землетрясения E_{n} , ее тротиловый эквивалент $W_{\text{тит}}$ и радиусы, соответствующие сферическому заряду R_0 , полости R_n , зоне дробления R_n , зоне трещиноватости $R_{\text{тр}}$ и вычисленные по формулам (7—9). В таблице принято, что E_n не менее чем на один порядок больше E_c .

Ниже в указанной последовательности рассматриваются перечисленные зоны.

3.1. ОЧАГОВАЯ ЗОНА

Построение теоретически обоснованной модели данной зоны затруднено из-за отсутствия общепризнанной физически обоснованной и геологически приемлемой модели очага землетрясения (см. 1.1). В пределах доступного для непосредственного изучения среза земной коры до глубины 30—40 км можно выделить несколько геологических типов тел, соответствующих возможным физическим моделям.

Разломная модель очага пользуется наибольшей популярностью (см. 1.1). При построениях и расчетах физической модели очага разлом отождествляется либо с плоскостью магистрального разрыва, образование которого иногда наблюдается на земной поверхности, либо с разрывами сплошности горных пород в объеме, размеры которого определяются по облаку афтершоков. Такая трактовка разлома является весьма обобщенной.



2 Q015 0,01 °C/M DEXUMOB

Рис. 34. Схема типов разломных деформаций различных глубинных уровней земной коры.



Рис. 35. Разлом в хрупких породах основного состава (мокулаевская свита по р. Хараелах).

Дилатансия в зоне разлома с выполнением пустот (трещин отрыва) молочно-белым кварцем.

Разломам посвящена огромная литература и подробную библиографию можно найти в работах А. В. Пейве, А. И. Суворова, В. Е. Хаина и др. Они обстоятельно изучены в верхней части разреза земной коры, менее детально — в низах ее разреза; по косвенным геофизическим данным выделяются в верхах мантин. На рис. 34 приводится схема типов разломных деформаций, составленная на основе многолетнего изучения разломов автором в срезах земной коры различной глубинности в восточной части Балтийского щита [61; 1970 г., 1977 г. и др.], Центральном Казахстане [1982 г.] и других районах. При построении учтены также литературные данные по язучению глубинных тектонитов зон разломов кристаллического фундамента [34; Пушкарев Ю. Д., Шуркин К. А., 1967 г. и др.], природных и модельных систем высокотемпературных и высокобарических режимов [14, 16, 74, 81; Schwerdter W. W. н др., 1975 г.]. С увеличением глубины (возрастанием рТ) в зонах разломов происходит переход хрупкого состояния пород через квазихрупкое в пластическое состояние. Соответственно меняется характер реализации разломов: хрупкое разрушение путем образования трещии (рис. 35) сменяется деформациями на уровне минеральных зерен (рис. 36) и затем пластическим течением с перекристаллизацией (рис. 37). Смена типов тектонитов, как и слагающих их устойчивых минеральных ассочиаций, вероятно, может происходить в широком интервале глубин (на рис. 34 наклоненные линии) и определяется геотектоническим режимом (условиями рТ), физическими константами исходных горных пород, флюндным режимом системы и т. д. Локальное повышение давления в динамической зоне разлома и разогрев в связи с диссипацией [20] способствуют поднятию зон переходного и пластического состояния горных пород. В свою очередь быстрый разогрев приводит к увелячению давления [85; Любимова Е. А., Любящи В. М., Парфенюк О. И., 1953 г.], которое при перекристаллизации в зависимости от эндо- или экзотермичности процесса может возрастать или частично компенсироваться. Если нижняя граница хрупких разрушений, по-видимому, определяется давлением и возрастанием трения на поверхности трещин до прочности ненарушенных пород, то пластическому течению в значительной степени способствует возрастание температуры (до 320-350°) и начало синкинематической перекристаллизации на уровне зеленосланцевой фации метаморфизма.

Важной особенностью разломов является изменение петрофизических свойств внутриразломных пород. Изучение плотностных свойств горных пород восточной части Балтийского щита, Норильского рудного района и других территорий показывает, что в целом в зонах разломов имеет место тенденция разуплотнения [61]. При хрупком разрушении в разломах за счет увеличения пустотности при трещинообразовании и дроблении, образования глинистых мпнералов на поверхности трещин и в цементе брекчий и т. д. плотность метаморфических и магматических пород понижается на 0,1—0,3 до 0,5 г/см³. При катаклазе и милонитизации плотность



Рис. 36. Разлом в квазихрупких породах (Беломорское побережье, мыс Раз-Наволок).

Полосчатые и линзовидные катаклазиты (местами с порфиробластической мигматизацией начальной стадии) по гнейсам беломорской серин.



Рис. 37. Разлом в пластических породах. Левосторониий сдвиг с жилами плагномикрохлиновых гранитов в гвейсах беломорской серии (в 1 км к северу от г. Беломорска).

также уменьшается в зависимости от исходных пород на 0,1— 0,3 г/см³. Настолько же понижается плотность пород в зонах разломов при гранитизации, мигматизации, кремне-калиевом порфиробластезе. Не исключено, что в последнем случае процессы идут при резком спаде давления в системе, как это отмечается, например, для мигматизации (давление 3—3,5 кбар), протекающей на фоне биотит-гранат-силлиманит-мусковитовой субфации ($T \approx 680$; \div 775 °C, $p \approx 4,0 \div 4,5$ кбар) [16]. При пластическом деформировании определенную роль в уменьшении плотности, как и в хрупких горных породах, выполняет дилатансия. Известно, что за пределом текучести дилатансия резко возрастает и намного превышает упругие деформации [14].

Наряду с уменьшением известно увеличение минералогической плотности пород в разломах по сравнению с исходным субстратом. На западе Кольского полуострова в южном обрамлении гранитондов Каскельской купольно-блоковой структуры в зоне протерозойского разлома взбросо-надвигового типа автором выявлены мономинеральные резко анизотропные амфиболитовые сланцы и эклогиты, плотность которых на 0,15—0,25 г/см³ превышает плотность исходных метабазитов. Менее значительное увеличение клотности (на 0,02—0,03 г/см³) В. А. Костиным отмечается при диафторическом преобразовании гранитондов Мурманского блока в зонах разломов в условиях более низкотемпературных процессов альбитизации, хлоритизации, эпидотизации и т. д. В целом минералогическая плотность в зонах разломов, по-видимому, зависит от типа метасоматических изменений, направленность которых в свою очередь определяется геодинамическими условнями [27].

Изменение плотности, а следовательно, и объема внутриразломных пород в реальном времени идентично эффекту быстрых фазовых переходов и может вызывать землетрясение. В зоне хрупкого разрушения горных пород такой механизм землетрясений не вызывает особых возражений. Последовательность процессов прослеживается путем изучения законсервированных на разных стадиях развития разрывных нарушений и соотношения остаточных деформаций.

Концентрация напряжений в динамической зоне вызывает начальные деформации и изменение объема. В дальнейшем деформации локализуются на отдельных участках в виде линз и полос, во многом подобно тому, как это описывается теорией дилатансии (см. 1.1): с обособлением и всасыванием флюндов в приоткрывающиеся трещины (рис. 35) или в «сухих» горных породах без заметного участия флюндов. Нарастание перенапряжения приводит к частичному закрытию трещин, гидроразрыву и т. д., и процесс может приостановиться или в открытой системе при энергетической подпитке извне идет дальше и завершается потерей устойчивости с образованием зоны интенсивных остаточных деформаций или разлома со смещением крыльев. В процессе неустойчивости колебания частиц перенапряженных доменов, образующих последовательный перархический ряд, генерируют волны напряжения, которые деформируют окружающую среду и приводят к резкому снятию напряжения. На рис. 38, а видно, что в объеме перенапряженных доменов различного порядка в результате резкого снятия напряжений произошло образование сферолитов с оторочками рассланцевания или брекчирования и измельчения окружающей массы той же горной породы (об образовании сферолитов см. также в разд. 2.3). Наиболее протяженные прямолинейные трещины



Рис. 38. Зона разлома в песчано-алевролитовых породах ургальской свиты (Бурениская впадина, р. Ургал).

 $a - сферолнты в зоне разлома, образованные в результате потерн устойнивости и резкого снятня напряжения; <math>\delta - овоидальные блоки во вмещающих аналогичных породах в висячем крыле разлома.$

пересекают сферолиты или располагаются конформно по отношению к ним, что указывает на одновременное или несколько более позднее их формирование. За пределами разлома (рис. 38, б) развиты овальные формы, образование которых возможно за счет реверберации волн напряжения в блоках, ограниченных трещинами с неплотно сжатыми стенками.

Меньше пока имеется данных, указывающих на возможность кратковременного формирования разлома в квазихрупких и пластических породах. Опыты показывают [6], что при давлении выше 5 кбар и температуре более 500 °С в различных горных породах, кроме кварцитов, висзапного образования трещин не происходит. Кроме того, с повышением температуры в условиях всестороннего сжатия наблюдается уменьшение их прочности. Это противоречие снимается, если учесть, что на стадни подготовки разлома низкобарные минеральные ассоцнации некоторое время могут находиться в поле равновесия соответствующих высокобарных фаз при условин более медленного повышения температуры. С достижением условий метастабильности минеральные превращения с разрушением неустойчивой кристаллической структуры, вероятно, могут протекать импульсно, подобно фазовым превращениям мантии в динамическом состоянии за время менее 1 с с момента их начала [74].

Существует также эффект изменения объема, получивший неадекватное истолкование. Значительные напряжения и неустойчивость во вмещающей среде могут возникнуть необязательно при очень быстром изменении объема в разломе. Такое условие вполне выполнимо при динамической вязкости среды выше некоторогопредела, при котором успевает произойти полная релаксация возникающего напряжения.

Другой важной стороной строения разломов являются геометрические и морфолого-генетические их особенности. Классификация разломов по типу разрушения (отрыв, скол) и кинематике (сбросы, раздвиги, сдвиги, надвиги и вэбросы, трансформные разломы) в геологии разработана давно [Усов М. А., 1940 г.; Тстяев М. М., 1938 г. и др.]. Отрывы с образованием сбросов, по мнению большинства исследователей, имеют место лишь в всрупсй части земной коры до глубины 3—5 км. А. А Пок рокалод, что «обстановка среднего всестороннего растяжения как усте ополой суммы главных напряжений в земной коре, возможна на состат малых глубинах порядка 0—3 км» [70, с. 5]. Доминирующение тост ломами в земной коре, особенно в квазихрупких породах, ялист ся сколы, возникающие под действием касательных напряжений

На рис. 39 приводится обобщенная схема разлома (слаша) сколового типа с оперяющими структурами, образованными на разных уровнях глубинности. В зависимости от ориентировки главных напряжений, как было показано Е. М. Андерсеном [1951 г.], сколы могут иметь вертикальное или наклонное падение и с учетом относительного смещения по ним крыльев образуют различные кинематические типы разломов. Более того, широко распространены сколы криволинейной конфигурации, например, глубинные взбросо-надвиги Балтийского щита [62], углы падения которых с глубиной выполаживаются до субгоризонтальных.

Геологическая практика и результаты моделирования убедительно свидетельствуют о том, что разломы представляют собой объемные геологические тела; фактически даже на поверхности

6 3ak. 582

81



Рис. 39. Обобщенная схема структурных рисунков при сдвиге (на примере Балтийского щита).

J — гранито-гиейсы брахиформных структур — блоков дифференцированного движения; 2 — -осадочно-вулканогенные породы в блоках, опущенных по оперяющим сбросам; 3 — динамосланцы, бластомилониты, ингматиты; 4 — стрещинные» граниты; 5 — основные (а) и ультраосновные (б) породы; 6 — различные типы разрывных нарушений и преобладающие смещения по ним (а — сдвиговые, 6 — сбросовые, в — взбросовые, г — надвиговые); σ₁, σ₂ региональные и σ₁', σ₂' — локальные пормальные папряжения в проекции на горизонтальную плоскость.

Земли образование магистрального разрыва при землетрясении сопровождается остаточными деформациями в зоне различной ширины. В связи с этим возникло понятие «область динамического влияния разлома», как «часть окружающего разлом во всех трех измерениях пространства, на котором проявляются остаточные (пластические или разрывные) и упругие следы деформаций, вызванные формированием разлома и подвижками по нему» [112, с. 9]. Однако в качестве первопричины, вероятно, более правильно рассматривать не магистральный разрыв сплошности горных пород или даже разлом в виде объемного геологического тела, а наличие динамической зоны. Хорошо известны непрерывные динамические зоны с фрагментарным проявлением магистральных разломов.

Различные морфологические типы разломов сопровождаются своеобразными оперяющими разрывами и складками, образующими в динамической зоне характерные структурные рисунки (рис. 39). Впервые это было наглядно показано А. В. Пейве с соавторами [1963 г.] для сдвигов, а затем и для других видов разломов [61]: воспроизводятся они также и при моделировании [112; Гзовский М. В., 1975 г.]. В последнее время применение оптических методов анализа аэрокосмоснимков позволяет получать с помощью когерентных установок двумерные спектры пространственных частот изображений и, используя указанную особенность разломов, оперативно классифицировать их по характеру смещения крыльев. Кроме того, на аэрокосмоснимках методом когерентного спектрального анализа и методом оптической фильтрации изображений можно определить ширину динамической зоны разлома, которая зависит в основном от ее порядка и свойств среды. Мощность разломов в хрупких и квазихрупких породах увеличивается с возрастанием глубины и, вероятно, достигает максимального значения при ультрамилонитизации с рассланцеванием, затем уменьшается в зоне бластомилонитизации; при ультраметаморфизме разломы реализуются в узкой полосе. Можно ожидать аналогичную эволюцию ширины динамической зоны. Обычно формируется или активизируется в региональных полях напряжения система сопряженных динамических зон и соответствующих разломов, образующих динамопары [Суворов А. И., 1968 г.]. В местах сопряжения или пересечения их мощность динамических зон возрастает. Конкретные линейные размеры разломов и динамических зон (протяженность, глубина заложения, расстояние между однопорядковыми разломами серии) взаимосвязаны [61].

Важной особенностью разломов сколового типа в сейсмогенном аспекте является квадрантное чередование в их крыльях (в направлении смещения и по обе стороны от сместителя) участков сжатия и разряжения (подобно распределению на земной поверхности первых вступлений продольных воли сжатия и разряжения), которое устанавливается по смене типов оперяющих структур и структурных рисунков (рис. 39). Наиболее наглядно такая особенность проявляется в плане по простиранию сдвига; при сбросах и надвигах по сколам смена оперяющих структур хорошо документируется в поперечных разрезах и соответствующее чередование участков сжатия—разряжения происходит по падению сместителя (так же как при сдвиге по латерали).

Таким образом, в геологическом аспекте очаговая зона разломной модели представляет собой динамическую зону с локализованным разломом в виде объемного геологического тела с конкретными вещественно-структурными признаками. Развитие разлома в земной коре может протекать в импульсном, импульсно-криповом и криповом режиме [Трифонов В. Г., 1935 г.] с изменением объема, что следует рассматривать, наряду со смещением по разрывам, в качестве возможного генератора воли напряжения. Смещение по разлому приводит к квадрантному перераспределению в динамической зоне масс горных пород (скучиванию и разряжению) и напряжений, что, возможно, и определяет область афтершоков; область форшоков, по-видимому, определяется взаимосвязанной системой активных динамических зон.

Объемная изометрическая модель очаговой зоны. Необходимость и правомерность выделения такой модели, наряду с разломной моделью очага, вполне оправданы. В последние годы в сейсмологии все чаще дискуссируется вопрос о землетрясениях «несдвигового» типа. Е. И. Широкова [113] показывает, что для очагов землетрясений центральной части Альпийско-Гималайского пояса волновая картина излучения (направление первых смещений в волне P) в заметном числе случаев (не менее 20 %) не отвечает сдвиговой модели и указывает на более сложные процессы в очаге: объемные изменения (расширение); комбинация сдвиговых смещений с изменением объема, движение одновременно по нескольким плоскостям. «Несдвиговый» механизм чаще всего имеют крупные (M > 7) землетрясения с глубиной очагов от 20 до 40 км. Очаги в плане соответствуют эллипсам с относительным размером осей: a=2,47; b=0,84; c=1,0. Объемной изометричной или эллипсоидальной модели очага землетрясения (см. 1.1) может соответствовать ряд геологических структур земной коры различного происхождения.

Сферической модели очага Ходна во многом идентична антиклинальная складка тангенциального сжатия с учетом осложняющей ее трещиноватости. В антиклиналях наряду с пластовой трешиноватостью развиты крутопадающие продольная, поперечная и две диагональные по отношению к складке серии разрывов. В проиессе формирования складчатой структуры ее нарушенность возрастает до определенного предела, ограниченного остаточной прочностью массива горных пород, с превышением которого должна возникнуть неустойчивость. Критерием такой неустойчивости в антиклинальной складке тангенциального сжатия, возможно, служит развитие двух диагональных серий сколов со смещением, которые разделяют структуру таким образом, что в двух ее противоположных частях возникает направленное к центру сжатие, а в двух других (по осн складки) — разряжение, направленное от центра.

Особый интерес как возможные очаговые зоны представляют теологические тела типа штоков и штокверков с концентрическизональным строением. Они широко распространены в земной коре и часто контролируют меднопорфировые, редкометальные и другие рудные месторождения (см. 4.2). Происхождение и многие особенности строения этих структур не получили признанного объяснения с позиций традиционных представлений. Штокверки представляют собой объемные трещинные системы, густо пронизывающие горные породы. Они выполнены кварцем и другими породообразующими минералами и включают вкрапленный, вкрапленно-прожилковый и жильный типы руд. Концентрически-зональное строение их подчеркивается сменой гидротермальных изменений пород в виде грейзенизации, калишпатизации, окварцевания и серицитизации, пропилитизации, аргиллизации и алунитизации. Штокверки находятся как обособленно, так и в связи с интрузиями. При совмещенин со штоками они выступают как завершающие образования. Размеры их в поперечнике охватывают площадь от 0,1 до 4 км², реже более.

Штоки обычно сложены гранитондами и характеризуются небольшими размерами до 4—5 км² в поперечном сечении, хотя по геофизическим данным изометрическую форму имеют и некоторые массивы, достигающие 100 км² в поперечнике. Намечается последовательная эволюция строения концентрических зон штоков в



Рис. 40. Схема строения штока в квазихрупких и пластических породах гранито-гнейсового слоя беломорид Балтийского щита как возможная модель очаговой зоны землетрясения на глубине 10—25 км.

3-зона изометрических «бескорневых» гранитных тел с концентрической мигматизацией; 2 — зона интенсивной разнооряентированноя по-лосчатой и порфиробластической мигматизации с реликтами делинтерированного глейсового субстрата; J — зона разветия радмальных, реже концентрических жил гранитов среди регионально мигматизированно мигматизированных гнейсов.

зависимости от глубинного уровня (условий *pT*) их формирования. На гипабиссальном уровне они, как и штокверки, включают брекчии или надстраиваются ими в виде трубообразных тел, а в ореоле сопровождаются интенсивной трещиноватостью и зонами от высоко- до низкотемпературного гидротермально-метасоматического изменения пород (преобладают зоны низкотемпературных изменений). В зоне квазихрупких пород в ореоле штоков возрастает мощность зон грейзенизации и березитизации и сокращается или отсутствует зона низкотемпературных изменений, поскольку в этих условиях имеет место более высокая температура; значительную роль приобретают деформации на уровне катаклаза горных пород.

В пластических породах гранито-гнейсового слоя в строении штоков, например, в восточной части Балтийского щита различаются три зоны (рис. 40): 1) внутренняя зона (ядро) представлена одним или иесколькими «бескорневыми», изометричными телами гранитов, гранодноритов или дноритов среди вмещающих пород повышенной основности: 2) промежуточная зона — полосчатой и порфиробластической мигматизации и метасоматоза с реликтами механически дезинтегрированного гнейсового и гнейсо-сланцевого субстрата; 3) внешняя зона развития радиальных, иногда (полу-) кольцевых (сферических) «бескорневых» жил гранитов и метасоматитов среди гнейсов или гнейсо-сланцев. Мощность зон непостоянна и изменяется от десятков до сотен метров при диаметре структур до 1,5 км. Штокверки и штоки гипабиссального уровня глубинности приурочены преимущественно к консолидированным блокам земной коры и связаны с проявлением магматизма орогенного или активизационного этапов развития. Они располагаются по периферии более крупных интрузивных тел, иногда на значительном удалении, а также в самих консолидированных к этому времени массивах и локализуются в разломах или узлах их пересечения. Неоднородности геологической среды слабо отражаются в строении данных структур: разломы, например, проявляются лишь в связи с наложенными движениями. Это указывает на огромную энергию процесса структурообразования и относительную кратковременность его проявления (согласно принципу симметрии Кюри—Шафрановского).

Отмеченные и другие особенности строения концентрически-зональных структур обнаруживают многие черты сходства с очаговыми зонами импульсного выделения энергии [23, 60]. Штокверковые тела во многом соответствуют дилатансионно-диффузионной модели очага землетрясения (см. 1.1, 4.2), и формирование их может происходить по следующей схеме. Поступление гидротермальных растворов в процессе тектоно-магматической активизации консолидированных блоков в разломы и узлы их пересечения вызывает интенсивное проявление дилатансии и понижение порового давления в объеме деформируемой породы, который стремится к устойчивой изометрической форме. Понижение трещинно-порового давления в дилатирующем объеме вызывает «всасывание» растворов из окружающего пространства (разломов, апикальных частей интрузий, вмещающих пород). В связи с этим перераспределение напряжения захватывает огромные массивы и вызывает форшоки, что в конечном итоге приводит к повышению порового давления в очаге и способствует хрупкому разрушению с возникновением землетрясения. Свидетельством импульсного выделения энергин и резкого спада давления в объеме штокверка и в его ореоле является наличие: рудной вкрапленности без признаков зональности; брекчий (иногда в виде трубообразных тел, подобных зонам обрушения по линии наименьшего сопротивления при ядерных взрывах) с идентичной рудной вкрапленностью в цементе; локальной динамотермальной зональности, в значительной степени связанной с диссипацией механической энергии в тепловую и т. д. На примере штокверков наглядно проявляются огромные масштабы миграции флюндов, что снимает основное возражение против дилатансионно-диффузнонной физической модели очага землетрясения, выдвигаемое рядом исследователей [14].

Сходная последовательность процессов реставрируется для гранитоидных штоков гипабиссального уровня. При этом в качестве высокотемпературных флюидов могут выступать остаточные магмы, обогащенные летучими элементами. Они мигрируют в дилатирующую среду и в сочетании с разогревом в очаге способствуют плавлению, о чем свидетельствует различие химизма пород штоков и «родоначальных» массивов. На высокое содержание в системе флюндов указывает наличие широкого ореола гидротермалитов, а на резкий спад давления в системе — наличие тонкораспыленных рудных минералов.

Менее изучены причины, определяющие возникновение штоков в зоне пластических пород. Подобно штокверкам гипабиссального уровня они обнаруживают полное сходство строения с очаговой областью мощных камуфлетных ядерных взрывов (рис. 20 и 40): зона / сопоставима с зоной расплавленного вещества и пластических деформаций; зона 2 - с зоной сжатия и интенсивного дробления; зона 3 соответствует зоне упругих деформаций и радиальнокольцевых трещин. В том и в другом случаях переход между зонами постепенный. Начальным импульсом зарождения штоков в пластических породах, вероятнее всего, служит концентрация напряжений и флюндов или матасомы на пересечении разломов, что снижает текучесть горных пород, за пределами которой при пластическом деформировании резко возрастает дилатансия, намного превышающая упругие изменения [14]. В условиях высоких рТ этот процесс может протекать в реальном времени или если скорость увеличения объема (давления) превысит скорость статической релаксации напряжения или достигнет скорости упругих волн в среде - произойдет импульсная разрядка энергии в виде волн напряжения.

Для концентрически-зональных структур, как п для очаговой области камуфлетного вэрыва, характерно изменение плотности горных пород (см. 2.1, 2.2). В большинстве случаев внутренняя и промежуточная зоны этих структур сложены менее плотными породами, чем исходные. С учетом этой особенности оценен порядок энергии породного структурного разуплотнения для штока гранитов (p=2,6 г/см³) диаметром 100 м (ядро зональной структуры), образовавшегося на месте гнейсов (g=2,7; 2,76 г/см3) [60]. При расчете использована константа структурной рыхлости $\omega = M/(on)$ [27], где за М принята сумма массовых процентов окислов; псумма атомного количества катнонов и аннонов, за исключением водорода; о — плотность породы. Применение константы с позволяет привлечь эмпирическую закономерность «теплота образования представляет собой теплоту сжатия». Исходя из зависимости теплоты образования минералов от сжатия (коэффициент корреляции 0,88), по А. Н. Крестовникову принят переходный коэффициент К≈9 ккал/г-атом на 10 % структурного уплотнения-разуплотнения. Химический состав гранитов и гнейсов принят средний по Дэли.

Получены следующие значения при р гнейсов 2,76 г/см³: $\omega_{rn} = 7,78$, $\omega_{rp} = 8,00$; структурное разуплотнение $\omega_{rp}/\omega_{rn} \approx 3$ %; объем штока гранитов $V = (4/3)\pi R^3$, при раднусе 54 м $V = 6,28 \cdot 10^{11}$ см³; масса штока $m = V_{\rho rp} = 1,63 \cdot 10^{12}$ г; число грамм-атомов в штоке $(n=m/\bar{A}$ при средней грамм-атомной массе $\bar{A} = 23$ г) примерно равно 7,12 · 10¹⁰; энергия структурного разуплотнения $E = (K \cdot 0,3) n \approx 1,92 \cdot 10^{11}$ ккал $\approx 8 \cdot 10^{21}$ эрг.

При о гнейсов 2,70 г/см3

Е≈3,84.1010 ккал ≈ 1,62.1021 эрг.

С целью контроля весьма орнентировочно рассчитана энергия разуплотнения при образовании штока по формуле, в которой изменение объема (V) или плотности (Q) и изменение гидростатического давления (p) выражены через коэффициент сжимаемости в [91]:

$$\beta = -\frac{1}{V} \left(\frac{\partial V}{\partial p} \right)_{\tau} = \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \rho}{\partial p} \right)_{\tau},$$

Приняты два существенно различные значения β для гранитов [91]. При $\beta = 1,54$ Мбар⁻¹, $\rho_{rp} = 2,6$ г/см³, $\partial \rho = 0,1$ г/см³, $\partial p = -0,025$ Мбар = $2,55 \cdot 10^3$ кгс/м²,

 $E = pV = 2,55 \cdot 10^8 \text{ krc/m}^2 \cdot 6,28 \cdot 10^5 \text{ m}^3 = 1,6 \cdot 10^{14} \text{ krc} \cdot \text{m} = 1,54 \cdot 10^{22} \text{ spr.}$

При $\beta = 2,11 \text{ M6ap}^{-1}, E = 1,12 \cdot 10^{22} \text{ spr.}$

Несмотря на различие методов расчета, получены значения энергии, различающиеся не более чем на один порядок (относительно отклонения порядка не более 5 %), что указывает на справедливость методического подхода и результатов.

Энергию структурного разуплотнения в объеме штока в первом приближении можно параллелизовать с полной энергией в очаге и в таком случае проверить справедливость применения расчетных формул (7—9) и табл. 1 к структурам типа штоков. Принятый $R_{\rm шт}$ =50 м в модели очага идентифицируется с зоной сжатия или полостью взрыва и плавления (R_n). При E=1,02·10²¹ эрг: по формуле (8) верхнее значение R_n =54 м; при E=8·10²¹ эрг такое значение (54 м) R_n имеет при нижнем значении, что указывает на энергетическую адекватность ядерных взрывов и штоков и применимость расчетных формул к последним, по крайней мере для приблизительной оценки размера зон.

Таким образом, геологические тела типа штоков и штокверков обнаруживают сходство как в строении, так и в энергетическом аспекте с очагами импульсного (камуфлетного) выделения энергии и могут рассматриваться в качестве адекватных очагам землетрясений. Следует отметить, что современные землетрясения с энергией 10²⁰—10²² эрг широко распространены на гипабиссальном уровне в земной коре областей новейшей и современной тектономагматической активизации. Не исключено, что они связаны с формированием и в настоящее время в земной коре небольших штоков и штокверков, столь характерных для геологического прошлого.

Приведенные и другие примеры наглядно показывают, что в качестве очаговых зон импульсного выделения энергии могут выступать различные геологические тела. Важной общей особенностью служит возможность быстрого протекания в объеме этих тел процессов уплотнения — разуплотнения, способных вызвать в среде волны напряжения. Доминирующим в земной коре, по крайней мере в рассмотренных телах, является разуплотнение (дилатансия), протекающее при участии флюидов, хотя известны и бесфлюидные (безминеральные) трещинные системы. Вещественноструктурное преобразование горных пород и изменение объема несомненно имеет место в очаговой зоне, что необходимо учитывать при построении любой физической модели очага землетрясения. Весьма вероятно, что в объемном эффекте заключается разгадка адекватности землетрясений и камуфлетных ядерных вэрывов.

3.2. БЛИЖНЯЯ К ОЧАГУ ЗОНА

Выделение зоны интенсивного воздействия воли напряжения при землетрясениях, подобной зоне дробления и трещиноватости при камуфлетном взрыве в массиве горных пород, оправдано, поскольку нет особых оснований допускать принципиальное отличие волновых полей напряжения за пределом очага в зависимости от его природы (см. 2.2).

Возникает вопрос о возможности и масштабе деформаций под действием волн напряжения в ближней зоне на значительной глубине, так как в этих условиях влияют тектонические силы и литостатическое давление [116]. Разрыв сплошности горных пород под действием напряжения растяжения (рис. 7, 11) может произойти при условии превышения литостатического сжатия (предельное состояние в связи с неравномерным всесторонним сжатием здесь не обсуждается).

Ранее был выполнен расчет [59] с использованием формул (1)—(11), (см. 2.2) из предположения, что $E_n = 10^{27}$ эрг выделяется в очаге ограниченного объема на глубине 50 км, где о = 3400 кг/м³. По формуле (11) получаем $K=7,6\cdot10^6$ бар. Для ближней зоны, расположенной от центра на расстоянии 10 R_0 (r==10) по формуле (10) определяем $\sigma_r=17$ кбар, что превышает литостатическое давление (~15 кбар) на данной глубине. Следовательно, по отношению к глубине по крайней мере до 50 км при $E_n=10^{26} \div 10^{27}$ эрг вполне применимы закон подобия и расчетные формулы (7)—(9), т. е. правомерны сходные деформационные процессы в том же масштабе, что и в условиях небольших глубин.

Анализ имеющихся геологических материалов также подтверждает широкое распространение в земной коре деформационных структур или их элементов, которые можно рассматривать генетически связанными с ближней к очагу зоной.

Другой важной стороной энергетики ближней зоны является диссипация энергии воли, генерируемых в очаговой зоне. Значительная часть энергии как при взрыве, так, вероятно, и при землетрясении поглощается в ближней зоне пластического течения (см. 1.2, 2.1, 2.2). Сильное затухание с диссипацией испытывает высокочастотная составляющая спектра с близким периодом ко времени механической релаксации пластических и квазихрупких пород. Установлено, что коэффициент затухания упругих волн в горных породах увеличивается с возрастанием температуры и уменьшается с повышением давления до определенного значения. Интенсивное поглощение воли иаблюдается в пористых, жидко-пористых, жидких средах. Поэтому диссипация энергии воли в ближней зоне может рассматриваться как одна из причии разогрева в сочетании с выделенной теплотой в очаговой зоне. Кроме того, это один из способов быстрого переноса теплоты в ореоле.

В настоящее время еще недостаточно данных для расчета суммарной энергии, диссипатируемой в ближней зоне, хотя по геологическим предпосылкам в ряде случаев температурный эффект может быть весьма высоким. Известное повышение степени метаморфизма в зонах разломов по сравнению с фоном вряд ли может возникнуть при криповом режиме их развития, так как теплота успевает рассеиваться в окружающую среду. Количество выделенной теплоты в тектонических трещинах зависит от времени (1) реализации подвижки и уменьшается прямо пропорционально 1/2 ут [20]. При импульсном режиме (при небольших значениях /) разогрев в зоне разлома может произойти за счет не только влияния трения, но и диссипации энергии волн. Примеры термального катагенеза углей, нефтей и рассеянных углеводородов с резким изменением на очень коротком расстоянии отмечают А. А. Трофимук и другие [1983 г.], допуская влияние при этом сейсмических процессов.

Заслуживают внимания хорошо изученные геологические обстановки метаморфической зональности и размещения разнотемпературных метасоматических фаций, не объяснимые с позиций кондуктивного и конвективного тепломассопереноса. Весьма показательны штокверковые вольфрамовые месторождения внекупольного типа, под которыми не обнаружены гранитные тела, хотя глубина скважин достигает 800-1200 м (Верхнекайрактинское, Батыстау, Урзарсай) [24]. Более высокотемпературные процессы грейзенизации и микроклинизации в этих структурах с глубиной сменяются серицитизацией, березитизацией и хлоритизацией пород, и соответственно устанавливается обратная, менее контрастная зональность оруденения (Мо \rightarrow Bi \rightarrow W \rightarrow Pb, Zn), чем в надкупольных месторождениях.

Своеобразные температурные поля выделяются на меднопорфировых месторождениях по зональности типов гидротермально измененных пород, представляющих собой последовательный зависимый от температуры ряд [40, 69], в котором рудный процесс протекал в довольно узком интервале около 100 °C; например, на месторождении Борлы — в интервале 285—215 °C [Шишаков В. Б., Юдин И. М., 1981 г.]. Зоны измененных пород сменяют друг друга по радиусам-векторам с удалением от центра, представленного обычно порфировым или кварцевым штоком, и в горизонтальном сечении приближаются к кругу или эллипсу [40]. Однако на многих месторождениях Казахстана центробежная смена зон с понижением температурного поля нарушается и наиболее низкотемпеРис. 41. Принципиальная схема развития метасоматических фаций в зависнмости от температурного поля [69].

J — порфиры; 2 — пропилиты; 3 — ортоклазиты; 4 филлизиты; 5 — аргиллизиты; 6 — изотермы.



ратурные парагенезисы минералов образуются в центральной части (рис. 41) [69], которая окаймляется зоной более высокотемпературных парагенезисов минералов и далее снова более низкотемпературной зоной.

Существующие варнанты объяснения такой смены температурного поля противоречат основам термодинамики. С другой стороны, показанное на рис. 41 распределение температурного поля и метасоматических фаций вполне соответствует импульсно-очаговой модели, согласно которой наибольший разогрев пород может произойти в ближней к очагу зоне за счет диссипации энергии волн. В очаговой зоне энергия расходуется на деформации, разуплотнение, излучается в виде волн и она может оказаться менее разогретой, особенно при высоком содержании в ней флюндов с большой теплоемкостью. При этом тепломассоперенос будет радиально направлен как наружу, так и к центру системы. Значительный разогрев в очаге до плавления горных пород в верхней части земной коры возможен в связи с повышением температуры при «сухой» дилатансии, внедрении высокотемпературных глубинных флюндов, а также при преобладании экзотермичных реакций в очаге. При этом формируется прямая по отношению к центру системы зональность, хотя в срезах разной глубинности относительно земной поверхности она может быть обратной, что и наблюдается на ряде вольфрамовых и других месторождений. Возрастание температуры среды, вмещающей очаг, до соответствующей низкотемпературным парагенезисам минералов приводит к увеличению мощности более высокотемпературных зон; зоны пропилитов и аргиллизитов прн этом не образуются, а характерные для них минеральные парагенезисы могут иметь региональное развитие.

Можно приблизительно оценить энергию, необходимую для разогрева пород в объеме шара с диаметром 1 км, т. е. образования метаморфической зональности меднопорфирового месторождения из предположения, что количество теплоты эндо- и экзотерми-

91

ческих реакций в пределах всего объема примерно 'одинаково. Принятые условия расчета: исходные осадочно-вулканогенные породы с плотностью $\varrho = 2,7$ кг/см³, удельной теплоемкостью с= =900 Дж/(кг·К) [101] залегают на глубине 5 км. и имеют начальную температуру T = 100 °C, конечную — T = 400 °C. Количество необходимых теплоты или энергии определяется по формуле

$E = cm\Delta T$,

где *т* — масса пород. Для принятых условий *E*=900 Дж/(кг·К)·1,4·10¹² кг·300 °С=3,8·10¹⁷ Дж=3,8·10²⁴ эрг.

Из сопоставления рассчитанной энергии разогрева с полной энергией очага землетрясения (при условии перехода хотя бы 50 % последней в теплоту) следует, что землетрясение с сейсмической энергией на порядок ниже (Ec=1023 эрг) вполне способно обеспечить температурное поле средних и крупных меднопорфировых и других сходных месторождений. С другой стороны, понятно, что шток ограниченных размеров и гидротермальные растворы, участвующие в формировании месторождений, не способны создать высокограднентное температурное поле с симметрией шара, как это считается традиционно, тем более, что они не имеют такого запаса энергии. Рассмотренные особенности термодинамики ближней зоны позволяют выявить и ряд других критериев, характеризующих данную зону, обосновать многие геологические факты, процессы и явления, не укладывающиеся вытрадиционные представления (CM. 4.2). . 1

Известны многочисленные данные нахождения некоторых минералов, летрогенных разновидностей пород, деформационных структур, вещественно-структурных комплексов, нехарактерных по условиям образования (аномально высоким *pT*) для геологической среды соответствующего глубинного уровня. Наиболее контрастно такое несоответствие обнаруживается на приповерхностном — гипабиссальном уровне, особенно среди неметаморфизованных пород.

Возникновение аномально высоких pT в приповерхностиых условиях обычно объясняется с позиций метеоритного ударного метаморфизма. В связи с этим рудные и стекловатые сферолиты, высокобарические модификации кремнезема (коэсит, стишовит) и углерода (алмаз), зювиты и тагамиты (в импактной терминологии) и некоторые другие минералы и породы, планарные элементы в кварце, апатите, конусы дробления и т. п. рассматриваются рядом исследователей лишь как результат метеоритного импактизма [Зейлик Б. С., 1978 г.; Геология астроблем, 1980 г.].

Не останавливаясь на детальном рассмотрении данной проблемы, обсуждению которой в последние годы посвящены многочисленные публикации, необходимо еще раз подчеркнуть, что космогенное происхождение ударных волн — экзотическое явление на фоне постоянных эндогенных генераторов таких. волн. Наряду с малыми структурными формами ударно-волнового генезиса в Норильском и Печенгском рудных районах, в Садбери в Канаде, в Попигайской, Карской и в десятках других кольцевых структур, неговоря уже о трубках взрыва, известны признаки ударного метаморфизма «в породах, чьи условия залегания не оставляют ни малейшего, сомнения в их эндогенном земном происхождении» [10, с. 168]. Детализация в пределах импульсно-очаговых структур субвулканического уровня глубинности почти всегда приводит к. открытию проявлений ударного метаморфизма в таких структурах или в их обрамлении, например обнаружению трещиноватогоапатита и мартита на Селигдарском месторождении [Нечаева И. А, 1983 г.]. На более глубинном уровне среди метаморфогенных пород аналогичные признаки воздействия воли обнаружить гораздосложнее; в этих условиях они специально не изучались и остается неясной возможность их сохранности при высоких рТ в среде. Перечисленные признаки, несомиенно, относятся к очаговой и ближней к ней зоне, поскольку ударная волна быстро затухает, а возникновение ее за счет взаимодействия волн напряжения на значительном удалении от очага менее вероятно (см. 2.1).

Разрывы растяжения и смещения по ним. Болееобщей особенностью ближней к очагу зоны является совместное нахождение вещественно-структурных парагенезисов, образованных в геодинамических условиях сжатия-растяжения. В качестве примера вернемся к рассмотренной выше объемной модели очага. Наряду с деформациями сжатия (пластическое течение, катаклаз, дробление), в обрамлении штока в широкой зоне развиты трещииные жильные тела радиального и концентрического плана, соответствующие условиям растяжения (рис. 11). На рис. 42 приводится пример типичной радиальной трещины отрыва с четкими рвущими контактами из ореола штока, образованной в процессе мигматизации биотитовых гнейсов и выполненной гранитной породой. В общих чертах это тело идентично хорошо известным слюдяным, редкометальным и керамическим пегматитовым жилам, друзптовым телам и т. д., формирующимся в пластических и квазихрупких породах. Выше уже было показано, что образование аналогичных трещин отрыва под действием тектонических сил на значительной глубине, тем более в режиме крипа в пластических породах, маловероятно. А. А. Пэк [70, с. 6] образно заметпл: «Возможности такого рода, исчерпанные в земной коре на самых первых километрах, с увеличением глубины более не возобновляются».

Совершенно иная обстановка возникает прл воздействии воли напряжения, по отношению к которым пластические породы ведут себя подобно упругой среде. Прохождение волны вызывает тангенциальное растяжение, и если оно превышает существующее на глубине сжатие и предел прочности пород на растяжение, возникает трещина отрыва (рис. 11). Аналогично при достижении предельного состояния в этих условиях под действием радиального растяжения в волие (И. К. Огурцов считает, что волна сжатия всегда сопровождается волной разряжения— устное сообщение) происходит отрыв концентрического плана по отношению к очагу. Волны напряжения представляют практически единственный ре-



Рис. 42. Гранитися жила, образованная в результате ныполнения трецины отрыва в пластических породах кольской серии (зарисовка обнажения по правому берегу р. Печенги).

1 — лейкократовые граниты жильного комплекса с реакими реликтами гнейсав; 2 — блотктолые глейси, содержание метасому; 3 — согласные с гнейсовидностью прожилки мигматитов, биотитовые граниты; 4 — направление миграцки подвижных фаз в процессе фильтриресскига; 5 — направление распределения напряжений в элекенте породы (о_р — сжимающие радиальные напряжения, о р растягновощие тангенияльные напряжения).

альный, из известных в настоящее время в недрах, механизм воздействия на геологическую среду, способный вызвать разрыв сплошности в пластических породах или даже в расплаве. Линейные размеры радиальных и концентрических трещин отрыва зависят от параметров очага, среды, скорости роста разрыва и могут распространяться на весь ореол, включая зону трещинообразования, оцениваемую по формуле (9) (см. 2.2, табл. 1).

Взанмодействие волн напряжения на глубине с поверхностями трещин и их краевым окончанием изучено недостаточно. На прозрачных моделях при повторных взрывах дополнительный рост уже существующих трещин под действием волн наблюдается довольно часто (устное сообщение Г. Г. Юревича). Имеются указания на то, что при разрушении трещиноватых пород взрывом движущиеся трещины резко прекращают рост при встрече преграды в виде даже плотно сомкнутых трещин — происходит скачкообразное поглощение [Ефремов Э. И. и др., 1984 г.]. В то же время Р. М. Дейвис [196] г.] отмечает, что через плотно сжатые разрывы в твердой среде падающая волна сжатия проходит, не изменяясь. Для поверхностных рэлеевских волн показано [Гузь И. С.; 1973 г.], что длинные трещины (L/λ≫1) не оказывают существенного влияния на прохождение этих волн. Распространение волны по одному из берегов трещины создает в ее вершине растягивающие напряження, в результате которых возможен ее рост по нормали к первоначальному положению.

Существующие в литосфере разломы могут совпадать с радиальным направлением по отношению к очагу, а при расположении последнего в разломе это является непременным условием. Для вспарывания такого разлома в верхней части земной коры (если он не залечен) в волне достаточно напряжений, превосходящих боковое сжатие, а размеры активизированного участка будут в основном определяться скоростью приоткрывания и расстоянием распространения от очага фронта волны с эффективной амплитудой. Исходя из адекватности в общих чертах затухания воли напряжения при камуфлетном взрыве в массиве горных пород и землетрясении предельную протяженность активизированного разлома (L) можнооценить в 400÷500 R_0 (см. 2.1). Принимая $E_c=10^{25}$ эрг ($E_n==10^{27}$ эрг), по табл. 1 определяем $L=400\div500\cdot1,5$ км= $600\div750$ км. Для сравнения отметим, например, что протяженность активизированной вдоль желоба части разлома при Аляскинском землетрясении (см. 2.3) 28.03.64 при $E_c=10^{24,55}$ эрг составила 700 км [Садовский М. А. и др., 1983 г.].

С учетом воли напряжения в деформационном процессе образования магистрального разрыва получает положительное решение проблема механизма смещения по нему. В работах Э. Орована, Патерсона и других исследователей [54] показано, что при давлении 5 кбар и температуре 400 °С и выше сухос трение в породах в 2 раза превышает прочность сплошного материала и возникновение в среде магистрального разрыва или смещения по уже готовому разрыву оказывается вообще невозможным иначе как путем катакластического течения. Однако магистральные разрывы со смещеннем или без заметного смещения наблюдаются в земной коре в срезах всех глубинных уровней. Такое противоречие исключается, если учесть, что в момент возникновения отрыва в поле воли напряжения его берега на ограничениом участке не контактируют (разлом приоткрыт) и смещение крыльев по разлому под дсиствием тектонических сил в среде в этом случае провсуслят в отсутствие трения. С прохождением эффективной части вольм берега разрыва сходятся и движение крыльев некоторое время может продолжаться по инерции в условиях наличия трения с образовляется тектоглифов, линейные размеры которых по полевым наблизениям обычно на несколько порядков меньше амплитуды смещения. Ь эт-э время оказываются приоткрытыми уже другие соседние участыя разлома и смещение как бы перекатывается параллельно с образованием отрыва на гребне волны напряжения. При оптимальной скорости распространения отрыва, например, равной скорости и перечной волны в среде (с. 3-3,5 км/с) время образования сто щения по нему в 15 м (максимальная амплитуда при Аляскинском землетрясении) составит 0,005 с.

Многне особенности строения современных разломов с импульсным режимом развития свидетельствуют о правомерности рассмотренного механизма смещения и определяющей роли локальных тектонических полей напряжения на отдельно взятом участке разлома. Достаточно указать, что по простиранию магистральный разрыв имеет различную морфологию, прерывается; изменяется не только амплитуда относительного смещения крыльев, но и направление их движения и т. д. Особенности формирования радиальных отрывов в ближней и отчасти в дальней зонах, вытекающие из теории волн напряжения, подтверждают упорно проводившуюся Г. П. Горшковым [22] мысль о том, что наблюдаемый магистральный разрыв скорее есть следствие, а не причина землетрясения. Однако при этом следует ожидать, что деформация формы геологических тел в процессе смещений по разлому под действием тектонических спл может служить причиной образования поперечных воли напряжения. Эта сторона вопроса нуждается в специальном исследовании.

Фильтрпрессинг подвижных фаз и дифференциация вещества. Важной особенностью воздействия ударной волны и волн напряжения в ближней к очагу зоне, неразрывно связанной с деформационным процессом, является дифференциация вещества и в первую очередь фильтрпрессинг и перераспределение подвижных фаз. Изучение строения и состава бескорневых жильных тел, подобных показанному на рис. 42, не оставляет сомнения, что они образовались in situ за счет миграции вещества в виде весьма подвижных фаз (без признаков флюидальности) из окружающих пород в трещину отрыва. Выявление энергетических и механических предпосылок формирования аналогичных, широко распространенных в земной коре тел представляет ключ к познанию процессов дифференциации вещества, его отжатия и внедрения в разрывы с образованием системы камер в литосфере в целом.

Известно, что жидкие и газообразные флюнды и их конденсаты содержатся в материнских породах или выделяются из них при повышении *pT* в виде капель, пузырьков, пленок. В аномальной земной коре и мантии, в том числе в слое частичного плавления в астеносфере, они могут составлять по различным оценкам до 1— 10 % [36; Шейнманн Ю. М., 1968 г.; Киселев А. И., 1984 г.]. В ряде работ неоднократно отмечалось, что при таком содержании по-.движных фаз в условиях огромного давления и низкой проницаемости пород вряд ли они могут мигрировать вверх по принципу механизма всплывания, даже с участием микрогидроразрывов за счет высокого порового давления. Необходимым условием отжатия и концентрации подвижных фаз является разрушение твердого минерального каркаса и создание зон (полостей) пониженного давления, в которые бы они могли мигрировать, что требует огромного псрепада давления.

Ранее этот вопрос обсуждался в ряде работ [23, 59 и др.], и автором этих строк была предложена концепция фильтрпрессинга подвижных фаз под действием воли напряжения, генерируемых в недрах при импульсном выделении энергии; показана применимость ее к разнообразным процессам дифференциации и перераспределения подвижных фаз в тектоносфере.

В ближней к очагу зоне пространственно ориентированные избыточные напряжения в породе под действием волн сжатия достигают огромных значений. ($\sigma \approx 17$ кбар и более) и способны вызвать не только разрушение минерального каркаса, в том числе образование микрогидроразрывов, но и уплотнение пород (см. 2.1, 2.2) и миграцию подвижных фаз с всасыванием их в параллельно создаваемые раднальные отрывы-полости. Прохождение в породах



Рис. 43. Схема фильтрпрессинга поданжных фаз под действнем волн напряжения и образования первичной системы камер:

а— первяя стадия — под действием волны сжатия; б — вторая стадия — под действием напряжений упругия деформаций и волны разрежения; І — первонвчальное положение слоев: З — область развития подвижных фаз; З — направление продвижения падающей волны сжатия; 4 — соответствующее распределение папряжений в элементе породы (σ, — радиальные сжимающие напряжения, о — тангенцивльные растягивающие напряжения); З — положение горизонта в среде, деформированной волной сжатия; 6 — разрывы сплошности, частично выполненные подвижными фазами; 7 — паправление перемещения подвижных фаз; 8 — направление продвижения волны разрежения; 9 — соответствующее распределение напряжения): 10 — положение горизонтов в среде, деформированной волюм разрежения.

волны сжатия можно рассматривать как первую стадию фильтрпрессинга (рис. 43, a). На второй стадии (рис. 43, б) под действием напряжений упругих деформаций или волн разрежения система стремится к исходному положению и испытывает латеральное сжатие и радиальное растяжение с образованием концентрических отрывов. При этом происходят дополнительный фильтрпрессинг и перераспределение подвижных фаз с частичной миграцией их из радиальных в концентрические камеры и зону очага при разуплотнении в ней (последовательность образования этих трещин может быть обратной при уплотнении в очаге).

Пока трудно оценить масштабы фильтрпрессинга и первичной миграции при одноактном импульсном воздействии, скорее всего, это многоактный процесс, как и выделение сейсмической энергии в очаговой области крупного землетрясения, в результате которого за счет ветвления и объединения радиальных и концентрических трещин и полостей формируется трещинно-камерная магматическая система. Например, в пределах вулканического центра Крафла в Исландии после 150-летнего затишья было зафиксировано в 1977 г. свыше 10 000 землетрясений в зоне протяженностью 80 км. после чего открылись два канала, по которым стала поступать магма [James B., 1982 г.]. В результате сейсмических исследований получены данные по ряду вулканов, которые указывают на наличие под ними частично расплавленного вещества в виде зон, а не резервуаров жидкой магмы, что согласуется с данными построениями. Под Авачинской группой вулканов [Федотов С. А. и др., 1966 г.] выявлена зона обогащения жидким веществом на ~20 % от общего объема с поперечником ~25 км, которая от кровли магмообразующего слоя с глубины 80-90 км поднимается вертикально вверх.

Значительные скопления магмы, выявленные под вулканом Этна, по-видимому, также выполняют совокупность трещин, а не единуюкамеру расплава [Sharp Alastair D. J., 1982 г.].

Исследовання распределения по глубине очагов внутриконтинентальных и внутриплитных землетрясений [Chen Wang-Ring, Molnar Peter, 1983 г.] показывают наличие верхнекоровой и верхнемантийной зон высокой сейсмической активности, разделенных асейсмическим слоем нижней коры. Последний характеризуется более низкой прочностью с преобладанием пластических деформаций и, скорее всего, представляет зону ультраметаморфизма. Следовательно, имеются все предпосылки крупномасштабного фильтрпрессинга (по рассмотренной схеме) гранитных магм в активной нижней коре, фактически полностью расположенной в ближней зоне по отношению к верхнекоровым и верхнемантийным землетрясениям.

Аналогичный механизм фильтрпрессинга принципиально допустим и на более глубоких уровнях наличия импульсного генератора воли напряжения в виде землетрясений. Привлечение его позволяет положительно решить проблему отжатия расплава из слоя низких скоростей в астеносфере, количество которого, необходимоедля проявления такого слоя, по разным оценкам колеблется от 0.1 до 6,0 % [118]. В основании слоя низких скоростей в ряде районов Тихоокеанского кольца (рис. 2) намечается наличие зоны повышенной сейсмической активности, что является благоприятным фактором, как и в нижней коре, фильтрпрессинга в значительном объеме пород активного слоя. Что же касается верхней части земной коры и приповерхностной зоны, то сопутствующие явления при взрывах и землетрясениях (см. 2.2., 2.3) в виде выделения и повышения притоков газообразных и жидких флюидов, фонтанирование скважин, наконец, практическое применение взрывов для повышения дебита скважин и нефтеотдачи залежей наглядно свидетельствуют о воздействии воли на внутрикоровые подвижные фазы в ближней и даже дальней зонах от импульсного источника.

Динамическое воздействие способно также вызвать дифференинацию вещества в твердом состоянии в связи с изменением состава минералов, пород, фазовыми переходами (см. 2.1, 2.2). Любоеизменение напряжения в кристаллическом веществе фиксируется в сжатии или расширении решетки по сравнению с исходной. Поэтому в открытой системе в процессе приспособления создаются условия для вовлечения или извлечения из нее разнообразных элементов, в том числе изоморфных рудных примесей, вплоть до радикальной перестройки структуры с превращением в новые минералы [27]. При воздействии на среду волн сжатия - разряжения неизбежно должен возникнуть поток вещества, который будет усиливаться активизацией геоэлектрохимических процессов [Рысс Ю. С., 1983 г.] и сопровождаться переходом элементов в подвижную фазу. Поведение некоторых петрогенных элементов и элементов-примесей в зависимости от изменения объема, в качестве показателя которого используется указанная выше константа

структурной рыхлости и, рассмотрено в ряде работ [27, 33]. Мобилизация и концентрация рудных элементов в значительной степени связаны с поведением петрогенных щелочных элементов - калия и натрия. Накопление калия в калиевых полевых шпатах сопровождается структурным расширением и возможно при условии увеличения объема лишь в очаговой зоне и в непосредственной близости от нее при участии натрия- в олигоклазе и олигоклаз-андезине. Одновременно значительную роль играют кислород и ослабленную - сера. В такой системе возможно накопление олова, урана, рубидия, стронция, фтора, вольфрама, отчасти молибдена и некоторых других элементов. С удалением от очага в ближней зоне в связи с уплотнением под действием волн напряжения калий будет в основном мигрировать, и закрепление его возможно лишь в калишпатах и слюдах жильных комплексов, выполняющих трещины отрыва; натрий, наоборот, может входить в решетку легко изменяемых плагноклазов и преобладать. При этом ближняя зона является потенциально сероносной при подчиненной роли кислорода и благоприятна для накопления свинца, цинка, меди, золота, висмута, сурьмы, ртути, молибдена, серебра.

Зависимость рудной специализации от калневой или натриевой линии особенно хорошо проявлена на меднопорфировых месторождениях, для которых устанавливается типоморфный ряд рудных элементов: Mo (Sn, W), Cu (Zn, Pb, Ag, Au) [40]. Появление в составе этого ряда W и Sn с Мо наблюдается в условиях значительного разуплотнения и калиевого метасоматоза в центральной (очаговой) зоне.

Таким образом, при импульсном выделении энергии под действием воли напряжения в ряду структурного уплотнения с учетом эмпирического убывания подвижности компонентов по Д. С. Коржинскому от H₂O до AlO₃ возможные реакции: 1) с накоплением — образованием месторождений на месте и 2) удалением — образованием месторождений за пределами ближней зоны. В первом случае концентрируются инертные компоненты материнского субстрата, часть которых под действием волн высокой энергии все же может быть переведена в подвижную фазу с высокотрадиентным их содержанием. Во втором случае при удалении элементов по мере спада напряжения они закрепляются в дальней зоне, где, кроме того, волны еще способны вызвать извлечение наиболее подвижных элементов и повышение их концентрации в подвижной фазе. Следовательно, с энергетической стороны волны напряжения способны усиливать дифференциацию вещества в недрах по зонам и оболочкам и являются, по-видимому, основным динамическим фактором рудоизвлекающих и рудоконцентрирующих систем. Чем длительнее функционирует импульсный очаг, тем глубже дифференциация вещества.

Ранее обращалось внимание [23, 59] на способность волн напряжения вызывать преобразование вещества осадочных пород верхней части земной коры, отжатие газов и жидких флюидов с перемещением их в параллельно возникающие трещинные и уже существующие структуры-коллекторы. За последние годы в этом направлении под руководством А. А. Трофимука, Н. В. Черского и других исследователей сделаны важные открытия. Путем воздействия сейсмических воли на породы в лабораторных условиях при низких температурах 20-70 °С осуществлен процесс преобразования ископаемого органического вещества с генерацией углеводородов и повышением его карбонизации [13]. Считается, что реализация процесса обусловлена непосредственным превращением механической энергии (волн напряжения) в химическую путем разрыва в конечном птоге межмолекулярных и межатомных связей. При этом установлено повышение в нерастворимой части органического вещества углерода и уменьшение содержания водорода, кислородсодержащих, алифатических групп, т. е. путем удаления из системы, как показано выше, наиболее подвижных компонентов. При воздействии вибросейсмического поля (в 10-15 м от оси мощного источника) на почвенный и подпочвенный слои выявлено по крайней мере два оптимума генерации углеводородистых газов (отрыв от полимерного органического вещества радикалов и их последующий распад с образованием новых) при частоте 1-5 и 12 Гц [Николаев А. В. и др., 1982 г.]. Более того, исследование газовых смесей Аг — Не и СО2 — Не в поле звуковой волны показало возможность разделения тяжелых компонентов Аг и СО2 в результате уменьшения содержания их в области минимального давления в волне [Дыхне А. М. и др., 1982 г.]. Теоретические и экспериментальные исследования и геологические данные позволили сделать вывод о том, что сейсмотектонические факторы существенно влияют на весь комплекс физико-химических процессов нефтегазообразования от генерации углеводородов до формирования их залежей [13].

Перемещение подвижных фаз и структурные формы каналов. Фильтрпрессинг и миграция подвижных фаз из материнских пород в радиальные и концентрические зоны-разрывы под действием волн напряжения в ближней зоне, а также в зону дилатански горных пород или в очаг землетрясений представляет первую стадию их перераспределения и при импульсном воздействии может происходить на разных глубинных уровнях. Дальнейшее развитие и перемещение подвижных фаз представляет последующую стадию и протекает как в ближней, так и в дальней от очага зоне.

Продвижение магмы и других подвижных фаз в тектоносфере обычно принимается альтернативно (как и внедрение в разлом или полость) — путем раздвигания стенок или ассимиляции — обрушения интрудируемых пород. Подытоживая результаты дискуссии по этой проблеме на Ливерпульском совещании в 1969 г., Н. Раст [49] подчеркнул, что кислые легкие магмы могут подниматься в силу их плавучести, а более тяжелые — под воздействием внутреннего давления, возникающего при переходе твердого вещества в жидкое и увеличении объема вещества на месте их залегания; в приповерхностных условиях важная роль в механическом аспекте принадлежит освобождению летучих. Сколь-либо строгое обоснование в геологической литературе по аналогии с гидроразрывом пласта получило лишь продвижение магмы при дайкообразовании [70] и трещинных базальтовых извержениях [99] в соответствии с выдвинутой еще в 1936 г. Е. М. Андерсоном гипотезой расклинивания горных пород пластом жидкой магмы. Исследование гипотезы магморазрыва с традиционных позиций привело А. А. Пэка, [70] к выводу, что хотя она и перспективна при определении некоторых количественных отношений параметроз дайковых интрузий, все же не дает ответа на целый ряд вопросов, и прежде всего не понятна причина столь высокой механической активности расплава. Известно, что даже аномально высоких пластовых давлений в газонефтяных флюидных системах иногда недостаточно для внедрения их в разломы, экранирующие залежи. Следовательно, до гидроразрыва еще необходим способ внедрения подвижных фаз даже в существующий закрытый разлом.

Эволюция подвижных фаз в трещинно-камерной системе и продвижение их за пределы материнских пород несомненно зависит от размеров и геометрии камер, вязкости и состава фаз и других параметров. Детальное рассмотрение этой многогранной проблемы выходит за рамки настоящей работы, поэтому следует привести лишь общую схему, которая иллюстрирует перспективы возможного решения проблемы с познций механизма импульсного воздействия. За основу такой схемы взяты две группы взаимосвязанных факторов: внешнего механического воздействия и внутренних процессов, которые влияют на развитие трещинно-камерной системы подвижных фаз и обусловливают их механическую активность и подъем.

Образование зон разряжения и трещин отрыва под действием волн напряжения приводит к резкому снятию давления (кавитации} и ретроградному кипению отжатых фаз уже на стадии первичной миграции. Наличие в системе летучих компонентов способствует внезапному увеличению объема газовой фазы, достижение которой 7 % [119] может привести к взрыву в самой системе. При достаточной энергии взрыва произойдет рост камеры линейного типа от ее вершины в раднальном направлении под действием латерального растяжения в волне сжатия и расклинивающего давления (по известной теории гидроразрыва Г. И. Баренблатта и соавторов) со стороны получившей импульс подвижной фазы. Возрастание давления в жидкости в результате импульсного воздействия подтверждается опытами ударного нагружения водной 6 %-ной суспензии бентонитовой глины в скважине [Мурзаджанзаде А. Х. 1984 г.], показавшими, что амплитуда скачка во фронте волны интенсивно затухает с расстоянием, но давление на стенки трубы последовательно возрастает.

Увеличение объема камеры при взрыве и резкое снятие давления неизбежно должны сопровождаться выделением летучих (прежде всего в испытавшей разрыв вершине), поэтому взрывной процесс может получить периодическое развитие, аналогичное наблюдаемому вулканическому дрожанию (см. 1.1). Соответственно с ростом конца плоской камеры будет происходить подъем подвижных фаз, а с другой стороны, при быстром спаде давления в камере до более низкого значения, чем во вмещающих породах,— всасывание последних в камеру. В механическом аспекте это наиболее реальный способ проникновения газожидких флюидов в систему. Указанные процессы могут возникнуть в камерной системе не только во время фильтрпрессинга, но и в результате разрыва сплошности среды с содержанием летучих под действием проходящей волны напряжения, а также быстрого перемещения подвижных фаз по раскрытой волной трещине в зону более низкого геостатического давления. Все эти факторы создают условия вибрационного перемещения подвижных фаз.

Наряду с дифференциацией подвижных фаз в камерной системе путем выделения летучих механическое (колебательное) воздействие воли напряжения на систему способствует быстрейшему протеканию гравитационной дифференциации — опускание более тяжелых фракций (кристаллов, несмешивающихся рудных выделений) и подъем вместе с отделяющимися летучими легких компонентов [Петров А. И., 1974 г.]. При подъеме подвижных фаз легкая фракция, обладающая большей подвижностью и сосредоточенная в верхней части системы, проталкивается волнами напряжения в первую очередь, поэтому возможно ее разделение от тяжелой фракции и подъем по разным каналам (см. 3.4).

В создании огромного внутреннего давления в камерной системе и миграции подвижных фаз наряду с указанными процессами важная роль принадлежит механическому воздействию внешних волн напряжения [59]. Внутреннее давление может быть обусловлено непосредственно волнами сжатия (особенно при повторных импульсах) и давлением со стороны стенок камеры — напряжениями упругих деформаций, которые возвращают систему в исходное положение после прохождения волны сжатия; частично при значительной вертикальной протяженности камер — разностью литостатического давления. Реально приращение поверхностного давления в результате взрыва или удара наблюдается в заполненной жидкостью скважине [Блюм А. Е., 1976 г.]. Оно пропорционально приращению длины скважины, плотности заполняющей скважину жидкости, квадрату скорости и взаимного смещения жидкости и твердой формации скважины и обратно пропорционально днаметру скважины.

Г. Г. Юревичем и автором продвижение подвижных фаз под действием волн напряжения по трещинам получено на прозрачных моделях из органического стекла. Подкрашенная жидкость или пластилин помещались в образованную взрывом полость. На удалении 2—3 раднусов зоны образования трещин от первой полости (с расчетом, чтобы газы взрывчатого вещества не проникали по трещинам и не воздействовали на подвижное вещество) производился второй взрыв. В результате взрыва жидкость и пластилин из полости перемещались в окружающие ее закрытые до взрыва трещины, образованные при первом взрыве. Очевидно, что роль волн в опыте состояла не только в проталкивании подвижных фаз, но н в приоткрывании трещин. Эта вторая сторона еще раз подчеркивает важное значение внешнего (внекамерного) механического воздействия волн напряжения в раскрытии уже существующих разломов как возможных каналов подъема подвижных фаз, особенно в верхней части земной коры в хрупких породах.

Независимо от воздействия одного или иескольких из рассмотренных выше факторов энергетически наиболее выгодными (в связи с концентрацией напряжений в вершине и ее разрастанием) являются каналы дайковой структурной формы, образующие камерную систему ближней к очагу зоны. Для миграции из системы и подъема к поверхности подвижных фаз более благоприятны дайковые каналы, раднально ориентированные по отношению к очагу вдоль линии наименьшего сопротивления, т. е. устойчивые в поле силы тяжести и эффективно растущие вертикальные каналы. По геологическим наблюдениям в областях развития палеомагматизма каналы такой формы преобладают на всех уровнях глубинности. Что касается кайнозойских вулканических поясов, то В. С. Шеймович [111] в результате специального изучения этого вопроса пришел к выводу о том, что именно дайковые каналы служат основными поставщиками магмы к поверхности.

Другой энергетически выгодной формой являются трубчатые каналы небольшого диаметра в десятки и первые сотни метров. Они менее распространены, чем дайковые, и по геологическим данным характерны для приповерхностного — гипоглубинного уровней [82], т. е. для зоны хрупких пород, хотя альтернативно они довольно часто показываются в виде подводящих каналов миогих интрузий и вулканов. Анализ фактического материала в аспекте импульсной концепции позволяет классифицировать их по месту зарождения. Известны трубчатые структурные формы как составные элементы штоков и штокверков [24], т. е. связанные с очаговой зоной и не выходящие за пределы ближней зоны. Они могут быть обусловлены ударной волной, волной разряжения, последующим обрушением по л. н. с. и ассимиляцией (см. 2.2). Шире известны трубчатые формы кимберлитовых тел, зарождающиеся в вершинах дайковых каналов (см. 4.5).

Трубчатые каналы распространены в конических вулканических постройках. Анализ развития как современного вулканизма Исландии, Камчатки и других районов, так и древних вулканогенных формаций Спбирской платформы, Центрального Казахстана, Карело-Кольского региона показывает, что начальный вулканизм проявляется в виде трещинных извержений при достижении одной или несколькими вершинами дайкового канала относительно ровной земной поверхности, например, как при Большом Толбачинском извержении 1975 г. [5]. В дальнейшем с появлением конуса и при повторном центральном вулканизме образуются каналы трубообразной формы, часто сближенные или перекрывающие друг друга [82]. Возникает парадоксальное явление — подъем расплава через дополнительную покрышку к вершине конуса, достигающего высоты нескольких километров, а не отклонение в направлении наименьшего литостатического давления. Это явление, как и формирование направленных вулканических взрывов и палящих лавин (см. 2.3), невозможно объяснить без учета предопределяющей роли воли напряжения в образовании каналов трубчатой формы.

Нанболее интенсивные вулканические землетрясения при полъеме магмы в конической постройке отмечаются в ее основании (тип II [95]). По-видимому, вершина дайкового канала встречает преграду в виде прочного основания вулканопостройки и прекращает рост, что приводит к импульсному выделению сконцентрированной в вершине энергии, в том числе, связанной с динамически. ми процессами сдвигового течения в канале. Отраженные от конической поверхности постройки волны разряжения фокусируются в виле стержневой зоны растяжения и кавитации, подобной наблюпаемой в конической модели (см. 2.1); возникают повторные импульсы (вулканические землетрясения III типа [95]) с образованием ударных волн и дроблением пород вдоль стержневой зоны Начало извержения сопровождается взрывом (землетрясения IV типа [95]). дроблением пород вблизи свободной поверхности и выбросом разрушенного в канале и насыщенного газами материала. В дальнейшем извержение происходит на фоне постоянной импульсной разрядки и вулканического дрожания. Смещение и наклон канала относительно оси конической постройки зависят от геометрической формы ее поверхности и положения по отношению к оси симметрии источника воли (см. 2.3). Поэтому осевая зона разряжения может оказаться в стороне от подводящего канала или вообще отсутствовать, и в конечном итоге происходит побочное извержение из развившегося дайкового канала. Особенности формирования трубчатого канала вулканической постройки, как и отсутствие четкой границы между вулканическими землетрясениями I-III типов, свидетельствуют о том, что «подготовка извержения и само извержение представляют собой единый непрерывный процесс» [95, с. 9], движимый импульсным выделением энергии.

Следует отметить, что продвижение подвижных фаз по каналу представляет само по себе сложный динамический, еще слабо изученный процесс. Определены лишь псевдоскорости подъема магмы (см. 1.3), рассчитаны минимальные скорости, при которых магма не затвердевает при движении в канале, максимальные скорости устойчивого течения по дайкам, выше которых должны происходить разогрев, потеря стабильности и взрывы [99]. Если допустить, что миграция подвижных фаз на глубине с одного уровня на другой происходит импульсно в момент приоткрывания трещин отрыва в поле волн напряжения, то скорость их подъема может быть весьма высокой, сравнимой со скоростью выброса материала из кратера, которая, например, при извержении Плоского Толбачина, по данным П. И. Токарева, составляла около 200 м/с. Однако даже при низкой скорости сдвигового течения на пороге устойчивости взрывное взаимодействие может возникнуть, например, в связи с волнами нулевой энергии [Гущин В. В. и др., 1982 г.].

Резкое закрытие канала или появление преграды на пути установившегося движения фаз приводит к быстрому расширению области, занимаемой волнами нулевой энергии, превышающему скорость распространения упругих волн в данной среде, и взрыву.

Таким образом, ближняя к очагу зона выступает как своеобразный фильтр потока энергии в недрах, распространяющейся из очага землетрясения в виде волн напряжения, под действием которых в этой зоне интенсивно протекают процессы деформаций, фильтрпрессинга, дифференциации вещества, формируются дайковые камерные системы подвижных фаз, каналы их проникновения, происходит подъем подвижных фаз.

3.3. ДАЛЬНЯЯ ОТ ОЧАГА ЗОНА

С удалением от очага землетрясения энергия волн напряжения поглощается и рассеивается. Однако высокие радиальные напряжения в волне, как следует из формулы (12), сохраняются на значительном расстоянии от источника импульсного воздействия и способны вызвать частичное уплотнение среды, отжатие, миграцию газов и легкоподвижных жидких флюидов. Значительные деформации с удалением от очага возможны в основном за счет отражения воли напряжения от свободной поверхности или границ раздела сред, интерференции, дифракции, а также путем использования уже существующих дислокаций (см. 2.1, 2.2). Все это свидетельствует о необходимости выделения важной в геологическом аспекте дальней от очага землетрясения зоны.

Расстояние от центра очага до внешней границы такой зоны весьма приблизительно по аналогии с воздействием волн напряжения при взрыве (см. 2.1) можно оценить в 400—500 радиусов заряда (R_0) тротилового эквивалента полной энергии, выделенной в очаге землетрясения. При расчетах взрывного эффекта в практике обычно принимается меньшее значение ~ 150 R_0 (устное сообщение Г. Г. Юревича), исходя из которого максимальное расстояние эффективного воздействия волн напряжения в дальней от очага зоне при землетрясении ($E_n \Rightarrow 10^{27}$ эрг, $R_0 = 1.53 - табл.$ 1) может составить ~ 230 км. На большем удалении от очага амплитуда упругих волн незначительна, и они в основном представляют сейсмологический интерес.

Дальняя от очага зона заслуживает внимания как проводник подвижных фаз, мигрирующих из очага и ближней зоны к поверхности, т. е. в область низкого литостатического давления, п как аккумулятор таких фаз, теряющих свою динамическую активность. По-видимому, только при совместном действии рассмотренных выше внешних и внутренних факторов подвижные фазы способны распространяться до внешней границы дальней от очага зоны (если ранее не достигнут земной поверхности) и изменять латеральное направление миграции на вертикальное. высоты нескольких километров, а не отклонение в направлении наименьшего литостатического давления. Это явление, как и формирование направленных вулканических взрывов и палящих лавии (см. 2.3), невозможно объяснить без учета предопределяющей роли воли напряжения в образовании каналов трубчатой формы.

На напряжения в образования стисти землетрясения при подънакоолее интексивные за постройке отмечаются в ее основании еме магмы в колической и вершина дайкового канала встречает (тип II [95]). По-видимому, вершина дайкового канала встречает преграду в виде прочного основания вулканопостройки и прекрапреграду в виде прочного симпульсному выделению сконцентрированной в вершине энергии, в том числе, связанной с динамическими процессами сдвигового течения в канале. Отраженные от конической поверхности постройки волны разряжения фокуснруются в виде стержневой зоны растяжения и кавитации, подобной наблюдаемой в конической модели (см. 2.1); возникают повторные импульсы (вулканические землетрясения III типа [95]) с образованием ударных волн и дроблением пород вдоль стержневой зоны. Начало извержения сопровождается взрывом (землетрясения IV типа [95]), дроблением пород вблизи свободной поверхности и выбросом разрушенного в канале и насыщенного газами материала. В дальнейшем извержение происходит на фоне постоянной импульсной разрядки и вулканического дрожания. Смещение и наклон канала относительно оси конической постройки зависят от геометрической формы ее поверхности и положения по отношению к оси симметрии источника воли (см. 2.3). Поэтому осевая зона разряжения может оказаться в стороне от подводящего канала или вообще отсутствовать, и в конечном итоге происходит побочное извержение из развившегося дайкового канала. Особенности формирования трубчатого канала вулканической постройки, как и отсутствие четкой границы между вулканическими землетрясениями I-III типов, свидетельствуют о том, что «подготовка извержения и само извержение представляют собой единый непрерывный процесс» [95, с. 9], движимый импульсным выделением энергии.

Следует отметить, что продвижение подвижных фаз по каналу представляет само по себе сложный динамический, еще слабо изученный процесс. Определены лишь псевдоскорости подъема магмы (см. 1.3), рассчитаны минимальные скорости, при которых магма не затвердевает при движении в канале, максимальные скорости устойчивого течения по дайкам, выше которых должны происходить разогрев, потеря стабильности и взрывы [99]. Если допустить, что миграция подвижных фаз на глубине с одного уровня на другой происходит импульсно в момент приоткрывания трещин отрыва в поле волн напряжения, то скорость их подъема может быть весьма высокой, сравнимой со скоростью выброса материала из кратера, которая, например, при извержении Плоского Толбачина, по данным П. И. Токарева, составляла около 200 м/с. Однако даже при низкой скорости сдвигового течения на пороге устойчивости взрывное взаимодействие может возникнуть, например, в связи с волнами нулевой энергии [Гущин В. В. и др., 1982 г.].

Резкое закрытие канала или появление преграды на пути установившегося движения фаз приводит к быстрому расширению области, занимаемой волнами нулевой энергии, превышающему скорость распространения упругих волн в данной среде, и взрыву.

Таким образом, ближняя к очагу зона выступает как своеобразный фильтр потока энергии в недрах, распространяющейся из очага землетрясения в виде волн напряжения, под действием которых в этой зоне интенсивно протекают процессы деформаций, фильтрпрессинга, дифференциации вещества, формируются дайковые камерные системы подвижных фаз, каналы ях проникновения, происходит подъем подвижных фаз.

3.3. ДАЛЬНЯЯ ОТ ОЧАГА ЗОНА

С удалением от очага землетрясения энергия волн напряжения поглощается и рассенвается. Однако высокие радиальные напряжения в волне, как следует из формулы (12), сохраняются на значительном расстоянии от источника импульсного воздействия и способны вызвать частичное уплотнение среды, отжатие, миграцию газов и легкоподвижных жидких флюндов. Значительные деформации с удалением от очага возможны в основном за счет отражения волн напряжения от свободной поверхности или границ раздела сред, интерференции, дифракции, а также путем использования уже существующих дислокаций (см. 2.1, 2.2). Все это свидетельствует о необходимости выделения важной в геологическом аспекте дальней от очага землетрясения зоны.

Расстояние от центра очага до внешней границы такой зоны весьма приблизительно по аналогии с воздействием воли напряжения при взрыве (см. 2.1) можно оценить в 400—500 радиусов заряда (R_0) тротилового эквивалента полной энергии, выделенной в очаге землетрясения. При расчетах взрывного эффекта в практике обычно принимается меньшее значение ~ 150 R_0 (устное сообщение Г. Г. Юревича), исходя из которого максимальное расстояние эффективного воздействия воли напряжения в дальней от очага зоне при землетрясении ($E_n = 10^{27}$ эрг, $R_0 = 1.53 - табл.$ 1) может составить ~ 230 км. На большем удалении от очага амплитуда упругих воли незначнительна, и они в основном представляют сейсмологический интерес.

Дальняя от очага зона заслуживает внимания как проводник подвижных фаз, мигрирующих из очага и ближней зоны к поверхности, т. е. в область низкого литостатического давления, и как аккумулятор таких фаз, теряющих свою динамическую активность. По-видимому, только при совместном действии рассмотренных выше внешних и внутренних факторов подвижные фазы способны распространяться до внешней границы дальней от очага зоны (если ранее не достигнут земной поверхности) и изменять латеральное направление миграции на вертикальное.
Застревание подвижных фаз с образованием интрузий наблюдается в земной коре на разных глубинных уровнях, однако наи-... более благоприятными являются зона высокопластичных пород и гипабиссальная зона низкого литостатического давления. Потеря динамической активности подвижных фаз в первом случае может быть обусловлена: нитенсивным затуханием в пластических породах волн напряжения, воздействующих на подвижные фазы и среду; высокими остаточными деформациями в пластических породах, которые приводят к уменьшению действующих на стенки канала упругих сил, возвращающих систему в первоначальное положение после прохождения воли; сменой хрупкого раскола под действием магморазрыва пластическими деформациями и притуплением вершины дайкового канала [70] и другими факторами. В гипоглубинной зоне остановке роста дайковых каналов и застреванию подвижных фаз способствуют: появление условий растяжения в связи с уменьшением литостатического давления [70, 92], образование зон растяжения отраженными волнами разрежения [58], наличие зон трещиноватости с неплотно сжатыми стенками.

Роль пластических пород в застревании магматических расплавов весьма наглядно проявлена на примере беломорской и кольской серий архейского возраста. На северо-западе Кольского полуострова и особенно в Беломорском блоке широко распространены метаморфизованные магматические образования, составляющие комагматический ряд ультраосновных — основных пород (от перидотитов до диоритов), среди которых имеются разновидности со своеобразной друзитовой структурой (оливин окружен последовательно каймой серпентинита - талька - хлорита и амфибола хлорита) [Шуркин К. А., 1960 г.]. Эти породы обычно образуют скопления небольших бескорневых дайковых, линзовидных, изометричных тел, имеющих десятки, реже сотни метров в поперечнике и до первых километров по простиранию. Анализ геологических данных указывает на внедрение «друзитов» и аналогичных им пород в пластичные гнейсо-сланцы, гнейсы, мигматиты. В друзитах отсутствует кристаллизационная сланцеватость, наблюдаемая в сходных по механическим свойствам ортоамфиболитах, более ранних по времени образования; в отдельных случаях в гнейсах вблизи контакта интрузий появляются шпинель, силлиманит, кордперит; некоторые тела испытали будинаж, контакты других имеют согласное простирание с гиейсовидностью вмещающих пород, несмотря на дискордантное в целом отношение; друзиты в одинаковой степени с вмещающими породами подвержены последующим изменениям при квазихрупких и хрупких деформациях.

Застревание и кристаллизация расплавов в пластических породах, т. е. в условиях повышенных *pT*, позволяет объяснить происхождение друзнтовых структур как результат двух последовательных стадий минералообразования в открытой системе: быстрая кристаллизация при остывании расплава до температуры вмещающей среды и последовательное образование каемок минералов в соответствии с медленным изменением в дальнейшем условий рТ в системе и среде.

Аналогичные процессы в сходных условиях при участии динамометаморфизма, по-видимому, проявляются и в более широком масштабе. В Аллареченском рудном рапоне выявлено более 300 мелких тел гипербазитов среди гнейсов и гнейсо-сланцев, многие из которых сложены во впутренней части серпептинитом с реликтами оливина, т. е. неметаморфизованными породами, а в обрамлении — амфиболизированными породами, что иногда рассматривается как результат «локализованного» проявления регионального метаморфизма амфиболитовой фации. Применительно к происхождению анартозитов в результате внедрения и кристаллизации расплава на глубине порядка 30 км при повышенных pT, эта проблема ранее обсуждалась Д. Х. Грином, А. Е. Рингвудом [74] ц другими, а двустадийное образование плагноклаза и сопутствуюцих минералов в сходных условиях было показано Н. Г. Судовиковым на примере гранитов рапакиви.

Кучное расположение бескорневых малых интрузий дайковой формы указывает на то, что расплав мигрировал из ближней к очагу зоны в виде небольших порций по обособленным каналам (раднальным), а наличие тел линзовидной и изометричной формы среди сильно смятых пород - на притупление и прекращение роста в пластических породах вершин дайковых каналов и нагнетание в них подвижных фаз. Высокая степень вещественной дифференциации малых тел, например количественное преобладание в некоторых случаях медно-никелевых руд над ультраосновными породами (Аллареченское месторождение и др.), свидетельствует о поступлении подвижных фаз в дальнюю от очага зону в виде крайних дифференциатов. Пространственно единую группу иногда образуют малые тела различного вещественного состава: габбро-амфиболиты, магнетитовые кварциты, амфиболизированные оливиновые пироксениты и оливиновые нориты («друзиты»), диабазы [Скуфьин П. К., 1966 г.]. Становление их разделено значительными промежутками времени и происходило при нахождении вмещающих пород на разных глубинных уровнях, что указывает на длительное функционпрование или активизацию некоторых энергетических центров.

3.4. ЗОНА ВБЛИЗИ СВОБОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Эта зона охватывает верхнюю часть земной коры гипоглубинного уровня, на котором формируются субвулканические интрузии. Она имеет важное практическое значение, поскольку контролирует многие месторождения, генетически связанные с импульсно-очаговыми структурами.

Пространственно зона вблизи свободной поверхности обычно совпадает с дальней зоной, но может располагаться в ближней

и даже очаговой зонах в зависимости от глубины источника воли и его размеров; соответственно в ней правомерны характерные для этих зоп деформационные и другие процессы. Новые особенности поля напряжений и возможности хрупкого разрушения в данной зоне связаны с отражением воли напряжения от свободной поверхности и границы среды с низкой плотностью пород (см. 2.1, 2.2). Основные особенности две: 1) кольцевые и раднальные разрывы свободной поверхности и ее окрестностей вблизи л. н. с., обусловленные растягивающими напряжениями (σ_{φ} и σ_{δ}) при нарастании сигнала в падающей волне; 2) откольные разрушения, причиной которых является растяжение на площадках, перпендикулярных к направлению распространения отраженной волны. Детально разрушение полупространства действием единичного внутреннего источника рассмотрено В. С. Никифоровским и Е. И. Шемякиным [53] и в целом применимо к природным процессам.

Известен уникальный случай натурных наблюдений деформационного процесса земной поверхности, который следует рассматривать с позиций волн напряжения, возникших в результате землетрясения 10-го энергетического класса. Землетрясение произошло 12.08.79 в 20 ч местного времени в районе населенного пункта Намичи, и с ним по времени совпало проведение светодальномерных измерений на Гармском геодинамическом полигоне в 18 км от эпицентра [Медведев Н. И., 1986 г.]. Сразу же после толчка начались значительные (до 40 мм) и быстрее (с периодом порядка десятков секунд) изменения размеров базы длиной 1070 м, продолжавшиеся около 40 мин.

Прежде всего, представляет интерес возможность образования откольных разрушений, подробно охарактеризованных в (2.3), отраженной волной от свободной поверхности в дальней от очага зоне. В качестве исходного условия примем, что волна напряжения в окрестностях линии гипоцентр — эпицентр (л. н. с.) отражается в противофазе от свободной поверхности или границы среды с низкой плотностью пород (рыхлых и слабоуплотненных образований) без потери энергии (рис. 7) или с незначительной потерей за счет частичного перехода в последнем случае в менее плотную среду. С учетом этого условия и допушения, что источник энергии Е.= =1027 эрг расположен в верхней мантии или в переходной зоне на тлубине 50 км, выполиен расчет напряжений в волне для условий Хибинского массива щелочных пород [59]. Из выражения (2) (см. 2.2) г=32,6; принимая среднее значение плотности на пути распространения волны р=3000 кг/м³, получаем из (11) K=2,8× ×106 кгс/см² и по формуле (12) определяем напряжения в волне σ=1350 кгс/см², что значительно превышает прочность горных пород при растяжении (200-300 кгс/см2). Полученные значения указывают на принципнальную возможность разрушения горных пород отраженной волной напряжений и появления разрывов сплошности типа кольцевых, откольных и радиальных трещин вблизи свободной поверхности, что и запечатлено на рис. 44.

Для того чтобы оценить распространение этих трещин от поверхности на глубину, следует обратиться к сложной зависимости, связывающей липейные размеры зоны разрушения у свободной поверхности при стражении от нее волны напряжений с рядом физико-механических свойств пород и параметров самой волны. Теоретически установлено и экспериментально подтверждено, что интенсивность разрушения в рассматриваемых условиях зависит от таких параметров волны напряжений, как θ — время действия напряжений в волне, т — время нарастания напряжений от нуля до максимального значения напряжений σ_{mex} в волне; существенное влияние оказывают также σ_p — прочность при растяжении и c_p скорость распространения продольных волн.

На рис. 45 приводится график, построенный по литературным данным, а также по опытам, проведенным во ВНИМИ в условиях подземных рудников [59]. Результаты опытов и численные значения измеренных параметров приведены в табл. 2. По осн ординат представлены значения безразмерного комплекса, показывающего размер зоны разрушения δ в долях длины волны напряжений ср θ , а по осн абсцисс — значения безразмерного комплекса, учитывающего соотношения прочности пород при растяжении σ_p , максимальных напряжений в волне σ_{msx} и временных параметров волны τ п θ .

Продолжим расчет для условий Хибинского массива, считая, по-прежнему, что $\sigma_r = 1350$ кгс/см². Прочность горных пород определим как сумму значений 300 кгс/см² (прочность для граноднорнта, базальта при отсутствии предварительного сжатия) и литостатического давления 600 кгс/см² (полагая, что разрушение происходит на глубине 2—3 км). Отношение т/в обычно не превышает 0,2— 0,3, поэтому значение комплекса на оси абсинсс оказывается равным 0,47—0,53, и на основании графика можно заключить, что глубина распространения трещин δ составит 0,05—0,06 длины волны $c_P \theta$. Принимая при большой энергии в источнике длительность волны $\theta = 5 \div 10$ с, при $c_P = 6000$ м/с получаем абсолютное значение $\delta = 1,5 \div 3,6$ км.

Приведенный расчет является приближенным, хотя фигурирующие в нем значения определены на основании либо экспериментальных исследований, либо существующих общих данных о характере и интенсивности рассматриваемых процессов. Естественио, условия расчета (энергия в источнике импульсного воздействия, глубина очага, свойства пород и т. д.) могут изменяться в широких пределах, однако в каждом конкретном случае может быть выполнена соответствующая оценка по предлагаемой методике. Следует отметить, что близкое значение мощности ($h \approx 3$ км) откола получается и при несколько ином методическом подходе по формуле (6.6) из работы [53]. Полученные значения сопоставимы с оценкой оптимальной глубины возможного существования разрывов растяжения (до 3—5 км) и формирования субвулканических интрузий.



Рис. 44. Радиальные (справа налево) и кольцевые (синзу вверх) разрывные нарушения. По Р. Китингу [1969 г.].

На снижке, сделанном с высоты около 2000 м, запечатлены последствия землетрясения в Кархке. Словно щупальца, протянулись по полям глубокие извилистые трещины, почти полностью исчезло русло горного потока, протекавшего через деревню (в левой части симика). До землетриссиня Кархк был известен как краснаое место отдыха. Теперь селеике почти полностью разрушено.



Рис. 45. Зависимость величниы откола от параметров волны напряжений [59].

1-опыты П. Эттвела; 2опыты Дж. Райнхарта; 3разрушение рудпых целиков; 4-подземный ялерный взрыв «Рейинер»: 5-данные расчета авторов Для условий Хибинского массива.

В геологическом разрезе часто наблюдается несколько конкретных откольных нарушений (рис. 46) или контролируемых ими геологических тел (например, силы днабазов Онежской структуры, долеритов Тасмании и Карру и т. д.). Многократный откол происходит при напряжении в волне (σ_8), в несколько раз превосходящем критическое напряжение (σ_6) и равен целому числу (n) отношения σ_8/σ_0 [53]. Образование первого откола уносит с собой переднюю или среднюю часть импульса волны, равную двойной мощности откола. Успевшая пройти в глубь массива часть волны

Материал	ep. xla	0°C ;	а ғ	^d max' krc/cm²	" "p"	6, M	Условия опыта
Cranb 4130	2000	6-10-0	0,5.10-6	40 600	10 550	3,6-10-3	Металлические плиты
Сталь 1020	5900	4.10-6	0,3.10-9	23 100	6 420	4,3-10-3	•
Латунь	4000	3,5.10-4	0,5.10-6	25 900	5 000	2,3.10-3	
Медь	3500	3.10-6	0,5.10-6	31 500	1 860	3,3.10-3	
Сплав 24-Т4	6100	4.10-6	0,3.10-6	23 800	4 800	3,3-10-3	
Мрамор	5000	21.10-6	13-10-8	300	72	32-10-3	Стержии из гориых по- род
	5000	21.10-6	11.10-0	300	72	24-10-5	
Граноднорит	5350	22.10-4	11.10-6	1 026	340	32.10-3	
Базальт	6000	24.10-0	13.10-6	770	217	58-10-a	
	6000	24.10-0	13.10-6	945	262	55.10-3	
	6000	24.10-0	11.10-6	980	217	60.10-3	
	:	22.10-6	13.10-6	654	240	26.10-3	
Известняк	4620	32.10-4	p-01·21	497	210	25.10-3	
Рудный массив	5000	2,5.10-3	E-01	04	35	0,3	Рудник Миргалимсай (ВНИМИ)
	5000	2,5-10-3	E-01-8'0	50	30	0'1	Рудшик Таштагол (ВНИМИ)
		6.5.10-0	2.10-1	50	40	2,0	
Риолит (туф)	1800	0,13	26.10-3	70	21	35,5	Подземный ядерный палыт «Рейнист»
Глубинные породы	6000	5,0	1.0	1 350	006	1500	Приближенный расчет
To we		10.0	3.0	1 350	006	3600	



Рис. 46. Схема расположения откольных нарушений в земной коре.

АВ — эрознонный срез (свободная поверхность); 1 — границы раздела сред с различной плотностью; 2 — трещины отрыва; 3 — зогиа разложа; 0 — импульсно-очвговый источник энергия; 001 — линия наименьшего сопротивления.

на фоне меньшего сжатия в тыловой части падающей волны и сиятия литостатического давления, равного массе первого откола. способна сама по себе или в сочетании с отраженной средней или тыловой частью волны от нижней границы откольного разрушения вызвать повторные, последовательно сменяющие критические состояния. В результате образуется мощная зона разрушения (брекчирования и дробления), равная части участка нарастания волны. на которой происходит падение амплитуды ов до со. Обращает внимание сходство границ области разрушения и кавитации в геологических условиях и при моделировании откольных явлений: со стороны свободной поверхности контур четкий, резкий, внутрь среды наблюдается постепенный переход. Широко развиты также дискордантные относительно друг друга откольные разломы, отколы и соответствующие им по конфигурации магматические тела. Последние особенно характерны для расслоенных многофазных массивов центрального типа (Хибинский, Сыннырский, Илимаусак и др.) и объясняются миграцией на глубине источника импульсного выделения энергии. Миграция энергетического очага иногда отчетливо проявлена и в смещении центров схождения радиальных даек, например в Шотландии, Северной Нигерии и других провинциях.

При кратковременности амплитуды растягивающих напряжений в отраженной волне, незначительно превосходящей прочность пород на разрыв, откольные разрушения могут не получить развития. В этом случае их образование возможно при взаимодействии отраженной волны с группой прямых поперечных волн при одновременном их приходе в критическую зону. Не трудно представить, что в зависимости от отношения скорости продольной и поперечной воли в геолстической среде такие разрушения могут пметь различную геометрию и ориентировку выпуклой стороны (в глубь массива или в сторону свободной поверхности). По-видимому, они играют важную роль в формулировании крупных магматических массивов абиссального уровня, однако образование таких разрывных нарушений еще слабо изучено, хотя и имеет экспериментальное и теоретическое подтверждение [53].

На деформационный процесс в отколе, судя по взрывам в горных породах и на моделях, влияют возникающие радиальные и кольцевые разрывные нарушения и взаимодействие их с откольными разрушениями [53, 103 и др.]. Если радиальные и кольцевые разрывы опережают развитие откольного разрушения и достигают его глубины, то вероятнее всего образование дискообразного откола с реализацией захваченной в нем энергин в виде колебания блоков сильно нарушенной зоны вблизи свободной поверхности (рис. 47). Полное дробление откола с выбросом горных пород н образованием воронки (кратера) возможно лишь при расположении очага вблизи свободной поверхности и достижения его кольцевыми и радиальными разрывами, как это, по-видимому, имеет место при вулканических взрывах и образовании палящих лавпи, некоторых кимберлитовых трубок и т. д. (см. 2.3, 4.5). При заглублении откольного разрушения радиальные и кольцевые трещины не достигают его или распространяются с опозданием, поэтому при высокой прочности откольного слоя возможно вздутие, подобное наблюдаемому в металлической плите (рис. 15) с заполнением откольного разрушения раздробленной породой, магмой (см. 4.6), растворами.

Геометрическая форма многих откольных разрушений вблизи свободной поверхности приближается к сферической или эллипсоидной, что обусловлено соответствующей симметрией прямой и отраженной воли напряжения (см. 2.1). Некоторая волинстость откольной поверхности связана с особенностями разрушения — рассеиванием упругой энергии, быстрым уменьшением амплитуды волны в окрестностях разрушения [37] и свойствами среды (анизотропией, рельефом отражающей поверхности и т. д.).

Для геологических построений важное значение имеет решение обратной задачи — определение глубины положения генератора волн напряжения по форме и размерам откольного разрушения или откола, а также мощности геологических тел (интрузивных, гидротермальных и т. д.). Решение этой задачи представляет известные трудности, однако для тел сферической и эллипсоидальной формы глубина Н энергетического источника (очаговой зоны), приравненного к точечному, приблизительно определяется по ранее предложенной схеме (рис. 48) [58]. Откол, ограниченный откольным разрушением, или теологическое тело с внешним сферическим контуром 1, в плоскости разреза содержит ось симметрии ОО1л. н. с.; АВ — поверхность отражения или плоскость среза, перпендикулярная к ОО1, от которой определяется глубина Н до очага; R — радиус сферической волны, отраженная часть которой (2) соответствует сферическому контуру (1), h-максимальная мощность откола или тела по ОО1; d — днаметр откола или тела в плоскости среза; а — угол падения откольного разлома или контакта тела в плоскости среза. Из приведенной схемы следует, что

$$H = R - h = d^2 - 4h^2 / (8h). \tag{13}$$

Величина h определяется по геофизическим или буровым данным и не всегда известна. На земной поверхности или в горных вы-





Рис. 47. Схема дискообразного откола в геологических условиях -а – план. 6 – разрез, 1 – трещины от кольного разрушения; 2 и 3 – кольцевые и раднальные разрывные нарущения, усиленкые смещением откольных блоков.



работках непосредственно измеряются d и α ; в этом случае при граличных условиях $0 < \alpha < \pi/2$ из схемы получаем:

$$H = d/2 \lg \alpha; \tag{14}$$

$$R = d/(2\sin\alpha); \qquad (15)$$

$$h = [d/(2\sin\alpha)](1 - \cos\alpha). \tag{16}$$

При эллипсоидальной форме контура 1 d принимается равным полусумме малой и большой осей эллипса в плоскости среза, а угол падения α — средний из четырех значений на пересечении этих осей с контуром. Изменение α по контуру связано не только с особенностями геологического строения и исходного поля напряжений, но и с последующими деформациями, поэтому применение формул (13)—(16) иногда требует палеореконструкции структуры и поверхности отражения, определения современного наклона оси OO_1 , по отношению к которой плоскость AB должна располагаться перпендикулярно. В многофазных массивах с мигрирующим центром расчет должен проводиться по параметру отдельного тела или группы тел с индивидуальным центром, а не по общему контуру.

Проблема пространства камер. Наиболее актуальной она является для зоны вблизи свободной поверхности, вмещающей основную массу интрузий различного состава и гидротермальных тел. С традиционных позиций образование пространства магматических камер на гипабиссальном уровне, как и каналов, требует высокой динамической активности подвижных фаз. Эти вопросы с применением математических расчетов неоднократно рассматривались в работах А. А. Пэка [70], С. А. Федотова [99], В. С. Попова [1973 г.] и других. Считается, что на небольшой глубине пространство камеры может быть обеспечено поднятием кровли внедряющимся расплавом с избыточным давлением, равным весу вышележащих пород, или изгибом вышележащих слоев, для которого необходимое избыточное давление пропорциональнокубу их мощности (1), а также сжатием окружающих пород при крутом падении интрузивных тел. Глубже 3 км внедрение интрузивных тел любой формы традиционно рассматривается как результат в основном упругого сжатия в статическом режиме нагружения вмещающих пород под действием давления расплава. При таком подходе возникает ряд неразрешимых вопросов, которые уже отмечались при обсуждении проблемы подъема подвижных фаз и образования каналов. Добавим лишь, что в контакте многих интрузивных и гидротермальных тел гипабиссального уровия отсутствуют деформационные структуры, указывающие на условия сжатия и, наоборот, наблюдаются трещины отрыва с характерным дроблением и брекчированием для условий растяжения.

С позиций волновой концепции под действием воли напряжений, генерируемых импульсно-очаговым источником, вблизи свободной поверхности, как и в других ранее рассмотренных зонах, параллельно развиваются конкурирующие процессы противоположной направленности: 1) уплотнение (за счет уменьшения в основном пустотности) под действием упругих сил сжатия; 2) разуплотнение с образованием откольных, концентрических и радиальных разрушений под действием упругих сил растяжения. В дальнейшем на примере Печенгской, Норильской и других структур будет показано, что преобладание в целом в среде над энергетическим центром первой тенденции сопровождается прогибанием территории (подобно базификации), второй - ее поднятием (подобно гранитизации). Возможность реализации в зоне вблизи свободной поверхности упругих сил сжатия в волне в виде значительных остаточных деформаций (уплотнения) приводит к уменьшению упругих. деформаций, которые после прохождения волны уже не способны восстановить исходное напряженное состояние в среде, а возникшие при этом разрушения под действием напряжений растяжения сохраняются в виде зон разуплотнения, благоприятных для проникновения в них расплавов и флюндов с оптимальной динамической активностью.

Волны напряжения вблизи свободной поверхности не только вызывают разрушения, предопределяя тем самым форму камер, но и приоткрывают их. При внедрении подвижных фаз одновременно с образованием откольных разрушений участие воли растяжения в этом процессе не вызывает сомнений и подтверждается совместным нахождением магматических тел в виде силлов и лакколитов (например, в горах Юдит штата Монтана [105]), обнаруживающих полное подобие формы соответствующим типам откольных разрушений — дискообразным (сферическим) и со вздутием (изгибом) кровли (рис. 15). Если расплав достигает откольного разлома с опозданием, его приоткрывание возможно под действием воли напряжений, генерируемых импульсным выделением энергии в процессе подъема магмы. Наблюдения за ростом дацитового купола в кратере вулкана Усу в Японни, поднятие которого за 5 лет с 1977 г. составило 180 м, показали [122], что только за год с июля 1979 г. в его окрестностях на глубине от 0,5 до 1,5 км зарегистрировано 190 000 землетрясений с 1,0< M < 4,0. Нанболее сильные толчки сопровождались неравномерным проскальзыванием пород по краям обрамляющего купол дугообразного разлома. Механизм такого проскальзывания хорошо согласуется с подвижками по откольному разлому в момент приоткрывания его волнами напряжения и вспучивания откола.

Некоторые сведения о непосредственном участии волн напряжения в раскрытии крутопадающих разрывных нарушений дали геофизические наблюдения во время Большого трещинного Толбачинского извержения 1975—1976 гг. Светодальномерные измерения вдоль линий, расположенных поперек питающих трещин второго и третьего конусов Северного прорыва, показали, что во время раскрытия этих трещин деформации горизонтального растяжения доходили до 0,6 м на базе 2 км при вертикальном поднятии до 30 м, были быстрыми и носили возвратный характер; то же наблюдалось во время фонтанирования бокки первого конуса в течение 10 мин на высоту более 100 м [99]. Быстро меняющиеся упругие деформации и раскрытие трещин независимо от вызвавших их причин (С. А. Федотов считает упругие деформации результатом давления магмы и газов) следует рассматривать с позиции распространения волн напряжения.

Таким образом, проблема пространства вблизи свободной поверхности, как и на более глубинных уровнях, находит логическое объяснение с позиций рассматриваемой концепции — высвобождение дополнительного пространства с образованием разрушений (полостей) является результатом одновременного уплотнения горных пород под действием воли напряжения.

В нутрикамерная дифференциа ция. Дифференцированность магм и растворов, расслоенность, часто с ритмической псевдостратификацией — особенность большинства импульсно-очаговых структур. Дифференциация подвижных фаз и разделение компонентов под действием волн напряжения начинается, как отмечалось выше, при фильтрпрессниге, продолжается в системе первичных камер и в подводящих каналах и завершается при кристаллизации внутри камер. Известны многочисленные примеры (некоторые из иих приводились выше) поступления дифференциатов базит-гипербазитовой магмы на самые различные уровни глубинности в земной коре, равно как и изменение химизма рудоносных растворов при пульсационном характере дистиляции.

Различная скорость продвижения расплавов, меньшая скорости «продвигающих» их воли напряжения, приводит к пространственному обособлению и разделению подвижных и более вязких составных частей, особенно в дальней от очага зоне, о чем свидетельствует, например, различие лав побочных кратеров, расположенных на разных гипсометрических уровнях (500—5000 м) в пределах Ключевского вулкана [82]. Химизм лав, изливающихся из верхних кратеров, по сравнению с лавами из нижних, а в процессе извержения и из одного канала, закономерно изменялся от более кислых к основным. На это же указывает и различие магм при поступлении с большой глубины в пространственно разобщенные Северный и Южный прорывы Большого Толбачинского извержения. В Северном прорыве в начале извергались вязкие высокоглиноземистые базальты умеренной щелочности, а в последнюю стадию появились переходные разности к субщелочным глиноземистым базальтам, характерным для Южного прорыва на протяжении всей его деятельности [5].

Эти и другие данные показывают, что в камеру гипабиссального уровня глубинности последовательно могут поступать различные по химизму дифференциаты, например магмы антидромной направленности эволюции, слагающие расслоенные никеленосные массивы. В многофазных массивах при внедрении каждой последующей фазы после кристаллизации предыдущей интрузии при наличии дискордантных контактов внекамерная дифференциация не вызывает сомпений, например в Хибинском массиве.

Внутрикамерная дифферсициация при кристаллизации силикатных расплавов чаще всего объясняется с помощью механизма гравитационного разделения твердых и жидких фаз или ликвации с последующим гравитационным разделением жидкостей; значительно позже стали использоваться идеи зонной перекристаллизации или направленной кристаллизации, основанные на исследованиях Ю. Шимазу по термодинамике процессов дифференциации магмы [108]. Не менее разнообразны идеп, применяемые при построении схем разделения компонентов в гидротермальных комплексах, которые далеко не всегда учитывают влияние термодинамических условий в системе. Не касаясь теоретической стороны этих вопросов, выходящих за рамки настоящей работы, в аспекте рассматриваемой концепции следует остановиться на роли воли напряжения как фактора физических условий разделения компонентов при кристаллизации расплавов и растворов. Нет необходимости еще раз возвращаться к обсуждению факта практически непрерывного импульсного выделения энергии при тектоно-магматической активизации и внедрении расплава в камеру; очевидна и роль возникающих при этом волн напряжения в гравитационном и ликвационном разделении кристаллизующейся системы внутри камеры [23, 59].

Закономерное распределение компонентов при дифференциации любой магмы в камере в целом характеризуется тремя предельными типами их накопления: ритмическим, во внутренней части интрузива и в краевой части интрузива [108]. Наиболее полно и всестороние разделение компонентов проявлено в крупных массивах центрального типа, сложенных щелочными породами (Хибинский, Ловозерский и т. д.). Главной особенностью при этом является исключительное единство разреза интрузивных фаз — комплекс-плутонов, закономерная ритмичность и постоянство состава и облика как крупных повторяющихся «единиц ритма», так и отдельных маломошных слоев (10—40 см), которые иногда прослеживаются на многие километры и позволяют стратифицировать разрез [7]. Понятно, что эта особенность может быть обусловлена пространственно-временной однородностью геологических или термодинамических условий. И. В. Буссен и А. С. Сахаров [7, с. 110], проанализировав особенности строения Ловозерского массива и существующие 19 точек зрения на происхождение в нем ритмичпости, пришли к заключению, что в размещении луявритов—фойяитов уртитов и эвдиалитовых луявритов, обладающих исключительным единством разреза, постоянство геологических условий отсутствует и, по мнению этих исследователей, ранее имело место «спонтанное появление таких слоев». Не существует однородных геологических условий и как предпосылки, предопределяющей правильную геометрическую форму данной структуры в целом [59].

Разделение и накопление компонентов с образованием ритмичной расслоенности несомненно являются отражением термодинамических условий. Соответствующая пространственно-временная однородность их может быть обусловлена полем воли напряжений внутри камеры, на которое неоднородность геологического строения не оказывает особого влияния. Еще в 1925 г. Морисон, а затем в 1938 г. Ф. М. Шемякин и П. Ф. Михалев обратили внимание на рассланвание суспензии каолина или почвы под воздействием света на слон, мощность которых зависит от длины световых волн. В настоящее время показана принципнальная возможность разделения не только в жидкой, но и в газообразной среде легких и тяжелых компонентов в поле звуковой волны (см. 3.1). Рассматривая ритмическую расслоенность метаморфических пород, интрузий и гидротермально-метасоматических образований как частное проявление широко распространенной пространственной периодичности геологических структур, Л. М. Плотников и автор [65] пришли к выводу об отражении в минеральной ритмичности структуры поля напряжений, характеризующегося интерференционными полосами (зонами) усиления и ослабления напряжений.

Используя эту же идею, В. Т. Свириденко [23] показал роль объемной стоячей волны в формировании периодической ритмической стратификации различного порядка на примере Чинейского плутона. В пучностях стоячей волны напряжения резко возрастают, происходит адиабатическое разогревание и повышение температуры кристаллизации, в то время как в узлах напряжения минимальны. Возникновение в системе серий стоячих волн различной частоты и амплитуды в сочетании с направленной зонной кристаллизацией обусловливает разнопорядковые ритмы (разделение и накопление компонентов в зависимости от их структурной рыхлости и подвижности.— А. П.). Образование стоячих объемных волн в камере — лишь частный случай и возможен в строго определенных геологических условиях [23].

Ритмическая и скрытая минеральная расслоенность, иногда подчеркиваемая листоватостью и трещиноватостью, являются ос-

новным плоскостным элементом дифференцированных массивов. Известно, что она отражает форму отдельных полого залегающих тел или массива в целом, но имеет несколько меньшие углы падения к центру, чем внешние контакты. Геометрическое сходство в этом случае откольных разрушений и расслоенности позволяет предполагать их генетическую общность, т. е. образование расслоенности при участии воли напряжения, отраженных от кровли камеры или иных границ раздела сред [23, 59]. По мере прохождения в кристаллизующейся магме волн напряжения в результате их интерференции будут возникать различные по знаку давления (растяжение или сжатие), которые в пределах значительного сферического сегмента приведут к перераспределению (разделению) газообразных и жидких компонентов системы или в связи с перепадом давления вызовут непосредственное выпадение из раствора и кристаллизацию определенных ассоциаций минералов. При этом возможно периодическое появление слоев или ритмов с закономерной их сменой в разрезе, обусловленной последовательным изменением напряжений во фронте проходящей волны (подобно процессу образовання многократных откольных разрывов).

Следует обратить особое внимание на возможность кавитационного разрушения под действием отраженной волны напряжения в кристаллизующемся расплаве или растворе внутри камеры. Явление кавитации в жидкой среде, по-видимому, широко распространено в геологических условиях, поскольку энергетически выгоднее, чем образование откольного разрушения в прочных горных породах. Кавитация неизбежно должна сопровождаться разделением компонентов, миграцией в полость легко подвижных фаз, остаточных расплавов, а также бурным выделением летучих, периодическое нарушение режима которых Х. Подер [1979 г.], например, рассматривает в качестве основной причины ритмической расслоенности. Особенно чутко при этом должен реагировать конечный метастазис, состоящий из кварца и калиевого полевого шпата, который иногда слагает, возможно образованные таким путем, конкорданные обособленные тела или верхние части тел и ритмов в составе расслоенного комплекса. Кавитационное разрушение практически возможно в камере любых размеров и геометрин. Не исключено, что появление среди обычных пегматитовых тел в одинаковых геологических условиях слюдоносных жил обязано именно кавитации на заключительной стадии кристаллизации жильного вещества.

При конкретизации в дальнейшем роли воли напряжений сжатия — разряжения представляет интерес изучение зависимости разделения и концентрации компонентов от степени их подвижности и структурной рыхлости минеральных парагенезисов, слагающих расслоенные и дифференцированные структурно-вещественные комплексы. Однако уже сегодня привлечение механизма воли напряжения к объяснению внутрикамерной дифференциации, ритмичной расслоенности интрузивных массивов, зональности гидротермальных комплексов и т. д. вносит существенные корректуры в пони-

	1/0 2) 0	(2-3) Ro (10-12) Ro			"aiy sund			
	(2-3) Ro	(10÷12) <i>R</i> ₀						
Хру	pogne	Упло	тнение					
THUCE,	IIIIe,)	Разо	Разогрев Фильтрпрессинг, разделение компонентов					
Упл кое раз	(атакла Разу	Филь комп						
отнени рушени блоки	з, плас	Миграция подвижных фаз						
е — пол не	THIECK	Сист	Система плоских камер					
ониненное Фазовые переходы ки. штокверки, шток	ое теченне; разогрев глатансия)		Концеі разрыві	Ради		Дайковые канал		
= = 1		тричес		альны	 Внутренние процессы (дегазэция, кавитация и др.) Внешнее механическое воздействие 			
Гидратация, де ция, дегазация		кие (сферические) Трубчатые жаналы		е разрывы				
гидрата-					Избыточное давление в системе камер			
Сжатие напряжен _{σr} и _σ Генерация ударных и волн напряжения		Растяжение напряз ем <i>о_г</i> в волне разз ния		Сжатие напряжение растяжение напряж ор				

Подъем подвижных фаз и мфференциация в каналах	астлиный фильтрпрессинг Застревание подвижных фаз Вулания дегазация Дегазация Дегазация Дегазация Дайковые каналы Дайковые каналы Дайковые каналы Трубчатые каналы Внутрикалы рТ и кольные каналы Кавитация В Внутрикалы Сольем подвижных фаз и мфференциация в каналах	астлчный фильтрпрессинг астлчный фильтрпрессинг астлчный фильтрпрессинг астревание подвижных фаз Дегазация Дегазация Дегазация Дайковые каналы Трубчатые каналы Кавитация Откольные Фазуплотнение Фазуплотнение Вихпрессинг Откоросталлизация Откольные Фазуплотнение Откоросталлизация Откольные Фазуплотнение Фазуплотнен	Дайковые каналы	Активиза- ция суще- ствующих растяжение напр ризрывов ср		ая дифферсициация, селоенность ем о, отражение напр ем о, отражению	кольцевые разрывы илпряжен Ф. М. Ф	Свободная поверхность		
Дегазация По кристаллие кристаллие рТ при кристаллие под вание под вание под вание под вание под вание под вание каналы Кавитация ,	астлиный фильтрпрессинг Застревание подвижных фаз	астлчный фильтрпрессинг Застревание подвижных фаз астлчный фильтрпрессинг Застревание подвижных фаз	Тодъем подвиж инференциаци	Сных фази я в каналах	Откольные разр	Внутрикамерн ритмичная рас	Радиалыыс и			
н к со в криста в криста в инных за по р Трубчатые каналы	астлчный фильтрпрессинг Застревание подвижных фаз	астлчный фильтрпрессинг Застревание подвижных фаз астлчный фильтрпрессинг Застревание подвижных фаз Дегазация Дайковые каналы Трубчатые каналы		важных		Кавитация				
на конструкция Дегазация Справов и советство со есство со есс советство со есство со	астлчный фильтрпрессинг Застревание подвижных фаз	алотнение Разуплотнение уплотнение астлчный фильтрпрессинг Застревание подвижных фаз Дегазация Дегазация Дайковые каналы		ние под ллизаци ных <i>рТ</i>		Трубчатые ка	шалы			
	астлчный фильтрпрессинг Застревание подвижных фаз	алотнение Разуплотнение уплотнение астлчный фильтрпрессинг Застревание подвижных фаз		Застрева и криста повышен	дегазация Дайковые каналы			CAILHISM		
50 (400÷600)R ₀ 3—5 км плотнение Разуплотнение уплотнение	50 (400÷600)R ₀ 3—5 км		Дальняя от очага зона		Зона вблизи свободной поверхности					

150

TABJULA 3

мание рудогепеза и прогнозирование соответствующих месторождений.

Подытоживая выполненные построения отметим, что они в основном относятся к импульсно-очаговой модели с преобладанием разуплотнения в очаговой зоне. Обобщенная схема деформаций и сопутствующих процессов такой модели представлена в табл. 3. Импульсно-очаговая модель с преобладанием в очаговой зоне уплотнения не должна принципиально отличаться от приведенной, если учесть, что волна сжатия сопровождается возникновением волны разряжения и наоборот. Следует особо подчеркнуть, что импульсно-очаговая модель имеет в виду многоактное, длительное функционирование энергетического очага, как и развитие многих рассматриваемых ею процессов.

Построения не преследовали цели детального рассмотрения деформаций и сопутствующих процессов горных пород, параметров. энергетического воздействия и термодинамики среды, поскольку изменения этих параметров в постоянно меняющемся поле волн напряжения еще слабо изучены. Что же касается общих основ импульсно-очаговой модели, то приведенные расчеты и другая аргументация базируются на экспериментальных исследованиях, натурных взрывах в массивах горных пород, геологических наблюдениях и теоретически обоснованы. Правомерность данной модели. использующей динамическое нагружение, в противоположность построениям, учитывающим лишь статическое нагружение, подтверждается возможностью создания на ее основе общей теорин деформаций применительно к хрупким, квазихрупким и пластическим горным породам. Конечно, данная модель, зародившаяся два десятилетия назад на стыке различных наук (геологии, геофизики, теории волн напряжения в твердых телах, горной геомеханики и т. д.), разработана неравнозначно во всех звеньях, и ее совершенствование - задача дальнейших исследований. Однако уже на данном этапе разработок импульсно-очаговая модель применима в практике геологических исследований, как это показано в следующем разделе.

١

1

1

ł

4. ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ, РУДОНОСНОСТИ И ФОРМИРОВАНИЯ ИМПУЛЬСНО-ОЧАГОВЫХ СТРУКТУР ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА

Основная задача данного раздела состоит в выделении и обосновании общих особенностей строения и рудоносности определенного класса геологических образований - вещественно-структурных комплексов центрального типа, что должно способствовать выработке рекомендаций по повышению эффективности прогнозирования и поисков связанных с ними месторождений полезных ископаемых. Традиционно сложилось так, что особенности вещественного состава и рудогенеза часто рассматриваются в отрыве от механизма образования структур. Несомненно, такие исследования должны базироваться в первую очередь на генетической основе. Поэтому в качестве методического приема выбрано построение геодинамической модели взаимосвязанного ряда известных и некоторых гипотетических процессов, происходящих в недрах, которые в конечном итоге формируют данный тип вещественно-структурных комплексов. В дальнейшем показано, насколько в настоящем варианте данная модель позволяет объяснить особенности строения, рудоносности и формирования различных (как это кажется на первый взгляд), но парагенетически взаимосвязанных вещественноструктурных комплексов и приблизить решение проблемы их генезиса.

4.1. ОБЩИЕ ПОНЯТИЯ, СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ, РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ГРУПЛЫ СТРУКТУР ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА

Под общим названием «структуры центрального типа» было предложено объединить конкретные геологические тела (или их сочетание), имеющие симметрию шара, шарового сегмента или конуса, цилиндра [58], т. е. лополиты, спллы, штоки и штокверки, вулканические депрессии и кальдеры, трубчатые тела, радиальнокольцевые и вновь выделенные откольные разрывные нарушения и соответствующие им по форме дайковые тела. Разумеется, все они редко имеют идеально правильную геометрическую форму и приближаются к кругу или эллипсу только в сечении, перпендикулярном к оси их симметрии. Общей и главнейшей особенностью этих структур является концентрически-зональное строение с элементами раднальной структуры. Одновременно в понятие структуры центрального типа был заложен определенный генетический смысл обусловленность их очаговыми источниками энергии (типа землетрясений), поскольку реально в анизотропной геологической среде гонабиесального уровия глубинности лишь очаговые источники способща тенерировать поле поли напряжений, обладающее пространственно временной однородностью и симметрией, соответствующей данным структурам. В таком смысле и с целью подчеркивания генетической стороны понятия в настоящей работе употребляется термин «импульсно-очаговые структуры центрального типа» (или в сокращенной форме).

Висление этого термина отчасти связано и с тем, что в последше голы паряду с конкретными магматическими комплексами, интрузнями или массивами [51, 79, 102] к структурам центрального тина в результате применсиия дистанционных методов, геологомонфологического анализа и т. д. стали относиться морфоструктуна коннектрической или овальной формы, являющиеся внешним выпажением в случайном срезе земной поверхности структурных фонм различного происхождения (складчатых, метаморфических, магмятических и т. д.) [8, 89]. В этом случае более правильно употреблять закрепившийся в литературе термин «кольцевые структуры» [8, 51]. Следует заметить, что иногда все эти структуры относится к центральному классу симметрии, хотя в действительности многие из них имеют центр инверсии лишь в плоском сечении, перисидикулярном к оси симметрии. Заметим, что гигантские тектоноконцентры [Гинтов О. Б., 1976 г.], гипотетические геоконы [89]. купольные и подобные им структуры, объемная геометрическая форма и происхождение которых часто неопределенны, а также интрузнание тела неопределенной конфигурации (плутоны) и крупные массивы гранитондов с неустановленной нижней границей (батолиты) в работе не обсуждаются.

Более общим является понятие «импульсно-очаговая геодинамическая система», которое объединяет деформации и сопутствующие процессы (табл. 3), обусловленные полем волн напряжения, генерируемым импульсно-очаговой зоной разуплотнения — уплотнения. Такая система путем сквозного или поэтажного телескопирования энергии с глубины к поверхности формпрует вещественноструктурные комплексы соответственно одно- или многоэтажного строения.

В данной работе часто употребляются термины «откол», «откольное разрушение», «разлом откольного типа», смысловое значение которых нодробно рассмотрено в разд. 2.3, 3.4. Эти термины широко пспользуются в горной геомеханике и других областях науки; необходимость введения их в структурную геологию была обоспонана автором в 1968 г. [58], а использование этих терминов и дальнейшем многими геологами [8, 9, 24 и др.] подтверждает их правомерность. Другие термины, применяемые к структурам центрального типа и составляющим их структурным элементам, употребляются в смысловом значении, закрепившемся в литературе, или в соответствии с систематизацией терминологии, выполненной применительно к кольцевым структурам [8; Борисов О. М., Гаух А. К., 1983 г.].

124

В связи со спецификой объекта исследований сложнее обстоит вопрос с терминологией, применяемой для объяснения геологических процессов и явлений, подобных тем, которые исследуются горной геомеханикой при взрывах, в теории воли напряжения, физикеочага землетрясения, сейсмологии и других областях науки. Как это следует из предыдущих разделов, автор старался использоватьобщепринятые в этих областях науки термины, и в том случае, когда они переносятся или сопоставляются с адекватными геологическими процессами или явлениями, поясняется их смысловое значение применительно к последним (например, сопоставлениелинии наименьшего сопротивления при взрыве в массиве горных пород с осью симметрии откольного разлома или силла; генетическая адекватность осевой зоны кавитации в конической модели и канала трубчатой формы в конической вулканической постройкеи т. д.). Поскольку работа предназначена для специалистов, нетособой необходимости в пояснении всех этих терминов.

٠

В последние два десятилетия интерес к структурам центрального типа резко возрос и получил особое научное направление. Это объясняется рядом причин; широким развитием эндогенных рудных месторождений кольцевого типа, считавшимися ранее редкими [51]; внедрением в геологическую практику дистанционных методов и получением космических снимков поверхности Земли и других планет с изображением многочисленных кольцевых структурразличного ранга [8]; стремлением понять механизм формирования данных структур, что открывает возможности познания многих взаимосвязанных, протекающих в недрах процессов во главе срудогенезом. Монографии последних лет [7, 9, 15, 40, 46, 50, 51, 79, 89, 102, 104 и др.], обзоры и сводки [8; Зейлик Б. С., 1978 г.], многочисленные статьи содержат подробное описание большогочисла структур центрального типа и отражают изученность и состояние проблемы, поэтому нет необходимости подробно останавливаться на этих вопросах.

Следует обратить внимание на интересное направление в изучении кольцевых структур и их рудоносности, разрабатываемое под руководством И. Н. Томсон и М. А. Фаворской [46, 97]. Этой школой развивается концепция «очаговых структур», связанных с процессами орогенного магматизма, большое значение придается сводовым структурам различного ранга. Формирование собственно-«очаговых» структур до 50-70 км в днаметре связывается с динамическим воздействием магматического очага, а более крупных кольцевых структур - с разуплотнением вещества глубинных оболочек Земли. В методологическом аспекте изучения кольцевых структур (фрактур) большой интерес представляет монография М. М. Василевского [9], в которой также анализируются самые общие причины структурообразования. Особо следует отметить недавно опубликованную монографию В. А. Невского и А. А. Фролова [51], которая представляет прекрасную сводку рудных полей и месторождений, характеризующих почти весь класс структур центрального типа.

Во многих работах рассматриваются отдельные разновидности структур центрального типа, сформировавшиеся в условиях определенного тектонического режима. Если придавать основное значение хорошо выраженным особепностям и рассматривать их изолированно от других процессов и без учета тектонических условий, иногда создается представление о принципиально различном происхождении сходных структур, что в дальнейшем при классификации используется в качестве критерия их генезиса.

Анализ данных показывает, что образование структур центрального типа происходит на протяжении всей геологической истории развития Земли и продолжается в настоящее время в активных областях с континентальными, переходным и океаническим типами земной коры с удивительным постоянством формирования адекватных форм. На современной земной поверхности они распространены неравномерно и в различных геоструктурных зонах преобладают определенные разновидности структур центрального типа, которые сопровождаются своим комплексом месторождений.

Наиболее наглядно эволюция и распространение структур центрального типа в разрезе земной коры и в связи со сменой тектонических режимов проявлена в кристаллическом фундаменте древних платформ и может быть прослежена на примере Балтийского щита. В пределах Беломорско-Лапландской зоны и Мурманского блока известны небольшие тела штоков, сложенных гранитами, гиперстеновыми диоритами, а также более крупные изометрические тела натровых и калиево-натровых гранитондов. Все они образованы при понижении давления на 1,5 кбар и более в условиях умеренно и высокограднентного режима регионального метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций (при T от 700 до 800 °C и р от 6,5 до 9,5 кбар) [16]. В обрамлении зеленокаменных поясов, реже в самих поясах (в основании зеленокаменного разреза) распространены массивы срогенных свекофенских гранитондов, субплатформенных рапакиви и подобных им ара-гранитов, щелочных позднеорогенных гранитов. Тела этих гранитов имеют характерные признаки структур центрального типа (концентрически-зональное строение, многофазность, конформность внутренией структуры и дискордантность контактов по отношению к вмещающим породам и т. д.). Некоторые крупные массивы (Выборгский, Салминский) состоят из ряда перекрывающих друг друга структур, что особенно хорошо видно на аэрофотоснимках в щелочных массивах (Западно-Кейвском, Верхнепанойском и др.) благодаря развитию контактово-метасоматических процессов во вмещающих породах. Уменьшение интенсивности гравитационных аномалий к центру структур, центриклинальное пологое (под углами до 5-10°) падение флюидальности и псевдослоистости, уменьшение диаметра структур в плане и усиление контраста концентрической зональности с увеличением глубины эрозионного среза и другие признаки свидетельствуют о принадлежности большинства данных массивов по форме тел к лополитам. Указанные и другие особенности наиболее отчетливо проявлены в Ботническо-Урагубской зоне по мере продвижения от Западно-Лицкого массива на северо-восток к нанболее денудированному массиву Ара-фиорда [Левковский Р. З., 1975 г.: Петров А. И., 1977 г.].

Гранитондные структуры центрального типа Балтийского щитаизучены недостаточно, и трудно оценить их общее металлогеническое значение. Анализ таких структур в Ладожско-Ботнической зоне показывает, что наибольший интерес представляют слабо денудированные и невскрытые массивы, с которыми связаны концентрации редкометального оруденения и олова [Никольская Ж. Д., 1976 г.]. Обращают внимание некоторые черты сходства гранитоидных структур Балтийского щита и Центральноказахстанской рудоносной провинции. Однако в последней они характеризуются в целом меньшим эрознопным срезом и более высоким положением вразрезе земной коры, т. е. удалены от зоны мобилизации рудных компонентов в гранито-гнейсовом слое, что способствовало болееполной дифференциации и концентрации рудного вещества.

В зеленокаменных поясах Балтийского щита и в их обрамлении широко распространены моногенные и полигенные магматическиекомплексы структур центрального типа гипабиссального — приповерхностного уровней глубинности. Среди структур первой группы преобладают тела размером до 3—4 км в поперечнике и более, сложенные последовательным рядом пород от габбро-диоритов в кровле до оливинитов и перидотитов в подошве, реже с обратной сменой пород.

С этими структурами связаны промышленные медно-никелевые н титаномагнетитовые месторождения. К этой же группе структуротносятся многочисленные силлы и небольшие тела лакколитов, развитые среди ссадочно-вулканогенных формаций и сложенныеболее однотипными породами, преимущественно основного состава. Ко второй группе относятся вулканические (или вулкано-тектонические) депрессии до 130 км в поперечнике, занимающие обособленное (Печенгская, Северо-Онежская) и менее обособленное-(Умбозерская, Лехтинская) положение в структуре зеленокаменных поясов. Слагающие их вулканогенные и осадочные формации характеризуются центриклинальным падением и включают указанные выше моногенные структуры, реликты вулканических построек центрального типа, откольные и радиальные разломы, контролирующие размещение трещинных интрузивных тел. С этими структурами связаны промышленные медно-никелевые месторождения,. медное и другое оруденение. По особешностям строения они в целом сходны с фанерозойскими структурами, известными как вулканогенно-рудные центры [9], и современными долгоживущими вулканическими центрами [15].

Балтийский щит знаменит многочисленными интрузивными структурами центрального типа ультраосновного к шелочного состава с карбонатитами, в том числе уникальным Хибинским массивом, которые объединяются в Кольско-Северо-Карельскую щелочную провинцию (см. 4.7). В юго-западной части щита в пределах грабена Осло в самостоятельную провинцию выделяются мно-

гочисленные позднепалеозойские габбро-сиенитовые интрузии центрального типа. Отдельные интрузии щелочного состава известны и в других районах рассматриваемой территории. Эти структуры формируются в консолидированных кристаллических породах в основном на этапе палеозойской тектоно-магматической активизации Балтийского щита, и лишь некоторые из них имеют среднепротерозойский возраст (Гремяха-Вырмес, Елетьозерская и др.). Становление их происходит на субвулканическом - гипабиссальном уровне глубинности, примерно совпадающем с уровнем образования среднепротерозойских расслоенных массивов основного - ультраосновного состава, и отражает эволюцию магматизма с переходом к типичному платформенному режиму. Для данного комплекса интрузий характерна железо-фосфорная рудная формация со слюдой и редкими металлами. С палеозойской активизацией связано также образование трубок взрыва, известных пока только на юго-восточном склоне Балтийского щита (Онежский полуостров), хотя их сохранность можно ожидать и в других менее приподнятых с позднего палеозоя блоках щита (вдоль Терского побережья Белого моря, на юге Карелии).

Не менее широко распространены и разнообразно представлены структуры центрального типа в фанерозойских складчатых областях, как это видно на примере складчатых сооружений Центрального Казахстана. Наряду с гранитондными кольцевыми структурами и вулкано-плутоническими комплексами [Авдеев А. В., 1965 г.; Шарпенок Л. Н., 1974 г.] здесь известны многочисленные штоки и штокверки гипабиссального уровня глубинности [24, 40, 51, 102], радиально-кольцевые дайковые [28] и гидротермальные комплексы, контролируемые откольными и радиалыю-кольцевыми разломами. Все они имеют важное значение в контроле разнообразных эндогенных месторождений.

Необходимо учитывать, что в сложноскладчатых комплексах многие доорогенные структуры центрального типа утрачивают свою первоначальную форму. Так, в раннепалеозойском зеленокаменном комплексе Итмурундинской ветви Северо-Балхашского антиклинория сохранились лишь небольшие лополигообразные дифференцированные тела габбро-пироксенитов, с которыми иногда соседствуют залегающие среди серпентинитов штокообразные тела жадентов, характеризующиеся высокобарическими условиями образования.

Наглядное представление о распространении кольцевых структур различного ранга и строении в других складчатых областях, активных континентальных окраинах и островных дугах Востока Азни дают выполненные в последние годы детальные исследования [Ежов Б. В., 1986 г.; Кулаков А. П., 1986 г.; Юшманов В. В., 1985 г.; Масуренков Ю. П. и др., 1978 г.].

Многочисленные кольцевые структурные формы замкнутой и полузамкнутой конфигурации в плане выделяются на аэрокосмических снимках в осадочном чехле платформ. Некоторые из них соответствуют известным геологическим структурам или подтверждаются геолого-геофизическими данными [89]. Крупные кольцевые и дуговые формы в осадочном чехле платформ могут являться отражением тектоноконцентров, по О. Б. Гинтову [1976 г.], меньше по размеру - граннто-гнейсовых куполов, блоков-пластин кристаллического фундамента и дуговых форм надвигов. В процессе платформенных движений в осадочном чехле могут также проявляться крупные структуры центрального типа (вулканические депрессии, интрузивные комплексы) как механически однородные тела кристаллического фундамента (особенно хорошо сохранившиеся -орогенные и субплатформенные). Кроме того, некоторые кольцевые фотоаномалии, фиксируемые дистанционными методами, как показано в работе В. И. Попкова [1984 г.], имеют сейсмогенную природу, т. с. являются откольными и раднально-кольцевыми разрывными нарушениями, связанными с землетрясеннями на платформах при активизации движений. Учитывая все это, а также наличие кольцевых форм складчатого, экзогенного и иного происхождения, можно понять их обилие, наблюдаемое на аэрокосмических снимках различных районов.

Изложенные и другие данные свидетельствуют о важной роли структур центрального типа в строении земной коры разных глубинных уровией и еще раз подтверждают их широкое распространение, практическое и теоретическое значение, на которое указывают В. В. Белоусов, А. Е. Михайлов, В. А. Невский, И. Н. Томсок, В. Е. Хаин и другие выдающиеся геологи.

Предметом рассмотрения в данной работе является обширный класс структур центрального типа. По особенностям морфология. строения, рудоносности и формирования в его составе можно выделить следующие группы структур: 1) штоки и штокверки изометричной формы; 2) откольные, кольцевые и радиальные разломы, дайки, гидротермальные тела; 3) вулканические постройки; 4) трубообразные структуры; 5) лополиты и лакколиты; 6) магматические комплексы центрального типа; 7) вулканические депрессии. При выделении групп структур учитывалась их моногенность или полигенность. Отчасти это вызвано стремлением подчеркнуть геологическое значение некоторых структурных форм, с другой стороны - отражает сложившиеся традиции. Группы структур центрального типа выделены также с учетом разработанной импульсно-очаговой геодинамической модели и в указанной последовательности отражают смену деформаций и сопутствующих процессов в различных зонах. Ниже рассматриваются главнейшие особенности строения, рудоносности и формирования этих групп структур.

4.2. ШТОКИ И ШТОКВЕРКИ

Под термином «шток» в геологической литературе в широком смысле принято понимать интрузивное тело, занимающее площадь не более 100 км² с крутыми падающими кнаружи контактами, ко-

9 3ak. 582

129

торое может быть согласным, но, как правило, несогласное [25]. В. А. Невский и А. А. Фролов [51] к интрузивным куполам и штокам, выделенным в самостоятельный морфологический тип кольцевых магматических комплексов с механизмом магматического диапира, относят субцилиндрические, расширяющиеся с глубниой тела, не имеющие внешних ограничений. В практике, особенно в структурах рудных полей, штоками обычно называют разнообразные по форме интрузии, объемная морфология которых изучена не всегда достаточно. Однако для многих редкометальных гранитондных интрузий Восточного Забайкалья (Хангелай-Шилинская, Халазайская и др.) [24], некоторых интрузивных тел медиопорфировых месторождений [40], карбонатитовых массивов Φpoлов А. А., 1975 г.], мелких интрузий в кристаялических породах и т. д. установлено, что они имеют изометрическую или слегка уплощенную объемную форму. Термин «шток» в данной работе применяется только к компактным интрузивным телам такого типа; по отношению к другим массивам неустановленной формы употребляется термин «плутон».

Основные особенности строения и формирования штоков гранитондов in situ рассмотрены при построенни объемной модели очаговой зоны (см. 3.1). Некоторые особенности образования тел аналогичной формы обсуждаются также ниже в связи с проблемой формирования штокверков. Здесь следует лишь подчеркнуть, чтоконцентрически-зональное строение штоков с постеленным переходом к вмещающим породам, особенно в условиях повышенных рТ, характерно и в том случае, когда они сложены дноритами среди метаморфизованных зеленокаменных пород (Балтийский щит), жадептами среди ультраосновных пород (Итмурундинская ветвь Северо-Балхашского антиклинория), а также для штокообразных тел безрудных кварцытов среди пород кислого и среднего состава. Штоки внедренных малых интрузий, в отличие от указанных, имеют резкие контакты с зонами закалки и ороговикования. Онк развиты на гипабиссальном уровне глубинности, реже наблюдаются среди пород амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма преимущественно в виде интрузий основного-ультраосновного состава.

Под штокверком обычно рекомендуется понимать геологическое тело с нечеткими контурами, в пределах которого массив горных пород насыщен закономерно ориентированными рудными прожилками и вкрапленностью рудных минералов [102, с. 6]. Эти тела имеют разнообразную объемую форму: изометрическую, трубообразную, пластообразную крутого и пологого падения, неправильную и включают иногда блоки некондиционных руд и пустых пород. В данном разделе обсуждаются штокверки изометричной объемной морфологии, подобные месторождениям Коунрад, Борлы, Агарак, Бугдаинское, Шерлова гора. При классификации рудных тел меднопорфировых месторождений такие штокверки сравнивают с параболоидами, эллиптическими параболоидами вращения, усеченными конусами [40]. Штокверки других форм, отнесенные к соот:ветствующим по геометрии группам структур, рассматриваются в их составе.

Детальное описание строения и систематики штокверковых месторождений различных минеральных типов приводятся в специальных работах [24, 40, 43, 51; Перваго В. А., 1978 г.] и многих статьях. О распространении и практическом значении штокверковых месторождений можно судить хотя бы по тому, что число 350 месторождений этого типа, известных в мире к середине 70-х годов, считается заниженным [102]. Со штокверками связаны медь, молибден, олово, вольфрам, ртуть, сурьма, серебро, цинк, свинец, висмут, золото, редкие и другие металлы. По главным полезным компонентам штокверки группируются в моно- и полиметальные с запасами от мелких до крупных месторождений.

Большинство известных штокверковых месторождений располагается на глубине до 0,5 км, но иекоторые из них (Верхнекайрактинское и др.) прослежены до глубины 1 км и более от современного эрозионного среза; размеры штокверков по площади изменязотся от 0,1 до 1,5 км², реже более. Первоначальная глубина формирования известных тел и сопутствующих интрузивных массивов колеблется от 0,5—1 до 5 км [24, 69, 102], т. е. все они относятся к приповерхностному и гипабиссальному уровню.

Главнейшей закономерностью строения штокверковых месторождений является локальная рудная зональность в границах отдельных рудных полей и месторождений и нередко региональная в масштабах рудных провинций. Региональная зональность оруденения отмечается для месторождений олово-вольфрамовой и медно-молибденовой рудных формаций, в меньшей степени для других типов. В значительной степени она определяется типом пород активизированного фундамента [24, 33], расположением месторождений по отношению к плутонам, но порой затушевывается разновременным магматизмом и связанным с ним разнотипным оруденением.

Локальная рудная зональность сопровождается зональным гидротермально-метасоматическим изменением вмещающих пород и характерна для большинства штокверков. Она хорошо изучена для медно-молибденовых, олово-вольфрамовых, молибдено-урановых месторождений этого типа. Зоны руд п метасоматитов постеленно сменяют друг друга с продвижением по радиусам-векторам от внутреннего кварцевого ядра или порфирового штока, образуя «зональность концентрического типа с теми или иными отклонениями от правильных кругов к эллипсам и близким к ним фигурам» [40. с. 160]. На рис. 49 приводится хорошо известная по литературе схема зональности меднопорфировых месторождений, отражающая представления Р. Силлитоу, Д. Ловелла и Дж. Джильберта. Эта модель разработана и применима в основном к месторождениям эпимногеосинклинального типа, но она наглядно отражает взаимосвязь многих процессов, которые приводят к формпрованию штокверков.

F #



Рис. 49. Идеализированный разрез типичного меднопорфирового месторождения. По Р. Силлитоу [40].

1 — шток граноднорит-порфиров с меднопорфировыми рудами; 2 → полнокриствллические граноднорит-порфиров с меднопорфировыми рудами; 2 → полнокриствллические граноднориты; 3 → эксплозивные брекчии; 4 → довулканическое основание; 5 → горизонт известияков; 6 → слон лав и пирокластов (стратовулкани, 7 → песматитовые тела; 8 → дайки; 5 → окранение, вригилизация; 10 → сорицитизация; 12 → калишилатизация; 11 → месторождения самородной серы с пиритом я марказитом; 11 → жилы со свиново-месторождения в измененных известияках (скариах); 1V → молибден-медиые порфировые месторождения; но вертикальной оси — современные уровня среза различных вулканоструктур.

Наиболее полные данные о рудно-метасоматической зональности меднопорфировых месторождений по рудным районам разного тила приводятся в монографии А. И. Кривцова [40, рис. 38]. Рудная зопальность этих месторождений отвечает обобщенному ряду элементов (см. 3.2). Д. В. Рундквистом и И. А. Неженским [77] определены пространственно-временные ряды зональности примеинтельно к различным типам вольфрамового оруденения, в частности для вольфрам-сурьмяно-ртутных месторождений: W, Mo, As, Аи→W. Sb, Zn→W, Sb, Hg, As. На штокверковых месторождениях известна как прямая вертикальная и горизонтальная зональность, так и обратная, что хорошо согласуется с данными о температурном поле (рис. 41). Следует обратить внимание, что последовательные ряды элементов в целом соответствуют возрастанию структурной рыхлости элементов и основных пх минералов-носителей. Для меднопорфировых месторождений характерны средние температуры рудно-гидротермального процесса, что указывает, учитывая глубинность их формирования в интервале 0,5-5 км, на высокоградиентный температурный режим.

Из многочисленных локальных и региональных особенностей строения и размещения штокверковых месторождений отметим наиболее общие и важные, которые необходимо учитывать при построении модели образования штокверка.

1. Штокверковые месторождения характеризуются рассеянной, вкрапленной, прожилково-вкрапленной и жильной рудной минерализацией. Прожилки и жилы штокверка имеют определенную ориентировку, и число их уменьшается от 30 прожилков/м и более в центре до полного исчезновения по периферии. Рассеянная и вкрапленная минерализация часто лишена признаков зонального роста. Центральная часть штокверков представлена кварцевым слабоминерализованным ядром, в ближней к нему зоне развиты пластовые или трубообразные (отходящие по восстанию) тела брекчий с богатой рудой.

2. В локализации штокверков и штоков (малых интрузий) важная роль принадлежит разломам, узлам их пересечения и другим неоднородностям в структуре вмещающих пород (контактам и надпериферическим зонам ранних интрузивных массивов, складкам, флексурам и т. д.). В свою очередь штокверки пространственно, а многие исследователи считают, и генетически связаны с порфировыми штоками кислого и среднего состава, частично или полностью совмещены с ними или располагаются над штоками. Однако необходимо учитывать наличие штокверков, приуроченных к разломам и удаленных от штоков или пространственно не связанных с ними.

3. Штокверки сосредоточены в пределах вулкано-тектонических депрессий (вулкано-рудных центров) длительного развития с локальным высокоградиентным температурным режимом. Они располагаются на гипабиссальном уровне глубинности среди вулканогенно-осадочных формаций, реже среди более ранних интрузивных массивов. Большинство их приурочено к переходной зоне метаморфизма от эпидот-амфиболитовой к более низким фациям.

4. В региональном плане провинции штокверковых месторождений приурочены к консолидированным блокам земной коры: срединным массивам, геотектоническим поднятиям, областям завершенной складчатости, которые характеризуются сокращенной мощностью гранитного слоя и земной коры в целом, значительным перерывом (при небольшой амплитуде поднятий) между завершающей складчатостью и этапом продуктивной тектоно-магматической активизации [24, 102, 115].

5. Большинство месторождений штокверкового типа имеет возраст от 80 до 300 млн. лет и размещается в трех планетарных поясах мантийного заложения: Тихоокеанском кольце (в тыловой части активных континентальных окраин). Средиземноморско-Азиатском и Казахстано-Монголо-Байкальском [40; Рундквист Д. В. и др., 1966 г.]. Они совпадают или соседствуют с поясами новейшей активности, высокой сейсмичности и проявления вулканизма (см. 1.3). Несомненно, все указанные особенности еще в большей степени были присущи этим поясам на этапе тектоно-магматической активизации, с которыми связано формирование штокверков.

Следует отметить, что штокверковые месторождения пластовой, трубообразной, неправильной формы имеют некоторые своеобразвые особенности строения, связанные с условиями их локализации (см. 4.3). Однако они вписываются в общую модель штокверкового рудогенеза и указывают на многообразие форм его проявления.

Построение обобщенной модели формирования месторождений штокверкового и любого другого типа не только важная, но и ответственная задача. Прежде всего, встает вопрос об источнике рудного вещества, которым могли служить малые интрузии, глубинные рудоносные флюнды, вмещающие породы. Большинство геологов связывают генезис штокверковых месторождений с малыми интрузиями. Считается, что рудные элементы приносятся интрузиями среднего - кислого состава, мобилизуются при кристаллизации в виде постмагматических растворов и концентрируются в основном во вмещающих породах, образуя штокверки. Г. Л. Поспелов. В. И. Смирнов и другие исследователи показали, что эти интрузии по разным параметрам не могут привести к образованию постмагматических рудных месторождений, а их приуроченность к контактам малых интрузий Н. Г. Судовиков [94] рассматривал как результат подъема по одним и тем же каналам. Особенно сложным представляется интрузивный источник для месторождений с непрерывной, наложенной рудной зональностью, переходящей из вмещающих в материнские породы. Рудные элементы должны были покинуть материнское тело в последовательности, соответствующей рудной зональности штокверка, а затем частично или полностью вернуться в той же очередности в него. Ряд исследователей отдает предпочтение рудоносным флюидам вмещающих пород. В. К. Денисенко [24] считает источником рудного вещества породы, расплавленные в очаговой зоне на месте штока при импульсном выделении энергии, что позволяет объяснить многие особенности строения штокверков, по и вызывает некоторые возражения [102].

Подкупает стройностью разработанная Н. Г. Судовиковым [94] модель накопления рудного вещества в породах верхней части земной коры. Путем диффузии рудные элементы мигрируют из зоны метаморфизма и гранитизации в водные растворы, которые продвигаются к поверхности и образуют зону насыщения впереди фронта гранитизации. Нижияя граница водного насыщения впереди фронта гранитизации. Нижияя граница водного насыщения (повышение воды в породах на 1—1,5 %) соответствует появлению минеральных ассоциаций эпидот-амфиболитовой фации, а малые интрузии играют роль предвестников понижения температуры и начала рудоотложения. К сожалению, Н. Г. Судовиков не раскрыл способ концентрации и условия локализации рудного вещества в месторождении; слабой стороной является диффузионный способ переноса элементов, который должен превышать скорость продвижения фронта гранитизации.

В последние годы источником рудного вещества многие исследователи считают глубинные рудоносные флюнды, не обосновывая в достаточной мере способ их происхождения. Рудные элементы рассеяны, и образование концентрированных флюидов в глубоких зонах земной коры и верхней мантии с повышенной пластичностью пород возможно лишь способом фильтрирессинга, реальной предпосылкой для которого является импульсно-очаговое выделение энергин (см. 3.2). На этапе тектоно-магматической активизация формирование глубинных флюндов может протекать по следующей схеме.

В верхней мантии возникают очаги импульсного выделения энергии, расположенные с определенной периодичностью в зонах (типа Беньоффа), падающих под консолидированные области н подстилающие их при выполаживании. Высокая акустическая жесткость пород над зонами способствует эффективному протеканию многих процессов под действием волн напряжения. При фильтрпрессинге из очага и ближней зоны в первую очередь удаляются легкие фазы и структурно рыхлые элементы-примеси из кристаллического вещества. Они частично обогащают расплав и перемещаются за пределы ближней к очагу зоны. Продвижение подвижных фаз к поверхности, уплотнение в ближией к очагу зоне, диссипация энергии воли и т. д. телескопируют энергетический очаг на гранитный слой, а затем через аналогичные процессы на верхний слой земной коры — образуется импульсно-очаговая энергетическая колониа, венчаемая вулканической депрессией с высокограднентным температурным режимом (см. 4.6, 4.7). В результате сжатия под действием воли напряжения, фильтрпрессинга и удаления подвижных фаз из очаговой и ближней зоны происходит уплотнение всрхней мантии и земной коры (уменьшение мощности последней), спад давления, температуры, а следовательно, и активности. На заключительной стадии активизации удаляются остаточные расплавы. Импульсное воздействие на твердые породы вызывает поток из них элементов-примесей в последовательности уменьшения их структурной рыхлости - формируется поэлементно дифференцированная колонна глубинных флюндов, возможно, на основе гидритов щелочей [68], которая поднимается вслед за малыми интрузнями и служит источником рудного вещества. Наличие руд, застрявших в каналах на значительной глубине, подтверждает возможность подъема из глубинных очагов различных крайних дифинтрузнями малыми ференциатов, которые ассоциируют с (см. 3.3).

Рассмотренные источники рудного вещества реально существуют. В гипабиссальной зоне они пространственно совмещены, и определить их вклад в баланс штокверковых месторождений пока трудно. Поэтому возможно некоторое различие стадий формирования штокверков в зависимости от конкретных геологических условий и предпочтительного источника рудного вещества,

Сторовники интрузльной концепции основное внимание уделяют происхождению трещиноватости в объеме штокверков, что даже в отрыве от других особенностей их строения и размещения является важным в понимании способа формирования данных тел. В качестве основной причины рассматривается диапиризм магмы в статическом режиме с последующей усадкой и контрактацией массивов. Одни исследователи с давлением со стороны материнской интрузни связывают образование и развитие трещии, другие - раскрытие уже существующих в породах трещин, считая, что крупные разрывы к этому времени залечены [102]. Ранее уже высказывались возражения о преувеличении роли статического давления магматического диапира в образовании п развитии разрывных нарушений [24; Рундквист Д. В. и др., 1966 г.]. Учитывая актуальность вопроса, необходимо сделать дополнительные замечания. В коовле магматического диапира, согласно математическому и экспериментальному моделированию для изотропных сред [Лучицкий II. В. и др., 1976 г.], возникают конические разрывы с центриклинальным падением, а при контрактации - цилиндрические, конические и пологие с периклинальным падением, которые могут заполняться магмой и создавать систему кольцевых даек или более крупных тел в магматических структурах центрального типа. Такие представления в ряде случаев до настоящего времени используют в качестве основы механизма образования магматических комплексов центрального типа [51, 79 и др.]. Однако из многочисленных публикаций по структурам месторождений штокверкового и других типов конические и цилиндрические дайки, зарождающиеся в магматических диапирах (куполах, штоках и т. д.), неизнестны — убедительный факт (!). Возникает вопрос о правомерности переноса этих моделей на анизотропную геологическую среду и наличии достаточного статического давления со стороны магматического диапира для образования разрывов, поскольку представление о высоком его значении возникло из самой проблемы образования пространства камеры и не соответствует геологическим данным. Застревание магмы на гипоглубинном уровне свидетельствует о падении ее активности и даже в случае достижения земной поверхности давление в ней (100 кгс/см²) не превосходит прочности пород [99]. Магматическое и метаморфическое минералообразование в интрузивных массивах (см. выше) и в месторождениях [47, 115] происходит при «сброшенном» давлении по сравнешню с вмещающими породами и подтверждает этот вывод. Если учесть, что образование камеры происходило способом уплотнения вмещающих пород в широкой зоне под действием воли сжатия (см. 3.1), то проблема статического механического воздействия интрузии на вмещающие породы отпадает.

Не менее сложным является вопрос сокращения объема интрузпвного массива в результате кристаллизации магмы и охлаждения, значение которого разными исследователями оценивается от 7 до 15 % [102]. На примере образования столбчатой отдельности в базальтоидах было показано (см. 2.3), что во внешней части затвердевшего магматического массива при охлаждении возникают растягивающие напряжения, которые сами по себе или в результате дополнительного внешнего воздействия способны вызвать образование трещиноватости (залеченной или сухой), т. е. привести к разуплотнению магматического тела. В этом аспекте густоту трещиноватости и минеральную структурную рыхлость в интрузивных массивах можно рассматривать в качестве критериев потенциальной усадки при охлаждении, поскольку уменьшение объема в действительности не реализуется в традиционном понимании.

Таким образом, с геологической стороны нет предпосылок, которые бы позволяли применять механизм магматического дианира в статическом режиме давления на вмещающие породы и последующее уменьшение объема при охлаждении интрузивного массива для объяснения формирования трещиноватости в объеме штокверка. Более того, пример малых интрузий наглядно показывает, что нет никаких оснований ставить этот механизм во главу образования конических, цилиндрических и подобных им структурных форм.

Структурные особенности штокверковых месторождений нельзя понять в отрыве от общего процесса их формирования. В связи с принадлежностью штокверков к структурам центрального типа в этом аспекте представляет интерес возможность применения импульсно-очаговей геодинамической модели. Для расшифровки механизма формирования вольфрамовых штокверковых, жильных и трубообразных месторождений идею взрывного источника энергии впервые применил в порядке постановки вопроса в начале 70-х годов В. К. Денисенко [24]. Эта идея вызвала резкую критику со стороны А. А. Фролова [102]. Понятно, что новая гипотеза не могла сразу дать ответ на все сложные вопросы. Однако наиболее актуальная сторона проблемы (структурные особенности, прямая и обратная зональность) с применением взрывной идеи получила положительное решение.

Штокверки и штоки в импульсно-очаговой геодинамической модели запимают центральное положение - относятся к образованиям очаговой зоны. Поэтому первоочередным вопросом является причниа возникновения и природа локализованного энергетического очага, с которым связано образование этих структур. Разнообразие структурных условий локализации штокверков не позволяет рассматривать малые интрузии в качестве единственной причины возникновения энергетических центров - причина более общая и состоит в наличии или появлении неоднородностей в структуре консолидированных пород в виде зон и участков повышенной трещиноватости. Такие участки существуют до зарождения этих тел (разломы, узлы их пересечения, зоны выклинивания лополитов и силлов по восстанию, пластовых интрузий, осевые зоны антиклиналей и флексур) и при активизации тектонических движений в консолидированных породах являются концентраторами напряжений. Они могут также образоваться одновременно с зарождением штокверка при миграции подвижных фаз в импульсном режиме, как это предусматривает геодинамическая модель. При достижении подвижными фазами зоны низких давлений и открытой трещиноватости активность их падает, подводящий канал разветвляется (притупляется) и может прекратить свой рост — возникает зона

137



Рис. 50. Схема образования первичной трещиноватости штокверка в поле воли напряжений.

1 — волна напряжения, генерируемая источником в канале (O_i) и направление ее распространения: 2 — то же, от магматической камеры (O_i): 3 — контур области максимальной трешиноватости; 4 — контур зоны дробления; 5 — максимальные амплитуды в суммарной волне напряжения вдоль оссевой литини.

высокой трещиноватости. Спад давления в системе и бурное отделение летучих может сопровождаться взрывом с образованием зон интенсивного дробления, трещиноватости, а также трубчатых тел эксплозивных брекчий в вершине притупленного канала (по линпи ваименьшего сопротивления).

При анализе роли штоков в появлении зон повышенной трещиноватости и дробления необходимо учитывать возможность их образования на гипабиссальном уровне двумя способами: 1) поступление исходной магмы из промежуточного или первичного очага, как считает большинство геологов; 2) образование in situ под действием гранитизирующих растворов и частичного переплавления вмещающих пород [24, 60 и др.].

В первом случае в вершину притупленного канала нагнетается магма, имеющая значительную вязкость, что не позволяет ей проинкать в мелкие трещины — происходит потеря стабильности движения магмы, взрывы ее внутри канала и камеры (см. 3.2). Генерируемые при этом волны напряжения вызывают уплотнение вмещающих пород и приводят к формированию магматической камеры, которая в зависимости от плотности и податливости горных пород может иметь изометричную, слегка уплощенную или выпуклую вверх по разрезу форму. Образование зоны интенсивной трещиноватости под действием воли напряжения в первую очередь будет происходить в тыловой части камеры по отношению к магматическому каналу за счет сложения в нагоняющем режиме волн иапряжения, генерируемых в подводящем канале И камере (рис. 50). Эффект сложения волн в этом случае во многом аналогичен рассмотренному при обсуждении конусов дробления (см. 2.3). При сложении воли с разной кривизной фронта максимальная амплитуда в суммарной волне совпадает с осевой линией, соединяющей оба очага. Трещины образуют серни, перпендикулярные к фронту суммарной волны, и в виде веера под небольшими углами расходятся от осевой линии (или л.н.с. при вертикальном ее положении). Объемная форма зоны трещиноватости в пдеальном случае будет приближаться к эллипсоиду вращения, подобно рис. 49 и 50, с вертикальной или наклонной осью. Такую форму полных и усеченных эллипсоидов и параболондов вращения имеют меднопорфировые месторождения Агарак, Юрод, Балыкты, Гендерсон и др. Поле воли напряжений зависит от многих параметров самих воли напряжения и среды, поэтому конфигурация зоны интенсивной трещиноватости часто отклоияется от идеальной.

В порядке постановки вопроса необходимо отметить возможность образования подобных зон трещиноватости в результате быстрой (взрывной) реализации «контракционной» трещиноватости в поле проходящей волны (см. 2.3). При этом зона трещиноватости будет включать и сам массив с более интенсивным дроблением его верхней части, располагаясь в целом дискордантно по отношению к его контуру, что характерно для многих месторождений [40]. Трещины в том и в другом случае образуются под действием тангенциального растяжения, остаются открытыми до прохождения эффективной части волны сжатия и заполияются флюндами.

Образование магматических штоков небольших размеров на гнпабиссальном уровне, вероятно, не характерно. Расположение многих из них под штокверками в зоне более высокого метаморфизма скорее связано с застреванием магмы несколько раньше других глубинных флюндов, имеющих меньшую вязкость и большую динамическую активность в связи с высоким содержанием летучих. Однако при поступлении глубинных высокотемпературных флюндов, способных вступать в экзотермические реакции, например, в виде гидритов щелочей [68], в этих условиях могут возникать очаги расплавов. Принципиально они не будут отличаться от очагов глубинного типа (см. 3.1), но образование штоков более вероятно по типу дилатанснонной модели.

Таким образом, возникновение на гипабиссальном уровне «массивов» дробления и трещиноватости с вертикальной и наклонной осевой линней над штоками обоих типов в результате импульсного выделения энергии, сопровождающего подъем магмы или глубинных флюндов, получает теоретическое обоснование как начальная стадия формирования штокверков.

Образование, раскрытие и насыщение флюндами зоны трешиноватости приводит к увеличению объема массива горных пород (рис. 51, a - I, II). После прохождения волны сжатия под действием упругих сил и волны разряжения, возвращающих массив в исходное состояние, возникает локальный очаг концентрации сжимающих напряжений и дилатансии с высоким давлением флюнда. Такое состояние зоны интенсивной трещиноватости при высокой насыщенности флюндами соответствует условням неустойчивости п может завершиться быстрым разрушением «массива» (рис. 51, a - III). Весь процесс формирования очага протекает на фоне постоянных импульсов в подводящем канале и камере. По времени эта







Рис. 51. Схема стадий дилатансионного формирования штокверков, с участием (а) и без участия (б) интрузии в образовании первичной зоны трещиноватости. 1 — первичное трещинообразование; 11 — дилатансконное развитие с насыщением флюждами; 11 — потеря устойчвость и генерация долк напряжения; 17 — формирование зональности в поле р7. созданном волнами; 1 — виещающие породы; 2 и 3 — интрузивные породы штока; 4 — кварцевое штокообразное тело; 5 — брекчиевые тела; 6 — разломы; 7 — системы трещии; 8 — направление первичной (а) и вторичной (б) миграции подвижных фаз; 9 генерация воли шапряжений и каправление главного фронта их распространения; 10 — литостатическое даволение; 11 — систем дилатансной прещин.

стадия непродолжительна и возможно соответствует известной последовательности событий в области очага землетрясения: внедрение магмы или глубинных флюидов — основное землетрясение, а разрушение трещиноватого «массива» — наиболее сильный афтершок. При непродолжительной дилатансионной стадии (рис. 51, 11) жильный минеральный парагенезис ранней стадии не успевает сформироваться и представлен вкрапленным оруденением, связанцым с пульсацией давления в трещинной системе. При импульсном разрушении «массива» вокруг него возникают концентрические зоны деформаций (дробления, трещиноватости, см. 3.1), наложенные на более ранние системы трещин (рис. 51, *III*). Под действием образовавшейся волны сжатия флюнды распыляются, выполняют радикальные трещины по отношению к фронту волны. Резкий спад давления в очаговой зоне разрушенного массива сопровождается понижением давления во флюнде и выпадением из раствора рудных минералов в виде мелких кристаллов и пыли без признаков зонального роста; то же происходит в ближней к очагу зоне в радиальных (в волне сжатия) и концентрических (в волне разгрузки) разрывах.

Разрушение трещиноватого «массива» можно рассматривать как завершение третьей стадии формировання штокверка. В дальнейшем в градиентном поле давления и температуры (рис. 51, а — JV), возникшем под действием волн напряжения в объеме штокверка (очаговой и ближней зонах), на фоне афтершоков (релаксации напряжений) происходит перераспределение рудных элементов — формируются жильный минеральный парагенезис поздней стадия с прожилково-вкрапленным типом минерализации, рудная и метаморфическая зональность во вмещающих породах (см. 3.1). Эта стадия наиболее продолжительна и также сопровождается сейсмической активностью, о чем свидетельствует частое наличие дайковых интрузивных тел различного состава, которым соответствует поздний жильный тип минерализации.

Рассмотренная модель хорошо объясняет формпрование штокверков с моногенной минерализацией, расположенных над штоками. Образование безрудного или слабоминерализованного кварцевого ядра, расположенного на осевой линии зоны трещиноватости, согласно данной модели, происходит в основном за счет флюндов, поступающих со стороны штока, что говорит о небольшой роли магмы как источника рудного вещества. Еще сложнее с этих позиций объяснить рудную зональность крупных, полиэлементных штокверковых месторождений.

Многие вопросы отпадают, если принять за источник рудного вещества поэлементно дифференцированную колонну глубинных флюидов, поднимающуюся вслед за магмой малых интрузий в пульсационном режиме. При таком способе подъема каждый последующий фронт характерпзуется набором родственных (все менее структурно рыхлых) рудных и породных компонентов, оттесняет при внедрении и под действием воли предыдущий фронт, формируя наблюдаемую рудную и породную минералогическую и метаморфическую зональность. При полном насыщении трещиноватой зоны флюндом вдоль л. н. с. потеря устойчивости может произойти до завершения подъема глубинных растворов, и, таким образом, критическое состояние может повторяться неоднократно, что соответствует известным месторождениям со сложной, наложенной зональностью. Импульсная разрядка в системе может привести к закрытию верхней части подводящего канала в связи с
уплотнением в ближней к очагу зоне. Колонна флюидов, продолжающих подниматься, отклоняется по новому каналу и образуетновую зону трещиноватости. При этом формирует новый штокверк, с рудным минеральным парагенезисом, характерным для нижней, части колонны рудоносных глубинных флюидов. В итоге образуется куст месторождений с различной структурой, рудной зональностью и специализацией. Во многих деталях этой схеме соответствует группа месторождений Коунрад. Следует иметь в виду, чтопри внедрении глубинных рудоносных флюидов источником рудного вещества внешией зоны пиритизации с повышенным содержанием Hg, As, Bi, Zn, Pb и других элементов могли служить в значительной степени воды насыщения, отжатые из пород внутренией. части штокверка.

Дилатансионная модель очага землетрясения (см. 1.1, 3.1) допускает также вариант формирования штокверка без участия или с незначительным участием глубинных флюндов (рис. 51, б). Для возникновения дилатансионного очага благоприятна зона зеленосланцевой фации и более слабого метаморфизма, как это виднона примере Кольской сверхглубокой скважины [36]. Насыщение зоны трещиноватости водой вызывает повышение давления на стенки трещин, уменьшает трение и приводит к дилатансионному развитию по ранее рассмотренной схеме. При этом получают предпочтительное развитие одна-две пары трещин (сколов и оперяющих отрывов), подобно тому как это наблюдается на жильно-штокверковом месторождении Караоба [102]. Увеличение пустотности в. породах вызывает приток флюндов из вмещающих пород, захватывающий площади в радиусе до 200 км, если судить по данным о понижении грунтовых вод при подготовке современных землетрясений (см. 2.3). Дилатансионная стадия в этом варианте может быть более продолжительной, чем в предыдущих вариантах, и сопровождаться образованием развитого жильного комплекса ранней. стадни. Однако без участия постмагматических или глубинных флюндов для образования зональности штокверковых месторождений в этом варианте необходимо допускать погоризонтальное распределение рудных элементов в водах насыщения и такую же, в опредсленной последовательности, латеральную миграцию их вобласть дилатансии; либо надо признать перераспределение всех компонентов в поле неравномерного давления в объеме штокверка в процессе дилатансии и под действием волн напряжения при потере устойчивости.

Разнообразие штокверковых месторождений не позволяет полностью исключить какой-либо из указанных вариантов модели, но можно отдать предпочтение следующей схеме их формирования (рис. 51): 1) последовательный фильтрпрессинг и перемещение из глубинного очага к поверхности остаточных расплавов и глубинных рудоносных флюндов под действием воли напряжения; 2) образование новых и раскрытие существующих зон трещиноватости в притупленной вершиче подводящего канала в гипозоне способом воли напряжений и гидроразрыва при последовательном поступле-

нии магмы (может выпадать из процесса) и глубинных рудоносных флюидов (рис. 51, /); З) дилатансиопная стадия (в пульсационном режиме) различной продолжительности: насыщение зоны трещиноватости во внутренней части постмагматическими гидротермальными (могут отсутствовать) и глубинными рудоносными растворами, во внешней — водными растворами гипозоны, формирование первичной минеральной рудной и метаморфической породной зональности, рассеянно-вкрапленного и раннего жильного (угнетенного) оруденения (рис. 51, 11); 4) потеря устойчивости, разрушение «массива» зоны трещиноватости и генерация волн напряжения: образование вторичных концентрических зон деформаций, поля напряжений и температур, рассеянно-вкрапленной минерализации (рис. 51, 111); 5) перераспределение в зональном поле температуры и давления (в пульсационном режиме на фоне релаксации напряжений) компонентов и формпрование вторичной рудной и метаморфической зональности, прожилково-вкрапленного оруденения и жильного оруденения поздней стадии (рис. 51, IV).

Данная модель удовлетворительно объясняет особенности строения и формирования штоков и штокверковых месторождений рассматриваемого типа и позволяет сделать некоторые практические выводы в отношении условий их локализации и размещения (см. 4.9).

4.3. ОТКОЛЬНЫЕ, КОЛЬЦЕВЫЕ И РАДИАЛЬНЫЕ РАЗЛОМЫ, ДАЙКИ, ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ТЕЛА

Рассмотрение данного комплекса структур преследует целью определить их значение и вес в геологическом строении и контроле оруденения, а с другой стороны, попытаться с их помощью, как наиболее простых структурных форм, выявить причины возникновения геодинамических условий локализации подвижных фаз.

Откольные, цилиндрические и радиальные разломы, маркирующие их дайки и тела гидротермально измененных пород, тесно связаны между собой и образуют комплексы или системы. Реже они встречаются обособленно, что частично объясняется спецификой геологических наблюдений — кольцевые и радиальные структуры хорошо картируются на поверхности среза, а откольные формы можно проследить только в разрезе, так как углы падения их изменяются от крутых вблизи поверхности до субгоризонтальных на глубине. Откольные разрывные нарушения до последнего времени не выделялись в самостоятельный морфологический тип в противоположность маркирующим их дайкам-силлам, а из-за концентрического очертания в плане обычно относились к кольцевым и коническим структурам. Более правильно среди кольцевых форм по наблюдениям на поверхности различать собственно кольцевые разломы и дайки с выдержанным по контуру вертикальным и крутым периклинальным и центриклинальным падением и откольные — с изменчивым по контуру центриклпнальным падением (от крутого до пологого). Большое внимание изучению кольцевых и радиальных разломов и даек в своих работах уделяют Е. М. Андерсон, Ф. Дикси, А. А. Пэк, В. А. Невский, А. С. Перфильев, А. П. Светлов, С. В. Ефремова, Л. Н. Шарпенок и другие исследователи.

Откольные, кольцевые и радиальные разломы часто с маркирующими их дайками и гидротермально измененными породами в основном связаны с проявлением магматизма, широко распространены в вулканических постройках и консолидированных областях с последующей тектоно-магматической активизацией. Они имеют практическое и прикладное значение, так как являются индикаторами повышенной эндогенной активизации, последовательности магматизма и рудогенеза [28]. Наблюдается эволюция этих форм в зависимости от тектонического режима. В условиях формировання прогибов и проявления магматизма среди вулканогенно-осадочных пород преимущественно развиты силлы и субпластовые тела. приуроченные к откольным разломам, как это видно на примере Балтийского щита (Онежская, Западно-Онежская, Сегозерская депрессии) [Светлов А. П., 1979 г.], траппов Сибирской платформы и других районов. Кольцевые разломы и дайки в этих условиях образуются редко; чаще наблюдаются радиальные формы. в основном наследующие ранее заложенные разломы. На орогенном этапе и при активизации в составе магматических комплексов радиальные и кольцевые разломы и дайки - распространенное явление. Вместо силлов в этих условиях образуются более мощные тела, так как в консолндированных породах отколы локализуются вблизи л.н.с., используя зоны с прочностными дефектами в разрезе (межформационные границы, палеозоны трешиноватости). С. В. Ефремова [28] на примере Центрального Казахстана отмечает очередность их образования: сначала внедряются интрузии, затем радиальные дайки и в конце (но не всегда) появляются кольцевые дайки; то же свойственно вулканическим постройкам с «плоским» очагом на небольшой глубине.

Последовательность формпровання и развития радиально-кольцевых даек вблизи поверхности соответствует теоретическим и экспериментальным данным образования структур разрушения под действием падающей на свободную поверхность волны напряжения (см. 2.1, 3.4). При нарастании сигнала в падающей волне в окрестностях л. н. с. образуются сначала радиальные отрывы, а затем в радиально распространяющейся волне, если достигаются критические напряжения, — кольцевые вертикальные и близкие к ним разрушения, проникающие на небольшую глубину. Отсутствие кольцевых и часто радиальных разломов и даек в составе комплекса раннего и среднего этапов развития геосинклиналей и вулканотектонических депрессий объясняется рассеиванием и поглощением энергии воли напряжения слабо уплотненными слоистыми породами. В то же время напряжения в отраженной волне оказываются достаточными для образсвания откольных разрушений в осадочных породах с небольшой прочностью на отрыв. На приповерхностном уровне при выполнении раднально-кольцевых разломов образуются кластические дайки (рис. 25), с увеличением глубины проникновения в их формировании участвуют восходящие гидротермальные растворы («галечные» дайки Хинганского оловорудного месторождения [Синяков Е. П., Афонин Ю. А., 1976 г.]), а при распространении до магматических камер или подводящих каналов они фрагментарно или реже полностью выполняются магмой.

Заслуживают внимания некоторые общие закономерности формирования силлов, выявленные на примере Норильского района (рис. 52) и других районов. Для силлов характерен значительный диапазон глубин. На глубине первых сотен, иногда даже десятковметров формируются протяжешные силлы и субпластовые тела небольшой мощности (до 30—50 м) титан-авгитовых долеритов среди тунгусской терригенно-угленосной серии (рис. 52, а); их эффузивные комагматы — трахибазальты с титаи-авгитом ивакинской свиты, мощностью до 75—150 м, залегают в 100—150 м выше по разрезу. Там же на примере долеритов видно, что с увеличением глубины протяженность маломощных тел уменьшается, а при сближенном расположении — уменьшается также их мощность. Это явление уже обсуждалось и аналогично многократному откольному разрушению на моделях.

Другая особенность — миграция силлов и субпластовых тел вверх и вниз по разрезу по мере накопления вулканитов и изменения физико-механических свойств пород разреза. Ранние титанавгитовые долериты располагаются в самой верхней части разреза (в момент их внедрения). Следующие за ними безоливиновые и толентовые долериты, габбро-долериты образуют серию субпараллельных тел значительно ниже по разрезу среди пестрой терригенно-карбонатной толщи с пластами каменной соли и ангидрита ордовнка — девона; лишь в самых верхах соответствующего им вулканогенного разреза (надеждинская, гудчихинская свиты) появляются маломощные силлы этих пород. Поздние силлы и дайки долеритов, габбро-долеритов со шлирами габбро-пегматитов перемещаются выше по разрезу. При этом маломощные силлы и секущие дайки развиты преимущественно в средней и верхней части вулканогенной толщи, более мощные - в верхах терригенно-карбонатной толщи девона. Наконец, дифференцированные HHTDY3111 (пикритовые габбро-долериты, габбро-сиениты и габбро-долериты) в виде силлов, субпластовых и более сложных по форме тел (рис. 52, б), мощностью в сотни метров, располагаются в самых верхах осадочной — низах вулканогенной толщи, занимая несколько несогласное положение по отношению к более раннему структурному плану. Сходная миграция силлов и субпластовых тел по отношению к свободной поверхности и зависимость их мощности от глубины залегания и строения разреза наблюдается в Печенгской вулканической депрессии.

Разделение с перерывом силлов и даек на два яруса, закономерное расположение их в зависимости от расстояния до поверхности, контакты тел, обычно секущие слоистость под небольшими



Рис. 52. Геологичсские разрезы Норильской (а) и Хараслахской (б) вулканических депрессий (горизонтальный масштаб в 2 раза меньше вертикального). По Л. М. Шадрину, В. С. Нестеровскому, Н. Б. Токареву [1977 г.], с упрощением и догоризонтальный масштаб nonneunem.

/ — осадочно-вулканогения (траписвая) формация; 2 — лагунно-континситальная угленосцоя формация; 3 — терригенио-карболатимс формации пание-средневалозопского возраста; 4 — тикан-вагнтовые долериты; 6 — габбро-долериты; 6 — брежини; 7 — дифференцирован-име пикратовые габбро-долериты; 8 — метасоматические породы и эксплозницие брекчии; 9 — ризломы (а — отколыные, 6 — неклассифиине пикрито цированные)

острыми углами, все это не соответствует представлениям об избирательном внедрении магмы в менее прочные породы и между пластами и, наоборот, хорошо объяснимо в связи с образованием пластяжения (откольных разрушений) в поле отражениой волны разрежения. На начальной стадии импульсного воздействия достаточно незначительного нарастания растягивающих напряжений в. волне, отраженной от поверхности, чтобы в слабоуплотненных терригенно-угленосных породах образовались отколы, в которые и внедряются первые порции поступившей магмы. Прохождение волны разрежения на этой стадии вызывает еще большее разрыхление угленосной толщи за счет трещиноватости, и поэтому в дальнейшем основная часть падающей волны отражается от подошвы тунгусской свиты. Однако образование откольных разрушений в прочных нижележащих терригенно-карбонатных породах может произойти только при значительном нарастании напряжений в отраженной волне, которые достигаются после прохождения высокоамплитудной части падающей волны сжатия, т. е. на определенной глубине, где и локализуются силлы ранней стадии магматизма. Наконец, накопление вулканогенной толщи и волновое воздействие приводят к уплотнению пород тунгусской свиты, и часть волны. достигшая поверхности, отражается и вызывает образование маломощных откольных разрывов вблизи свободной поверхности, а другая часть волны, отраженной от свободной поверхности и границ раздела толщ с разной плотностью, приводит к образованию зон растяжения на глубине - происходит формирование двух разновысотных ярусов силлов. По мере накопления вулканитов и подъсма свободной поверхности вслед за ней перемещаются всрхняя. в нижняя зоны образования максимальных растягивающих напряжений в отраженной волне (уровни локализации магмы). Общая тенденция уменьшения размеров по латерали и увеличения мощности силлов объясияется локализацией эффективного растяжения в отраженной волне вблизи л. и. с., непродолжительностью их существования и потребностью дополнительной энергия больших масс магмы в уплотнения окружающей среды при образовании пространства камеры.

Таким образом, данный пример наглядно иллюстрирует возможность применения откольной модели при расшифровке особенностей строения и локализации силлов. Внедрение магмы и формирование пространства камеры могли происходить по определенной схеме (см. 3.4) путем приоткрывания откольных разломов в поле отражениой волны разряжения при активном импульсном воздействии расплавов на стенки камеры.

Следует обратить внимание, что в Норильском и Печенгском районах не известны вертикальные кольцевые дайки п разломы, несмотря на их хорошую изученность и обилие палеовулканических построек центрального типа. Многие просадочные структуры Хараелахской депрессии относятся к поздним образованиям и в эрознонном срезе напоминают кальдеры с крутым падением разломов, однако в результате бурения достоверно установлено, что они с глубиной выполаживаются и меняют падение на обратное, т. е. являются типичными отколами с ограничивающими их откольными разломами. Это наводит на мысль о сходстве с ними кальдер молодых и современных вулканов. Поздние откольные разломы захватывают весь разрез вулканогенной и частично верхи осадочной толщ (рис. 52).

Радиально-кольцевые разломы и дайки имеют известное металлогеническое значение [8, 28, 51]. Особенно важная роль в локализации оруденения и в структуре рудных полей принадлежит откольным разрывным нарушениям и силлам [62, 64]. С силлоподобными телами связаны многие крупные хромитовые и медно-никелевые месторождения (см. 4.8).

Откольные разломы контролируют размещение многих рудоносных интрузки различной металлогенической специализации, маркируются рудоносными гидротермально измененными породами брекчиями и непосредственно рудными телами. Эта их особенпость ярко выражена на примере медно-никелевых месторождений Печенгского и Норильского рудных районов. В пределах Талнахского рудного узла к крупному откольному разлому приурочена главная никеленосная интрузия (рис. 52, б), которая в целом наследует его эллипсоидальную форму поверхности и погружается в северо-восточном направлении к центру Хараелахской депрессии, Над выклиниванием разлома и интрузии по контуру широко развиты брекчни и метасоматически измененные породы, подробное описание которых приводят П. Ф. Иванкин, Т. И. Немененок [76]. Особенно характерны Срекчии и метасоматиты для участков затухания разломов с более крутыми углами падения, где скапливаются флюнды и возникают локальные «взрывные» очаги с образованием над ними просадочных структур, ограниченных откольными нарушениями, как это показано на рис. 52, б. Откольные разломы и просадочные структуры, связанные с близлежащими очагами, накладываются друг на друга, образуя сложные сочетания дуговых блоков-клиньев. В целом они вытянуты вдоль контуров интрузива, иногда в виде корытообразных форм, и являются важным поисковым критерием.

Прекрасным примером рудоконтролирующей роли откольных разломов являются «пласты» брекчневых руд западной группы месторождений Печенги (Каула — Семилетка). В восточной группе месторождений этого района к откольным разломам приурочены тела так называемых «отщепленных» руд, удаленных иногда от «материнских» небольших массивов на сотни метров, — возникает та же проблема источника рудного вещества, что и в штокверковых месторождениях. Формирование брекчиевых руд, несомненно, происходило при вэрывном участии флюидов. Однако постоянство мощности рудных пластов при значительной латеральной протяженности не позволяет считать этот фактор определяющим при образовании пологих разрывных нарушений, тем более что известны сухие брекчии вмещающих пород в таком же залегании без заметных смещений крыльев по откольному разлому.



Рис. 53. Схематический разрез местрождения Речк, ВНР. По Ч. Немет [40]. 4 — известково-терригенные толци триаса; 2 — биотит-амфиболовые анделиты верхиего зоцеив и пкроксен-биотит-амфиболовые анделиты мюцена; 3 — песчано-глинистые отложения олигоцена; 4 — миоценовые субвулканческие виделитовые пофириты, пелеходящие на глубине в диоритовые пофириты; 5 — разрывные нарушения; 6 — зона аргилизации, терицитизации; 7 — граница зоны окварцевания; 8 — границы скарнированных пород; 9 вкрапленные медные руды; 10 — скарновые медные руды; 11 — полиметаллические руды; 14 — зона развития люцонит-энаргитовой кинерализации.

Известны многочисленные гидротермальные полиметаллические, медно-молибденовые, урановые и другие месторождения, контролируемые разломами и зонами трещиноватости, которые по всем признакам соответствуют откольным разрывным нарушениям. В этом отношении показательно месторождение Речк с минерализацией меднопорфирового типа позднезоценового возраста, расположенное на фланге Панонского срединного массива (рис. 53) [40]. Руды комплексного состава контролируются апикальной частью андезитового штока, сопровождаются окварцеванием и пропилитизацией и обрамляют обедненное сульфидами ядро штока. Шток характеризуется наличнем апофиз в виде плоских тел, слегка вогнутых в направлении поверхности, среди известково-терригенных пород. Вблизи этих апофиз, на продолжении и параллельно им развиты рудные участки, представленные иногда массивными залежами. В целом от оси штока к периферии бедная прожилкововкрапленная медная минерализация с молибденом сменяется скарновыми медными и полиметаллическими рудами, а затем вкрапленными и жильными полиметаллами; в вертикальном разрезе также наблюдается зональность состава и содержания руд. В целом месторождение соответствует модели многократных откольных нарушений, маркируемых апофизами андезитов, скарнами, рудами, с остовом в виде интрузивного трубообразного тела по оси сим-METDHIL.

В вязких скрытокристаллических эффузивных породах кислого состава наблюдаются зоны трещиноватости откольной морфологии без магистрального разрыва. Пологие трещины в этих зонах иногда сухие, вертикальные — выполнены кварцем, содержат рудные минералы. Можно предположить, что аналогичная мощная зона трещиноватости контролирует жильное урановое месторождение кальдерного типа, описанное В. А. Невским, Н. П. Лаверовым, А. Е. Толкуновым [102, рис. 17]. Месторождение представлено серией сближенных вертикальных и крутопадающих жил среди игнимбритов, кварцевых порфиров, включающих горизонты сферолнтовых разновидностей. Жилы группируются в зону, которая в верхней части имеет средние углы падения и с глубиной постепенно выполаживается.

А. В. Запорожец с соавторами [55] приводит описание урановых месторождений, расположенных в краевых зонах кальдерных вулканических депрессий, на которых в качестве главных структурных элементов выступают пологопадающие к центру депрессий тектонические разрывы, расположенные в несколько ярусов. Они обнаруживают полное подобие многократным откольным нарушениям, на что указывает и своеобразная зональность рудовмешающих толщ, проявлениая в смене жильных и трещинно-жильных структур штокверками по мере приближения к пологим разрывам. Тесную связь уранового оруденения с откольными разрушениями можно объяснить образованием или приоткрыванием последних под действием импульсов, генерируемых при поступлении рудоносных растворов, если не идти дальше и не принимать во внимание гипотезу естественных ядерных реакторов как возможных очаговых источников энергии (см. 1.1), возникающих в процессе дифференциации и формирования специализированных рудоносных систем.

Субпластовую форму тел, подобную откольным разломам, имеют многие залежи полиметаллических руд гидротермального генезиса. Примером могут служить хорошо известные по работам Г. Н. Щербы месторождения атасуйского типа в Казахстане (Каражал, Шоинтас и др.). Воздействие поздних гранитов вызвало регенерацию и переотложение руд с образованием гидротермальнометасоматических ассоциаций второго этапа. При этом устанавливается связь рудных тел и их зональности с центрами вулканизма. Рудные тела пластовой формы часто приурочены к нижней части туфогенно-осадочной толщи, перекрывающей эффузивы, сопровождаются дроблением и гидротермальным изменением пород лежачего бока и под небольшими углами пересекают слоистость; иногда они соединяются секущими рудными жилами. С ними тесно ассоциируют пластовые залежи барит-сульфидных, кремнисто-магнетитовых или железисто-марганцевых руд. В платформенных областях субпластовые тела гидротермальных месторождений иногда образуют несколько ярусов. В провинции Ледвилл они размешаются в известняках в лежачем боку силлов. В рудном поле Лебединое устанавливается четкая зависимость положения пластовых залежей в доломитах от глубины залегания фундамента. Они часто размещаются в интервалах 0-20, 60-90 м от поверхности

фундамента [Лаверов Н. П., отв. ред., 1982 г.], т. е. в благоприятных зонах для всзникновения многократных откольных разрушений. Субсогласные пластовые тела н зоны разрушения в блоках, разделенных вертикальными дайками щелочных пород, располагаются на несколько разных уровнях.

Структуры ряда меднопорфировых и вольфрамовых месторождений штокверкового типа обнаруживают многие черты сходства с отколами, комбинацией многократных отколов и трубообразных зон дробления и обрушения над очаговой зоной при неглубоком расположении последней от поверхности. Такое сочетание зон деформаций известно и широко используется в гориом деле, поскольку является наиболее эффективным при разрушении массива горных пород взрывом на выброс (см. 2.2). В. К. Денисенко [24] рассмотрел примеры сходства указанных моделей со структурами штокверковых месторождений вольфрама и обратил внимание на возможность образования отколов при отражении волн не только от свободной поверхности, но и от крутых разломов на небольшой глубине. Такое сопоставление позволяет объяснить не только структуру вольфрамовых штокверков, но и обратную вертикальную зональность на некоторых месторождениях.

Возникает желание провести еще одну смелую параллель между структурой некоторых меднопорфировых месторождений типа Алмалыкского рудного узла (Кальмакыр), Актогай, Сурвент-Сухайт (МНР) и просадочными структурами-отколами, возникающими над апикальными частями крупных откольных разломов или маркирующих их интрузий, как это показано на примере Талнахского рудного узла. По своей структуре и уникальности нанболее интересно месторождение Актогай [40]. Оно находится в центральной части вулкано-тектонической депрессии, сложенной осадочновулканогенными породами и ограниченной серией (полу- и) кольцевых разломов, к которым приурочены дайки и субвулканические интрузии [51; Павлова И. Г., 1978 г.]. Большая часть мульды уничтожена интрузией, и сохранились лишь отдельные останцы с центриклинальным падением пород на крыльях 25-30° и субгоризонтальным в центре. Такое же падение к центру под углом 55-80° имеют кольцевые разломы и маркирующие их дайки; малый кольцевой разлом в центре месторождения падает периклинально под углом 85-87° и образовался на заключительной стадии высокоактивного функционирования энергетического очага. Интрузивные породы представлены гранитоидами, диоритами, кварцевыми диоритами. Известны два небольших тела порфировидных диоритов и линейное тело граноднорит-порфиров, совпадающее с плоскостью симметрии месторождения северо-западной ориентировки, вдоль которой развиты кварцевые тела и брекчии с кварц-биотитовым (спирудные) и серицит-турмалиновым (пострудные) цементом. Рудное тело имеет в плане подковообразную форму с небольшим безрудным центром, в разрезе — параболической формы с зубчатым выклиниванием по латерали. В целом рудное тело представляет по форме линейно вытянутый изогнутый откол, высота и ширина которого уменьшается к концам. Образование его могло произойти в результате взрыва флюндов по кольцу над выклиниванием интрузивного тела или над не выходящим на поверхность откольным разломом соответствующей конфигурации. Ориентировочный расчет по формуле (12) показывает, что очаговая зона располагалась на глубине 200-300 м от подошвы зоны оруденения. В результате реверберации воли в отколе он мог разрушиться путем образования откольных разломов, соответствующих зубчатым выклиниваниям (подобно месторождению Речк), при участии «взрывных» флюндов с насыщением ими разрушенных пород. Такая схема об. разования структуры позволяет объяснить концентрическую зональность рудного тела в связи с проявлением интенсивного кремнекалисвого метасоматоза вдоль осевой плоскости откола (зоны наибольших деформаций по л.н.с.) и оттеснением рудной минерализации к флангам откольных разрушений. По аналогичной схеме с развитием откольных разломов и разрушением откола могло протекать формирование других месторождений подобного типа с более простой конфигурацией рудных тел типа полу- и сегментных эллипсоидальных и шаровых отколов.

Изложенные и другие данные свидетельствуют о широком распространении и важной роли в геологическом строении и контроле оруденения среди простых структурных форм центрального типа откольных разломов, маркирующих их силлов и гидротермально измененных пород. Рассмотренные примеры указывают на тесную связь локализации деформаций, магмы и рудоносных флюндов и сложное взаимоотношение их со средой в процессе эволюции, Стремление объяснить их локализацию с традиционных позиций механического статического воздействия на среду и использования неоднородностей этой среды, несмотря на вековые усилия исследователей, не дало пока нужных результатов. Анализ простых структурных форм центрального тяпа показывает, что их образование связано с возникновением в верхней части земной коры локальных геодинамических зон разряжения при параллельном уплотнении окружающей среды. Такому деформационному состоянию среды соответствует поле волн напряжений.

4.4. ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОСТРОЯКИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА

Стратовулканы, щитовые и иные вулканические постройки центрального типа рассматриваются в данной работе как структурные формы, характеризующие свободную поверхность — самое верхнее звено импульсно-очаговой модели. Поэтому основной интерес представляют элементы структуры этих экзотических «нарывов» на лике Земли, сформированные при непосредственном влиянии свободной поверхности. Пространственное размещение и структурнотектонические условия локализации вулканов, связь современного вулканизма с землетрясениями в общих чертах рассмотрены в начале работы (см. 1.1, 1.3) и здесь не затрагиваются.

Формирование вулканической постройки происходит на протяжении десятков тысяч лет [111] в пульсационном режиме с чередованием кратковременных периодов бурного импульсного выделения механической и тепловой энергии и более продолжительных периодов относительного затишья — накопления энергии. Диамето основания вулканических построек достигает 40 км и более, а высота-5 км. По размерам они сопоставным с магматическими структурами центрального типа разного ранга, в том числе крупным Хибинским массивом, а по высоте - с мощностью субвулкаинческой гипабиссальной зоны. В процессе вулканизма особую роль сепаратора энергии выполняет свободная поверхность: отражает энергию в недра, аккумулирует в себе в виде положительных форм рельсфа и рассеивает в окружающее пространство. С геологической стороны наибольший интерес представляет отраженная часть энергии, огромная доля которой уходит на формирование вулканической постройки.

В познании геологического строения и рудоносности вулканических построек наряду с ранее названными (см. 1.3, 2.3) следует указать на исследования А. Н. Сирина [82], Ю. П. Масуренкова [15; 1980 г., 1978 г.], В. С. Шеймовича [111], Г. Ф. Яковлева и других геологов, которые внесли существенные изменения в традициопные представления о конических постройках как телах с симметрично расположенными, относительно трубообразного жерла, эффузивными и пирокластическими покровами. На примере молодых и древних вулканов Камчатки, прошедших длительное развитие. 10. Ю. Шнеймович показал сложное строение конических построек. «Под эффузивно-пирокластическим чехлом вскрываются тела, заполнившие каналы питающей вулканической системы - дайковосилловая система. Последняя представляет собой чрезвычайно разветвленную, пасыщенную дайками и силлами систему тел, инъецированную в продукты более ранних извержений, которые дислоцированы, дезинтегрированы и в значительной степени вытеснены из постройки на поверхность путем эксплозий и другими способами» [111, с. 52]. На рис. 54 приводится схема, отражающая основные особенности строения палеовулкана, сложенного породами основного и среднего состава. Силлы в таких вулканах располагаются на разных глубинных уровнях, в фундаменте и в самой постройке, мощностью в первые сотни метров и менее, по протяженностипервые километры. Многочисленные вертикальные и наклонные дайки небольшой протяженности по восстанию при мощности до 5 м образуют сложные сплетения или прилегают друг к другу. Среди них отмечаются дайки с кластической структурой и развитым жильным комплексом. В целом они образуют питающую систему эффузивно-пирокластических фаций практически в пределах всей конической постройки. Днаметр дайково-силловых систем достигает по площади 100 км² и более. Менее характерны дайковые комплексы для щитовых построек центрального типа преимущественно андезитового состава.



Рис. 54. Обобщенная схема строения палеовулкана [111]. 1-отложения фундамента: 2-эффузвано-пирокластические покровы: 3субвулканические интрузивные тела, состоящие из магматических даек: 4еиллы - магматические залежи; 6-дайковые пучки, пакеты; 6- полости тектопических трещин, частично заполненные магматическим материалом; 7реконструкция палеозулкана.

Не менее сложное строение имеют сохранившиеся фрагменты палеовулканических построек центрального типа в составе трапповой формации. В Норильской и Хараелахской вулканических депрессиях в составе раднально-кольцевых морфоструктур размером в поперечнике до 25 км выделяются округлые морфоструктуры -до 4-5 км в диаметре. Исследования показаян [64], что они соответствуют локальным вулканическим центрам прижерлового типа и участкам насыщения силлами и дайками. Многочисленные короткие дайки долеритов, которые иногда удается наблюдать в пределах крупных обнажений по р. Хараелах, соединяют силлы долеритов с эффузивными комагматами. Участки насыщения силлами и дайками образуют положительные формы рельефа и характеризуются повышенными магнитными апомалиями. В прижерловом типе построек среди массивных разновидностей пород развит агломератовый мезастазис, туфобрекчии и брекчированные породы с жильным кварцем. Этот тип характеризуется отрицательными формами рельефа и пониженным магнитным полем.

Детальные исследования в Печенгской вулканической депрессии показали [62], что существенного различня в строения среднепротерозойских вулканических построек центрального типа с охарактеризованными выше нет. Многие постройки денудированы при формировании структуры, и сохранились лишь их нижние фации. Более уверенно по комплексу геолого-геофизических данных и аэ-

роснимков вулканические постройки выделяются в верхней части разреза среди пород четвертой вулканогенной толщи. Одна из таких построек выделена в 1,2 км к югу от водопада на р. Шуонппоки [62]. В центральной части постройки устанавливаются фрагменты кольцевого строения по переслаиванию массивных днабазов и габбро-днабазов, днабазовых агломератов и лавобрекчий, туфов, туфогенных алевролитов, кремнистых пород. Наряду с субпластовыми телами диабазов и габбро-диабазов наблюдаются маломощные данки и спллы с четкими секущими контактами. Многие контакты пород тектонизированы и совпадают с откольными, радиальными и другими разломами. Мощность горизонтов по простиранню меняется, отчасти за счет нагиетания туфогенных пород в узлы пересечения откольных и радиальных разрывов, что подчеркивается локальными аномалиями магнитного поля. Пирит-пирротиновая и магнетитовая минерализация локализуется в узлах пересечения откольных и раднальных разрывных нарушений и отмечается интенсивными аномалиями повышенного и пониженного (при обратной памагниченности) магнитного поля. В пределах постройки широко проявлены окварцевание, карбонатизация и другие гидротермальные изменения пород.

Важным структурным элементом многих молодых и современных вулканических построек зрелой стадии развития являются кальдеры проседания, размеры которых в днаметре достигают 8-10 км и более. При великом извержении группы Кракатау, по-вилимому, образовалась кальдера около 8 км в поперечнике, а просадка составила более 270 м [17]. Обычно стенки кальдер имеют вертикальные или чаще крутые углы падения к центру на земной поверхности. С кальдерами связаны гидротермальные изменения пород и различные типы вулканогенных месторождений (см. 4.3). многие из которых имеют важное значение [51; Котляр В. Н., Яковлев П. Д., 1984 г.]. В последние годы особое внимание привлекают процессы современного рудогенеза, которые локализуются в основном в кольцевых разломах и узлах их пересечения с радиальными и секущими разломами (кальдера Узон). Образование провальных кальдер традиционно связывается с опустошением промежуточного магматического очага. Однако для образования кольцевого разлома и проседания цилиндрического блока требуется огромное дополнительное давление. На примере палеокальдеры провального типа днаметром 5-6 км вулкана Плоского А. Н. Сирин [82] показал, что для образования этой кальдеры при опустошении промежуточного очага с горизонтальной кровлей на глубине 2 км необходима дополнительная нагрузка в виде 150 км³ базальтового матернала, в то время как суммарный объем внутрикальдерных лав не превышает 7 км3. В связи с несоответствием нагрузки было высказано предположение, что образованию кальдеры способствовала сильная эксплозивная деятельность. В геологической литературе нет описания корневых частей просадочных кальдер, и о их морфологии на глубине трудно судить. Однако все данные с учетом ранее сказанного (см. 4.3) свидетельствуют в пользу

155

возможной аналогии кальдер просадочного типа и просевших отколов по ограничивающим откольным разломам. Последние имеют крутое падение вблизи свободной поверхности и с глубиной выполаживаются.

Важными морфоструктурными формами вулканических построек являются взрывные кратеры и «кальдеры». Представляют интерес процессы их образования. Роль откольных разрушений в формировании вулканических взрывов показана на примере палящих лавин (см. 2.3). Катастрофическому «выстрелу» вулкана Безымянного 30.03.56 г. предшествовало с 29.09.55 более 1300 толчков и ряд сильных взрывов [95], вероятно подготовивших откол. Поступление новой порции глубинных флюидов сопровождалось «ужасной силы взрывом», насытило газами полукольцевой откол, а последовавший через 15 мин новый импульс произвел «вэрыв на выброс». достигший высоты 43 км. И. А. Резанов [1972 г., с. 69] следующим образом характеризует последствия катастрофы: «Безымянный неузнаваемо изменился. Из правильного, слегка усеченного конуса он превратился в полукольцевую кальдеру. Древний купол, приполнятый еще на первой стадии извержения, теперь отсутствовал. На месте вершины и юго-восточного склона горы зиял огромный кратер в виде полукольца размером 1500×2000 м. Вершина купола была снесена взрывом. Высота его уменьшилась почти на 200 м».

Характерной особенностью является линейная миграция жерл кратеров в одном или в двух направлениях и соответственно «шагание» вулканических построек и вулканов в целом [82, 111]. Жерла иногда располагаются в непосредственной близости и перекрывают друг друга, что объясняется наклонным положением подводящего канала. Столь автономное расположение жерл, по мнению автора работы, указывает на независимое от локальных условий образование узких зон резкого спада давления, в которое устремляется магма. Такие зоны могут быть обусловлены фокусированием волн разряжения отраженных от конической постройки (см. 3.4). Незначительное отклонение дайкового подводящего канала или изменение формы конической постройки приводит к смещению зоны кавитации, которая является энергетически выгодной для подъема магмы. В «шагании» вулканов важная роль отводится образованию дайково-силлового панциря [111]. В аспекте импульсно-очаговой модели консолидация вулканической постройки сопровождается увеличением энергии отраженной волны, а следовательно, разрастанием откольного разлома и силла по восстанию в периферической части, что в конечном итоге может привести к образованию бокки.

Таким образом, на примере вулканических построек центрального типа отчетливо выступает огромная роль свободной поверхности как энергетического барьера. Свободную поверхность можно уподобить бережливой хозяйке Земли, которая очень экономно расходует энергию и содрогается взрывом, когда энергия покидает очаг. Падающая волна сжатия приводит к образованию радиальных разрывов, которые быстро закрываются в поле отраженной волны разряжения. Под действием последней в вулканической постройке образуются субгоризонтальные откольные разрушения, в которые устремляется магма из вертикальных каналов, хотя давление на стенки последних в поле силы тяжести вблизи поверхности в 2 раза меньше. В формировании вулканической постройки наглядно отражена движущая энергетическая сторона многих эндогенных процессов — импульсно-очаговое выделение энергии.

4.5. ТРУБООБРАЗНЫЕ СТРУКТУРЫ

Структуры центрального типа трубообразной формы выделяются в виде относительно обособленных тел или входят в состав магматических комплексов центрального типа и вулканических построек. Существуют различные гипотезы о механизме образования трубчатых тел [50, 51], однако большинство геологов важную роль отводят взрывным процессам и развивают эксплозивную концепцию, которая объясняет многие особенности строения и рудоносности этих структур. Менее исследованы пока условия возникновения и протекания взрывного процесса при их формировании.

Трубообразные тела брекчированных пород различного состава и происхождения, сформированные с участисм эндогенных процессов, обычно объединяются под общим названием эксплозивных трубок. Скрытая эксплозия, по П. Ф. Иванкину [76, с. 7], в упрощенном виде развивается по следующей схеме: «подъем гомогенной глубинной жидкости (магмы, флюида) — ее расширение и вскипание - превращение в смесь жидкостей, твердых фаз и газов - взрывоподобное обособление газов, их последующая конденсация и переход в растворы». Многие трубки характеризуются определенным типом месторождений (кимберлитовым, скарновым, железорудным, магномагнетитовым, урановым, золоторудным, меднопорфировым и т. д.) в зависимости от состава материнской магмы (от ультраосновной до кислой) и гидротермальных изменений. Большое практическое значение, важная роль в познании эндогенных процессов и их энергетики, экзотичность формы тел привлекают внимание многих геологов. Им посвящают свои труды Г. Тиррель, Г. Клеес, В. М. Крайтер, А. А. Пэк, М. А. Крутоярский, В. А. Невский, В. Н. Котляр, Н. А. Фогельман, В. С. Трофимов, П. Д. Яковлев, Ф. И. Вольфсон, В. А. Милашев, Л. Г. Страхов. Г. И. Туговик, В. А. Дунаев, Б. М. Никитин, К. Н. Никишов, С. И. Костровнцкий, А. М. Портнов и многие другие.

Трубообразные тела надстранвают подводящие дайковые каналы и интрузивные тела иной формы на небольшой глубине и не всегда достигают поверхности. Они образуют жерла вулканов, однако значительно реже, чем считалось ранее (см. 4.4). Эти тела в целом можно рассматривать как верхнюю часть подводящих каналов субвулканического и вулканического уровня глубинности, которые генетически связаны с мигрирующими по ним расплавами и глубинпыми флюндами (см. 3.2). Общая особенность появления

157

трубчатых тел связана с застреваннем подвижных фаз, т. е. умень. шением их динамической активности, что может быть обусловлено внутренними и внешними факторами (см. 3.2, 3.3). Анализ данных показывает, что в приловерхностных условиях первостепенное влия. ние на спад давления и застревания подвижных фаз оказывает наличие зон трещиноватости с неплотно сжатыми стенками трещин. Такие зоны трещиноватости характерны, кроме разломов и узлов их пересечения, для палеоповерхностей кристаллического фундамента, перекрытых осадочным чехлом небольшой мощности (до 3 км), несогласни, перерывов, пересланваний пород разной компетентности в осадочном чехле, а также для ореолов более ран. них интрузивных тел (см. 4.2). При достижении подвижными фазами зои трещиноватости происходит падение давления в системе. дайковый канал притупляется и формируется трубчатый канал или камера. Бурное выделение летучих приводит к взрыву и образо. ванию над очагом по л. и. с. зоны дробления, трещиноватости с последующим ее обрушением при спаде давления в камере-за. рождается трубообразный канал. Мощные камуфлетные взрывы в горных породах показывают (см. 2.2), что такая форма канала в условнях инэкого геостатического давления и открытой трещиноватости в горных породах является менее энергоемкой, чем образование линейной зоны разрушения (!). В дальнейшем в зависимости от характера подвижных фаз, локальных геологических условий и внешнего импульсного воздействия формирование трубчатого тела может протекать по несколько различным схемам, в том числе способом образования «серни последовательных развивающихся камуфлетных взрывом относительно небольшой мощности», как это предлагается в [51].

В общем виде схема формирования трубчатых тел вытекает из анализа их строения. Наибольший интерес представляют хорошо изученные кимберлитовые трубки. Корневая зона их в контакте с подводящим каналом вскрыта редко, но о ней можно судить по рис. 55. Фронтальная зона дайкового канала имеет волнистые контакты в виде опережающих апофиз. Отдельные апофизы переходят в трубчатые тела, которые расширяются по восстанию и сливаются в единую трубку. В дайках контакт интрузивных кимберлитовых пород резкий, вмещающие породы в узкой зоне (10-15 см) ороговикованы, иногда рассланцованы [52], что указывает на высокое давление в процессе магморазрыва и спонтанного расширения магмы. Совершенно пной контакт отмечается для кимберлитовых туфов в зоне перехода к трубкам. По мере удаления от трубки к вмещающим породам в кимберлитовых туфах постепенно увеличивается количество и размер обломков вмещающих пород неправильной формы, затем появляются более крупные отторженцы и, наконец, разобщенные жилами и трещинами блоки вмещающих пород в непарушенном залегании; жилы и цемент брекчин кимберлитовый с гидротермальной минерализацией, мощность зоны брекчирования до 20 м. Форма трубок в этой части в перпендикулярном сечении к оси линзовидная или овальная. Судя по зарисовкам и

١.



Рис. 55. Схема строения брекчиевой трубки в бассейне Резпеля, Колорадо, США. По Дж. Шарпу [40].

а-распространенность элементов. Максимальные значения концентраний. г т. Риз мит 2n > 500, Мп > 500, Сц > 100, Sn > 50, W > 100, Мо > 1000; минералов и в зачлений но вер тикалл; б — положение молибленовой минерализация; в — положение метион чинерализация; I — ороговикованные осадочные породы; 2 — флюядляуполанные фехизити. I — макси ные фельзиты; 4 — раниелиструзивные брекчин; 5 — поэдпие валуичатые брекчия; 6 — ригимики. 7 — риолиты; 8 — риолит-порфиры; 9 — вплиты; 10 — гранит-порфиры; 11 — зопа молибленнообл минерализации; 12 — зона медиой минерализации.

описанию [50, 51, 52 и др.], во вмещающих породах в зоне до 2— 4 раднусов трубки от контакта наблюдается три серии трещии: ра диальная субгоризонтальная вблизи трубки с возраствющими углами падения с удалением от трубки; радиальная субисртикальная; кольцевая с вертикальными и крутыми углами падения.

Таким образом, наблюдается полная аналогия деформаций в нижней части трубки и вблизи камеры с удлиценным зарядом при камуфлетном взрыве [103]. Отсутствие брекчий в контакте дайки с вмещающими перодами указывает на опережающую миграцию более подвижных газонасыщенных фаз, которые, попадая в зону пониженного давления и открытой трещиноватости, отрываются от кимберлитовой магмы; давление в ней падает, и происходит застрсвание дайки (см. 3.2). В свою очередь насыщение подвижными фронтальными фазами зоны трещиноватости сопровождается взрывным выделением летучих — образуется корневая часть кимберлитовой трубки с вертикальной зоной трубообразного дробления пород над ней. Контакты этой части трубки с различными переменными углами падения, но в целом конусность исзначительна На высокую энергоемкость и агрессивность фронтального флюнда указывает содержание в нем обломков пород фундамента, которые он частично сбрасывает при взрыве (в очаге) и захватывает новые при подъеме.

На образование зоны дробления над корневой частью трубки указывает наличие во вмещающих породах трешиноватости, в том числе субгоризонтальных нарушений ранней генерации, не проникающих в кимберлиты. Последние в дальнейшем часто используются в качестве горизонтальных элементов ступенчатых контактов трубок (Мир, Айхал), ширина которых колеблется от саштиметров до десятков метров [Костровнцкий С. И., Егоров К. И., 1983 г.]. Пногда эти трещины выполнены брекчней и по всем морфологическим признакам соответствуют откольным разрушениям, образованным под действием отраженной волны вблизи л. н. с. На дробление и возможное частичное обрушение пород указывает также иаличие перемещенных вниз по трубке обломков пород.

На второй стадии в пульсационно-взрывном режиме формируется днатрема или воронкообразный канал вдоль л.н.с. трубки, По-видимому, преобладает секционно-взрывной способ формирования этой части трубки, о чем свидетельствует наличие двух типов контактовых взанмоотношений вмещающих пород и кимберлитов разных фаз. Обстоятельная характеристика двух типов контактов приводится в указанной выше работе. Первый тип - резкий. секущий, нередко прямолинейный или ступенчатый с затуханием раднальной и концентрической трещиноватости в 1-2 м от контакта и преобладанием массивных порфировидных разновидностей кимберлитов. В пределах секций с резкими контактами наблюдаются задиры пластов с углами падения до 40° и более от трубки. Столь высокое локальное давление со стороны подвижной фазы на вмещающие породы могло возникнуть лишь под действием волны сжатия, распространяющейся из близлежащего очага. Характерной особенностью является наличие субгоризонтальных разрывных нарушений (откольного типа) второй генерации, которые распространяются на кимберлиты и вмещающие породы, иногда смещая их контакты на несколько метров [52]. Секции данного типа можно рассматривать как участки быстрого подъема подвижной фазы в диатреме. Второй тип контактов нечеткий с зоной гибридизации, интенсивного инъецирования, ассимиляции, афировой закалки, пластическим течением ксенолитов экзоконтакта. Кимберлиты в приконтактовой зоне обогащены ксенолитами глубинных пород и аллохтонной брекчией вмещающих пород. При многофазном виедренни связующая масса вмещающего кимберлита разрушена и переработана с карбонатизацией, серпофитизацией, брекчией «расщепления». Зона брекчирования и дробления вмещающих пород мощностью 10 м и более, зона радиальных и кольцевых трещиндо 4 раднусов трубки. Участки диатремы с контактами второго типа, иногда сопровождающиеся раздувами трубки, можно интерпретировать как секции взрыва подвижных фаз. Увеличение поперечного сечения трубок к поверхности при среднем угле конусности

Рис. 56. Принципиальная схема околотрубной структуры [52]. / – вмещающие карбонатные породы: 2 – кимберлитовый туф: 3 – кимберлит интрузивных фаз; 4 – зона дробления вмещающих пород; 5 – разрывные нарушения.

около 16° [52], вероятно, обусловлено уменьшением геостатического давления, а следовательно, и прочности горных пород.

Диатремы венчаются кратерной частью трубки или раструбом, который сохраняется в слабо эродированных трубках [51, 52]. В целом они характеризуются контактами, подобными секциям взрывного типа длатрем, но иногда с менее мощной зоной дробления и брекчирования, особенно в пределах контакта с интрузивными кимберлитовыми породами. Кимберлитовые туфы в контакте представлены тонкообломочной перетертой массой с окатышами того же состава в зоне мощностью до 0,5 м. Раструб имеет конусность от 140 до 40° и протяженность от десятков метров для мелких тел до глубины 0,5 км для крупных тел [52]. Раструбы по морфологическим особенностям соответствуют силлам, которые внедряются в откольные разломы вблизи свободной поверхности. При этом эксплозивные процессы накладываются на деформации в отраженной волне разряжения, что может привести к разрушению откола, частичному или полному его выбросу. Насыпные валы известны вокруг некоторых кимберлитовых трубок в Танзании [51]. Кимберлитовые силлы ряда районов Африки [98], сформировавшиеся на значительной глубине в условиях повышенного давления, имеют более однородное строение, поскольку эксплозивные процессы не были реализованы. К откольным разломам поздней генерации, пересекающим брекчневые трубки, иногда приурочены пластообразные рудные залежи, например богатое медное оруденение на месторождении Капот (Мексика). Следует заметить, что откольные разрушения с углом конусности от 160 до 120°, соответствующие по форме раструбам, часто наблюдаются в моделях из оргстекла при взрывах в цилиндрическом отверстии — на противоположном от взрыва конце отверстия вблизи свободной поверхности.

В околотрубном пространстве вмещающих пород развиты опущенные блоки (рис. 56), происхождение которых дискуссируется.

11 Зак. 582

Эти блоки ограничены концентрическими в плане и серповидными в разрезе разломами, раднус кривизны которых и углы падения (от 50 до 90°) увеличиваются с удалением от трубки к поверхности. Практически сброшенные блоки не отличаются от просадочных структур — отколов Норильского района (см. 4.3). Непостоянный раднус кривизны откольных разломов скорее всего связан с интерференцией падающей в отраженной от свободной поверхности воли напряжения при расположении очага вблизи свободной поверхности, т. е. внутри откола. Откольные разломы, ограничивающие самые верхние блоки (расположенные над очагом), имеют относительно постоянный раднус кривизны и более пологие углы падения вблизи трубки; они приближаются по форме к контактам раструба. Как и в никеленосных районах, просадочные блоки данного типа следует рассматривать как важный поисковый критерий кимберлитовых трубок.

Формирование кимберлитовой трубки — сложный и длительный процесс, который иногда протекает при неоднократном внедрении кимберлитового расплава, а возможно, и завершающих родственных глубинных флюндов, способных легко перерабатывать кимберлиты ранних фаз внедрения. Изложенная схема является лишь. канвой модели, объединяющей основные особенности строения трубок и околотрубных вмещающих пород. Трубки в поперечнике достигают 2 км и такого же размера по вертикали, поэтому дробление пород и образование пространства камеры в таком объеме. при отсутствии пликативных деформаций соответствующего порядка в околотрубном пространстве, не находят сколь-либо удовлетворительного объяснения без учета уплотнения вмещающих пород под действием волн напряжения сжатия. Более того, многие трубки приурочены к депрессиям и сопровождаются просадочными явлениями, что указывает на значительные масштабы уплотнения пород в верхней части земной коры. Способность алмазов кристаллизоваться в широком диапазоне температур (800-5000 °C) и давлений (45-120 кбар) [Трефилов В. И. и др., 1978 г.], особенно в присутствии легирующих примесей, позволяет считать принципиально возможным их образование в процессе ударного сжатия при формировании трубки таким способом. При секторном взрывном формировании трубки по условиям перепада давлений и температур днатрема более благоприятна для кристаллизации алмазов in situ, что согласуется с данными о нахождении в ней основных запасов алмазов [51].

Принципнального различия в морфологии трубчатых тел основных, щелочных, кислых пород и т., п. нет. Почти всегда в них присутствуют брекчии, перемещенные вниз и вверх. В некоторых трубках, например на Коршуновском железорудном месторождении, брекчии перемещены вниз до 450 м от первоначального залегания. В. А. Дунаев считает, что брекчии образовались в результате обрушения осадочных пород над глубинным карстом в толше кембрийских соленосных отложений, а затем под большим давлением глубинных пластовых вод они устремились вверх по трубообразному каналу. Однако ряд фактов указывает на образование обрушепия в результате вэрывного процесса. Границы трубок имеют субвертикальное падение, а брекчии обрушения развиты в основном в краевых частях трубок. Эта особенность характерна и для других аналогичных трубок и объясняется образованием кольцевого разлома в волне разряжения после уплотнения пород под действием волны сжатия. Кольцевой разлом некоторое время остается открытым и заполняется (всасывает) мелкообломочной угловатой брекчией краевой части трубки. Обрушение и брекчирование характерно для трубчатых тел, формирующихся над очаговой зоной штокверков и над штоками, и, по-видимому, объясняется разуплотненем в очаге, связанном с избыточным уплотнением пород в ближней зоне. При формировании трубчатых жерловин значительная роль (см. 2.3, 3.4) принадлежит отраженной волне от конической поверхности вулканической постройки.

Таким образом, особенности строения грубчатых тел, связанных с проявлением эндогенных процессов, находят приемлемое обоснование как в случае самостоятельных структур центрального типа, так и в случае составных форм сложных комплексов центрального типа.

4.6. ЛОПОЛИТЫ И ЛАККОЛИТЫ

Интрузивные тела, характеризуемые как лополиты и лакколиты, широко распространены в складчатых областях и на щитах. Они образуют обособленные тела и входят в качестве составных форм в крупные интрузивные массивы сложного строения и «неопределенной» формы («плутоны» или «батолиты»). Тела этого типа, сложенные породами основного—ультраосновного ряда, иногда имеют четко выраженную днфференциацию и расслоенность. С ними связаны главнейшие медно-никелевые, титаномагнетитовые, хромитовые в другие месторождения. В связи с важным практическим значением строение и морфология многих массивов хорошо изучены. Интересны общие особенности строения и образования лополитов, которые можно использовать для диагностирования недостаточно изученных аналогичных интрузивных тел или выделения их в составе более сложных массивов и расшифровки структуры последних.

Лополиты представляют собой чашеобразные интрузивные тела с плоской или слегка прогнутой кровлей, хотя первоначальный характер последней при обнажении тела на поверхности не всегда может быть установлен. К лакколитам принято относить интрузии плосковыпуклой (грибовидной) формы с известным или предполагаемым уплощенным основанием. Лакколиты впервые были выделены в конце прошлого столетия Дж. Джильбертом в горах Генри среди осадочных город, а затем Гроут уточнил их строение, указав на наличие питающей дайки или даек [25]. В плоскости сечения, перпендикулярной к оси симметрии, эти тела имеют форму круга

11*



или эллипса с орнентировкой большой оси по простиранию складчатых структур.

Особенности локализации, строения и формирования лополитов и лакколитов отчетливо выражены на примере тел различных размеров. В Печенгской вулканической депрессии известен небольшой сложно построенный интрузив Северный Соукер, с которым связано одноименное медно-никелевое месторождение (рис. 57, а). Массив имеет форму изометричного лополита, наклоненного к югу под углом скола 30° с диаметром в современном эрозионном срезе до 250 м и мощностью в центре не более 200 м. Он приурочен к тектонизированному контакту консолидированных пород третьей вулканогенной, существенно диабазовой толщи и залегающих выше по разрезу филлитовидных сланцев четвертой осадочной толщи;



Рис. 57. Схема геологического строения (а) (составлена с использованием материалов Котсельваарской ГРП) и план магнитного поля (б) лополита Северный Соукер.

1 — валунно-галечные образования (четвертичные); 2 — диабазы; 3 — песчано-влевролитовые (филлитовидные) породы; 4 — габбро-диабазы; 5 — габбро; 6 — перидотиты и серпсятникты по вим; 7 — медно-никелевые руды; 8 — разрывные нарушения.

контакт падает к югу под углом 35—45°. Интрузия локализуется на пересечении субвертикальных разломов северо-западного (300° главный разлом и 345° — оперяющий) и северо-восточного (35°) простирания, которые приводят к спрямлению контуров массива соответствующей ориентировки и последующей его блокировке и сбросам по ним. Разлом северо-западного простирания выполнен дайкой габбро, переходящей в краевую фацию массива в северозападной его части. Формирование массива происходило в иесколько этапов. В начале в приконтактовую зону внедрились габбро-диабазы, вероятно комагматичные габбро дайки, которые образуют силлоподобное тело непостоянной мощности, дискордантное по отношению к диабазам и филлитам. На втором этапе сформировалось изометричное лополитообразное тело перидотитов, надстраивающее силл сверху. Центр этого тела смещен примерно на 40 м к северо-западу относительно центра силла, поэтому северозападная часть последнего срезана. Перидотиты в нижней части солержат вкрапленное оруденение, сменяющееся массивной рудой в виде пластовых тел, проникающих иногда в филлиты. Не исключено, что источником жильных руд были рудоносные глубинные флюнды, поступавшие вслед за рудоносной магмой и вызывавшие интенсивную серпентинизацию перидотитов и гидротермальное изменение филлитов. На это также указывает наличие массивных руд среди слагающих дайку пород габбро (к северо-западу от массива). связь с которыми медно-никелевого оруденения в данном районе не характерна. Строение массива нашло отражение в сложной конфигурации аномалий детального магнитного поля (рис. 57, б), среди которых обращают внимание изометричные участки пониженного значения ΔZ , вероятно соответствующие полводящим каналам разных фаз.

На примере массива Северный Соукер необходимо подчеркнуть ряд особенностей механизма образования лополитов. 1. Морфология лополита в целом определяется геометрией откольных разрушений, несмотря на наличие сложного сплетения разломов с вертикальным и наклонным падением и контакта пород с различными физико-механическими параметрами. 2. Надстраивание лополита в данном случае происходит сверху со стороны менее прочных пород. 3. Массив формируется в пульсационном режиме на фоне постоянного локального уплотнения колонны пород, на что указывают наличие среди диабазов небольшой депрессии, сложенной филлитами, и развитие сбросов с максимальным проседанием центрального блока. 4. Прогибание кровли лополита может быть обусловлено как максимальным уплотнением пород вдоль оси симметрии, так и конфигурацией откольного разрушения.

Необходимо обратить внимание, что надстраивание интрузивных тел сверху возможно также и при наличии в кровле плотных пород, как это следует на примере кимберлитового силла Вессельтон Флорс на юге Африки (ЮАР) [98]. Он имеет 300 м в длину и 180 м в ширину при мощности в центральной части до 40 м и подразделяется на две зоны. Кимберлит нижней части силла изменен вкрапленниками флогопита, подстилается сланцами двайка; местами в контакте сланцы брекчированы. Кимберлит верхней части силла свежий, массивный и в контакте с нижней зоной содержит обломки сланцев. Кровля силла сложена долеритами, и включения их в кимберлите отсутствуют. Внедрение кимберлита верхней части силла происходило, вероятно, в зону отслоения раннего кимберлита от долеритов на фоне уплотиения подстилающих сланцев.

Анализ строения лополитов, представленных дифференцированными габбро-перидотитовыми интрузиями, показывает, что при наличии в кровле компетентных пород надстраивание массивов происходит в основном снизу. В центральной части продуктивной осадочной толщи Печенгской структуры известно несколько крупных дополитообразных тел (Онке, Ждановский и др.), которые имеют протяженность свыше 1 км и мощность более 300 м. Они сложены (от кровли к подошве): габбро, оливинитовыми габбро, пироксенитами, перидотитами, пироксеновыми оливинитами. Оруденение приурочено к нижним контактам массивов — серпентинизированным перидотитам с последовательной сменой сверху вниз бедных вкраплений руд богатыми прожнлково-вкрапленными, сплошными вкранневыми рудами. Последние два типа руд иногда образуют обособленные от «материнских» интрузий тела среди вмещающих пород. По данным Л. И. Увадьева габбро составляют до 37 %, а оливиниты и перидотиты до 58 % от объема массивов. Признаком последовательного поступления магмы различного состава являются быстрые, в пределах нескольких сантиметров, хотя и постепенные, переходы от одних разновидностей к другим, особенно от пироксенитов к перидотитам; расслаивание происходит параллельно нижним контактам или несколько более полого. Полным набором дифференциатов характеризуются крупные лополиты, кровля которых сложена консолидированными породами четвертой вулканогенной толщи. Среди осадочных пород дифференциаты часто пространственно разобщены и представлены только габбро или перидотитами, образующими субпластовые тела - силлы с небольшим радиусом кривизны.

Наращивание лополитов сверху вниз в аспекте импульсно-очаговой модели объясняется последовательным уплотнением нижележащих пород под действием падающей волны сжатия и образонанием зоны растяжения — отслаивания отраженной волной в основании уже сформированного массива. Стабильность волнового поля от импульса к импульсу в этом случае обеспечивается наличием консолидированных пород в кровле. Воздействие со стороны интрузивного массива на вмещающие породы при таком способе формирования незначительно, о чем свидетельствует наличие зон закалки небольшой мощности (1-3 м). При локализации откольных разломов, контролирующих размещение интрузий полностью среди слабо консолндированных пород, каковыми являются филлитовидные сланцы, такой стабильности волнового поля нет. Внедрение интрузий и прохождение волны вызывает изменение параметров среды и при каждом последующем импульсе, учитывая, что всегда происходит некоторое смещение местоположения очага, зона растяжения или откольного разлома образуется в другом месте происходит рассепвание последовательно поступающих дифференциатов магмы по разрезу. Миграция откольных разломов в зависимости от изменения физических параметров среды позволяет объяснить «отщепление» брекчиевидных и массивных руд, образующих субпластовые тела среди филлитов, которые в Печенгском рудном районе иногда удалены от интрузии на 200-300 м. Поэтому выявление направления миграции откольных разломов имеет важное значение при прогнозпровании и поисках медно-никелевых месторождений.

Другой важной особенностью лополнтов является их автономия при сближенном расположении. Подобно вулканическим построй. кам они образуют цепочки тел с индивидуальной питающей системой вдоль прямолинейных и дуговых разломов, часто перекрывают друг друга и создают видимость единого массива. Цепочка таких сближенных лополитообразных тел образует массив Луостари, расположенный в северо-восточном обрамлении Печенгской депрессии. Массив вытянут вдоль разлома северо-восточного простирания на 6 км при ширине до 2 км в юго-западной части, где он перекрывается породами печенгской серии. Массив слабо дифференцирован и сложен габбро, габбро-норитами и оливиновыми габбро-диабазами [Яковлев И. А., 1971 г.]. Вблизи западного и восточного контактов и в центральной части выявлен ряд зон вкрапленной и прожилковой медно-никелевой минерализации, тяготеющей к наиболее измененным и брекчированным участкам габброидов. В эрозионном срезе более глубоко вскрыта северо-восточная часть массива, в пределах которой выделяются три изометричных тела с пологим падением контактов в каждом теле к центру. Размер тел в поперечнике уменьшается к северо-востоку и составляет около 0,5; 1 и 2 км. Крайнее северо-восточное тело отделено от близлежащего перемычкой гнейсов фундамента, которые сильно ороговикованы, изменены и имеют сливной облик, несмотря на проявленный местами катаклаз и брекчирование. Аналогичные измененные кристаллические породы прослеживаются в радиусе около 0,5 км от контакта тела и постепенно переходят в неизменные разновидности гиейсов и гнейсо-гранитов. Вторая и третья интрузни перекрывают друг друга с образованием на участке сочленения сложной перекрестной трещиноватости.

Данный пример свидетельствует о высоком уровне энергии каждого отдельно взятого очага и ее определяющей роли в формировании структуры магматического тела. Такой подход позволяет расшифровать особенности строения некоторых крупных интрузивных массивов. Многие годы, например, дискуссируется вопрос внутренней структуры Мончегорского плутона [32], состоящего как бы из двух ветвей - почти меридиональной (массив Нитис-Кумужья-Травяная) и почти широтной (массив Сопча, Нюд-Поаз). Обе ветви различаются по набору и объему основных-ультраосновных дифференциатов. По всем признакам каждый массив соответствует самостоятельному лополитообразному телу, подобно интрузиву Луостари. Наращивание этих массивов происходит снизу вверх, как в массиве Северный Соукер, на что указывает последовательность смены пород от основных в подошве к ультраосновным в кровле плутона при общей антидромной направленности эволюции магматизма, характерного для этапа внедрения никеленосных интрузий Карело-Кольской провинции [62]. Разрозненные энергетические очаги вдоль кольцевого разлома вблизи поверхности вызывают незначительное уплотнение фундамента, которое отмечается появлением отдельных дифференциатов - пироксенитов среди чуждых для них габброндов (Нитис, Нюд). По мере нараРис. 58. Схема внутреннего строения Чинейского габброндного массива. По А. И. Куликову, В. К. Крюкову и другим [106].

А. г. кулистички страниции (гибридные образования зоны закалки, эндоскарны); 2зона пабодифференцированных пород (габоро-норикы, титакомагиститавые габбро-нориты); 3-зона резко дифференцированных пород (лабрадориты, габбро-нориты, титакомагиститовые габбронды, рудные габбронды, титакомагиститы).

щивания массивов сверху происходит их перекрытие, возрастает влияние волнового поля напряжений от соседних очагов и формируются общие структурные элементы. Массив Нюд имеет минимальную мощность, что связано, вероятно, с глубоким эрозионным срезом верхней ультраосновной части разреза, поэтому он обнаруживает нанбольшее сходство с интрузивом Луостари, как отмечалось и ранее [Яковлев И. А., 1971 г.].

Необходимо указать на некоторую специфику формирования крупных лополнтов на примере Чинейского габброндного массива. расположенного в Кодаро-Удоканской структурно-формационной зоне (рис. 58). Он находится в месте сочленения крупных разрывных структур, окаймляющих Верхнекаларскую депрессию и входит в активную сейсмогенную долгоживущую Чина-Вакатскую зону. Сложная тектоническая обстановка наложилась на структуру масснва и привела к его блокировке. Массив вытянут в субширотном направлении до 18 км при максимальной ширине в центральной части 10-11 км [23, 80, 106]. Лополит залегает среди слабо метаморфизованных карбонатно-терригенных пород удоканской серин раннепротерозойского возраста. По геологическим и геофизическим данным основание массива залегает параллельно плоскости псевдостратификации [23]. В массиве хорошо выражена расслоенность с появлением на отдельных участках шестичленных ритмов. Псевдостратификация наклонена к центру массива под углами 20-45°, на севере - 5-12°. В разрезе по степени расслоенности выделяются четыре главные зоны. В краевой нижней части выделяется груборасслоенная зона, часто с развитием гибридных габбро и норитов, лейкогаббро-анортозитов. Чинейский лополит характеризуется наличием двух редко встречающихся вместе типов минерализации - титаномагнетитовой и сульфидной медно-никелевой. Первый тип оруденения приурочен к центральной тонкорасслоенной части разреза, второй — концентрируется в основании лополита [Свириденко Л. П., 1965 г.]. Характерно, что вкрапленные руды не только образуют придонный и висячие горизонты, но и известны в виде тонкой вкрапленности во вмещающих осадочных породах.

Зона краевой фации массива представлена габброндами гибридного ряда и насыщена ксенолитами вмещающих пород. Она характеризуется метасоматическими, интрузивными и мигматитовыми контактами с развитием в экзокоптакте различных роговндов, скарнов, апофиз габброндного состава, постмагматических измене-

ний пород. В сочетании с зоной слабо дифференцированных пород факты указывают на интенсивное мошностью до 700 м эти импульсное воздействие со стороны габбро-поритовой магмы на вмещающие породы. С другой стороны, массив по форме соответствует отколу, ограниченному откольным разломов и плоским верхним контактом, субпараллельным свободной поверхности, имеет тонкую расслоенность во внутренней зоне, что свидетельствует о влиянии на геометрию лополита откольных разрушений и уплотнения слабо метаморфизованных вмещающих пород в основании массива под действием генерируемых в очаге волн сжатия. Все это говорит о формировании массива в своеобразных условиях способом надстранвания сверху и снизу, что нашло отражение в характере локализации оруденения. Можно выделить две основные стадии становления Чинейского лополита (рис. 58): 1) откольную, протекающую в относительно спокойных условиях при пониженном давлении с глубокой внутрикамерной дифференциацией и 2) разрастания массива с динамическим участием внутрикамерного расплава, завершившуюся поступлением рудоносных медноникелевых глубинных дифференциатов.

Псевдостратификация характерна для многих габброндных структур центрального типа. В этом отношении весьма показательно Харловское железо-титановое месторождение, приуроченное к лополитообразному массиву, о форме которого можно судить по центриклинальному падению псевдослоистости под углом 45-60° с постепенным выполаживанием в центральной части массива (рис. 59). Меланократовые титаномагнетитовые габбро в виде слоев чередуются с безрудными габбро, норитами, анортозитами. В верхней части массива выделяется 10 рудных залежей с вкрапленно-полосчатой техструктурон и содержанием железа 15,3 % [51]. Залежи образуют как бы три ритма с более мощным верхним слоем (до 150 м) и менее мощными (от 15 м и более) последующими слоями. Эта особенность ритмичной расслоенности обнаруживает полную аналогию с многократным откольным разрушением в твердой среде или кавитацией в жидкости и в сочетании с ранее рассмотренными другими особенностями дифференцированных слоев (см. 3.4), которые также четко проявлены на Харловском месторождении, не оставляет сомнений в причастности волн напряжения к процессу внутрикамерной дифференциации магматического расплава.

Касаясь особенностей строения и формирования магматических тел, имеющих форму лакколитов, необходимо отметить их слабую изученность. Е. Ш. Хиллс [105] справедливо указывает, что многие тела, которые считаются лакколитами из-за развитых над ними купольных структур, в действительности могут представлять штоки. Типлиные лакколиты обычно ассоциируют с силлами. Классическим примером является хорошо изученное чередование лакколитов и силлов в горах Юдит, Монтана (по Виду и Пирсону). Считается, что они образуются в результате внедрения магмы вдоль напластования и поднятия (изгиба) кровли над камерой.



Рис. 59. План и геолого-геофизический разрез Харловского месторождения. По Т. Селиверстову и Л. Шабалину [51].

I-четвертичные отложения; 2 – роговяки по терригенным породам верхнего палеозоя; 3 – габбро-нориты, анортозиты; 4 – габбро-титаномагнетитовое («рудное»); 5 – гранитомды; 6 – дайки (а – кислого я щелочного состава, б – среднего и основного состава); 7 – элементы залегания (а – трещки отдельности, б – сланцеватости).

Однако такой механизм образования камерного пространства принципнально допустим лишь при мощности кровли в десятки и первые сотни метров (см. 3.4), например для экструзивных куполов. Поэтому не исключена лакколитообразная форма многих экструзивных куполов. В приповерхностных условиях рост экструэкструзивных тел происходит, вероятно, также при участии импульсноочагового выделения энергии, как отмечалось на примере современного вулкана Усу (см. 3.4).

Многофазные гранитондные массивы средних размеров, по-видимому, довольно часто имеют линзовидную форму с прогнутым основанием и выпуклой кровлей. Некоторые особенности строения и формирования магматических тел этого типа проявлены в идеально обнаженном гранитном массиве Темирши, расположенном в Центральноказахстанской зоне разлома (рис. 60). Массив имеет изометричную форму 8 × 10 км и сложен гранитами двух фаз. В краевой части развиты граниты первой интрузивной фазы, представленные биотитовыми лейкократовыми разновидностями; центр массива сложен порфировидными гранитами второй фазы, часто с повышенным содержанием темноцветных минералов. В широкой зоне вблизи контакта граниты первой фазы иногда ороговикованы, катаклазированы, дресвянистого облика. В массиве развиты секущие дайки кислого и среднего состава, субпластовые тела лейкократовых гранитов, известны мелкие изометричные тела диоритов. При структурно-зональном когерентном оптическом анализе аэрофотоснимков граниты разных фаз и приконтактовой зоны четко различаются спектральными характеристиками, что объясняется разной трещиноватостью, отражающей условия их формирования. В эндоконтакте гранитов первой фазы известна гидротермальная редкометальная минерализация, приуроченная к разрывным нарушениям. Вмещающие породы представлены лавами кислого и среднего состава, игнимбритами, туфолавами.

Массив имеет неравномерный эрозионный срез. По гравитационным данным граниты проникают во вмещающие породы на расстояние не более 1 км от наблюдаемых контактов и имеют максимальную мощность до 4 км в центральной части. В крайней южной части контакт гранитов и вмещающих пород под крутыми углами падает к центру массива: вмещающие породы заметно ороговикованы и разбиты на блоки многочисленными разрывными нарушениями. Восточный и западный контакты тектонизированы и падают вертикально. Северный контакт под средними углами падает от центра массива; породы кровли в зоне шириной до 150 м изменены, превращены во вторичные кварциты. В 1 км к северу от контакта в нижней части склона обнажается пластообразное тело вторичных кварцитов протяженностью более 250 и мощностью более 50 м, падающее под углами 40-50° к массиву (на юг), которое интерпретируется как периферическое продолжение нижнего контакта гранитного массива, выполняющее откольный разлом. Верхний контакт гранитов второй фазы с гранитами первой фазы повсеместно падает под разными углами от центра массива; нижний контакт гранитов второй фазы достоверно не установлен. Изложенное позволяет предполагать, что массив Темирши имеет линзовидную форму с частично эродированной верхней частью. Возможно, граниты второй фазы повторяют общую форму и надстраивают его в центре. Внедрение их сопровождалось образованием в гранитах первой фазы кольцевых сбросов полого падающих от центра массива.



Рис. 60. Схема геологического строения гранитного массива Темирши (составлена по аэрокосмическим снимкам и полевым наблюдениям).

1-рыхлые образовання; 2-осадочно-вулквиогенные породы; 3граниты первой (а) и второй (б) интрузивных фаз; 4-кольцевые разломы главных (а) и локальных (б) структурных форм; 5- вгоричные Кварциты (только на разрезе); 5-разрывные карушения (а-неклассифицированные, 6-сдвиги, в-сбросы). Таким образом, лакколиты и линзовидные массивы обнаруживают многие морфологические черты сходства между собой и с ранее рассмотренными структурными формами, что указывает наих образование при участии откольных разрушений и динамического нагнетания под действием воли расплава в камеру с уплощенным или выпуклым дном, а также при энергетическом вкладе в генерируемое поле напряжений давления спонтанно расширяющейся магмы. На форму камер влияет компетентность вмещающих пород. В целом такой механизм подобен образованию камер штоков перемещенных гранитов (см. 4.9). Для лакколитов не характерна внутрикамерная дифференциация и расслоенность, как и для штоков, что указывает на высокую динамическую активность расплава во время кристаллизации и неблагоприятно для образования рудных месторождений в самом теле.

В условиях открытой системы происходит удаление легко подвижных фаз и формирование постмагматических гидротермальных растворов; в закрытой системе рудные компоненты входят в качестве элементов-примесей в породные минералы и образуют акцессорные минералы. Поэтому для лакколитов и штоков нехарактерны собственно магматические рудные месторождения. Наоборот, процесс кристаллизации в лополитах протекает на фоне постепенного уплотнения вмещающих пород, проседания камеры и спада давления в расплаве при непосредственном участии воля разряжения в перераспределении и накоплении компонентов in situ, что объясняет широкую приуроченность к ним магматических месторождений.

4.7. МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА

Магматические структуры центрального типа часто представлены сочетанием подобных и различных по морфологии структурных форм, которые образуют вещественно-структурные комплексы сложного строения. Такими комплексами являются многофазные массивы, сложенные щелочно-ультраосновными породами, гранитоидами или самыми различными по составу интрузивными породами, как это видно на примере комплекса Бушвелд. Иногда массивы имеют крупные размеры в плане (до 150—200 км) и распространяются на значительную глубину, поэтому объемная форма их не известна и многие вопросы строения, рудоносности и генезиса этих комплексов остаются дискусснонными. Одним из возможных способов расшифровки строения и формирования некоторых сложных комплексов центрального типа может служить выделение в их составе более простых структурных форм, как это показано ниже на конкретных примерах.

Сложные магматические комплексы центрального типа широко развиты на платформах. По составу пород они группируются, как показал Ю. А. Кузнецов в 1964 г., в шесть формаций: щелочноультраосновную, щелочно-габброидную, трапповую, агпантовых нефелиновых сненитов, кимберлитовую, гранитную и габбро-граиштиую. Разнообразие состава объясняется с позиций вертикальной миграции магматического очага в зоне глубинного разлома, а широкое проявление тектоно-магматической активизации на платформах часто рассматривается как следствие структурной перестройки подкоровых слоев в ходе направленного развития геостройки подкоровых слоев в ходе направленного развития геоструктур или как проявление отраженной активизации. Наиболее глубинными считаются структурно и генетически связаные щелочио-ультраосновные породы, несмотря на совместное их нахождение с менее глубинными трапповыми образованиями. С щелочно-ультраосновной формацией и с карбонатитами связаны месторождения апатита, титана, железа, слюды, флюорита, ннобия, тантала, редких земель, представленные различными морфологическими ти-

Крупные магматические комплексы центрального типа часто сопровождаются скоплением более мелких массивов и образуют локальные провинции. Примером может служить хорошо изученная Кольская провинция щелочно-ультраосновных массивов центрального типа (см. 4.1). Наряду с приуроченностью массивов к разломам и узлам их пересечения в этой провинции наблюдается другая универсальная зависимость размещения структур центрального типа [2]. Они располагаются на кольцах различного раднуса с центром в юго-западной части Хибинского комплекса (рис. 61). Радиусы колец (R) составляют 60, 85, 120, 170 км и лодчиняются зависимости Rn = 1/2 Rn-1. Центр двух внутренних колец смещен на 20 км к северо-востоку относительно центра наружных колец и примерно совпадает с центром Хибинского массива. Для самого Хибинского массива наблюдается последовательное смещение центров тел, образованных первой и последней интрузнаными фазами к север-северо-востоку на 12,8 км [104]. К. Д. Беляев с соавторами [2] отождествляют кольца с кольцевыми разломами, а размещение массивов определяется участками пересечения их радиальными разломами. Кроме того, выделяются кольцевые разломы с раднусом 20-35 км непосредственно в обрамлении Хибинского массива, которые отмечаются зонами милонитизации шириной до 50 м и проявлением щелочного магматизма и метасоматоза. В 5 км к югу от Хибин расположен Соустовский массив, близкий по составу к мнаскитам, протяженностью 20 км и шириной от 0,5 до 2 км, хотя в последнее время II. Д. Батиева с соавторами [1983 г.] относят его к протерозойской щелочной формации. Дискретность геологических и лунных структур, в том числе кольцевых, различающихся в 1/2 и 21/2 раза, еще раньше была показана В. И. Васильевым [23], а затем В. В. Богацким [1986 г.] и другими. Обычно она объясняется волнами напряжения, создаваемыми автоколебательной системой Земли, ес оболочек и тел, которые связаны единой зависимостью с длиной объемной волны. В данном случае генератором волн напряжения мог служить энергетический очаг, расположенный под Хибинами

175



Рис, 61. Размещение массивов центрального типа Кольского полуострова [2]. 1 — рифейский комплекс (PR₃): 11 — нмандра-варзугская, печенская серин (PR₂): 111 тунаровая, кейвская, полмос-воронья серин (PR₁); 1V — гранулитовый комплекс (AR): V беломорская и кольская серин (AR); VI — щелочные (a) и ультраосновные — щелочные (6) интрузни центрального типа, дайки щелочного состава (a) (P2); VI — шелочносаборондные интрузии (PR₃); VIII — целочные граниты (PR₃); 1X — ультраосновные и оснояные интрузии (PR₃); X — плагиомикрокликовые, инкроклиновые граниты (PR₁₊₂); XI — граниты, граноднориты, мигматит-граниты (AR—PR₁); XII — важиейшие разлосновные и оснояные интрузни (PR₃); X — плагиомикрокликовые, инкроклиновые граниты (PR₁₊₂); XI — граниты, граноднориты, мигматит-граниты (AR—PR₁); XII — важиейшие разломы; XIII — неаслизированное кольцевых и радиальные разломов Хибинского массива и его обрамления; XVI — предлолагаемые радиальные разломы; XVII — прогнозируемые кольцевые разломы; XI — гиредальпеозойского тектоно-магматического цикла: I—3 — целочного состава (4 — Африкандский, 5 — Озерная варака, 6 — Лесная варака, 7 — Салмагорский, 8 — Кургинский, 9 — Контозерский, 10 — Себлъяврский, 11 — Ковдозерский, 13 — массив (4 — Аф-Салланлатво, 15 — Вуориярвинский, 16 — Песочный, 17 — Саллангорский, 8 — Кургинский, 20 — Маврагубский, 21 — Сейларский, 16

в слое повышенной пластичности астеносферы, который по геофизическим данным на платформах устанавливается на глубине, сопоставимой с размерами радиуса внешнего кольца (170 км) развития щелочных массивов.

Уникальные по размерам и практическому значению Хибинский и Ловозерский щелочные комплексы впитали многие-особенности строения, характерные для структур центрального типа. Средне-



Рис. 62. Кольский полуостров со спутника «Метеор» (красцая часть спектра).

1 — Хибинский массив; 2 — Ловозерский массив; 3 — Монта-Чунатунаровская кольцевая структура; 4 — Цагинская кольцевая структура; 5 — Западно-Кейвский массив щелочных гранитов; 6 — Восточно-Кукшинская кольцевая структура.

горный рельеф подчеркивает кольцевую форму этих комплексов, и даже на мелкомасштабном космическом снимке (рис 62) они четко выделяются в центре Кольского полуострова. На снимке обращает внимание наличие других кольцевых структур близкого размера. Западнее Хибин выделяется кольцевая структура, соответствующая Мончо-Чуна-тундре, к северной части которой приурочена Мончегорская никеленосная интрузия (см. 4.6). К юге-востоку от Ловозерской структуры намечаются три раннегротерозойские кольцевые структуры: Цагинская, включающая однойменный массив габброндов; Западно-Кейвская — щелочных гравитоилов; Восточно-Кукшинская, рассекаемая вытянутым массивом габброндов северо-западной орнентировки. В связи с цепочечным расположением кольцевых структур высказана гипотеза об образовании

12 3ax. 582




Рис. 63. Геолого-структурная схема Хибинского (а) и Ловозерского (б) массивов [35].

РИС. 03. 1 солого-структурная схема Хибинского (а) и Ловозерского (б) массивов [35]. Хибинский массив. 1—четвертичные отложения: 2—гнейсовидные рисчорриты: 3—фойниты (а) и пойкилитовые нефелиновне сисниты (б): 4—лявочорриты; 5— рисчорриты; 6— ювиты; 7—ийолиты трахитондию; 8—апалито-нефелиновме руды; 9—мибнияти трахи-товдины; 10—хибиниты массиины; 11—мекозернистые нефелиновые сисиниты 12—ромбеннофино; 13—офузикио-осадочные образова-ния серни имандра-верзуга; 14—тнейсы кольской серии; 15—локильные положительные вкомалии сили тижести, сисинаетоно содочные образова-ния серни имандра-верзуга; 14—тнейсы кольской серии; 15—локильные положительные вкомалии сили тижести, сисинаетоно содочные образова-ия серии имандра-верзуга; 14—тнейсы кольской серии; 15—локильные положительные вкомалии сили тижести, сисинаетоно содочные образова-ия обранитов; 17—изогинсы (а – крован ийолитуртитов, 6—контактя массина, по Г. Н. Шаблицскому); 18— оск главиой мульдообразимй структуры массива; 19—оси локальных витиклицальных структур; 20—разломы в фундаменте. Ло во ве рск и 8 масси в. 1— чаливличые сисниты; 5— ангитовие породение поронти: исто комплекся; 4—пойкилитовые нефелиновые сисниты; 5—ангитовые породи; 3—фойнит-уртит-луяприти вифференцировен-исто комплекся; 4—пойкилитовые нефелиновые сисниты; 5—ангитовые породи; 3—фойнит-уртит-луяприти вифференцировен-инями, 6—звлегвющие на небольшой глубине под целочными массинае порбириты; 6—то же (а—перекрытые четвертичным отложе-инями, 6) систим удаломов, залеченных дайками целочных лампрофиров (а) и линейные коры выветривания субширотного и субмерял-онольного и пиравления (б) (по А. С. Ликачеву); 16—иколик массива массива (а) и осно гравной строктури масения (6), 12— гиейсовидного и пиравления (б) (по А. С. Ликачеву); 16—иколик массива массива (а) и осно гравной строктури масения (б), 12— гиейсовидность; 13—тракитовая сисения валествиция максива (а) и селоными косовае кордокованетамиция луявритов и пойкилитовая сисеника (б), 12— гиейсовидноготных разломов, салечены (б)

179

1

Параметры палеоструктурных реконструкций Хибинского и

Фаза мнтрумп	Породы	Азимут даннол оси интрузив. СВ	Р азмер Алинной Осн. Км	Размер кироткой осп. кы	Эксцент-
7654321	Хибинский массив • Пойкилитовые сиениты Фойянты Лявочорриты Ийолит-уртиты Рисчорриты Трахитондные хибиниты Хибиниты • Ловозерский массив в целом	82° 88 85 83 274 302	44 7,0 26,0 29,0 29,5 31,0 38,0 41,0 (37)	35 7,0 18,5 26,0 28,3 28,8 34,0 27,4 27,0	0,79 1,00 0,71 0,89 0,96 0,93 0,89 0,67

Хибинского и Ловозерского комплексов в результате прохождения литосферной плиты над горячей точкой в мантии [Трифонов В. Г., Шульц С. С., 1985 г.].

Первые сведения о геологии Хибинского массива относятся к 1835 г., и с тех пор интерес к этому массиву постоянно возрастает. Его изучали А. Миддендорф, В. Рамсей, А. Е. Ферсман, Б. М. Куплетский, Н. А. Елисеев, В. И. Влодовец, Е. Н. Волотовская, Е. Н. Володин, С. И. Зак, А. А. Кухаренко, Е. А. Каменев. Т. И. Иванова, А. В. Галахов и многие другие геологи. Не остается в стороне и Ловозерский массив, известный по работам О. А. Воробьевой, К. А. Власова, М. В. Кузьменко, Е. М. Еськова, И. В. Буссен, А. С. Сахарова, В. И. Герасимовского и других. Общее строение Хибинского и Ловозерского щелочных массивов отражено на рис. 63. Возраст этих массивов по остаткам флоры и данным абсолютной геохронологии (290±10 млн. лет) - позднедевоискийнижнекаменноугольный [104]. Массивы являются многофазными, хотя в последнее время высказывается слабо аргументированное мнение об образовании зонально-концентрической внутренней структуры в результате дифференциации щелочной магмы и сопровождающих ее прототектонических деформаций при одноактном внедрении [35]. Последовательность образования основных интрузивных фаз Хибинского массива была разработана Б. М. Куплетским (5 фаз), Н. А. Елисеевым [1953 г.] (7 фаз), а затем С. Н. Заком с соавторами [104] выполнены определения геометрических параметров каждой из концентрических интрузий и выделено 6 основных интрузивных фаз и ряд субфаз. Наблюдаемые в современном срезе серповидные тела графически реконструировались до замкнутых в плане кольцевых форм, что позволило определить

ТАБЛИЦА 4

Ловозерского массивов, по С. И. Заку с дополнением*

Смещение це	Смещение центря данной интрузии по отношению к центру:				•Глубина расположения от современной поверхности		
предидушей	нитрузии	хиблинт			1		
Азниут, СВ	КМ	Азняут, СВ	Ku	048 58, % W	витрузии, ки		
84° 84 75 60 60 84	4,0 1,6° 2,0 2,7 6,8 32,0°	70° 66 63 60 60 60 60 80	16,6 12,8 11,9 9,5 6,8 44,8	5,6 6,5 17,0 20,0-(24) (20)-27,0 (24)-34,0 16-(25)	$\begin{array}{c c} 10,0-11,0\\ 1,0\\ 6,3\\ 6,5\\ 2,5-3,8\\\\ 6,0-7,7\\ 6,5-7,0\\ 5,0-6,0\\ \end{array}$		

смещение центра каждой последующей интрузни относительно предыдущей (табл. 4).

Результаты подобных построений, несмотря на их схематичность, дают представления не только о параметрах тел, как отмечают авторы названной работы, но и наглядно отображают особенности формирования кольцевых структур данного типа. Анализ геолого-геофизических данных показывает, что тела всех интрузивных фаз Хибинского комплекса в современном их виде соответствуют по форме лополитам с прогнутой кровлей и силлам, имеющим большую мощность пород [59, 107]. В случае цилиндрической или конической формы тел, как традиционно принято считать для Хибин, вершина внешнего тела хибинитов с диаметром в поперечнике 41 км и крутым падением должна находиться в верхней мантии, что противоречит не только геофизическим данным, но и всем геологическим достижениям в изучении земной коры. По сейсмическим и гравитационным данным в разных частях Хибинского массива установлено крутое падение контактов до глубины 2-5-7 км, затем под углами 40-50° с полным выполаживанием к центру массива [107]. Западный контакт с углами около 70° падает до глубины 5-6 км, южный - до 2-3 км. В восточной части по верхней кромке сильномагнитных пород в фундаменте мощность щелочного комплекса не превышает 4-5 км. На востоке и севере массива вблизи поверхности отмечается падение контактов от массива, что указывает на сохранность кровли в краевой части интрузии. В контакте архейские и протерозойские породы ороговикованы с многочисленными рвушими сателлитами щелочных пород.

Внутри Хибинского массива верхний каждого тела KOHTAKT совпадает и подчинен нижнему контакту последующего к центру тела. Сохранность верхнего контакта массивных хибинитов и пород кровли выявлена лишь в западной части Хибин в районе г. Юмечорр [104]. Кровля представлена ромбен-порфирами, которые рассматриваются как эффузивные аналоги нефелиновых сиенитов. Они прослеживаются в меридиональном направлении на 10 км при ширине 150-750 м на относительно большой высоте рельефа. Западный контакт с массивными хибинитами прямолинейный с углами падения 70-85° к центру массива. С востока ромбен-порфиры контактируют с трахитопдными хибинитами --контакт волнистый падает в том же направлении с углами 40-45° В контакте с ромбен-порфирами, и на удалении к северу и югу хибиниты нижнего и верхнего тела представлены краевой фацией. Крутое падение западного контакта, возможно, связано с деформациями в процессе внедрения трахитоидных хибинитов. Пластообразные ксенолиты сходных биотит-полевошпатовых роговиков. содержащие иногда до 40 % органики, известны в контакте тел хибинитов, рисчорритов и фойянтов, имеют согласное залегание со структурами течения и достигают мощности 600 м и более. Ксенолиты являются останцами континентальных девонских пород, которые служили кровлей по крайней мере краевых частей тел, на что указывает примерное расположение их на тех же абсолютных отметках, что и ромбен-порфиров [104]. В контакте тел часто наблюдаются различные типы тектонитов с гнейсовидной, очковой. сланцеватой и трахитондной текстурой. В пределах рудных зон отмечаются брекчин апатит-нефелиновых руд с уртитовым цементом, которые прослеживаются на многие сотни метров или образуют линзовидные обособленные тела, что весьма характерно для откольных разломов. Залежи часто представлены мощными (до 200 м) пластами и линзообразными телами, падающими к центру массива под углами 25-35, реже 45-50, с характерными пятнистыми, пятнисто-полосчатыми, сетчатыми, блоковыми и другими разновидностями руд [11].

В массиве все контакты имеют центриклинальное падение, как и расслоенность. Этот вопрос детально рассмотрен в ряде работ [35, 104]. В результате глубокого разведочного бурения установлено практически повсеместное выполаживание с глубиной контактов тел и трахитоидности, что отражено на разрезах в работах [11, 35] и на рис. 63. В ряде случаев в связи с флексурными перегибами наблюдается локальное увеличение углов падения контакгов тел, особенно рудных, и сопровождающих их разломов [35]. Волнистость откольных поверхностей в сочетании с продольными и поперечными складчатыми деформациями вмещающих пород характерна также для других рудных районов (Печенгский, Норильский и др.). Эта особенность имеет важное практическое значение, поскольку в пологих частях флексур происходит раздув мощности рудных тел.

Изложенное свидетельствует о центриклинальном выполаживании с глубиной концентрических в плане тел, слагающих Хибинский массив. Поэтому есть все основания рассматривать механизм их образования с позиции определяющей роли откольного деформационного процесса. Формпрование Хибинского комплекса можно представить в виде следующей обобщенной схемы. Возникновение в верхней мантии импульсного энергетического очага в процессе тектоно-магматической активизации и телескопирование его в консолидированной земной коре обусловило многоэтажную импульсно-очаговую энергетическую колонну. Функционирование колонны порождает вулканизм, образование откольных разломов и виедрение в них магмы. Принципиальная возможность образования откольных разрушений для условий Хибин показана ранее [59] п рассмотрена в 3.4.

Поступление значительного объема расплава на начальной стадии указывает на высокий уровень энергии в системе, выделение которой привело к развитию крупного откольного разрушения. Большой эксцентриситет откольного разлома (табл. 4) объясняется высокой анизотропией скоростей распространения волн напряжения в фундаменте. Максимальную скорость волна имеет по простиранию протерозойских пород (кристаллизационной сланцеватости), и соответствующим образом ориентируется (C3 302°) длинная ось тела массивных хибинитов. Первая порция магмы внедряется в образующийся откольный разлом и кристаллизуется в виде жильных хибинитов, что в сочетание с узкой зоной ороговения вмещающих пород в нижнем контакте указывает на низкое давление в камере.

Образованный силл наращивается сверху массивными и крупнозернистыми трахитондными хибинитами. На крутое, не связанное с последующими деформациями падение силла в периферической его части указывает, с одной стороны, слабая расслоенность пород, что характерно для крутопадающих тел, а с другой - пологое и субгоризонтальное залегание трахитондности, резко несогласное по отношению к контактам тела. На примере данного тела, как и всего Хибинского массива, отчетливо выражена роль отраженных волн разряжения в формировании расслоенности (см. 3.4): чем ближе к поверхности и к центру тела, тем положе фронт отраженной волны и соответственно углы падения трахитоидности в кристаллизующемся расплаве. Глубина расположения энергетического очага, обусловившего откольное разрушение, оценивается по формуле (13) (см. 3.4) весьма условно, поскольку форма тела существенно деформирована. Если допустить, что верхний контакт жильных хибинитов в западной части массива имеет близкое к первоначальному падение с углами 35-40° [104], то глубина его расположения от современной поверхности составляла 30-24 км, а нижняя кромка силла по формуле (15) распространялась на л. н. с. до глубины 6,5-7 км.

На второй стадии формируется тело трахитондных хибинитов. Смещение его центра к северо-востоку связано с подъемом очага по наклонной зоне разлома [59] и (или) с латеральной миграцией. обусловленной уплотнением пород в колонне в окрестностях л. н. с. под действием волн сжатия. Параллельно в результате уплотнения фундамента происходит проседание силла массивных хибинитов с максимумом в окрестностях новой л.н.с.; нижний контакт тектонизируется, и в краевой части тела увеличивается крутизна его падения. Образование нового откольного разлома, секущего силл. предопределяет нижний контур тела трахитондных хибинитов и дальнейшее его развитие по типу образования лополита с прогнутой кровлей (см. 4.6), на что указывает развитие расслоенности в строгой зависимости от контактов и формы тела. Нижний слабо деформированный контакт тела с массивными хибинитами в южной и западной части имеет углы падения 35-45° [104]; это позволяет определить глубину очага от современной поверхности по формуле (13) орнентировочно в 27-20 км, а положение нижней кромки на л. н. с по формуле (15) — на глубине 6-7.7 км.

Откольный разлом, предопределивший форму тела рисчорритов. образован в сравнительно изотропных по скоростным свойствам породах и при унаследованном положении центра, поэтому он характеризуется небольшим эксцентриситетом (табл. 4). Обращает внимание волнистость контакта тела рисчорритов и последующих тел уртитов и апатитовых руд в западном и юго-западном секторе, что можно объяснить сложным рельефом отражающей (свободной) поверхности. Вероятно, к этому времени уже сформировалась сложная вулканическая постройка, о чем свидетельствует и обилие ксенолитов ромбен-порфиров в интрузивных породах в этой части массива. Рисчорриты внедряются в откольный разлом и образуют типичный силл массивного жильного облика. В результате уплотнения фундамента и массива в центральной его части широкое развитие получают просадочные смещения по откольным и раднальным разломам. Просадочные явления захватывают рисчорриты, но быстро затухают с удалением от центра и не проявляются в краевой части массива, как и в образованных поэже лявочорритах и фойяитах на месте просевшего ядра трахитондных хибинитов. Амплитуда сбросовых смещений в западном блоке рисчорритов по данным Ф. М. Онохина [1975 г.] достигает 2,5 км, однако автор не конкретизирует время их образования и, судя по тексту, относит к постмагматическому этапу. Откольный разлом при стабильном положении очага практически не мигрирует и накладывается на перемещенные блоки, определяя форму уртитовых и рудных тел, а неоднократное его возобновление сопровождается сложным переслаиванием и брекчированием пород. Просадочные смещения по откольным разломам сопровождаются образованием флексурных перегибов и складчатых структур, рассланцеванием и огнейсованием пород. При средних углах падения ийолит-уртитов, равных 30-35°, глубина очага от современной поверхности определяется в 24-20 км, а нижняя кромка тела залегает в центре массива на глубине 3,8-2,5 км.

На стадии внедрения лявочорритов очаг, по мнению автора, не испытал заметной латеральной миграции, поэтому откольные разрушения наследуют предыдущий план. Они получили максимальное развитие и выполнены магмой в основном в северном секторе массива. Некоторое расхождение в реконструкции с построениями С. И. Зака объясняется тем, что ранее не учитывались сбросовые смещения рисчорритов в западной части тела. В целом лявочорриты образуют серповидное силлообразное тело, но с несколько более крутым внешним контактом по сравнению с уртитовым телом. Падение нижнего контакта лявочорритов в западной, менее нарушенной части составляет около 40° к востоку, а субперпендикулярный к контакту диаметр - 29 км, что позволяет оценить глубину залегания очага от современной поверхности примерно равной 17 км, а глубину распространения нижней кромки центра силла — 6,5 км. Таким образом, срезание уртитов и апатитовых руд объясняется миграцией к поверхности энергетического очага и соответствующим увеличением кривизны откольного разлома, являющегося нижней границей лявочорритов.

На заключительной стадии в центре Хибинского массива формируется лополитообразное (с плоской кровлей) тело, сложенное в нижней части трахитоидными фойянтами, в верхах - более массивными их разностями. Тело имеет значительный эксцентриситет в плане, что можно объяснить смещением его на 12,8 км от первоначального центра массива на край и влиянием расположенного фундаменте разлома восток-северо-восточной орнентировки, B вдоль которого мигрирует энергетический очаг, приближаясь к поверхности. Внешний контакт лополита имеет довольно крутое падение к центру от 60 до 80°. Перекрывающие породы неизвестны, но, судя по взаимоотношению фойяитов с останцами на Саамском перевале, кровля имеет пологое залегание [104]. Трахитоидность в краевой части лополита подобно контакту имеет кругое падение до 80° и постепенно выполаживается к центру. Отчасти увеличение крутизны контактов, возможно, связано с просадочными явлениями, на что указывает иногда тектонизированный характер нижнего контакта. Если принять первоначальную среднюю величину падения внешнего контакта тела равной 60°, а средний днаметр 22 км, то глубина очага от современной поверхности по формуле (13) составляет 6,5 км, а мощность лополита в центре по формуле (15) — 6,3 км, т. е. очаг был расположен в основании лополита. Правдоподобность этих оценок подтверждается поведением расслоенности в массиве, элементы залегания которой указывают на большую крутизну фронта отраженной волны, а наличие более пологих элементов трахитоидности и волнистость контактов в юго-западной части массива — на сложный характер рельефа наклонной в этом направлении от центра лополита отражающей свободной поверхности.

В последние годы среди фойянтов выявлен изометричный участок развития пойкилитовых нефелиновых сиенитов. Диаметр тела в поперечнике около 7 км с центром, расположенным в 4,8 км к СВ 82° от центра тела фойянтов. М. М. Калинкин [35] считает, что эти породы слагают трубообразное, расширяющееся с глубиной тело. Трубообразные и цилиндрические тела, как было показано выше, отсутствуют в Хибинском комплексе центральноготипа. Известны лишь отдельные трубки взрыва с мончикитовым цементом среды рисчорритов и ийолит-уртитов в северо-восточной части массива. Если учесть общую направленность в развития массива, то пойкилитовые сиениты надстраивают его сверху в виделополита, мощность которого в центре по формуле (15) не должна превышать 1 км (точнее 0,8 км).

В Хибинском масснве широко развита трещинная тектоника [104]. Выделяются радиальная, кольцевая, субгоризонтальная и одна-две диагональные серии трещин. Радиальные и кольцевые трещины образуют взаимно перпендикулярную систему, которая закономерно меняет свою ориентировку в зависимости от положения по отношению к центру соответствующего тела. В каждом концентрическом теле своя система трещин, поэтому попытки выделить прямолинейные радиальные трещины, пересекающие весь массив, пока не увенчались успехом — при объединении трещин в разных телах радиальные зоны приобретают волнистую конфигурацию [Онохин Ф. М., 1975 г.]. Значительную протяженность имеют лишь ранее заложенные и активизированные разломы в обрамлении массива, занимающие радиальное по отношению к нему положение.

Рассмотренные морфологические особенности отдельных тел, образующих Хибинский комплекс центрального типа, использованы при построении обобщенного разреза. Границы тел реставрировались путем определения раднуса кривизны соответствующих им откольных разломов в зависимости от глубины расположения очага от современной поверхности. При этом наблюдается хорошая сходимость конфигурации границ тел в верхней части разреза (сплошные линии), построенной М. М. Калинкиным по геологогеофизическим данным [35]. Естественно, при построении нельзя было учесть истинный размер прогибания каждого тела в связи с уплотнением пород, поэтому степень перекрытия тел на глубине остается проблематичной. Из построений следует, что Хибинский комплекс представляет типичный пример надстраивания массива сверху с латеральной и вертикальной миграцией центров структурных форм. Его объемная форма в целом отвечает лополиту с плоской кровлей и симметричными очертаниями в плане и разрезе, мощностью в центре около 10 км. Этот вывод согласуется с геофизическими построениями Г. Н. Шаблинского и данными А. В. Роллера [1975 г.], согласно которым максимальная мощность лополита оценивается в 11-12 км.

Ловозерский щелочной массив с трех сторон имеет спрямленные внешние контакты и образует выступы в северо-восточном и юго-восточном секторах, вероятно связанные с проседанием основания массива по разломам фундамента (рис. 63). Наличие в восточной части падающих от массива контактов щелочных пород и архейских гнейсо-диоритов свидетельствует о частичной сохранности кровли и общем наклоне массива в этом направлении; с глубнны 2—3 км внешний контакт падает к центру массива. На западе и юге массива контакт полого погружается к центру, в пределах которого расположен локальный минимум силы тяжести, указывающий на вертикальную мощность щелочных пород около 5—6 км [104]. Размер реставрированного кольца массива по наиболее срезанной западной части 27 км, по менее срезанной восточной — 37 км, что не исключает возможного ранее частичного перекрытия Хибинского и Ловозерского комплексов. Центр Ловозерского массива расположен в 32 км к СВ 82° от центра фойянтового лополита Хибин.

Основной структурной формой массива, по-видимому, является лополитообразное тело со слабо прогнутой (первоначально плоской) кровлей, сложенное фойянт-уртит-луявритовым комплексом. Особенностью этого комплекса является ритмичная расслоенность с многократным чередованием пачек пород и маркирующих горизоптов, которые прослеживаются на многие километры и позволяют стратифицировать разрез [7]. Сохранившееся пологое залегание расслоенности в различных частях массива соответствует представлениям о плоском характере кровли лополита. Залегающие выше эвдиалитовые луявриты наращивают лополит сверху в форме субпластового полого секущего тела, на что указывает субсогласное залегание полосчатости с подстилающими породами. Характерной особенностью является повсеместное наличие в контакте этих комплексов так называемого позднемагматического раздвига [35], залеченного пластовой жилой порфировидных полевошпатовых луявритов мощностью от 0,5-30 до 150 м в раздувах. Луявриты вверх по разрезу постепенно переходят в характерные для всего комплекса эвдналнтовые луявршты. В данном случае наглядно проявлена общая особенность развития магматической камеры с участнем откольного деформационного процесса, рассмотренная выше на примере формирования силла жильных и массивных хибинитов. Порфировидные луявриты внедрены в первоначальный откольный разлом и кристаллизовались в условиях пониженного давления. В дальнейшем происходит надстраивание камерного пространства в поле волн разряжения и кавитационного эффекта при активном динамическом участии впедряемого расплава; параллельно волны разряжения «стратифицируют» кристаллизующийся расплав. Подобным образом формировались и другие субпластовые тела в разрезе луявритов, сложенные пегматитами, апатито-сфеновыми породами, а также пологосекущие тела авгитовых порфиритов завершающей стадии.

Представляют интерес волнообразные изгибы нижнего контакта луявритов и псевдостратифицированных горизонтов в виде мульд или правильных конических форм с обращенной вниз вершиной, до 4—6 км в поперечнике, которые обычно относятся к складчатым структурам [35]. Не исключая складчатое их происхождение, в качестве постановки вопроса необходимо отметить возможность образования таких форм по тнпу откольных деформаций в связи с двумя факторами: 1) локальными очагами-сателлитами на уровне глубины массивов; 2) влиянием рельефа отражающей поверхности, в том числе в виде конических вулканических построек.

Ловозерского массива остается Дискуссионным в структуре происхождение куполовидного поднятия, смещенного к востоку от центра структуры и ограниченного с северо-востока и юго-запада прогибами в субпластовом теле луявритов. мульдообразными В центральной части поднятия известны небольшие выходы пойкилитовых сненитов. Существует мнение, что они слагают эллипсовидное в плане (размером 13 × 8 км) и куполовидное в разрезе тело, которое по геофизическим данным распространяется до глубины 4 км [35]. В этом аспекте внедрение пойкилитовых сиенитов можно рассматривать как результат уплотнения фундамента н надстранвания снизу уплощенного лополитообразного тела инлинзовидной формы с выпуклой подошвой и тоузненым телом кровлей.

В целом Ловозерский интрузивный комплекс с учетом геофизических данных имеет объемную форму асимметричного лополита, наклоненного к востоку, с максимальной мощностью в центре около 5—6 км. Если допустить указанную мощность (5 км) и принять днаметр основной части массива равным 27 км, то рассчитанная по формуле (12) глубина расположения энергетического очага от поверхности современного эрозионного среза во время образования массива составит 16 км.

Анализ эволюции импульсно-очаговой энергетической колонны и магматизма позволяет высказать некоторые предположения о связи Хибинского и Ловозерского комплексов центрального типа. На примере вулканических построек (см. 4.4) и магматических комплексов центрального типа отчетливо проявляется направленная миграция центров образующих их структурных форм, что можно объяснить предельным уплотнением импульсно-очаговой энергетической колонны по л.н.с. В Хибинском энергетическом очаге предельное уплотнение, по-видимому, наступило с образованием в центре массива мощного лополитообразного тела фойянтов. В результате уплотнения пород под действием волн напряжения по л. н. с. и избыточного литостатического давления (около 3 кбар) магматического лополита, перекрывающего энергетическую колонну, происходит латеральная миграция энергетического очага вдоль разлома (CB 82°) на расстояние 32 км, что соответпроизведению среднего диаметра лополита ствует фойянтов (22 км) на $\sqrt{2}$. Глубпна расположения энергетического очага под Ловозерским массивом примерно соответствует уровню его положения под Хибинами на стадии образования тела лявочорритов; примерно совпадают другие параметры объемных форм, ограниченных нижним контактом. Можно предположить, что по химизму Ловозерский глубинный очаг также начинает свое развитие на уровне, соответствующем в Хибинском очаге переходу от ийолит-уртитовой к лявочорритовой фазе, но с отклонением, обусловленным влиянием предшествующей глубинной дифференциании. Это накладывает отпечаток на рудную специализации массивов, появляются новые разновидности дифференциатов — авгитовые порфириты. Однако крайние, завершающие дифференциаты в очагах одинаковы и представлены пойкилитовыми нефелиновыми сиенитами.

На примере рассмотренных комплексов структур центральноготипа отчетливо видна несостоятельность представлений о главной роли в их структуре тел конической и цилиндрической формы, а соответственно и теоретической основы механизма образования таких комплексов — магматического диапиризма.

В результате критического рассмотрения несостоятельности «динамической теории» образования интрузий центрального типа Е. М. Андерсона ранее уже был сделан вывод [58] о том, что, сыграв положительную роль на первом этапе изучения таких структур, эта теория в дальнейшем превратилась в тормоз на пути познания закономерностей строения и формирования структур центрального типа и связанных с ними месторождений полезных ископаемых. Хибинский массив, явившийся опорной структурой. при внедрении «динамической теории» в построении геологов нашего отечества, — яркий тому пример.

Анализ геологического строения Сыннырского и Памбакского шелочных комплексов, интрузива Илимаусак. Ковдорского и других щелочных массивов Кольской провинции, крупных гранитондных массивов (Шалтас, Бектау) и вулкано-плутонических комплексов (Байназар) Центрального Казахстана обнаруживает многие черты сходства слагающих их структурных форм с рассмотренными комплексами и показывает принципиальную возможность данного подхода при реставрации общих особенностей их строения этом необходимо учитывать: н механизма образования. При 1) срезание ранних структурных форм поздними; 2) наличие незавершенных структурных форм (типа тела лявочорритов в Хибинах); 3) последующие деформации первоначальных форм. Важное значение в расшифровке строения и формирования данных комплексов имеет: 1) выделение структурных форм, сложенных разными типами брекчий; 2) направленность в миграции центров интрузивных форм и эволюции вещественного состава пород, слагающих эти формы; 3) тип надстраивания (сверху или снизу) структурных. комплексов. При реставрации объемной формы структур центрального типа необходимо иметь в виду процесс уплотнения фундамента и просадочные явления.

4.8. ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ДЕПРЕССИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА

Вулканические депрессии изометричной конфигурации относятся к группе вулкано-тектонических структур, которые являются преимущественно отрицательными [44] и именуются впадинами.

Р. В. ван Беммелен [1932 г.] связывал образование вулкано-тектонических впадии с подповерхностным перемещением магмы, в отличне от кальдер, целиком или в значительной степени обусловленных излиянием магмы [25]. Вулкано-тектонические впадины считаются тектонически контролируемыми структурами, и в их строении и формировании важную роль играют разломы. Вулканические депрессии в отличие от грабенов и расселин характеризуются в основном постепенным центриклинальным погружением основания и таким же падением пород, хотя нарушаются ступенчатыми сбросами во внутренней части и спрямленными тектонизированными контактами по внешнему контуру. Они имеют сложное строение и включают многие вышерассмотренные вещественноструктурные рудоносные комплексы центрального типа, а также различные типы вулканических и вулканогенно-осадочных месторождений. В данном разделе предпринята попытка обобщения особенностей строения и закономерностей локализации рудоносных комплексов на основе понска энергетического фактора, обусловливающего в целом центральный тип строения вулканических депрессий.

Вулкано-тектонические структуры центрального типа рассматриваются во многих опубликованных работах и трудах специальных совещаний. Фациальная сторона вопроса этих структур об-стоятельно обсуждается в трудах М. А. Усова, Ю. А. Кузнецова, В. С. Коптева-Дворникова, В. Н. Влодовца, Е. Б. Яковлевой н других. Генетическим типам вулканогенных образований и особенностям их строения посвящены монографии И. В. Лучицкого [44]. Основы вулканизма и оруденения разработаны и отражены в трудах акад. В. И. Смирнова и его учеников, в работах М. Б. Боро-даевской, М. А. Фаворской, И. Н. Томсона и их последователей; этой проблеме посвятили монографии В. Е. Попов [1979 г.]. В. Н. Котляр и П. Д. Яковлев [1984 г.] и другие. Роль нестационарных процессов в образовании кольцевых фрактур вулканических поясов и их рудоносности рассмотрена в монографии М. М. Василевского [9]. В геолого-петрографическом аспекте си-·стема вулкан-очаг-структура как элементарная ячейка вулканотектонического центра, с применением комплекса геолого-структурных, стратиграфических и геофизических методов на примере Камчатской вулканической области воссоздана Ю. П. Масуренковым с соавторами [15; 1978 г., 1980 г.].

Элементарная ячейка вулкано-тектопической системы, по данным Ю. П. Масуренкова, отвечает следующим критериям: 1) наличие взаимосвязанных тектонических и петрологических процессов; 2) протяженность в пространстве и продолжительность во времени, обеспечивающие изменчивость и развитие; 3) дискретность, на основе которой реализуется автономность; 4) повторяемость основных свойств в других подобных ячейках; 5) способность образовывать взаимные комбинации. В островных дугах и орогенах отмечается соответствие этим критериям вулканических центров, совмещенных с кольцевыми структурами. Но как было показано выше, этим критериям отвечают и все другие разновидности структур центрального типа. В северо-западном секторе Тихоокеанскогопояса кроме Карымской структуры выделяется более 70 таких элементарных вулкано-тектонических ячеек, которые являются проекцией на земную поверхность локализованного эндогенногопотока вещества и энергии.

В данной работе рассматриваются особенности строения, рудоносности и формирования вулканических депрессий центральноготипа на примере структур Печенгской, Норильской, Хараелахской и Садбери [62—64], известных сульфидными медно-никелевыми месторождениями. Наряду с индивидуальными чертами устанавливаются общие особенности их строения, отражения в физических полях и рудоносности (рис. 64).

Геологическое строение Печенгской структуры, соответствующеепоследовательным этапам ее изучения, рассмотрено в работах Х. Вяюрюнена [1928 г., 1938 г.], К. Вегмана [1929 г.], А. А. Полканова [1935 г.], Л. Я. Харитонова [1966 г.], Г. И. Горбунова [21] и др. Значительный вклад в познание геологии и металлогении района внесли Х. Хаузен, Н. А. Елисеев, Н. А. Курылева, Г. Т. Макеенко, Л. И. Увадьев, В. Г. Суйковский, Э. А. Поляк, М. А. Гилярова, И. В. Ляхницкая, И. В. Литвиненко и другие. В результате планомерных исследований по рассматриваемой территории накоплены кондиционные крупномасштабные геолого-геофизические и аэрофотодешифровочные материалы.

Печенгская вулкаво-тектоническая структура приурочена к активизированному в среднем протерозое краю Цевтральнокольского жесткого массива - к напболее приподнятому к началу ее заложения поперечному блоку, ограниченному Урагубской и Сюдварангерской зонами разломов (типа трансформных) северо-восточного простирания [Петров А. П., 1970 г.]. Хорошо сохраниласьлишь северная часть структуры, сложенная осадочно-вулканогенными породами печенгской серии, которые находятся в близком к первоначальному соотношении (рис. 65). Печенгская серия залеразмытом архейско-раннепротерозойском фундаменте, гает на представленном гнейсо-гранятами, гранптами и сильнометаморфизованными основными породами. В ее составе выделяется четыреосадочные и четыре вулканогенные толщи. Осадочные толщи мощностью 200-250 м имеют ритмичное строение с характерными для них особенностями: в базальной толще в основном развиты грубообломочные породы, во второй и третьей толщах — доломиты и известняки; четвертая, более мощная (600-1000 м) толща сложе-на алевролитами, аргиллитами и туфами, превращенными в филлитовидные сланцы. В строении вулканогенных толщ преобладаютлавы основного и среднего состава, наряду с которыми развиты пирокласты, реже горизонты осадочных пород. Внутри толщ уста-навливаются многочисленные вулканические постройки, вблизи перемежаемость различных пород. которых наблюдается частая (см. 4.4.). В формировании нижпих вулканогенных толщ печенгской серии наряду с вулканизмом центрального типа значительная





Продолжение рис. 64 на с. 104



Рис. 64. Схема геологического строения (а), осредненного травитационного (б) и магнитного (в) полей Норильской (I), Печенгской (11), Садбери (111) структур.

Норильская структура: I – вулквиотенные породы (трапиы); 2 – ультраосновные николеносные нитуулии; 3 – разломы; 4 – контур Норильской вулицю-тектонической структуры: 5 - изодилини мощностей тралиов, км. Печентекая структура: I - четвертая вулканогенная толица: 2 - четвертая осадочная (филлитовидная) толица с базит-типербазито-

выхи интрузияни: 3- первая-третья осадочные и вулквиотенные толии печенской серии; 4- тектониты с реликтами осидочно-вулканотенина пород печенгекой и тупдроший серий, 5 – гнейсо-сланцы, 6 – гранито-гнейсы; 7 – поздинеорогенице гранитонды; 8 – интрузии базитов; 9 –

в юресс-налинги (и), сденги (б), тектонизированные геологические границы (б); 10 – центры палеовужанов и субвужанов. Каздицтов и: 1 – даки одинновых диновых диочные породы; 3 – одахногенные породы; 4 – песияники; 5 – сланцы; 6 – туры и Каздицтов 7 – инопетиты; 8 – таббро перходной зони; 9 – цориты; 10 – траниты и гискых 11 – разрывные изрушения 12 – медиочние левые месторождения; 11 – уполичение значений де; наолинии осредающито пориты; 6 – подож, 41 – подожительныс, 15 – нуленые. 16 – от BILLE TE CLUTTAC.

194

s

роль отводится проявлению вулканизма трещинного типа [23]. Мощность отдельных вулканических толщ составляет 1200-2000 м и несколько увеличивается к центру структуры, достигая для четвертой толщи 3—4 км. Суммарная мощность печенгской серии с учетом геолого-геофизических данных в центральной части достигает 10—11 км, в СГ-скважине [36] она составляет 6840 ж. С переходом от верхних толщ к нижним, а также к юго-восточному и северо-западному флангам структуры возрастает степень метаморфизма до эпидот-амфиболитовой фации.

В южной части Печенгской структуры (к юго-западу от Порьиташского разлома) развиты сходные осадочно-вулканогенные породы. Однако почти повсеместно они интенсивно деформированы и образуют невыдержанные по простиранию горизонты слабоизмененных пород, перемежающихся с различными тектонитами (от брекчий до ультрасланцев и бластомилонитов). В юго-западном направлении наблюдается увеличение степени деформаций и метаморфизма, и на границе с Терско-Нотозерской подвижной зоной, для которой характерен ультраметаморфизм и гранитизация, они сменяются кристаллическими сланцами и гнейсо-сланцами. Этот комплекс пород одни исследователи в значительном объеме сопоставляют с печенгской серней, аргументируя тем самым наличие южного крыла, другие, отстаивающие точку зрения MOROклинального строения Печенгской структуры, почти полностью относят к тундровой серии нижнего протерозоя, которая ранее выделялась и в основании структуры, но СГ-скважиной не подтвердилась. В южном и юго-восточном обрамлении структуры также широко развиты среднепротерозойские граниты и связанные с ними амфиболовые граноднориты и днориты.

В пределах структуры и особенно среди пород четвертой осадочной толщи широко распространены среднепротерозойские интрузни габбро-перидотитовой формации (габбро-верлитового подтипа), с крайними дифференциатами которой — серпентинизированными перидотитами и серпецтинитами связаны медно-никелевые руды. Интрузии представлены силлами и субпластовыми телами протяженностью до 2—3 км и мощностью до 700 м, расслоенными мелкими однофазными (Северный Соукер, рис. 57) и более крупными многофазными лополитами (Ждановский и др.). Руды обычно приурочены к нижним приконтактовым частям массивов, реже проникают во вмещающие породы на расстояние до 200 м.

В структуре Печенги и ее обрамления важное значение имеют разрывные нарушения (рис. 65). Прямолинейные разломы группируются в восемь серий определенной пространственной ориентировки, которые характеризуются определенной морфологией, стадийностью развития, внутриразломными породами, кинематической и динамической напряженностью, физическими полями. Наиболее широко распространены разломы северо-западного простирания 300—310°, представленные протяженными крутопадающими сбросами, правосторонними сдвиго-взбросами и сдвиго-сбросами. В качестве оперяющих к ним часто выступают системы раз-

13*



ломов с ориентировкой 330 п 360, образувание вистая в сочетания лестничный тип рисупки и волгранивствание разметная в сонтаносных интрузий (Пахтинско кирин ижинанских вистиских рузиломные породы часто причраниены и разминий в каками внутраритантенсивно изменения сопутетнующими приметеляя Серяя разломов северо-восточной оригизиримен (49, 247) каквете ширико развиты на флансах Печенский спруктуры, и не время как в центральной части структуры и перких начания вода серии сини чаше проявлены в виде зон тренципонати и Из различан тия систем фиксируются сбросовые, в в воления ображания структуры крупноамплитулные леносторонные сбрать в вореть кавиговые перемещения. Совпа сение простирания этих ранинии с направлением нанбольших сжимающих напряжаний, нася выс на протенком этапе развития в конце среднего протерозов, предопределяло направленный характер процессов прообладавного разувлотнения внутриразломных вород и наличие ослабленных жаналов-зон в узлах их перессчения с разломами ссперо запалной ориситировки.

В таком узле пересечения доп разломов, как показывают результаты дешифрирования аэрофотослимков и полсаня исследовавий, расположена Кольская СГ-скнажина. При непосредственном пересечении скважниюй разлома на глубние 4,5-6,5 км наблюдается значительная разгрузка напряжения (до 40 МПа), свижение плотности пород, скорости продольных и поперечных упругих воля, возрастает геотермический градиент от 3,5 до 11 °С/100 и [36]. Эти параметры, характернаующие разлом, интерпретируются стибочно, по мненню автора, как особенности пород указанного трезыя глубивности в пределах всей Печенгской структуры. Насколько известно, в глубивных скважинах по другим районам авалогичене особенности в разрезе пород не отмечались.

Разломы субширотного простирания проявлены фрагментарых реже в выде протяженных зон (Луоттинская). Обычно сен высту-

Рис. 65. Геолого-структурная схема района Печенги (составления заторон эт геофизичестем данным на основании дешифрования аэрофотосничков в с напользованеся жатериалов бывш. СЗТГУ).

Печентерая органа, толтая: I - четвертая пулканогенная; 2 - четвертая (средунтивная) I - третья осадочная, вторая пулканогенная в вторыя сладочная. пустыя правляетсявая 4 — третья осадочная, вторая вулиянотельная в иторыя еслимаях 5 — перзая вулиянствения в осадочная; 6 — сланцы, ультранизоваты и назовать с осла-тами верзятьято стбитората по породам печениской серия в Порытанской нате салиси. Туваровая серия: 7 — крысталлические сланцы и тясйсо-сланды, славненатыя начиболять частью интуратили серия: 8 — биотитовые и слодансто-кварцевые влагосяны. К начаю частью интуратили серия: 8 — биотитовые и слоданствение вагностияны в частью. чатыс интистратрование 6 – биотитеми и глепноставли, снашение и словаетие чатыс интистраниятование 6 – биотитеми и словаето-каприеми славтеентые зафебляты (включают вородая традовой серии); 10 – писко-саяция, славтеентые зафебляты (включают вородая традовой ческий; 10 – писко-саяция, катиатити с вышаети вобосление. Удатранета вородический комплекс; 11 – тиско-сравиты, интистическая податование удатранета вородический комплекс; 11 – тиско-сравиты, интистическая податование удатранета на серие 3 – баротание (в серезботание изложение) подосо состава, частично под гоанатизацие и составание (в серезботание изложение) габбро-продиктали (годослаюриты (в) и гинерстеновые лиориты с инстисти с вышаети подослати (вслатик, габбро-диориты (в) и пинерстеновые лиориты с инстисти с самале подослати, габбро-диориты (в) и пинерстеновые лиориты с инстисие на составатие подослати. (все подослати (в), собщостникаети (в – габбро-вифиболиты, инсти-болиты. Структуры вситрального тина: 19 – гиниябисе альнов составание (в), 20 – валение, истисть забессавание тела гранитокита (в), субщесночных тринитов (б), 20 – валение сосовных в ультраосвоитых пород (б); 21 – различия (соросные (а), самаление савито-взбросовые с вранение (о), вобротника (с), поланитовые (а), самаление (б), савито-взбросовые с вранение (о), вобротника (с), поланитовые (а), самаление иссторождения (а) и рудоприявления (б). 1, 11 – сейсмогеологические разреты.

пают в качестве оперяющих к разломам северо-западного простирания и классифицируются как правосторонние сдвиги и сдвиговзбросы; иногда они вмещают рудные тела [21]. Наряду с прямолинейными широко распространены системы дугообразных и концентрических разрывных нарушений. Дугообразные разломы с непостоянным радиусом кривизны развиты в южной части структуры, имеют юго-западное и южное падение и относятся к взбросонадвигам, образованным на орогенном этапе в результате давления, направленного с юго-запада со стороны Терско-Нотозерской подвижной зоны. Перемещения по некоторым из этих разломов в южном обрамлении структуры достигают десятков километров и сопровождаются образованием зон динамосланцев с пирит-пирротиновой и магнетитовой минерализацией.

Концентрические в плане разрывные нарушения в виде фрагментов сферической пространственной конфигурации развиты преимущественно в северном сегменте структуры. Они занимают согласное и секущее под небольшими углами положение по отношению к контактам и слоистости осадочно-вулканогенных толщ. повсеместно падают к центру структуры и с глубиной выполаживаются до субгоризонтальных. Наиболее крупные разломы этого типа приурочены к контактам толщ и к менее компетентным осадочным породам, сопровождаются интенсивной трещиноватостью. иногда брекчированием и гидротермальным изменением пород. В продуктивной толще они в сочетании с другими стуктурными факторами контролируют локализацию базит-гипербазитовых интрузий и оруденения, в том числе брекчиевидные и сплошные руды жильного типа в «отщепленных» залежах, выполняют роль экранов. Основной крупный разлом данного типа располагается в филлитовидной толще и имеет радиус кривизны около 17-18 км с центром в районе г. Порьиташ, Поскольку продуктивная толша ко времени образования данного разлома была несколько деформирована (имеет меньшую кривизну), этот разлом под острым углом пересекает ее, прослеживаясь из кровли в районе Каулы до полошвы толщи в районе Северного Суокера, а затем снова переходит в кровлю в районе Ждановского лополита и далее простирается к юго-востоку, где он частично перекрыт взбросо-надвигом со стороны перемещенной к северо-востоку четвертой вулканогенной толщи. Данный разлом контролирует большинство ультраосновных массивов и месторождений Печенгской структуры (рис. 65). Месторождения в его пределах локализуются в узлах пересечения с разломами, которые по положению в структуре соответствуют радиальным. Ограниченные радиальными разломами секторы различаются по насыщенности их оруденением и по положению глубинного уровня развития оруденения. По всем признакам рудолокализующие концентрические разломы относятся к откольному типу.

Отмечается направленность в эволюции состава и степени дифференцпрованности базальтоидных магм северной и южной частей Печенгской структуры [29]. В низах печенгской серии преобладают слабо лифференцион ист. Алил. Олитии Алеллии спялат-кератофировом (пит. оборон оны, ист. и Серана вторая дузканогенных то рич), в торала орон рузари, алелии даференинрованные болое основные боло и топ на обольшие перечали (гретья и матверска истопис, стои и топ на обольшие завершают масмаская ренко выраженить офференциять больть товой магмы — основные и ультерносторные истругов, р тох чысть вкласное.

Хапактерной особенностью северний части Почемсков стракть. ры является симметричное в нание и в область стричные станат тельно плоскости симметрии (/), киторая иричерии симавляет : Пальгуярвинской зоной разлома (первоначалонь в Селямент, м. зона, вероятно, представляла собой с ниный раном с Пислетки зоной). Полуокружностями из центри (), воторый находност ве всресечения Писаско-Пильгуяришеной и Порентанской ос. вт. ломов (выбрана точка в 2,5 км к северо вся току из торы 11 иташ), хорошо очерчиваются пижино, менее лефорантельные контакты вулканогенных толщ сенерной части структуры, а тэкан дугообразная зона разрывных нарушений и развития вистем. ных интрузий и оруденения в пределах пролуктивной тихшя сесро-западного сегмента структуры. Симметрия объемного строети этой части структуры устанавливается, исходя на снижетрая вожфигурации аномальных гравитационного и чагнитного полен П. геологическим и сейсмическим данным наблюдается поста сти падение пород к центру структуры под углами от 30 до 50° с постепенным выполаживанием до субгоризонтального залегания (рис. 65). Крутые углы падения связаны с флексурамы приразломными складками, центрами вулканизма. Относительно влисысти Р также симметрично расположены и имеют столную кональгурацию и одинаковые размеры северо-западное (порвежских) и юго-восточное (кучинтундровское) замыкания структуры. Пахызя из этого, предпринята попытка реставрации первоначальный сырмы южного сегмента и структуры в целом (рис. бб). Из ранет выбранного центра О, через который должна проходить оль симистрии L, раднусами, соответствующими подошве вулканоготрых кочплексов на уровне современного эрознонного среза, прозытыты полуокружности к югу от Порынашской зоны разломов. Дкаметр реставрированной структуры на уровне современного среза состонляет около 60 км; первоначально структура, по-видимому, имела больший размер (80-90 км в поперечнике), что штриховой энинст отражено на разрезе (рис. 66) (с учетом неравномерного во потия и других факторов).

Реальность палеовулкано-тектонической постройки такой конфигурации и размеров на уровне современного среза ивтолит визтверждение по геологическим и геофизическим данком. С алиной окружности по подошве четвертой вулканогеняей толши в тилоствющей юго-восточной четверти сегмента с точестью зо 1 км совпадает протяженность подошвы этой же полься восо-восточного (кучинтундровского) замыкания; юго-запазкой желоствощей чет-

194



Рис. 66. Палеотектоническая схема Печенгской структуры [62].

2 но об. такоотелнитеския сисями техениски структуры [02]. Вулквническая постройка центрального типа, сложенная породами печенской серии (1-4): 1 — четвертая вулквногенная толща, 2 — четвертая осадочная и третья вулканогенная толгща, 3 — третья и вторая осадочные к вторая вулканогенная толщи, 4 — первая вулканогенная толпая и осадочная толщи. Центральнокольский массив: 6 — вулканогенная вона: 7 осадочно-вулканогенные породы; 8 — «транулито-базятовый» слой: разложы: 9 — продольные (типа рифтогенных), 10 — поперечные (типа трансформных), 11 — второстепенные в оперяющие.

оперяющие. Зопы разломов: 1— Сантоярвинская, 2— Няскоккская, 3— Северо-Печенгская, 4— Луостарская. 5— Пахтинско-Кириеджяпорская, 6— Порьиташская, 7— Руоссельская, 8— Махтьозерская, 9— Скодваравтерская, 10— Паткойскская, 11— Вильгисъярвинская, 12— Писдско-Пильгуярыпиская, 13— Аллареченская, 14— Каскельская, 15— Урагубская, 16— Луоттинская, 17— Кучнитундровская.

-

верти сегмента соответствует норвежское замыкание структуры. Аллохтонное залегание четвертой вулканогенной и осадочной толщ в пределах указанных замыканий устанавливается по несогласному налеганию их с тектоническими контактами в основании на все нижележащие толщи и породы фундамента и отражается в интенсивном блокировании, рассланцевании, увеличении метаморфизма пород аллохтона.

Интенсивные деформации юго-западного сегмента Печенгской структуры относятся к концу среднего протерозоя и связаны с перемещением масс пород с юго-запада со стороны подвижной зоны, обнаруживающей некоторые черты сходства с полеозонами Заварицкого-Беньоффа. На границе с жестким Кольским массивом произошло скучивание пород, взбросы блоков и чешуй фундамента, подъем (вдоль поперечных разломов) орогенных гранитондов. Перемещению и расползанию четвертой вулканогенной толщи способствовало образование Пиедского раздвига с виедрением вдоль него мелких и крупных тел базитов (Ппелско-Руоссельская площадь), соскальзывание компетентных пород по филлитовидной высокопластичной постели с разрастающегося Шуониярвинского поднятия. Многие сферические разрывы в пределах Печенги были преобразованы либо во езбросо-надвиги под давлением со стороны подвижной зоны, либо в сбросы в связи с соскальзыванием висячих крыльев под действием гравитационных сил. Эти смещения привели к осложнению отколов и к возникновению в местах их флексурных нагибов участков устойчивого растяжения, благоприятных для эпигенетического оруденения. Нижние толщи печенгской серии в пределах южного сегмента структуры оказались раздавленными в результате взбросо-надвигов. В отдельных чешуях и блоках они были приподняты или перекрыты породами фундамента и гранитоидами, как это устанавливается по данным ГСЗ (рис. 65). Наряду с реликтами слабоизмененных осадочно-вулканогенных толщ в Порьпташской зоне и южнее на некоторых сейсмических профилях выделяются наклоненные к северо-западу (южная часть сегмента) и северо-востоку (западная часть сегмента) отражающие площадки по различным типам воли или по прекращению их корреляции, часть которых может интерпретироваться как реликтовые тектонические контакты нижних толщ печепгской серии.

Элементы спиметрии Печенгской структуры и соответствующих ей физических полей в целом не совпадают с элементами симметрии среды — фундамента, который имеет мозаично-блоковую структуру. Под действием статических нагрузок (давление поднимающейся магмы, неравномерное внешнее давление и т. д.) в анизотропном по механическим свойствам фундаменте с многочисленными разломами вряд ли могли возникнуть геодинамические поля напряжений, которые бы привели к образованию рассматриваемой структуры. Необходимой пространственно-временной однородностью и соответствующими даиным структурам элементами симметрии обладают лишь волновые поля напряжений от импульсных источников энергии, на которые анизотропия среды оказывает слабое влияние.

имел длительно В формировании структуры важное значение функционировавший глубинный энергетический очаг генерации магмы и импульсных волн напряжений под ее центром на пересечении Порьнташской и Пиедско-Пильгуярвинской зон разломов. Глубина размещения энергетического источника ориентировочно оценивается по формуле (12) в 60-70 км для начала заложения структуры и до 40 км (от современной поверхности) для времени образования четвертой вулканогенной толщи при условии d= =60 км, h=10 км. Допуская суммарное уплотнение кристаллических пород над энергетическим очагом на 10 %, т. е. на размер уплотнения металла под действием взрывных волн (см. 2.1), легко объяснить неравномерное прогибание основания Печенгской структуры с максимумом около 7-6 км в центре. В результате максимального уплотнения пород и прогибания в центре структуры все тела, в том числе и лополиты (Ждановский, Северный Суокев и др.), оказались наклоненными до 20-30° к ее центру.

Максимальное уплотнение пород фундамента волнами напряжений по линии наименьшего сопротивления согласуется с данными об увеличении скоростей граничных сейсмических воли до 7 км/с [42] под центром структуры, в то время как в тех же породах, но менее уплотненных, по периферии структуры скорости уменьшаются до 6,5 км/с. Такое объяснение в изменении скоростей сейсмических волн под Печенгской структурой представляется более объективным [62], чем предложенная В. В. Ждановым [1966 г.] локальная «базификация» гранитного слоя земной коры, не получившая подтверждения при СГ-бурении.

Следует заметить, что разрез /-- / (рис. 65) был составлен автором в 1973 г. и в отчетной форме передан бывш. Северо-Западному геологическому управлению, а в 1977 г. опубликован [62]. Он с точностью до +100 м совпал с глубиной залегания границы фундамента печенгской серии в КСГ-скважине. При составлении разреза использованы сейсмические данные И. В. Литвиненко и других [42], но в иной интерпретации. В северной части структуры развит сброс северо-западной ориентировки, по которому югозападное крыло с прнуроченной к нему палеовулканической постройкой на 1,1-1,2 км опущено относительно северо-восточного. В варианте интерпретации И. В. Литвиненко этот сброс не учитывался, и отражающие площадки от подошвы печенгской серии в лежачем крыле и границы второй вулканогенной свиты в висячем крыле (по падению они на одной линии) были приняты за идентичные; отражающие площадки от подошвы печенгской серии к западу от разлома были приняты за границу базальтовогослоя.

С точки зрения механизма длительного эпизодического фунционирования глубинного энергетического очага любопытна указанная выше направленность дифференциации и антидромной эволюции состава базальтовых магм. По-видимому, под действием волн напряжений из очага и фундамета Печенгской структуры на раннях стаднях ее формировання мигрировали щелочи и затем железо, как более подвижные элементы; на заключительных стадиях возросла роль магнезиальных разностей, возникли крайние дифференциаты — рудные магмы и глубинные рудоносные растворы. Общая тенденция фильтрпрессинга и миграции в первую очередь более легких магм нашла отражение в измешении средних значений плотности эффузивов по разрезу: 2,85 г/см³ для первой и второй, 2,95 г/см³ для третьей и 3,0 г/см³ для четвертой толщ.

С рассмотренными особенностями формирования и строения Печенгской вулкано-тектонической постройки определенную связь обнаруживают образование и размещение медно-никелевого оруденения. Внедрение никеленосных интрузий, рудных магм п растворов как крайних дифференциатов глубниного вещества совпало со сменой тектонической обстановки регионального прогибания режимом сжатня и поднятня территории и сопровождалось образованием откольных и радиальных разломов, а также активизацией ранее сформировавшихся разломов, совпадающих по положению в структуре с раднальными. Печенгские и развитые южнее аллареченские никеленосные интрузии были вовлечены в орогенные поздне-среднепротерозойские движения (последние иногда пересекаются жилами орогенных гранитов), хотя наблюдаются и слабо деформпрованные рудные тела, вероятно переотложенные на позднеорогенной стадии. Кроме того, есть основание предполагать, что волны напряжения в процессе приоткрывания разломов могли одновременно протрузировать пластические массы пород, на что указывает наличие сливных контактов ультраосновных пород и вмещающих филлитов без признаков термического воздействия.

Норильская и расположенная севернее Хараелахская депрессии приурочены к активизированному краю Сибирской платформы и несколько вытянуты (эксцентриситет около 0,8) субпараллельно расположенной северо-западнее Еничейско-Хатангской полвижной зоне, выполненной мощной толщей мезо-кайнозойских осадков [63]. Норильская структура имеет размеры 90 и 70 км по длинной и короткой осям; Хараелахская структура нанболее сохранилась в современном эрознонном срезе, с менее четкими контурами, размером до 120 км по длинной оси. Структуры сложены пермотриасовыми базальтами с подчиненными осадочно-туфогенными породами общей мощностью соответственно около 1,5 и 2,5-3 км в центральной части. В пределах структур отмечается антидромный характер эволюции базальтового магматического очага (см. 4.3). Траппы подстилаются верхнепалеозойской угленосно-осадочной толщей мощностью до 450 м, залегающей на толще средне-нижнепалеозойских осадочных образований (рис. 52), которые по сейсмическим данным сменяются рифейско-вендскими отложениями. Общая мощность платформенного чехла 8-10 км; граница М выделяется на глубине около 40 км и на 2-3 км повышается под депрессиями. Норильский рудный район хорошо изучен, и всесторонняя характеристика его строения приводится во многих работах [31, 63, 64, 76; Маслов Г. Д., 1963 г.; Кавардин Г. И., 1976 г.; Иванов М. К., 1971 г. и др.].

На детально изученных участках Норильского рудного района устанавливается сложное тектоническое строение верхнепалеозойского-нижнемезозойского структурного этажа. В строении вулканогенной толщи пород наблюдается сочетание вулканических построек и субвулканических тел с многочисленными разнотипными разрывными нарушениями, что находит отражение в сложных физических полях (особенно в магнитном поле). Субпластовые и более сложной формы интрузивные тела траппов развиты также в верхней части нижне-среднепалеозойского структурного яруса, выходящего на поверхность в валообразных поднятиях, разделяющих депрессии. При изучении сложной структуры вулканогенного комллекса Норильского рудного района был использован разработанный и положительно зарекомендовавший себя на примере Печенгской структуры [62] метод комплексной интерпретации геологогеофизических данных, базирующийся на детальном анализе и разделении магнитного и гравитационного полей (с учетом петрофизических свойств горных пород) на основе морфолого-структурного дешифрирования аэрофотоснимков, выделении и типизации по комплексу данных структурных рисунков, всестороннем анализе и классификации типов структурных рисунков с использованием в качестве эталонов их геолого-геофизических моделей (CM. 4.9) [64 и др.].

На основе такой методики выделены структуры центрального типа. Самые крупные из них — І порядка — имеют размеры в поперечнике до 80 км по малой и 120 км по большой осям и соответствуют Норильской и Хараелахской вулканическим депрессиям. По периферии они обрамляются дуговыми нарушениями откольного типа, которые контролируют наиболее протяженные и мощные пластообразные интрузии и на отдельных отрезках совпадают с границами депрессий и региональными межблоковыми разломами. В качестве составных частей этих структур и в виде обособленных форм за их пределами выделяются относительно однородные по строению структуры II порядка овальной конфигурации с размерами до 45—60 км в поперечнике. Их центры тяготеют к пересечениям прямолинейных разломов «регулярных» систем, одновременно выступающих к ним как радиальные со смещением отдельных секторов.

В строенни структур различаются центральная (до 10—12 км в поперечнике), промежуточная (до 35 км в поперечнике, включая центральную) и периферическая зоны, которые подчеркиваются сменой в направлении к центру ранних вулканогенных образований поздними, а также откольными разрывными нарушениями с субпластовыми и более сложной морфологии интрузивными телами, часто не вскрытыми на поверхности. На отдельных участках наблюдается подчиненность фрагментов структур II порядка структурам I порядка, а также перекрытие соседних структур; последнее создает впечатление незавершенности их форм в плане. В пределах указанных кольцевых-комплексов выделяются локальные радпально-кольцевые структуры или их части с размерами в поперечнике до 25 км, ограниченные кольцевыми и радиальными разрывными нарушениями. По положению среди структур I и II порядка они подразделяются на центральные и побочные. Обилие побочных локальных структур указывает на неглубокое расположение промежуточных магматических камер, которымы могли являться субпластовые тела и силлы, соединяющеся с поверхностью многочисленными каналами. Комплексный анализ данных позволяет классифицировать локальные структуры (см. 4.4, 4.9).

В результате анализа особенностей пространственного размещения известных никеленосных интрузий, месторождений и рудопроявлений на основе выполненных структурно-тектонических построений уточнены известные и выявлены новые региональные и локальные факторы структурного контроля оруденения, Peritoнальное рудоконтролирующее значение имеют вулкано-тектонические структуры I порядка. Они указывают на наличие мощных. длительно функционирующих энергетических очагов определенной глубинности, благоприятных для полной дифферсициации исходного мантийного субстрата. Выявлена важная роль в размещения медно-никелевого оруденения радиально-кольцевых комплексов. структур II порядка. Месторождения приурочены к промежуточным зонам этих структур на участках пересечения их рудоконтролирующими разломами ССВ 20-30 и СВ 50-60° простирания_ Во внешних зонах развита лишь более подвижная составляющая: оруденения — пирротиновая с непромышленным содержанием никеля и меди. Внутренние зоны, имеющие наибольшую мощность вулканогенных образований, менее изучены. Однако они оцениваются как высокоперспективные на жильный тип оруденения с крутым падением (мончегорский тип) в связи с расположением в их пределах основных рудо-магмоподводящих систем.

Дифференцированные никеленосные интрузии и рудные узлы тяготеют к пересечениям крупных разломов «регулярных» систем. различной ориентировки. В качестве наиболее перспективных рассматриваются радиально-кольцевые комплексы структур и разрывные нарушения с признаками активного развития на заключительной стадии проявления траппового магматизма, с которой связывается внедрение никеленосных интрузий. Непосредственно в локализации интрузий и руд в Норильском районе, как показывает проделанный анализ, основная роль принадлежит разрывным нарушениям откольного типа. Эти нарушения иногда преобразованы во взбросо-надвиги и отстающие сбросы п в сочетании с радиальными к ним разрывами образуют весьма характерные для Норильского района просадочные структуры (см. 4.3). Рудолокализующие нарушения откольного типа являются составными элементамия кольцевых комплексов II порядка или сопряжены с ними в случае принадлежности к локальным структурам. Поэтому интрузии и рудные залежи также занимают определенное положение в радиально-кольцевых комплексах структур: 1) концентрическое в виде полых колец, соответствующих флексурным (волнообразным) перегибам сферических или эллипсондальных отколов (Норильск-1, Имангда); 2) концентрически-лопастное, многоярусное вдоль пологих частей отколов, преобразованных в оперяющие нарушения к рудоконтролирующим разломам с горизонтальной составляющей смещений (Октябрьское, юго-западная и северо-западная ветви Талиахского месторождения); 3) радиальное в крутопадающих разломах (Норильск-2, участок Скалистый, северо-восточная ветвь Талнахского, Черногорское месторождение). С учетом указанных особенностей, а также типов структурных рисунков, характерных для известных рудных узлов и месторождений, выделены участки, перспективные для поисков дифференцированных никеленосных интрузий [64].

В отличие от Норильской и Печенгской вулканических депрессий Садбери (рис. 64) представляет собой субвулканическую структуру в виде эллиптического в плане кольца с осями около 64 н 27 км [Naldrett A, J., 1976 г.]. Несмотря на различие в строении. она имеет ряд общих особенностей с вулкано-депрессиями и помогает понять многие процессы, происходящие на гипабиссальном уровне глубинности. Структура Садбери расположена в краевой части активизированного архейского блока (провинция Сьюпириор), сложенного гранитами и гнейсами, на границе с раннепротерозойским прогибом, выполненным вулканогенно-осадочными породами гуронской серии. Тектоническое положение Садбери аналогично Печенге и, подобно последней, структура деформирована и в юговосточной части осложнена взбросо-надвигами со стороны подвижной зоны - «фроита Гренвилл». В. Моррпс в результате детального анализа остаточной намагниченности пород интрузива пришел к выводу, что первоначально он имел эллипсовидную форму в плане с падением крыльев под углом 20° [88]. При среднем днаметре структуры 45 км глубина очага во время ее формирования по формуле (13) составляла 62 км от современной поверх-HOCTH.

Интрузив Садбери по форме представляет собой огромный лополит с прогнутой кровлей, наклоненный на северо-запад (северный контакт падает на юг под углами 30—50°, южный — на север, 45—70°). Прогнутая часть лополита выполнена осадочными породами серии Уайт-Уоттер мощностью около 2,2 км (рис. 64). Интрузив непосредственно перекрыт толщей брекчированных туфов мошностью 1,5 км, образование которых иногда связывается с метеоритным ударом [83]. В основании массива выделяются субиластовое тело норитов, иногда переполненных ксенолитами, и «офсетные» дайковые тела диоритов и норитов, проникающие в фундаменте на несколько километров от контакта. К этим породам приурочены пласто- и линзообразные залежи руд, окаймляющие интрузив, и «офсетные» жильные тела. Главный интрузив сложен снизу вверх кварцевыми норитами, норитами, габбро, кварцевыми габбро и гранофирами (микропегматитами) с отчетливой расслоенностью. Характерной особенностью структуры Садбери является широкое развитие брекчий на разных глубинных уровнях: в перекрывающих туфах, гранофирах, в основании интрузива — «ксенолитовые нориты», «ксенолитовые руды», брекчпрованные вмещающие породы с залежами массивных и вкрапленных руд (месторождения северного блока), а также наличие конусов дробления в гранитах и гнейсах в экозоконтакте интрузива. В. И. Смирнов [83] указал на важное значение расшифровки генезиса брекчий Садбери в понимании происхождения структуры и оруденения в целом. Если допустить точку зрения Р. Дитца и других, то для их образования необходим неоднократный метеоритный удар в эту структуру (1).

Брекчин Садбери не являются индивидуальной особенностью этой структуры, как следует из сравнения с Норильской и Печенгской стуктурами, Чинейским лополитом и т. д. Анализ строения этой структуры с позиций импульсно-очаговой модели показывает. что широкому развитию брекчий благоприятствовали два фактора: огромная потенциальная энергия очага и соответствующее геологическое строение. Для лополита Садбери, как и для других обсуждаемых никеленосных районов, по-видимому, характерна антидромная направленность дифференциации в глубинном очаге. Ha стадии формирования импульсно-очаговой энергетической колонны происходит уплотнение пород и образование депрессии, которая компенсируется эффузивами при внедрении первых порций магмы. При надстраивании массива снизу последующий расплав не достигает поверхности, и сопутствующее прогибание компенсируется осадками. В результате высокой энергии воли формируются откольные разрушения двух глубинных уровней подобно силлам Норильского района (см. 4.3). Нижний уровень образуется за счет отражения воли напряжения от кровли раскристаллизованного массива и поверхности эффузивов и реализуется в виде наращивания массива, а затем внедрения «подслоя норитов» и рудоносных залежей. Компетентность вмещающих гранитов и гнейсов в северной части массива благоприятствует образованию мощных зон откольных разрушений, которые не компенсируются поступающими подвижными фазами и образуют тела, переполненные ксенолитами и переходящие по простиранию в брекчии (Левак и др.). «Офсеты» представляют собой подводящие каналы, на что указывает их дайкообразная клиновидиая форма в разрезе (месторождение Фруд-Стобя). Они могли образоваться как вновь, так и путем раскрытия уже существующих разломов под действием латерального растяжения в падающей волне сжатия. В южной части в фундаменте массива, сложенном вулканогенными и осадочными породами гуронской серии, в связи с поглощением и рассеиванием воли напряжения формируются менее мощные компенсированные откольные разломы. Слагающие их субпластовые залежи руд умеренно насыщены обломками пород; массивный тил руд в основании тел постепенно сменяется вкрапленным в кровле (месторождение Маррей).

Второй, более высокий уровень откольных разрушений образуется за счет отраженных волн разряжения от свободной поверх. ности и приурочен к туфогенной толще. По мере накопления осадков он мигрирует вверх по разрезу вслед за поднимающейся своболной поверхностью, охватывая значительную часть туфогенной толщи. Откольные разломы этого уровня «сухие», поэтому прохожление последующей волны сжатия приводит к схлопыванию неплотно сжатых поверхностей трещин с образованием ударной волны (см. 2.3) и вызывает измельчение уже брекчированной породы. Частично этот процесс наблюдается и в откольной зоне нижнего тлубинного уровня, в которой известны своеобразные брекчин, состоящие из обломков гранито-гнейсов, погруженных в цементную массу сложного состава (рудник Левак и др.) [88]. Аналогичный процесс схлопывания трещии, по-видимому при участии дифракции волн от углов блоков, ограниченных неплотно сжатыми трещинами, приводит к образованию конусов дробления в гранитах и гнейсах в северном обрамлении массива.

Особенности строения, плановой и объемной симметрии Печенгской, Норильской депрессий и структуры Садбери находят отражение в потенциальных полях (рис. 64). В гравитационном поле (в редукции Грааф-Хантера) более контрастно в виде изометрических положительных аномалий проявлены Печенгская и Норильская вулкано-депрессии, в то время как субвулканическая структура Садбери слабо подчеркивается конфигурацией изоаномал наблюденного поля и характеризуется относительным максимумом силы тяжести лишь ири радиусе осреднения 90 км [63]. В магнитном поле они отмечаются слабоположительными или высокими (Садбери) значениями поля, иногда сильно дифференцированного в краевых частях и в осложняющих их зонах взбросо-надвигов.

Таким образом, в каждой из обсуждаемых структур контрастно проявились определенные особенности, в то же время характерные для них в целом. В Печенге — устойчивое прогибание и чередование стадий бурного магматизма и относительного затишья (подготовки), что подчинило различные структурные формы единому строго симметричному комплексу центрального типа. В Норильской и Хараелахской депрессиях наблюдается четкая соподчиненность в плане разнопорядковых радиально-кольцевых комплексов структур центрального типа и закономерное перемещение их по разрезу в зависимости от миграции свободной поверхности и изменения физических параметров среды. В Садбери - развитие на двух уровнях глубинности разрушений откольного и ударно-волнового типов и некомпенсированных подвижными фазами откольных. разломов. Все эти процессы - звенья единой цепи, скованной иммульсно-очаговой эпергетической колонной, на что указывают и общие особенности их строения и рудоносности.

1. Печенгская, Садбери, Норильская, Хараелахская структуры прпурочены к активизированным краевым частям консолидированных блоков земной коры с платформенным и субплатформенным геотектоническим режимом, в пределах которых поверхность ML фиксируется на глубинах около 40 км.

2. Структуры располагаются на пересечении краевых разломов, разграничивающих консолидированные блоки и подвижные зоны (типа зон Беньофа), с поперечными по отношению к ним разломами (типа трансформных).

3. Комплексы относятся к классу радиально-кольцевых структур центрального типа, форма которых отвечает симметрии эллипсоидального или шарового сегмента. Средний размер их в поперечнике — около 85 км — соответствует произведению $\sqrt{2}$. 60 км (расчетная глубина расположения очага от поверхности).

4. Структуры и отражающие их потенциальные поля в целом. имеют наложенный характер по отношению к структурам и физическим полям рамы. Заложение депрессий предшествовало проявлению магматизма на поверхности и обусловлено уплотнением пород разреза волнами напряжения с максимумом в центре (над: очагом); последующее их формирование протекало на фоне пульсационной магматической деятельности.

5. В эволюции состава и степени дифференцированности базальтоидных магм отмечается антидромная направленность от субщелочных существенно железистых к магнезнальным, что отражается в изменении плотности и магнитной восприимчивости магматических пород и потенциальных полей.

6. Рудоносные интрузии и глубинные растворы являются крайнимп дифференциатами очаговой и ближней зон и знаменуют смену тектонической обстановки регионального прогибания режимом: сжатия и орогенией; дайки меланократовых оливинсодержащих. пород завершают магматизм и не несут заметных деформаций.

7. Оруденение контролируют составные структурные формы комплексов (расслоенные массивы, откольные разломы, подводящие каналы). Их положение определяется узлами пересечения разломов регулярной и радиальной систем, откольными разломами. Среди никеленосных интрузий различаются: а) дифференцированные силлы, линзовидные, субпластовые (иногда сложной формы) тела, приуроченные к менее компетентным породам внутри депрессий (месторождения четвертой осадочной толщи Печенги) и к основанию структур (Норильск-1, краевые месторождения Садбери в подошве лополита); б) малые расслоенные массивы и трещинные тела в компетентных породах обрамления (массив Луостари-Печенга, Норильск-2, группа офсетных месторождения Садбери), реже внутри структур (массив Северный Соукер и трещинные интрузии Пахты-Печенга).

8. Богатое оруденение локализуется на глубипах 1,5—3 до 5 км от поверхности и приурочено к донным частям массивов и вмещающим породам. В качестве рудовмещающих важное значение имеют разрывные нарушения откольного типа, представленные зонами трещиноватости, дробления, брекчирования, гидротермальнометасоматического изменения пород, преобразованные иногда в сбросы проседания или при последующих деформациях в надвиги и взбросы с флексурными перегибами; с увеличением глубины возрастает роль вертикальных и крутых разрывов (типа подводящих каналов), вмещающих жильный тип руд.

Изложенные данные убедительно показывают, что палеодепрессии центрального типа с присущими им особенностями формируются при доминировании как интрузивного (Садбери), так и эффузивного (Печенга, Норильск) магматизма. Они образуются в результате уплотнения пород в процессе потока вещества и энергии, обусловленного импульсно-очаговой колонной, а не латерального подповерхностного перемещения магмы от депрессии (к периферии депрессий магматические тела выклиниваются), как считал Р. В. ван Беммелен.

4.9. ОСОБЕННОСТИ МЕТОДИЧЕСКОГО ПОДХОДА ПРИ ИЗУЧЕНИИ И ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКЕ СТРУКТУР ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА

В предыдущих разделах на основе импульсно-очаговой геодинамической модели обобщены и обоснованы особенности строения и рудоносности разнообразных вещественно-структурных комплексов, принадлежащих к единому классу структур центрального типа. Показано также (гл. 3), что в аспекте данной модели находят объяснение энергетическая сторона и физическая сущность взаимосвязанных процессов, формирующих рудоносно-магматическую колонну и вещественно-структурный комплекс, главнейшими из которых являются: 1) фильтрпрессинг, дифференциация и расслоенность расплавов и глубинных рудоносных растворов в системе очаг-канал-камера; 2) разрушение пород на разном уровне глубинности, определяющее каналы и камеры, форму и пространственное размещение геологических тел; 3) уплотнение-разуплотнение (упругие и остаточные деформации) среды, обеспечивающее миграцию подвижных фаз, камерное пространство, прогибание (депрессию) земной поверхности; 4) высокоградиентное поле pT, формирующее минеральный парагенезис (зональность). Все это позволяет рассматривать импульсно-очаговую модель в качестве генетической основы структур центрального типа. Известные и вытекающие из данной модели особенности и закономерности строения и размещения структур центрального типа и связанных с ними месторождений определяют особенности методического подхода при их изучении, прогнозной оценке и разведке. Некоторые особенности методического подхода отмечены при обсуждении конкретных структур, другие приводятся ниже.

При построениях, использующих импульсно-очаговую модель, выделяются общие и частные особенности методического подхода; первые больше соответствуют региональному прогнозированию и общим поискам, вторые — детальным поискам и разведке месторождений. Ряд общих методических приемов, вытекающих из данной модели и концепции, которую в целом можно назвать ринговолинеаментной, формально созвучен. Имеются в виду представления, в которых важная роль в контроле рудных месторождений отводится, с одной стороны, сквозным глубинным или иным разломам, а с другой - очаговым или кольцевым структурам, или чаще участкам пересечения кольцевых и прямолинейных разломов, в том числе раднальных [46]. По сутн общих металлогенических построений импульсно-очаговая модель близка к главным принципам нелинейной металлогении, недавно сформулированным А. Д. Щегловым и И. Н. Говоровым: «Образование рудных месторождений является одной из сторон геологического развития тектоносферы и связано с эволюцией различных ее оболочек. Для мантийных месторождений, которые представляют собой результат развития глубинных подкоровых слоев, структуры земной коры являются только рудовмещающими, на которые накладываются мантийные рудные месторождения, принимая в дальнейшем участие в сложном процессе геологического развития земной коры (прежде всего процесса осадконакопления и метаморфизма)» [115, c. 21].

Однако импульсно-очаговая энергетическая колонна имеет значительную протяженность и многоэтажное строение, как это следует из распределения активных объемов сейсмических зон по глубине (рис. 2). Она не исключает участия в возникновении месторождений происходящих в земной коре сложных процессов. т. е. основополагающий принцип регионального металлогеническото анализа Ю. А. Билибина: «Процессы минерализации, везущие к возникновению минеральных и, в частности, рудных месторождений, представляют одну из сторон единого и сложного процесса развития земной коры» [3, с. 15]. Высокая насыщенность земной коры импульсно-очаговыми энергетическими источниками, как это видно на примере областей современной тектонической вытивности, широкое неоднократное развитие процесса гранитизации, наблиндаемое в глубоких срезах земной коры, подтверждают справелливость данного вывода. По отношению к коровым месторождениям в аспекте импульсно-очаговой модели структуры платформенного чехла и верхнего структурного этажа также являются в основном рудовмещающими. В ряде случаев, как было показано на примере штокверков, происходящие во вмещающих породах процессы могут влиять на формирование рудных месторождений или даже пол действием импульсов напряжения приводить к их образованию за счет растворов насыщения пород верхней части земной коры (см. 4.2). Образование откольного разрушения неизбежно должно сопровождаться выполнением его рудоносными, углеводородными или иными флюндами (природа не терпит пустоты), а неоднокоатное его возобновление в связи с длительным функционированием энергетического очага приведет к формированию импульсного крупных залежей. Это положение созвучно идеям акад. С. С. Смирнова и его последователей о пульсационной деятельности металло-

14*

тенического очага. Не обособляя отмеченные процессы, он указывал, что «пульсирующий, прерывистый характер дистилляции рудоносных растворов может быть обусловлен многократным возобновлением трещинообразования [84, с. 140]. По-видимому, такое же многократное возобновление радиальных разрушений под действием латерального растяжения в волне сжатия является причиной столь ярко выраженной зональности пегматитовых кварц-слюдоносных жил, сопровождающих процессы гранитизации и мигматнзации в земной коре. При прогнозировании и поисках необходимо учитывать влияние вещественного состава, структуры и физикомеханических свойств на расположение в разрезе и возможную многоэтажность откольных разломов, которые определяют форму многих интрузивных, гидротермальных и сопровождающих их рудных тел, способ наращивания их сверху или снизу и т. д. Все это чказывает на важность учета и изучения процессов, происходящих в верхней части земной коры параллельно с функционированием импульсно-очаговой энергетической колонны. В этом аспекте показательны достижения Н. В. Черского, О. Л. Кузнецова и соавторов [13] в изучении влияния тектоно-сейсмических процессов на образование и накопление углеводородов.

Особенности методического подхода в процессе регионального прогнозпрования и поисков, учитывающем наложение мантийного лимпульсно-очагового энергетического источника на структуры землюй коры, рассматриваются на примере медно-никелевых месторождений и ассоциирующих с ними интрузивных пород антидромного ряда от габбро-дноритов до перидотитов и оливинитов [62. 63]. На этом примере отчетливо проявлено влияние структур земной коры и степени консолидации пород на форму тел и тип месторождений. Медно-никелевые месторождения приурочены: к краевым активизированным частям консолидированных блоков на пранице с подвижными более поздними складчатыми зонами (см. 4.6); к вулканическим депрессиям центрального типа с размерами в поперечинке от 70 до 100 км в краевых частях активизированных блоков (см. 4.8); к подвижным шовным зонам внутри консолидированных областей (пояс Томпсон, мобильные TDOFI Западной Австралин, Терско-Нотозерская зона). В пределах перечисленных геоструктур следует орнентироваться на три основных типа интрузивных тел и месторождений.

1. В консолидированных блоках развиты лополитообразные расслоенные тела с залежами в основании массивов или во вмещающих породах экзоконтакта, реже наблюдаются подвешенные рудные тела в придонной части; морфология рудных тел определяется откольными разломами. В массивах большой мощности, образованных в условиях жесткой рамы, получают развитие вертикальные и крутые жильные тела мончегорского типа (в связи с латеральным растяжением в поле волн напряжения при неблагоприятных условиях для образования откольных разрушений). Аналогичные тела, в том числе в виде дайковых подводящих каналов, следует ожидать в консолидированных породах в основании массивов или обходлению от массинон при глубовой эротинож грен. (см. 4.8).

2. В вулканических јепресених среди (1) флятаце-тогласница и перод распространено силлообразные и субаластовые сытузыалые тела и среди (или частично) консолилированных вулальнить – расслоенные лополитообразные массивы. Рудные залезя јеленщаются в основаниц чассивои и во вмещающих породах ва јеленини от витрузий до 300 м, возможно более; морфологва рудамини от витрузий до 300 м, возможно более; морфологва рудамини от витрузий до 300 м, возможно более; морфологва рудамини от витрузий до 300 м, возможно более; морфологва рудамини от витрузий до 300 м, возможно более; морфологва рудамини от витрузий до 300 м, возможно более; морфологва рудамини от витрузий до 300 м, возможно более; морфологва рудамини от витрузий до 300 м, возможно более; морфологва рудаминие тела крутого и вертикального па јения. При чередованате осадочных и вулканогенных пород и значительной их мощаости в связи с образованием многократных отколов на разных глубинных уровнях следует уделять особое винмание возможному наличию нескольких продуктивных этажей с расположением залежей друг над друтом (см. 4.3).

3. В подвижных шовных зонах преобладают линзовидные деформированные интрузии с признаками динамометаморфизма (реже встречаются силлы), которые образованы в подводящих каналах (аллареченский тип) пли в их притупленных вершинах: залежи линзовидной и дайковой формы в контакте с массивами или на удалении от них, пногда с балансом рудного вещества, превышающим объем материнских пород. Роль разломов и других критериев локализации интрузий и орудецения в пределах данных геоструктур указана в разд. 4.8.

Никеленосные районы и особенно вулканические депрессии центрального типа имеют сложное геологическое стросние в связи с сочетанием и перекрытием различных радиально-кольцевых и других структурных форм. Поэтому важным методическим приемом является составление прогнозных структурно-тектонических карт и схем среднего и крупного масштаба, которые бы отражали рудоконтролирующие критерии и служили основой для направления поисковых и других видов геологических исследований. На примере Печенгского и Норильского рудных районов с целью оперативного составления таких схем разработана методика переннтерпретации имеющихся геолого-геофизических данных на основе детального структурного дешифрирования аэрофотоснимков (АФС) [62, 63]. Данной методикой предусматривается определенная последовательность операций, включающая: 1) морфолого-структурное дешифрирование материалов аэрофотосъемок с нанесением результатов на топографические карты и приведение всех материалов к единому масштабу; 2) дифференциация физических полей с учетом материалов дешифрирования, выделение и типизация структурных рисунков по комплексу этих данных: 3) анализ и классификация по различным признакам всех выделенных структурных рисунков с использованием их обобщенных морфологических, геомоделей; 4) выделение логических и геофизических эталонных вещественно-структурных комплексов, заслуживающих опонскования и доизучения в определенной очередности.



На рис. 67 приводится пример, вллюетрирующий последовательность операций и комплексную интерпретацию данных применательно к Норвльскому рудному району. Морфилого-структурное дешифрирование при среднемасштабных (1:200 000) построеняях наиболее эффективно с использованием материалов АФС масштаба 1:35 000 и мельче, в при крупномасштабных (1:50 000) -1:35 000 и крупнее с нанесением результатов на топоосновы в масштабе построений или более крупном. В процессе дешифрирования учитывались элементы изображения протяженностью 0.5 км (1-2 см в масштабе АФС) и более, которые интерпретировались как возможные фрагменты различных структурных форм. В большинстве случаев в процессе дешифрирования выявляются: 1) основные морфологические особенности разломов в плане; 2) главные и оперяющие структуры и образуемые ими структурные рисунки; 3) соотношение разломов различной пространственной ориситировки; 4) преобладающий тип смещений по разломам [61]. Срели осадочно-вулканогенных пород отчетливо дешифрируются в связи с различной устойчивостью пород к выветриванию элементы складчатых структур, с которыми плохо различаются пологие надвиги и отстающие сбросы, приуроченные к горизонтам менее компетентных пород или к межпластовым поверхностям. Концентрические разрывные нарушения часто оконтуривают положительные и отрицательные формы рельефа. На сталии дешифрирования составляются схемы структурных элементов с отражением степени лостоверности, морфологических и других особенностей структурных форм, которые в связи с недостаточной обнаженностью лишь фрагментарно устанавливаются прямыми наблюдениями и обычно отсутствуют на средне- и крупномасштабных геологических картах (рис. 67. а).

Дифференциация физических полей, выделение и типизация по комплексу данных структурных рисунков проводятся путем совме-

I

Рис. 67. Пример комплексного использования данных дешифрирования аэрофотоснимков и геолого-геофизических материалов при геолого-структурных построениях (участок Талнахского рудного узла).

 $A - схема структурно-марфологического дешяфрирования: <math>I - контрастно проявленные разрывные нарушения и предполагаемые сиещения по имы; <math>2 - предполагаемые разрывные нарушения; <math>3 - элементы кольцевых и складчатых структур. <math>5 - схема (упроценная) взолиний магнитиого поля (<math>\Delta T_a$): I - положительных; <math>2 - мулевых; 3 - отрицательных; 4 - положительных; <math>3 - кулевых; 3 - отрицательных; 4 - колонования с складчатых структур.линий магнитного поля (ΔT_{a}): $l \rightarrow$ положительных; $2 \rightarrow$ мулевых; 3 - отрицательных; 4 - дешифрированные разрывные нарушения, проявленные в магнитном поле. B - схема сочетания магнитного поля и форм рельсфа: l - 3 - повышенные римения догов на влоских (l), положительных (l) и отрицательных (l) формах рельсфа; d - 6 - поинжение эначения поля на плоских (l), положительных (l) и отрицательных (l) и отрицательных (l) соножительных (l) положительных (l), положительных (l) положительных (l) нормах рельсфа; d - 6 - поинжение эначения поля на плоских (l), положительных (l) и отрицательных (l) нормах рельсфа; $\ell - 6 -$ поинжение эначения поля на плоских (l), положительных (l) нормах рельсфа; $\ell - 6 -$ поинжение эначения поля на плоских (l), положительных (l) и отрицательных (l) положительных (l) нормах рельсфа; $\ell - 6 -$ поинжение эначения поля на плоских (l), положительных (l) и отрицательных (l) нормах рельсфа; $\ell - 6 -$ поинжение эначения поля на плоских (l), положительных (l) и отрицательных (l) положительных (l) положительных (l) пормах правитационное поля: l - изолиние l_2 : 2 - совы повышенных горизонтационнов поле. D - семосоструктураяя схема, составление пормах правитациенах мастационнов ноле. D - геолого-структураяя схема, составления (l - пормисках мастационнов насе. D - геолого-структураяя схема, l - мокудавакская, d - моронгов-свята, l - пормиская. d - моронгов-свята, d - мокудавакская, d - моронгов-свята, d - вироновительных соотавля утленоско-терригенная формация; d - девоиско-снаурийская территенно-хар менностольная от покритень заборо-долеритов и гоборо-долеритов; l - дарывные налушения, виделенные совяные бонатная формация; d - интрузии долеритов и гоборо-долеритов; l - дарывные налушения, d = вирененино-хар мительных от пикритовых габоро-долеритов и гоборо-долеритов; l - дарывные налушения, d = виренение совяные сование на соборо-долеритов; l - дарывные налушения. патрузна от пакритовых госоро-долератов до гасоро-дноритов; 11 — разрывные напушения, выделенные по комплексу данных (а) и предполагаемые по единичным данным (б), в том числе: 12 — савиги, 13 — сбросы, 14 — надвиги. 15 — отколы, 16 — геологические границы, 17 — тектонические брекчин.
щения со схемой дешифрированных структурных элементов, геофизических, теологических и других карт; усиливаются и по необходимости отмечаются условными знаками структурные элементы или контуры, которые находят отражение на геологических картах и в неоднородностях физических полей в виде градиентных зон, аномалий поля, резких изгибов изолиний, участков понижения поля и прерывистости аномалий и т. д. В Норильском районе наиболее детально анализировалось магнитное поле, имеющее сложный характер (рис. 67, б). Оно обусловлено в общем высокой намагниченностью полого залегающих вулканогенных и интрузивных пород основного-ультраосновного состава, и поэтому на его «нарезанность» в значительной степени влияет рельеф. Выделено шесть типов сочегания магнитного поля и рельефа (рис. 67, в). В результате исследований установлено, что многие формы рельефа взаимосвязаны со структурами траппов, поэтому соответствующие аномалии магнитного поля представляют суммарный эффект влияния структурно-вещественного состава и рельефа. При дифференциации гравитационного поля (рис. 67, г) основное внимание уделялось выделению структурных элементов, которые оконтуривают положительные и отрицательные аномалии и совпадают с градиентными зонами, резкими изгибами изоаномал, линейными цепочками аномалий, зонами прерывистости локальных аномалий и понижения поля.

Такой подход к разделению потенциальных полей на составляющне или, наоборот, объединению неоднородностей полей в линейные зоны и общие контуры на основе схемы структурных элементов в значительной степени исключает субъективизм построений и дополняет данные каждого метода в отдельности. Появляется возможность сгруппировать отдельные фрагменты структур (иногда с разными признаками и различной контрастностью изображения на аэрофотоснимках и в физических полях) и тем самым на комплексной основе подойти к выделению и типизации структурных форм и рисунков по характерным морфологическим особенностям, проявлению в физических полях, размерности и т. д. В Норильском районе преобладают структурные рисунки, обусловленные сочетанием прямолинейных и дугообразных узких зон различной протяженности с овальными и изометрическими в плане формами, характерными для областей палеовулканизма. В связи с наложением и сочленением разнопорядковых и разнотипных структур иногда возникают сложные и полузамкнутые структурные рисунки.

Анализ и классификация по различным признакам структурных рисунков основывается на геолого-морфологических и геофизических моделях их эталонов и отчасти зависит от опыта специалистов. В качестве моделей принимаются эталонные типы структурных рисунков, хорошо изученные различными методами и при необходимости дополнительно обследованные с комплексной проверкой главных элементов. В рассматриваемом районе всесторонне изучены Талнахский, Норильский рудные узлы и другие участки. Анализ структурных рисунков показывает, что прямолинейным и 216

дуговым зонам соответствуют разломы и их динамопары, обособдуговым разрывные нарушения, зоны интенсивной трещиноватости без существенных смещений крыльев на дневной поверхности, которые создают чешуйчато-блоковую структуру траппов и подстилающих толщ. Качественная интерпретация комплексных данных и прежде всего анализ особенностей морфологии и проявления разломов в физических полях позволяет классифицировать их по различным признакам (последовательности активизации, динамокинематическим, размерности). Предпосылки и примеры такой классификации рассмотрены ранее [61]. В Норильском районе большинство полу- и кольцевых откольных разломов проявляется в виде отрицательных форм рельефа, прерывности аномалий и попожения уровня потенциальных полей, что обусловлено механическим дроблением пород в зоне хрупких деформаций без существенной их перекристаллизации. Повышение магнитности и плотности пород в зонах этих разломов наблюдается значительно реже и связано с интрузиями, сопровождающимися минерализацией, гидротермальными и метасоматическими изменениями внутриразломных пород; значительные смещения по ним проявляются в смене характера полей во вие- и внутрикольцевом пространстве и вотдельных секторах последнего. При последующих деформациях отколы частично преобразуются в надвиги и отстающие сбросы. образующие в совокупности характерные рисунки просадочных структур траппов, которые рассматриваются как важный поисковый критерий никеленосных интрузий. В качестве главных признаков при классификации откольных и других разломов выступают особенности их морфологии, характер оперяющих структур, рисунок и тип связанных с разломами неоднородностей потенциальных полей. В целом овальным и изометричным структурным рисункам. соответствуют вулкано-интрузивные комплексы структур центрального типа, представленные сочетанием силлов, вулканических построек с жерловой фацией, локальных депрессий. Эти структурные формы поддаются разбраковке по комплексу геолого-геофизических данных (см. 4.4).

Таким образом, в результате комплексной переинтерпретации reoлого-reoфизических данных на основе дешифрирования аэрофотоснимков в Норильском рудном районе выявлены радиально-кольцевые комплексы различного порядка и образующие их структурные формы центрального типа, которые имеют определенное рудоконтролирующее значение; необходимость их выделения в данном районе отмечалась неоднократно. Структурно-тектоническая схема с элементами прогноза, составленная на основе изложенного методического подхода, показана на рис. 68.

Предлагаемая методика комплексной переинтерпретации уже имеющихся материалов позволяет без значительных дополнительных затрат получать новые данные о геологическом строении сложных территорий как промышленных, так и новых рудных районов и более обоснованно строить прогноз и поиски. В комплексный анализ могут быть включены и другие аэро- и космические



218

.



Рис. 68. Аэрофотоснимок (а). тепловой аэроснимок (б — 9 ч 5 мин, начало июля) и схема структурного дешифрирования кольцевой структуры (в), расположенной в зоне сочленения Кызыл-Эспинского антиклинория (Сарыкумская горст-антиклиналь) и Токраусского синклинория.

Цпфры на синиках – температурные помалии поверхности. Па схеме в: 1 – глинистая која выветривания (мезозойская): 2 – вуханогенно-осадочпые породы (инжнекаменноугольные): 3 – известняки и доловиты (а), влерролиты и кремитстве чериве сланцы (б) (инжненалеозойские): 4 – видезиты (а) и дайки кислого состава (б)с 5 – конгломераты и конгломератоводобные образования в откольных разломах, 6 – разреляные нарушения (а – нехлассифицированые, 6 – вибросонаденги, 6 – разлелные карушения (а – нехлассифицированые, 6 – падогермаломах, 6 – разреляные, 6 – падогермаломах, 6 – разреляные бело брекчирования, 6 – разлелие, 6 – падогермаизденги, 6 – скариы, 6 – падогермаизденги, 6 – скариы, 6 – падогермаинты); 8 – трубообразное тело брекчирования с штокобразное тело брекчирования с високобразное тело брекчированых окремненных пород; 9 – кларцевое витокообразное тело брекчие рования с инживативания (и – имисральия зональность ниоскение в тексте).

снимки, геофизические и геохимичсские данные. При выделении кольцевых структур орогенного и платформенного этапов развития информативны материалы радиолокационной аэросъемки. В процессе перспективной оценки структур центрального типа значительную помощь может оказать автоматизированная обработка многоспектральных снимков, на которых ряд минеральных формаций, в том числе околорудные измененные породы, отмечается изменением цвета и тона изображения. Таким образом можно выявить не выходящие на поверхность штокверковые и другие месторождения, сопровождаемые широким ореолом гидротермальных изменений пород. В аридной зоне перспективно применение тепловой ИК-аэросъемки, фиксирующей повышение температурного поля в разное время суток (особенно в ночное), над рудными объектами и зонами околорудных изменений, как вскрытыми эрозией, так и залегающими на глубине [Петров А. И., 1985 г.].

Пример комплексирования АФС (рис. 68, а) и тепловых ИКснимков (рис. 68, б) при выделении и прогнозной оценке кольцевых сгруктур при поисках месторождений штокверкового типа показан на рис. 68, в. Участок расположен в юго-западной части Сарыкумской горст-антиклинали в зоне сочленения Кызыл-Эспинского антиклинория и Токраусского синклинория. На пересечении Жамшанской зоны разлома северо-восточного простирания с Талкудук-Каратасским разломом по АФС выделена радиально-кольцевая структура, сложенная нижнекаменноугольными алевролитами, песчаниками с телами андезитов субвулканического облика; в опущенных по радиальным разломам блоках сохранились перекрывающие их по надвигам нижнепалеозойские доломиты. Породы в целом имеют центриклинальное падение, что позволяет рассматривать кольцевую структуру как локальную вулкано-депрессию диаметром в поперечнике около 3 км. По тепловым снимкам в ее пределах наблюдается ряд участков повышенного значения температурного поля поверхности, связанного с гидротермально измененными породами, в том числе в центре структуры, что позволило отиести структуру с учетом других критериев (см. 4.2) к перспективной для поисков меднопорфирового оруденения штокверкового типа.

В результате полевой проверки в пределах структуры подтверлилось широкое развитие гидротермально измененных пород. В центре структуры выявлена зона (8 × 10 м) калишпатизации песчаников (с эпидотом) и зона (80 × 10 ÷ 20 м) развития скарнов по доломитам вдоль разлома. К юго-востоку от центра структуры (в 300-400 м) обнажены сильно ожелезненные и ороговикованные песчаники, южнее на участке около 200 м в поперечнике в элювии развиты брекчированные, окремненные породы. В северозападном, более обнаженном секторе структуры песчаники и алевролиты повсеместно несут следы окварцевания и пиритизации, пногда с хлоритом; в доломитах - развиты дугообразные в плане зоны брекчирования откольного типа с углами падения от 40 до 70° к центру структуры, мощностью до 10 м. Среди брекчий присутствуют минерализованные прожилки и гнезда. По данным коренной литогеохимии в этой части сектора намечается определенная минеральная зональность (рис. 68, в). В 200 м к юго-западу от центра структуры в кварцитах, вероятно слагающих штокообразное тело днаметром около 20 м, выявлена прожилково-вкрапленная минерализация (зона 1) - Pb, Zn, Ag (Bi, Mo). К северо-западу от центра структуры в зоне разлома в рассланцованных породах наблюдаются прожилки малахита (зона 2) — Сы, Pb, Zn (Mo, Ві, Ад), далее к северо-западу в прожилках среди доломитов (зона 3) — Pb, Zn (Mn); в периферии структуры (зона 4) -Мп (Zn). В северном кольцевом ограничении, совпадающем с зоной валунно- и конгломератоподобных пород (падение зоны к югу под углами 20-25°), в цементе и в зонах рассланцевания наблюдается мелкая вкрапленная минерализация (зона 5) - Pb, Ba (Bi, Ag); севернее — среди доломитов и сланцев вдоль разломов субмеридиональной ориентировки, которые занимают субрадиальное положение по отношению к кольцевой структуре, в скарнированных п окварцованных породах (зона 6) преобладают Pb, Zn, Ba (Mo, As). Эффективность метода комплексной интерпретации материалов разных видов аэросъемки при выявлении перспективных структур центрального типа на данном примере очевидна, поскольку эта структура не была выделена при крупномасштабном картировании и поисках. На примере данной кольцевой структуры также хорошо

видна роль откольных и радиальных разломов в формировании широких ореолов минерализации на удалении от ее центральной части, что определяет поисковое значение разломов этого типа.

Необходимо указать на некоторые важные особенности методического подхода при изучении структур центрального типа, которые следуют в целом из рассмотренного механизма их образования. Одна из таких особенностей состоит в том, что уже на ранних стадиях понсковых и разведочных работ можно оценить морфологию структур и рудных тел; примером являются охарактеризованные выше медно-никелевые месторождения. Особенно важен учет формы тел при оценке рудопроявлений на глубшиу для штокверковых месторождений, как это показано А. И. Кривцовым [40]. При прогнозировании формы тел необходимо прежде всего установить. производными какой геодинамической зоны модели они являются. Именно таким образом объясняется все многообразие морфологических форм меднопорфировых, вольфрамовых и других месторождений (см. 4.2, 4.3). Иногда подобные по форме тела могут относиться к разным зонам. Например, брекчиевые трубки могут быть производными субвулканической (приповерхностной) зоны в ассоцнации с откольными разломами или очаговой зоны и надстранвать типичные изометричные и вытянутые вдоль оси штокверки. Для кимберлитовых трубок, ассоциирующих с откольными (просадочными) структурами, следует учитывать внутреннюю динамику формирования (см. 4.5), которая во многом должна определять изменение алмазоносности по простиранию на глубину. Особенно не раз отмечалось, своевременное выявление важно, как уже морфологии полу- и кольцевых в плане тел, которые объемной иногда в эрознонном срезе имеют крутые углы падения и отождествляются с коническими или цилиндрическими формами. Опыт Хибинского массива наглядно показывает ошибочность таких представлений, хотя даже на современном уровне изученности апатитовых тел иногда предпринимаются попытки привлечь увеличение углов падения тел на отдельных участках по падению, связанное с флексурными изгибами и волнистостью откольных разломов, в качестве доказательства конической формы этих тел. Такой подход занижает перспективы освоения глубоких горизонтов, что необходимо учитывать и при разведке других месторождений, которые имеют подобный тип структуры и связаны с ультраосновными-щелочными массивами центрального типа. Аналогично при прогнозировании формы тел в структурах кальдерного типа необходимо учитывать широкое развитие рудных залежей, контролируемых самостоятельной серней пологих отколов (см. 4.3), а также возможность выполаживания с глубиной кальдерных разломов (см. 4.4) и локализации в них на глубине крупных залежей. Анализ структур рудных месторождений показывает, что субконические тела и ограничения месторождений наблюдаются лишь в моделях, которые можно отождествить с приближенным к поверхности залеганием энергетического очага и достижением его откольными разломами, как это отмечалось на примере некоторых штокверковых месторождений (см. 4.3) и кратеров (раструбов) кимберлитовых трубок (см. 4.5) и вулканических построек (см. 4.4).

При оценке рудоносности интрузивных массивов важное значение имеет учет условий их формирования и способа наращивания сверху или снизу. Эти вопросы мало исследованы и нуждаются в дальнейшем изучении. Можно предположить, что высокое давление в магматической камере не благоприятно для образования рудных месторождений. Условия высокого давления могут возникнуть при наличии вмещающих пород, которые имеют высокую пластичность и плотность. Такие породы не способны в значительной степени уплотняться под действием воли напряжения и являются непроиицаемыми для флюндов. Поэтому при кристаллизации расплавов отделение летучих ограничено, и рудные компоненты будут входить в качестве элементов-примесей в состав породных минералов и выделяться в виде акцессорий.

Важное значение при прогнозировании и поисках месторождеини имеет знание пространственной периодичности размещения структур центрального типа и связанных с ними месторождений. В последние годы этот критерий в связи с равновеликой разнопорядковой блоковой делимостью земной коры находит широкое признание среди геологов. В свое время было показано [65], что причиной общей закономерности периодического распределения разрывных и складчатых деформаций является волновая природа распространения напряжений и их периодичность. В аспекте импульсно-очаговой модели находят отражение две стороны этой общей закономерности: 1) периодичность размещения структур центрального типа и месторождений соответствующего ранга в целом и 2) раднально-кольцевая периодичность их внутреннего строения. Первая закономерность вытекает из того, что энергетический очаг является отражением концентрации энергии в определенном объеме геологической среды и вовлеченное в сферу импульсно-очаговой энергетической колонны вещество обладает определенным минеральным балансом. Рудное вещество иезависимо от мантийного или корового источника происхождения может быть сконцентрировано в пределах определенной площади в одно крупное или несколько мелких месторождений, как это показано на примере дилатансионной модели (см. 4.2). Однопорядковые родоначальные энергетические очаги обусловливают структуры или структурные комплексы центрального типа соответствующей размерности. Многие вулканические депрессии, контролирующие размещение медно-никелевых, медно-порфировых и других месторождений, имеют размеры в поперечнике 70-100 км и редко перекрывают друг друга; перекрытие иногда наблюдается при наложенин разновозрастных структур этого порядка.

Внутренняя радиальная и кольцевая периодичность структурных форм и размещения месторождений определяется полем волн напряжения. Минимальное число радиальных разрывов в волне равно шести, а размер сектора 60° (см. 2.1). Однако в связи с



Рис. 69. Фотография (а) и днаграмма (б) азимутального распределения (Аз) интеченивности энергии (J) слектра пространственных частот Кожозерской кольцевой структуры (Юго-Восточная Карелия).

неоднородным геологическим строением (различием критической скорости UKP в породах) некоторые раднальные разрывы не получают развития. К раднальным разломам с периодичностью 60° приурочены наиболее удаленные от центра вулканических депрессий рудные месторождения. При уменьшении критической скорости в породах и возрастании скорости смещения в волне размеры углового сектора уменьшаются и составляют примерно 42; 30 и 15°. На рис. 69 приводится диаграмма азимутального распределения интенсивности энергии спектра пространственных частот, полученная на когерентной установке с прозрачной основы космического снимка, известной Кожозерской кольцевой структуры, расположенной в Восточной Карелии. На фоне высокой интенсивности спектра на днаграмме выделяются максимумы с периодичностью 15°, соответствующие радиальным разрывным нарушениям. Эти признаки весьма характерны для структур центрального типа и позволяют уверенно отличать их при структурно-зональном анализе от изометричных в плане структур иного генезиса.

Автор выражает надежду, что рассмотренные методические приемы, особенности и закономерности строения и размещения структур центрального типа, применение разработанной импульсноочаговой геодинамической модели к объяснению конкретных природных процессов будут способствовать выработке критериев научного прогноза и поисков месторождений полезных ископаемых, повышению эффективности геологоразведочных работ.

заключение

Проведенные в настоящей работе построения направлены главным образом на решение практических задач, связанных с особенным образов на решеносности вещественно-структурных комп. лексов центрального типа. Проблема структур центрального типа — это сложное сплетение вопросов, касающихся большого большого числа процессов, протекающих в недрах при тектоно-магматической активизации, без ответа на которые не может быть решена и сама проблема. Не отрицая роли статистического подхода в выявлении закономерностей размещения и локализации полезных ископаемых, следует признать, что в конечном итоге надежной базой научного прогноза и понсков может служить лишь генетическая основа процессов, пусть даже в некотором роде гипотетическая, но объясняющая известные факты. Поэтому в качестве методического приема в работе принято построение геодинамической модели ряда взаимосвязанных процессов, приводящих в конечном итоге к формированию вещественно-структурных комплексов центрального типа, в том числе рудоносных. Предложена и на большом фактическом материале обоснована импульсно-очаговая геодинамическая модель. Такая модель вполне реальна, поскольку любая активизация процессов в земной коре и мантии, тем более магматическая, сопровождается импульсным выделением энергия в виде поля воли напряжения, соответствующего симметрии структур центрального типа.

Модель быстро протекающих геологических процессов в значительной степени основывается на теории волн напряжений, генерируемых импульсным источником энергии в твердых телах. Такая теория в целом разработана с учетом задач практического использования волнового воздействия на процессы. При рассмотрении естественных взаимосвязанных процессов возникают более сложные вопросы генерации и взаимодействия воли напряжения со средой. Поэтому геологические процессы указывают новые направлення в развитии теории волн напряжений, а с другой стороны, являются естественными моделями, обогащающими теорию. Примером таких моделей служат рассмотренные в работе малые структурные формы (конус в конус, столбчатые отдельности, сферолиты). Несомненно, физическая сущность импульсной генерации волн напряжений в природе едина — быстрые процессы разуплотнения-уплотнения, будь то реакции газовых смесей или фазовые превращения минерального вещества в твердом состоянии. Именно эти процессы сопровождают образование разломов, складчатых структур, интрузивных тел, рассматриваемых в работе в качестве возможных очаговых зон при формировании их в импульсном режиме. Вокруг магматической камеры и канала возникают зоны уплотненных пород, в то время как в самом теле иногда наблюдается понижение плотностей, или центральная часть штокверка характеризуется более низкотемпературными минеральными парагенезисами, чем окружающие зоны. Все это является отражением общей физической особенности поля воли напряжения, что позволяет проводить аналогии между деформационными и сопутствующими процессами в массивах горных пород при различных способах возбуждения воли напряжения в очаге.

формирование на разных уровнях глубинности системы первичных камер подвижных фаз, каналов продвижения и камерного пространства на месте их застревания представляет протекающий в импульсном режиме деформационный процесс, сопровождаюцийся генерацией волн напряжения. Возникающие при этом в поле волн напряжения градиентные давления и температуры могут на несколько порядков превышать существующие при криповом режиме и, естественно, являются основным механизмом крупномасштабной дифференциации и концентрации минерального вещества со всеми вытекающими последствиями, как это наглядно демонстрирует современный вулканизм. В работе значительное внямание уделено деформациям под действием волн напряжения вблизи свободной поверхности и на гипабиссальном уровне глубинности, поскольку верхняя часть земной коры является основным объектом практической деятельности человека и лучше изучена. При этом особое значение придается волнам напряжения, отраженным от свободной поверхности и границ сред с различной плотностью горных пород. В связи с меньшей прочностью горных пород на растяжение, чем на сжатие, волны разрежения приводят к образованию откольных разломов, имеющих особо важное геологическое и практическое значение. Они являются основными локализаторами подвижных фаз и гидротермальных процессов, определяют форму многих магматических тел и способ их формирования (надстраивание сверху или снизу), обусловливают внутрикамерную дифференциацию и расслоенность минерального вещества.

В работе мало уделяется внимания обсуждению роли импульсно-очаговых источников энергии в региональном геологическом аспекте, но для объективного читателя она вполие очевидна. Наиболее ярко борьба противоположных, движущих развитие Земли тенденций уплотнения - разуплотнения с участием волн напряжения проявлена в переходной зоне от континента к океану с высокой современной сейсмической активностью. В континентальных и океанических геоблоках существуют свои установившиеся вертикальные граднентные режимы рТ и соответствующие им минеральные парагенезисы, образующие вертикальную расслоенность в коре и верхней мантин. В зонах сочленения таких блоков неизбежно возникают латеральные градиентные зоны рТ, в которых ранее сформировавшиеся минеральные ассоциации континентального и океанического типов некоторое время могут сохраняться (при условии более медленного повышения температур) в равновесном состояния с новыми минералами. При достижении условий метастабильности неустойчивые кристаллические структуры разрушаются с образованием локальных очагов высокой концентрации энер-

15 Jak. 582

гин. В условиях всестороннего высокого давления и низкой скорости кондуктивного тепломассопереноса выделенная энергия не сти кондуктивного исплению не происходит импульсное на не находит реализации в криповом режиме — происходит импульсное ее излучение в виде волн напряжения. Со временем латеральная граднентная зона рТ приобретает определенную морфологию типа зоны Заварицкого-Беньофа. В зависимости от преобладания тенденции уплотнения или разуплотнения градиентная зона соответствеино мигрирует в направлении континента или океана. Аналогичный процесс имеет место и в зонах сочленения внутренних контивентальных и океанических геоблоков с различным режимом оТ и вертикальной расслоенностью. Однако в данном случае эти различия быстро нивелируются с глубиной, как это следует из распределения активных объемов сейсмических зон по глубине. В этом аспекте могут получить положительное решение многие актуальные проблемы геологии, в том числе источник щелочных элементов.

Волны напряжения — основной способ переноса и перераспределения энергии в реальном времени на значительные объемы геологической среды. Энергия волн диссипирует, реализуется в деформационном и сопутствующих процессах, в том числе в виде проявления магматизма. Зарождение импульсного энергетического очага в мантии или в земной коре знаменует образование импульсно-очаговой колонны потока из глубины к поверхности энергии и вещества, который телескопируется по линии наименьшего сопротивления на поверхность Земли полем волн напряжений. Наиболее наглядной реализацией импульсно-очаговой энергетической колонны служат структуры центрального типа с нелинейной металлогенией. Поэтому проведенный в работе анализ особенностей строения, рудоносности и формирования обширного класса структур центрального тнпа в аспекте импульсно-очаговой геодинамической модели, принятой в качестве генетической основы, оказался весьма плодотворным.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Апродов В. А. Вулканы. М.: Мысль, 1982. 367 с. 2. Беляев К. Д., Увадьев Л. И., Шульга Г. Ф. Закономерности размеще-2. Беляев Л. Д. Собсо стипа Кольского полуострова//ДАН СССР. 1976. иня массивов центрального типа Кольского полуострова//ДАН СССР. 1976. Т. 226, № 1. С. 163—165. 3. Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эно-

хи. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 88 с.

4. Болт Б. Землетрясения. М.: Мир, 1981, 256 с.

5. Большов трешинное Толбачинское извержение/С. А. Фелотов, А. М. Чирков. А. А. Разшиа и др. М.: Наука, 1984. 637 с.

6. Ботт М. Внутреннюе строение Земли. М.: Мир, 1974. 373 с. 7. Буссен И. В., Сахаров А. С. Геология Ловозерских тунар. Л.: Недpa, 1967.

8. Буш В. А. Проблема кольцевых структур Земли//Птоги науки и техинки. Общ. геология. 1986. Т. 22. 116 с.

9. Василевский М. М. Структуры разрушения и прогноз рудопосности. М.: Наука, 1982. 152 с.

10. Варывные кольцевые структуры щитов и платформ/В. И. Ваганов. П. Ф. Иванкин, П. Н. Кропоткин и др. М.: Недра, 1985. 200 с.

11. Вировлянский Г. М., Ноздря В. И. Строение интрузий массивных уртитов Хибии и прогноз апатитовых залежей на глубкиу//Изв. АН СССР. Сер. теол. 1986. № 2. С. 94-106.

12. Влияние импульсного воздействия на деформационные процессы/ В. А. Белокопытов, М. Б. Гохберг, Т. В. Гусева и др.//ДАН СССР, 1985. Т. 280. № 3. C. 579-583.

13. Влияние тектопо-сейсмических процессов на образование и накопление углеводородов/Н. В. Черский, В. П. Царев, Т. Н. Сороко и до. Новосибилск: Паука, 1986. 89 с.

14. Воларович М. П., Томашевская И. С., Будников В. А. Механикв горных пород при высоких давлениях. М.: Наука, 1979. 152 с.

15. Вулканический центр: строение, динамика, вещество. Карымская струк-тура/Ред. Ю. П. Масуренков. М.: Наука, 1980. 300 с.

16. Высокоградиентные режимы метаморфизма в развитии земной коры/ Г. М. Другова, В. А. Глебовнцкий, Д. П. Дук и др. Л.: Наука, 1982. 229 с.

17. Геологические стихки. Землетрясения, цунами, извержения вулканов, лавниы, оползии, наводнения/Б. А. Болт, У. Л. Хорн, Г. А. Макдональд и др. М.: Мир, 1978. 440 с. 18. Геотермальная энергия. Ресурсы, разработка, использование.

M ... Mup, 1975.

19. Геофизические условия в очаговых зонах сильных землетрясений. М.: Наука, 1983. 242 с.

20. Гогель Ж. Геотермия. М.: Мир, 1978. 171 с.

21. Горбунов Г. И. Геология и генезис сульфидных медно-инкелевых мс-сторождений Печенги. М.: Наука, 1968. 382 с.

22. Горшков Г. П. Региональная сейсмотектоника территории юга СССР. М.: Наука, 1984, 272 с.

23. Давления и механические напряжения в развитии состава, структуры н рельефа литосферы: Матер. к совеш. Л., 1969. 238 с.

24. Денисенко В. К. Месторождения вольфрама. М.: Недра, 1978. 143 с.

25. Деннис Дж. Международный словарь английских тектонических термпиов. М.: Мир, 1971. 288 с.

26. Джибладзе Э. А. Энергия землетрясений, сейсмический режим и сейсмотектопические движения Кавказа. Тбилиси, Меципереба, 1980. 255 с.

27. Евзикова Н. З., Ициксон Г. В. Структурная плотность решетки как локазатель условий минералообразовання//ЗВМО. 1969. Ч. 98, вып. 2.

28. Ефремова С. В. Дайки и эндогенное оруденение. М.: Недра, 1983. 224 с.

15*

227

29. Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Суслова С. Н. Геологическое строеше печенгской осадочно-вулканогенной серин. М.: Наука, 1964.

ао Зобин В. М. Динамика очага вулканических землетрясений. М.: Наука. 1979. 92 с.

ка, 1979. 92 с. 31. Иванкин П. Ф., Люлько В. А., Ремпель Г. Г. Морфогенетические осо-бенности полей Норильского района//ДАН СССР. 1971. Т. 199, № 3. С. 674-676.

За. Пванова Т. Н., Козлов Е. К. О дифференциации в горизонтальном наза, пванова т. п., пород Мончегорского плутона//Магматнам и связь с ини правлении основных пород Мончегорского плутона//Магматнам и связь с ини правлении основных испола голасторских и 1960. С. 394—399. колезных ископаемых. М.: Гостсолтскиздат, 1960. С. 394—399. 33. Ициксон Г. В. Тектоно-геохимические типы рудопитающих метамор-

фических систем//Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1973. Т. 191. С. 152-186.

34. Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М.: Недра, 1972. 240 с.

35. Килинкин М. М. О структуре Хибинского и Ловозерского щелочных массивов//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 8. С. 25-36.

36. Кольская сверхглубокая (исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважниы). М.: Недpa, 1984, 490 c.

37. Кольский Г. Волны напряжений в твердых телах. М.: Изд-во иностр. лит., 1955. 192 с.

38. Костров Б. В. Механика очага тектонических землетрясений. М.: Наука, 1975. 176 c.

39. Костюченко В. И., Родионов В. Н. Об изучении сейсмических воли при мощных подземных взрывах в прочных горных породах//Физика Земли. 1974. Nº 1. C. 65-73.

40, Кривцов А. И. Геологические основы прогнозирования и поисков меднопорфировых месторождений. М.: Недра, 1983. 256 с.

41. Кучай В. К. Результаты повторного обследования остаточных дефор-маший в плестосейстовой области Кебинского землетрясения//Геология и геофизика, 1969, Nº 8, C. 101-107.

42. Литвиненко И. В., Ленина И. С. Некоторые результаты изучения сейсморазведкой глубишного строения Печенгской структуры//Геология и глубишное строение восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1968. С. 139-147.

43. Локальное прогнозирование плутогенных месторождений молибдена, вольфрама, олова/Ф. А. Апельции, С. В. Лугов, В. Т. Покалов, А. К. Фролов. М.: Недра, 1985. 243 с.

44. Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии. Т. 1. Современные вулканы; Т. 2: Древние вулканы. М.: Наука, 1971. 480 с., 383 с.

45. Максимов А. Б. Разрушение грунтов при землетрясении// Вопросы инженерной геологии. М.: Наука, 1980. Вып. 20. С. 183-189.

46. Металлогения скрытых линеаментов и концентрических структур. М .: Недра, 1984. 272 с.

47. Метаморфическое и магматическое минералообразование по данным термобарогеохимии/Ю. А. Долгов, И. Т. Бакуменко, А. А. Томиленко, В. П. Чупин//Геология и геофизика. 1984. № 12. С. 41-53.

48. Методы прогноза землетрясений. Их применение в Японии. М.: Недра, 1984. 312 c.

49. Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972. 315 с.

50. Милашев В. А. Трубки взрыва. М.: Недра, 1984.

51. Невский В. А., Фролов А. А. Структуры рудных месторождений коль-цевого типа. М.: Недра, 1985. 247 с.

52. Никитин Б. М. Деформация вмещающих пород при формировании ким-

берлитовых трубок//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 11. С. 41—50. 53. Никифоровский В. С., Шемякин Е. И. Дипамическое разрушение твер-дых тсл. Новосибирск: Наука, 1979. 271 с.

54. Николаенский В. Н. Обзор: земная кора, дилатансия и землетрясения. М.: Мир, 1982. С. 133-215.

55. О влиянии пологих разрывов на локализацию урановых руд в субвулканических интрузнях липаритов/А. А. Запорожец, А. В. Канцель, Н. Б. Орлов-ский, А. Е. Толкунов//Сов. геология. 1975. № 11. С. 128—131.

56. Обручев В. А. Основы геологии. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 360 с.

57. Пасечник И. П. Характеристика сейсмических воли при ялерпых взрывах и землетрясениях. М.: Наука, 1970.

вях и землетриов А. И. О механизме образования структур центрального типа// 58. Петров А. И. О механизме образования структур центрального типа// Сов. теология. 1968. № 9. С. 139—145.

Сов. теология в И., Плотников Л. М., Юревич Г. Г. Механизм образования структур центрального типа//Сов. геология. 1971. № 2. С. 75-84.

структур Петров А. И. Концентрически-зональные структуры как гипоцентры всямастрясений//Внутренияя геодинамика. Тез. второго совещ, но гездинамике. М.; Л., 1972. Вып. 2. С. 9—11.

М.: П., Петров А. И. Использование геофизических данных при классификации разломов//Сов. геология. 1976. № 10. С. 136—144.

разложов Летров А. И. Особенности строения Печенгской структуры и размещения медно-шикелевого оруденения//Геология руд. месторожд. 1977. № 5. С. 43-54.

63. Петров А. И., Сироткина Т. В., Суслов М. Н. Общие особенирсти строеиня и инкеленосности Печенсской, Садбери и Норильской структур//Д.\Н СССР. 1980. Т. 251, № 5. С. 1211-1215.

64. Петров А. И., Фивег С. М. Раднально-кольцевые комплексы структур Норильского района и их пикеленосность//ДАН СССР. 1981. Т. 257. № 1. С. 198-201.

65. Плотников Л. М., Петров А. И. Об основной закономерности распределения деформаций в геологических телах.— Матер. к совещ. «Общие закономерности геологических явлений». Л.: ВСЕГЕИ, 1965. Вып 1. С. 273-281.

66. Подземные ядерные взрывы. М.: Изд-во иностр. лит., 1962 247 с.

67. Покровский Г. И. Взрыв. М.: Недра, 1973. 182 с.

68. Полетаев А. И. Некоторые вопросы генезиса медно-порфировых месторождений//Геология месторождений полезных ископаемых Казахстана и проблемы их изучения. Алма-Ата, 1982. С. 65—72.

69. Пуйков Е. В. Систематика медно-порфировых месторождений Казахстана//Сов. геология. 1983. № 12. С. 39-45.

70. Пэк А. А. Об интрузивной способности магматических расплавов при дайкообразовании//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 7. С. 3-14.

71. Радзвиля А. Я. Новые данные о тектонике платформенного нокрова Волыно-Подольской плиты//Тектоника и стратиграфия. Кнев, 1975. Вып. 9. С. 28—39.

72. Райс Дж. Механика очага землетрясения. М.: Мир, 1982. 132 с.

73. Рейнхарт Д. С., Пирсон Дж. Вэрывная обработка металлов. М.: Мир. 1966, 161 с.

74. Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с

75. Родин Г. Сейсмология ядерных взрывов. М.: Мир, 1974. 190 с.

76. Рудоносные брекчии и их понсковое значение. Алма-Ата, 1977. 225 с. 77. Рундквист Д. В., Неженский Д. А. Зональность эндогенных рудных месторождений. Л.: Недра, 1975. 224 с.

78. Садовский М. А., Кедров О. К., Пасечник И. П. О сейсмической эпергии и объеме очагов при коровых землетрясениях и полземных взрывах//ДАН СССР. 1985 Т. 283. № 5. С. 1153—1156.

1985. Т. 283, № 5. С. 1153—1156. 79. Свешникова Е. В. Магматические комплексы центрального типа. М.: Недра, 1973. 184 с.

80. Свириденко В. Т., Кудрявцев Б. Е. Петрологические особенности и рудоносность Чинейского лополита//Геология и геофизика. 1976. № 10. С. 36-47.

81. Сейсмический эффект подземных вэрывов и проблема оценки полной энергии землстрясений/М. А. Сэдовский, О. К. Кедров, В. А. Ладушкин, И. П. Пасечинк//ДАН СССР. 1985. Т. 281, № 4. С. 825-829.

82. Сирин А. И. О соотношении центрального и ареального вулканизма (на примере вулкана Плоского и шлаковых конусов Ключевского дола на Камчатке). М. Наука 1968

чатке). М.: Наука, 1968. 83. Смирнов В. И. Метеоритная гипотеза происхождения Садбери//Геология руд. месторожд. 1973. № 2. С. 3—12.

84. Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений. Избранные труды, М.: Изд-во АН СССР, 1955. 85. Слыслов А. А., Моисеенко У. И., Чадович Т. З. Тепловой режим и ра-лиоактивность Земли. Л.: Недра, 1979. 191 с.

ктивность Земли, Л.: педра, 1013. 101 ст. 86. Современная тектопическая вктивность территория СССР. М.: Наука, 1984. 94 c.

94 с. 87. Современные сейсмодислокации и их значение для сейсмического микрорайонпрования. Изд-во МГУ, 1977. 158 с.

прования. Пал-во ми я, таст. то Д. В. Геология сульфидных медно-пикеде. 88. Соколова В. Н., Рундквист Д. В. Геология сульфидных медно-пикеде. вых месторождения Канадского щита/М.: ВИЭМС. 1985. 58 с.

89. Соловьев В. В. Структуры центрального типа территории СССР по данным геолого-морфологического анализа. Л., 1978. 110 г.

90. Солоненко В. П. Сейсмогенные деформации и палеосейсмогеологический метоа//Сейсмичность и сейсмология Восточной Сибири. М.: Наука, 1977. C. 83-131.

-131. 91. Справочник физических констант горных пород/Ред. С. М. Кларк. М.: Map, 1969. 543 c.

92. Стейси Ф. Физика Земли. М.: Мир, 1972. 342 с.

93. Страхов Л. Г. Рудоносные вулканические аппараты юга Сибирской

илатформы. Новосибирск: Наука, 1978. 94. Судовиков Н. Г. Вопросы связи оруденения с гранитами//Магматизм н связь с ним полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 195-204. 95. Токарев П. И. Вулканические землетрясения Камчатки. М.: Наука.

1984. 164 c.

96. Томпсон Дж. М. Т. Неустойчивости и катастрофы в науке и технике М.: Мир, 1985. 254 с.

97. Томсон И. Н., Фаворская М. А. О типах очаговых структур и связи с ним оруденения//Закопомерности размещения полезных ископаемых. М., 1973. C. 49-65.

98. Трофимов В. С. Форма, размеры и состав кимберлитовых тел//Сов. гео. логия. 1963. № 11. С. 53.

99. Федогов С. А. О подъеме основных магм в земной коре и механизме трешинных базальтовых излияний//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. № 10. C. 5-23.

100. Физические процессы в очагах землетрясений. М.: Наука, 1980. 283 с.

101. Физические свойства горных пород и полезных исколаемых; Справочник геофизика. М.: Недра, 1984. 455 с.

102. Фролов А. А. Штокверковые рудные месторождения. М.: Недра, 1978. 263 c.

103. Ханукаев А. Н. Физические процессы при отбойке горных пород взрывом. М.: Недра, 1974. 223 с.

104. Хибинский щелочной массив/С. И. Зак, Е. А. Каменев, Ф. В. Минаков и др., Л.: Недра, 1972. 175 с.

105. Хиллс Е. Ш. Элементы структурной геологии. М., 1967. 479 с.

106. Чинейский габброндный массив и его рудоносность/А. И. Куликов, В. К. Крюков, К. М. Мельникова, Н. Б. Белова//Изв. вузов. Геология и разведка. 1983. № 3. С. 19-25.

107. Шаблинский Г. Н. К вопрасу о глубинном строенин Хибинского и Ловозерского плутонов//Тр. Ленингр. общ-ва естествоиспытат, 1963. Вып. 1. C. 41-43.

108. Шарапов В. Н., Исаенко Л. И., Киргинцев А. Н. Физические условия разделения компонентов при направленной кристаллизации магмы в камере// Гсология и геофизика. 1976. № 10. С. 91-103.

109. Шафрановский И. И., Плотников Л. М. Симметрия в геологии. Л.: Недра, 1975. 144 с.

110. Шебалин Н. В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М.: Наука, 1974. 54 с.

111. Шеймович В. С. Геологическое строение стратовулканов//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. М 6. С. 43-55.

112. Шерман С. Н., Боряков С. А., Буддо В. Ю. Области динамического илияния разломов. Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.

113. Широкова Б. И. Землетрясения «несдвигаемого» типа//Физика Земли. 1985. Nr 3. C. 29-40.

114. Штейнберг Г. С., Штейнберг А. С., Мержанов А. Г. Флюндный меха-

низм подъема давления в вулканических (магматических) системах//ДАН СССР. 1984. T. 279, № 5. C. 1081-1086.

115. Шеглов А. Д., Говоров И. Н. Нелинепиал металлогения и глубищы 115. Щеглов А. д., говоров А. П. Пелиненная металлогения и глубищы
 земли. М.: Наука, 1985. 325 с.
 (16. Юревич Г. Г., Трофимов В. Д. Горная геомеханика глубищых варынов.
 М.: Недра, 1980. 156 с.
 117. Blot C. Volcanisme et sismicite dans les arcs tyrrhenien et egeen. Cor-

relation el previsions de ces phenomenes//Int, Congr. Therm. Walers, Geotherm. relation et previsions de ces prinduction and congr. inerm. Waters, Geotherm. Energy and Vulcan. Mediterr. Area, Athens, 1976, Proc v. 3, p. 12-26. [18] Bruhn Ronald L., Yusas Michael R., Huertas Fernando. Mechanics of

Fi8. Bruhn Rohald L., rusas michael K., Huertas Fernando. Mechanics of low-angle normal faulting: an axample from Roosevelt Hot Springs geothermal area. Utah//Tektono-physics, 1982, v. 86, N 4, p. 343-361. 119. Holehouse S. G. Dinamic stress (refrograde boiling) as o mechanism of sheet intrusion/J. Univ. Sheffild Geol. Soc., 1976, 7, N 1, p. 16-19. 120. International Symposium on stress Wave Propogation in Materials. Interscience Publishers, INC. New York, 1960. 121. Liu Lin-gun, Phase transformations, earthquakes and the descending interscience Holys Earth and Planet. Inter, 1983, 32 N 3, p. 226-240.

lithosphere//Phys. Earth and Planet. Inter, 1983, 32, N 3, p. 226-240.

122. Takeo Minoru. Source mechanisms of Usu volcano, Japan, earthquakes and their tectonis implications//Phys. Earth and Planet. Inter., 1983, 32, N 3. p. 241-264.

123. Weaver J. D. Seismically-induced load structures in the basat Coal Measures, South Wales. Geol. Mag., 1978, 113. N 6, p. 535-543.

оглавление

Предисловие.	3
 Импульсно-очаговые источники энергии в земной коре и верхней мантии 1.1. Современные проявления и возможная природа импульсно-очаго- вых источников энергии Земли. 	6
 1.2. Энергия землетрясений. 1.3. Пространственное размещение и связь землетрясений и вулканизма 	13 16
2. Деформации и сопутствующие процессы при динамических источниках	07
2.1. Волны напряжений в твердых телах и экспериментальные исследо-	21
2.2. Деформации и сопутствующие явления при сильных взрывах в гор-	28
	43
2.3. Современные и налеоссполодновонации и сопутствующие явления при землетрясениях (Разрывные нарушения откольного типа — 56, Конические деформации — 63. Столбчатые и шаровые отдельно- сти сформации — 67. Явления, сопровождающие землетрясение —	
70)	52
.3. Обобщенная модель деформаций и сопутствующих явлений импульсно-	71
очагового источника элергия . 3.1. Очаговая зона (Разломная модель очага — 75. Объемная изомет-	11
рическая модель очаговой зона — ос) 3.2. Ближияя к очагу зона (Разрывы растяжений и смещения по ним — 93. Фильтрпрессинг подвижных фаз и дифференциация вещества — 96. Пелемещение подвижных фаз и структурные формы каналов —	10
	89
3.5. далына от очага зоно поверхности (Проблема пространства ка- мер — 114. Виутрикамерная дифференциация — 116)	107
 Особенности строения, рудоносности и формирования импульсно-очаго- вых структур центрального типа. 	123
4.1. Общие понятия, состояние проолемы, распространение и труппы структур центрального типа	100
4.2. Штоки и штокверки . 4.3. Откольные, кольцевые и радиальные разломы, данки, сидротер-	125
мальные тела	143
4.4. Вулканические построики центрального типа	157
4.6. Лополнты и лакколиты	163
4.7. Магматические комплексы центрального типа	174
4.8. Вулканические депрессии центрального типа	105
4.9. Особенности методического подхода при изучении и прогнозной оценке структур центрального типа	210
.Заключение	224

