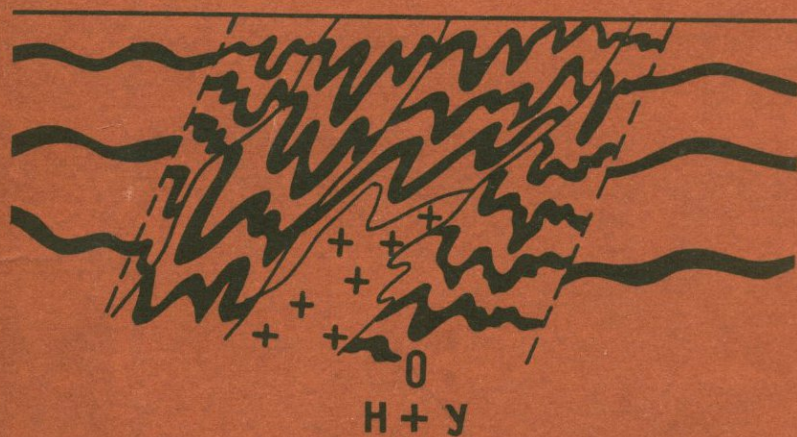


В. Ю. ЗАБРОДИН

ЗОНЫ СМЯТИЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Институт тектоники и геофизики

В. Ю. ЗАБРОДИН

ЗОНЫ СМЯТИЯ

2018

ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

Москва 1977



Зоны смятия. Забродин В. Ю. М., "Наука", 1977 г.

На основе анализа многочисленных объектов разработано понятие "зона смятия" и дана классификация подобных зон с подразделением на "морфологическую" и "генетическую". Зоны смятия рассматриваются как структурный элемент глубинных разломов складчатых областей, поэтому книга интересна для геологов, занимающихся тектоникой, геофизикой и металлогенией.

Табл. 3. Илл. 42. Библ. 156 назв.

Ответственный редактор

В. А. СОЛОВЬЕВ

... По сути безразлично, таится ли неизвестное в лоне природы или погребено в каталогах никем не посещаемых книгохранилищ, — если факты не включены в кровообращение науки и не циркулируют там, порождая другие факты, то практически они для нас не существуют.

Станислав Лем

Познание особенностей строения зон смятия необходимо как для решения ряда вопросов теоретической тектоники (теория глубинных разломов, механизмы складкообразования, общая теория геосинклиналей), так и для прикладной тектоники (структурная позиция некоторых типов месторождений полезных ископаемых).

Изучение этих структурных элементов земной коры началось недавно. Термин "зона смятия" в начале 20-х годов применил В.К. Котульский, но как объекты зоны смятия были выделены и описаны В.П. Нехорошевым (1925). Сначала изучались в основном зоны смятия Алтая и Центрального Казахстана. При этом наибольшее внимание было уделено Иртышской зоне, которой посвящено значительное количество публикаций (Нехорошев, 1925, 1938, 1956, 1966; Ажгирей, Иванкин, 1952; Хорева, 1963а, б, 1964; Маркова, Хорева, 1963; и др.). Это объясняется, видимо, тем, что Иртышская зона хорошо выражена и в ней локализованы рудные месторождения. Позже детальному исследованию подверглась Успенская зона смятия (Суворов, 1964, 1968; Геология и металлогения..., 1968; Паталаха, 1970; и др.). Некоторые из зон смятия были охарактеризованы в одной-двух специальных работах (Маркова, Хорева, 1963; Забродин, 1968, 1974б; Сеславинский, 1970; и др.). Об остальных зонах смятия имеются отрывочные сведения, разбросанные в многочисленных статьях. Большая разрозненность и отрывочность сведений по многим зонам смятия создают дополнительные трудности при их изучении. К этому надо добавить, что за рубежом термин "зона смятия" практически не применяется, поэтому наметить соответствующие объекты за пределами территории СССР удастся не всегда.

В работе сделана попытка обобщения всех фактов, относящихся к геологии зон смятия, с тем, чтобы на их основе уточнить понятие термина "зона смятия" и построить классификацию этих зон. Необходимость подобной работы обусловлена тем, что со времени первой сводки такого рода (Хорева, 1963б) прошло почти 15 лет, за это время наши знания по геологии зон смятия заметно углубились и расширились.

Конечной целью работы является систематика зон смятия. Она включает решение ряда частных задач, из которых наиболее важными представляются: а) обоснование двух типов зон смятия — джагдинского и иртышского; б) определение объектов, родственных зонам смятия; в) уточнение понятия "зона смятия"; г) создание классификаций зон смятия. После классификационных построений оказалось возможным

рассмотрение некоторых теоретических вопросов, связанных, например, с происхождением зон смятия и путями их эволюции.

Основным методом, используемым в настоящей работе, является сравнительно-тектонический анализ, основы которого заложены в трудах Г. Штилле и Н.С. Шатского. Этот метод, как показано работой В.А. Соловьева с соавторами (Соловьев и др., 1974), сводится к выявлению структурного изоморфизма между сравниваемыми объектами. Установление структурного изоморфизма означает, что какие-то свойства остаются инвариантными при переходе от одного сравниваемого объекта к другому. Выявление инвариантных свойств позволяет отбирать признаки для построения понятий. Из других методов широко используются методы формальной логики, а также некоторые методы исторической геологии, указанные в гл. I.

В основу работы положены материалы более чем десятилетних исследований зон смятия, проведенных автором в процессе геологической съемки в разных экспедициях Дальневосточного и Красноярского территориальных геологических управлений, а также весь опубликованный к 1975 г. материал по зонам смятия СССР и зарубежных стран. Теоретические разработки выполнены в отделе общей и теоретической тектоники Института тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР.

Ряд вопросов геологии зон смятия обсуждался с товарищами по работе — А.А. Майбородой, М.Т. Турбиным, В.В. Ольковым, М.И. Девяниным, Ю.А. Мамонтовым, В.Ф. Сиговым (Дальневосточное территориальное геологическое управление), Б.А. Скорodelовым, В.В. Шевченко, А.Б. Хисамутдиновым, В.А. Лисиным, Б.В. Шибиновым (Ангарская экспедиция Красноярского территориального геологического управления), В.Н. Пилипенко, Т.Я. Корневым, В.М. Даценко (Красноярское отделение СНИИГГИМС), Г.Л. Кирилловой (ДВИМС), а также В.И. Громиным (Институт геологии и геофизики СО АН СССР), Л.И. Красным (ВСЕГЕИ), Ю.М. Пушаровским (ГИН АН СССР), В.М. Цейслером (МГРИ). Теоретические вопросы обсуждались с сотрудниками Института тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР Ю.С. Салиным, Р.Ф. Черкасовым, В.А. Кульдышевым, Н.Г. Гореловой, А.А. Коноваленко, С.Г. Зиминым, конструктивная критика которых была очень полезной. Всем перечисленным товарищам автор выражает глубокую признательность.

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ ЗОН СМЯТИЯ

ЭМПИРИЧЕСКОЕ НАПРАВЛЕНИЕ

Эмпирическое направление включает региональные и экспериментальные исследования.

Региональные исследования являются источником того необходимого фактического материала, на основе которого только и возможны теоретические обобщения. Начало этим работам положено В.П. Нехорошевым при изучении зон смятия Алтая (Иртышская, Кара-Иртышская, Северо-Восточная). В 50–60-х годах началось изучение зон смятия других районов СССР (Джагдинская, Успенская, Спасская, Южно-Анхойская, Джалаир-Найманская и др.). В этот период были выделены зоны смятия, наблюдаемые в комплексах оснований складчатых областей и в фундаментах древних платформ (Даванская, Предивинская, Тукурингская и другие зоны) и установлены специфические черты их минерогенеза (мусковитовые пегматиты). Региональные исследования привели к тому, что сейчас мы располагаем описанием более 25 зон смятия. Но эти описания содержат ряд упущений, из которых наиболее существенными представляются следующие.

1. Отсутствие четкого определения термина "зона смятия", которое привело к описанию под этим названием объектов разных классов, на что указывал еще В.П. Нехорошев (1956).

2. Односторонний подход к описанию объектов, выразившийся в том, что одни зоны смятия оказались охарактеризованными только с точки зрения метаморфизма — фации, зональность, петрография (Молдавандцев, Перфильев, 1962, 1963; Лепезин, 1968; и др.), а другие зоны, напротив, в этом отношении остались практически не изученными (Сеславинский, 1970). Более того, характеристика многих зон настолько бедна, что зачастую возникает сомнение даже в возможности их выделения (Шилкинская, Приаргунская, Становая и др.). Очевидно, мало отнести объект к какому-либо классу — надо показать еще, что он полностью отвечает понятию элемента данного класса. В особенности отмеченный недостаток касается зон, расположенных за пределами СССР¹. Сравнительно полно описанными можно считать лишь такие зоны, как Иртышская, Северо-Восточная, Успенская, Джалаир-Найманская, Джагдинская, Татарская и некоторые другие.

3. Нарушение обычного порядка исследования — от характеристики зон смятия как статических систем к изучению их реконструкций (генезиса).

¹ Нужно отметить, что авторы соответствующих описаний не называют эти объекты зонами смятия.

Самостоятельный раздел в рамках эмпирического направления исследований зон смятия представляют тектонофизические эксперименты (Паталаха, 1970). Следует отметить, что моделирование на эквивалентных материалах проводилось лишь для одной, хотя и самой важной, составляющей части зон смятия — динамометаморфического структурного парагенезиса. Это понятие разработано на примере Успенской зоны смятия и используется сейчас не только при изучении зон смятия, но и некоторых других классов тектонических объектов. Главный вывод, сделанный Е.И. Паталахой, касается возможности представления механизма образования динамометаморфического структурного парагенезиса моделью ламинарного течения. Из других лабораторных исследований, имеющих отношение к зонам смятия, нужно отметить эксперименты В.И. Громина (1970) по моделированию малых складок.

Экспериментальные исследования призваны, очевидно, подтвердить правильность выводов исследователей, сделанных на основании полевого изучения тех или иных природных объектов. Насколько они действительно выполняют эту функцию, мы увидим после анализа роли эксперимента в тектонике (гл. VIII).

ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ НАПРАВЛЕНИЕ

Первые теоретические обобщения появляются уже на этапе региональных исследований, поэтому некоторые геологи, давшие описания конкретных зон смятия, сделали предположения о закономерностях их размещения в пространстве, эволюции во времени и механизме образования. Так, Б.Я. Хорева (1964) предложила первую систематику зон смятия и связала их с типами глубинных разломов, для которых она также разработала классификацию. Кроме того, она предложила схему эволюции этих объектов (Хорева, 1963 а,б, 1964; Маркова, Хорева, 1963). Используя введенное А. Мияширо понятие "метаморфический пояс" (Myashiro, 1961), Б.Я. Хорева показала, что зонам смятия, с точки зрения петрологии, соответствуют метаморфические пояса определенных типов — "динамометаморфические", сиалические, фемические (Хорева, 1966а,б, 1967). Это позволило в дальнейшем выделять и рассматривать особый тип метаморфизма зон смятия (Глебовицкий, 1971).

Ю.А. Кузнецовым (1970) кратко суммированы особенности магматизма зон смятия. В частности, кислые магматические образования зон смятия выделены им в особую формацию "батолитоподобных тел замещения".

Опубликованная автором в 1972 г. классификация зон смятия представляла собой обобщение классификации Б.Я. Хоревой (Забродин, 1972). В ней зоны смятия разделены на два типа — джагдинский и иртышский, в зависимости от типов глубинных разломов, элементами которых они выступают. Там же давалось перечисление особенностей строения зон смятия.

Монография Е.И. Паталахи и Ю.Ф. Слепых (1974), посвященная геометрическому анализу пересекающейся складчатости, несомненно даст

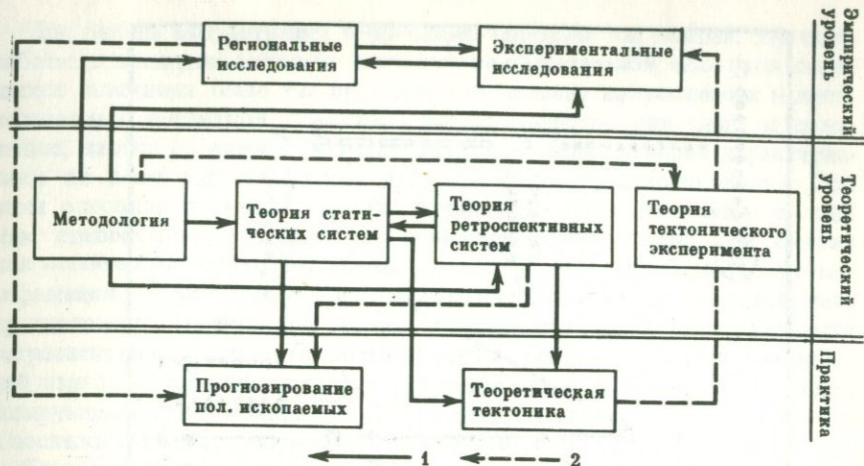


Рис. 1. Схема соотношения уровней исследования при изучении зон смятия
1 — связи существующие; 2 — связи устанавливаемые

новый толчок исследованию ряда особенностей зон смятия, таких как складчатость динамометаморфического структурного парагенезиса или участки пересечения динамометаморфического и ультраметаморфического структурных парагенезисов.

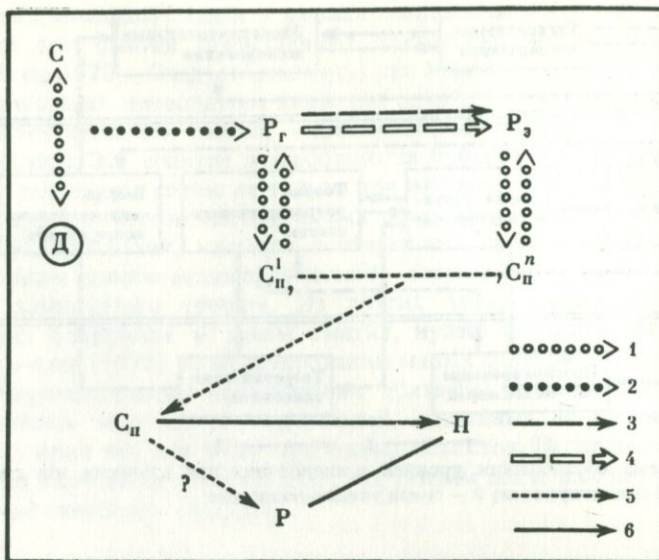
Подводя итог теоретическим исследованиям зон смятия, можно отметить, что представления об их генезисе и эволюции до сих пор еще не выходят за рамки слабо обоснованных гипотез. Отчасти это можно объяснить неполнотой данных по конкретным зонам смятия, но основная причина кроется все же в неразработанности методологических вопросов.

Соотношение уровней исследования в геологии зон смятия показано на рис. 1.

МЕТОДОЛОГИЧЕСКОЕ НАПРАВЛЕНИЕ

Попытки вести исследование, не руководствуясь методологическими принципами, малоэффективны. Поэтому обратимся к методологии тектонических исследований с тем, чтобы наметить подход и к решению сформулированных во "Введении" задач. Таким подходом в современной науке является системный (Косыгин, Соловьев, 1969), который "...отражает естественное стремление исследователя предельно полно (в рамках его возможности) изучить явление" (Моисеев, 1971, стр. 99).

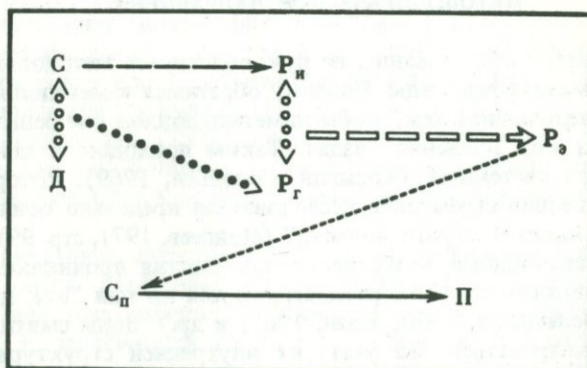
Многие существенные особенности зон смятия проявляются по-разному в зависимости от того, рассматриваются ли они "как целое" или "в целом" (Зельманов, 1960; Наан, 1967; и др.). Зоны смятия в целом должны рассматриваться без учета их внутренней структуры (анализ формы, размеров, положения в пространстве и т.д.). Зоны смятия как целое должны рассматриваться с учетом составляющих их элементов и связей между последними (т.е. анализируется структура зон смятия).



Р и с. 2. Методологическая схема, реализуемая в работе

1 – установление соответствия; 2 – принцип актуализма; 3 – принцип последовательности формирования геологических тел; 4 – принцип унаследованности; 5 – построение прогнозной модели; 6 – направление поисковых работ.

C – первичная модель статической системы; $(Д)$ – условно-динамическая система; $C_{II}^1, \dots, C_{II}^n$ – промежуточные прогнозные модели статической системы; C_{II} – окончательная прогнозная модель статической системы, дополненная с использованием ретроспективных реконструкций; P – ретроспективные конструкты (P_r – генетические, P_z – эволюционные); Π – практическое осуществление



Р и с. 3. Третья схема методологических систем, включающая использование ретроспективных конструктов (Косыгин, 1970а)

$Д$ – динамическая система, P_{II} – историко-генетические ретроспективные конструкты. Остальные условные обозначения см. на рис. 2

При любом рассмотрении необходимо описание зон смятия. Эта часть работы, в принципе, могла бы оказаться не обязательной, если бы в имеющихся описаниях было бы проведено разделение наблюдаемых и предполагаемых признаков объектов. Но большинство описаний, к сожалению, далеки от идеала. Поэтому пришлось собрать заново характеристики по всем зонам, отделив наблюдаемое от предполагаемого. При этом основное внимание уделено признакам, присущим зонам смятия как статическим системам. На основании особенностей зон смятия как статических систем построены определение этих объектов и их классификации. Лишь после этого становятся возможными определенные предположения о генезисе и эволюции зон смятия, т.е. конструируются ретроспективные системы. Методическую основу таких реконструкций наряду со сравнительно-тектоническим методом составляют методы, базирующиеся на принципах актуализма, унаследованности развития и последовательности формирования геологических тел.

Таким образом, вырисовывается определенная методологическая схема (рис. 2). Она близка к одной из методологических схем (рис. 3), предложенных Ю.А. Косыгиным (1970а). Из этой же работы заимствована терминология, только вместо динамической системы вводится "условно-динамическая", и путь реализации прогнозной модели проходит через промежуточный ретроспективный конструкт.

Соглашаясь с Ч.Б. Борукаевым (1974) в оценке роли "тектонотипа", пришлось отказаться и от тектонотипов зон смятия. Для идентификации зон смятия вполне могут служить классификации. Поскольку они по необходимости являются классификациями-перечислениями, каждый их класс содержит в описании все признаки, необходимые и достаточные для отнесения к одному из них любой зоны смятия. Это делает излишним введение тектонотипов, а заодно, и все споры о представительности той или иной конкретной зоны смятия в качестве тектонотипа.

ТЕРМИНОЛОГИЯ

Язык науки должен быть точным. Поэтому, во избежание путаницы, определим те основные термины, которые используются в работе. Эти термины разбиты на следующие группы: А — общие понятия, Б — понятия статической тектоники, В — понятия ретроспективной петрологии. Определения, которые принимаются без изменений, даются со ссылкой на источник.

Общие понятия

Система — множество элементов, находящихся в отношениях и связях между собой, которые образуют определенную целостность, единство (Философский словарь, 1972). Геологические (в частном случае тектонические) тела рассматриваются в качестве систем того или иного иерархического уровня. Среди геологических систем различаются статические, динамические и ретроспективные, последние разделяются на генетические, исторические и эволюционные (Косыгин, Соловьев, 1969). Геологические системы обладают структурой.

Структура — строение и внутренняя форма организации системы, выступающая как единство устойчивых взаимосвязей между ее элементами (Философский словарь, 1972).

Структура геологическая (тектоническая) сложного или сугубо сложного геологического тела с безусловными границами — взаимное расположение его структурных элементов (Косыгин и др., 1966).

Структурные элементы сложного или сугубо сложного тела — выделяемые в его пределах на основе элементаризации по некоторому фиксированному списку свойств простые безусловные тела не меньше определенного размера (Косыгин и др., 1966).

Глубинный разлом — это очень важное понятие для теории зон смятия. Определения термина "глубинный разлом" предлагались многими исследователями (Пейве, 1945, 1956; Хайн, 1964, 1973; Ажгирей, 1966; Суворов, 1968, 1973; Резвой, 1972; Коноваленко, 1974; и др.). В нашей работе принято такое определение: "Глубинный разлом — это линейное геологическое тело (с отношением длины к ширине не менее чем 10:1), имеющее протяженность от сотен до тысяч километров и ширину от первых километров до первых десятков километров, выполненное вулканогенно-кремнистой, вулканогенно-осадочной и вулканогенной формациями, смятыми в сложные до изоклинальных и опрокинутых складки, осложненное густой сетью мелких разрывных нарушений. Комплекс формаций, выполняющих глубинный разлом, прорван интрузиями основного и ультраосновного состава, имеющими линейный характер распространения" (Коноваленко, 1974, стр. 34).

Парный глубинный разлом — система из двух тесно сближенных (десятки километров) глубинных разломов, фактически представляющих собой единое геологическое тело. В этом случае между граничными глубинными разломами обособляется "шовная зона", по В.Е. Хайну (1973).

Понятие "геологическое тело" (и все разновидности геологических тел), "геологические границы" (со всеми их разновидностями, среди которых главную роль играют для нас *резкостные Прода и дизъюнктивные*), "статические, динамические и ретроспективные системы" и некоторые другие приняты без изменений (Косыгин, 1964, 1970б; Косыгин, Воронин, Сдловьев, 1964; Косыгин, Воронин, 1965; Косыгин, Воронин, Борукаев, 1965; Лисин, 1966; Косыгин, Соловьев, 1967, 1969; Соловьев, 1968; Косыгин, Боровиков, Соловьев, 1972; и др.), за исключением небольшого дополнения в представлениях о геологических границах.

Среди безусловных геологических границ будем различать первичные и вторичные. Вторичными будут считаться поверхности несогласного залегания отложения (включая тектонические покровы) и дизъюнктивные границы, ограничивающие в пространстве границы любого типа или же пересекающие эти последние. Все остальные границы будут считаться первичными. Можно полагать, что все вторичные границы можно свести к несогласиям, выделяя среди них несогласия стратиграфические и тектонические (В.И. Синюков, Ю.С. Салин, личное сообщение).

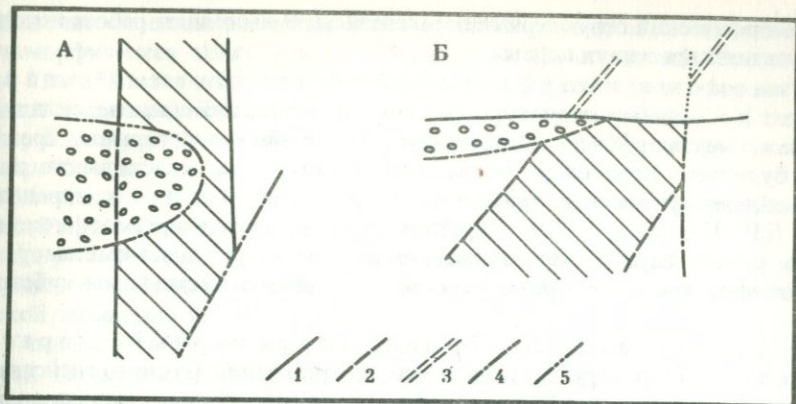


Рис. 4. Соотношение первичных и вторичных геологических границ в плане (А) и разрезе (Б)

1–3 – первичные геологические границы: 1 – наблюдаемые, 2 – принципиально наблюдаемые, 3 – восстанавливаемые по аналогии; 4, 5 – вторичные геологические границы: 4 – дизъюнктивные, 5 – стратиграфического несогласия

Для первичных границ можно ввести следующее разделение. Поскольку эти границы являются не только наблюдаемыми, но и экстраполируемыми за некоторую другую совокупность (вторичных) границ, среди них могут быть выделены *принципиально наблюдаемые* (могут быть вскрыты бурением или горными выработками, при обвалах и т.д., например, границы тела, перекрытого трансгрессивно залегающим телом или аллохтоном покрова) и *восстанавливаемые с той или иной вероятностью по аналогии с некоторыми известными геологическими телами*, например границы частей геологического тела, смещенные по дизъюнктивам и эродированные (рис. 4). В первом случае экстраполяция осуществляется только в пространстве, во втором – в пространстве и (или) во времени.

*Понятия статической тектоники,
используемые при описании зон смятия*

Важнейшим для геологии зон смятия является представление о "метаморфических структурных парагенезисах" (Паталаха, 1970; Паталаха, Смирнов, Поляков, 1974). Родовым здесь выступает понятие "парагенезис", которое принимается как известное.

Понятие "структурный парагенезис" представляется как "набор элементарных тектонических форм, свойственных определенному типу или подтипу складчатости" (Паталаха, Смирнов, Поляков, 1974, стр. 41). Тогда метаморфический структурный парагенезис можно определить как структурный парагенезис, свойственный тому или иному типу метаморфических формаций. В соответствии с этим следует выделять (в зависимости от типов метаморфизма) динамометаморфический, ультраметаморфический, динамотермальный (регионально-метаморфический) и контактово-

метаморфический структурные парагенезисы. В настоящей работе используются понятия о двух первых.

Динамометаморфический структурный парагенезис — набор структурных форм и отношений (малые складки, кливаж, метаморфическая полосчатость, линейность, разрывы, трещины, будинаж, штриховка, жилы альпийского типа, кластические дайки) динамометрических формаций (определение, близкое к определению Е.И. Паталахи, 1970). Другими словами, динамометаморфический структурный парагенезис характеризует структуру динамометаморфической формации, которая выступает для него вещественным субстратом.

Ультраметаморфический структурный парагенезис — набор структурных форм и отношений (гранито-гнейсовые "купола", малые складки, кливаж, метаморфическая полосчатость, кристаллизационная сланцеватость, линейность, будинаж, тела реоморфических гранитоидов, жилы аплитов и пегматитов) ультраметаморфических формаций.

В приведенных выше определениях фигурирует термин "метаморфическая формация". Хотя он относится не к тектонике, а к петрологии, необходимо его определить, так как удовлетворительных определений этого термина в литературе не обнаружено.

Динамометаморфическая формация — совокупность горных пород различных степеней метаморфизма (от практически неизменных осадочных и магматических до гнейсов и кристаллических сланцев, включая катаклазиты, милониты и все их разновидности), образующая линейные тела, приуроченные к разломам, с характерными, иногда резкими колебаниями степени метаморфизма в латеральном направлении и хорошо выраженной зональностью.

Ультраметаморфическая формация зон смятия — совокупность гранитоидов зон смятия, пород их контактовых ореолов (мигматиты, инъекционные гнейсы, роговики) и жильных образований (обычно пегматиты). В отличие от ультраметаморфических формаций областей регионального метаморфизма аналогичная формация зон смятия характеризуется, как правило, линейной формой тел.

Учение о метаморфических формациях развито в меньшей степени, чем учение об осадочных и магматических формациях. Вводя в работу понятия "динамометаморфическая формация" и "ультраметаморфическая формация", автор исходил из следующих соображений: во-первых, применительно к зонам смятия нет смысла говорить о каких-либо формациях, кроме метаморфических (за исключением специфической формации батолитоподобных тел замещения гранитоидов), во-вторых, необходимо отделить вещественные признаки, заключенные в метаморфических формациях, от геометрических (структурных), носителями которых являются структурные парагенезисы. Этим наша точка зрения отличается от точки зрения Е.И. Паталахи (1970), который такого разделения не проводит.

Складка — изгиб пластов (Материалы по тектонической терминологии, 1961). Под "пластами" понимаются любые петрографически одно-

родные плоскостные элементы (т.е. не только слоистость, но и, положим, метаморфическая полосчатость). Лучше было бы определить "складку" как "изгиб поверхностей" (не менее двух). К сожалению, формализованное определение термина "складка", предложенное В.К. Живетьевым, В.А. Кулындышевым и В.А. Соловьевым (1974), не удобно для употребления.

Складчатость — совокупность складок того или иного участка земной коры (Геологический словарь, 1955).

Шарнир складки — линия пересечения осевой поверхности складки с любым из образующих ее пластов (Справочник по тектонической терминологии, 1970).

Кливаж — тектоническая трещиноватость, проявленная на уровне пород (в слоях, многослоях, пачках переслаивания) и представленная системой сближенных субпараллельных плоскостей. Под "сближенными" понимаются плоскости, отстоящие одна от другой на расстояние не более 1 см; это соответствует реально наблюдаемым явлениям в наиболее компетентных слоях. Все виды сланцеватости, в противовес точке зрения А.Е. Михайлова (1964б) и некоторых других геологов, будут относиться к кливажу. Разделявшееся автором ранее представление о кливаже, как о "способности пород раскалываться", не имеет тектонического смысла. Нами показано, что кливаж занимает низшее положение в иерархическом ряду дизъюнктов.

Понятия ретроспективной петрологии

Региональный метаморфизм — метаморфизм, имеющий широкое пространственное развитие. Главной причиной его следует считать тектонические движения, приводящие в результате развития подвижных поясов к погружению на разную глубину накопленных и дислоцированных осадочных и вулканогенных образований. Факторы его — температура, всестороннее и одностороннее давление (Судовиков, 1964).

Динамометаморфизм — разновидность регионального метаморфизма, обнаруживающая отчетливую парагенетическую и генетическую связь с зонами разломов. Ведущим фактором его является одностороннее давление при подчиненном влиянии температуры и незначительном влиянии всестороннего (литостатического) давления. Для целей настоящей работы проблема изохимического или неизохимического характера регионального метаморфизма и динамометаморфизма значения не имеет.

Ультраметаморфизм — интенсивный метаморфизм, имеющий региональный характер и происходящий в глубоких зонах ниже уровня начала плавления кислых пород. По существу, он отвечает высоким степеням регионального метаморфизма, начиная, приблизительно, с высокотемпературной субфации амфиболитовой фации. Термин "ультраметаморфизм" является обобщающим и охватывает большой ряд процессов, происходящих в различных комбинациях друг с другом и во взаимной зависимости. К ним относятся мигматитообразование, гранитизация, реоморфизм и многие другие (Судовиков, 1964; Шуркин, 1972).

Гранитизация — группа процессов, приводящих к превращению твердых пород в породы гранитоидного состава без прохождения их через магматическую стадию (Судовиков, 1964).

Реоморфизм — высшая стадия гранитизации или переход пород при развитии этого процесса в новое качественное состояние. Главной особенностью подвергающихся реоморфизму пород является способность к течению, проявляющаяся в образовании соответствующих структур, нарушающих первоначальное строение пород или полностью его уничтожающих (Судовиков, 1964).

Диафторез — регрессивные минеральные преобразования, происходящие при приспособлении пород к новым условиям более низкой степени метаморфизма. Диафторез может происходить как в одном периоде метаморфизма, так и при повторном проявлении его в другую эпоху орогенеза. Этот термин не относится только к процессам регионального метаморфизма, а им обозначаются также регрессивные контактово-метасоматические изменения (Судовиков, 1964, со ссылкой на Ф. Бекке).

Заключая терминологический раздел, укажем еще, что в работе используются понятия об объекте "в целом" и объекте "как целое", введенные нами ранее по аналогии с введенными астрофизиками понятиями "Вселенная в целом" и "Вселенная как целое" (Зельманов, 1960; Наан, 1967; и др.). Под объектом "в целом" будем понимать объект, рассматриваемый независимо от его составных частей, как некоторое единое образование. Объект "как целое" рассматривается состоящим из структурных элементов с учетом существующих между ними связей, т.е. рассматриваются структуры и структурные элементы объекта.

ЗОНЫ СМЯТИЯ ДЖАГДИНСКОГО ТИПА

К джагдинскому типу относятся зоны смятия, связанные с одиночными глубинными разломами (Забродин, 1968, 1972, 1974б; Забродин, Турбин, 1970). Чертами строения, сходными с Джагдинской зоной смятия, давшей название описываемому типу, обладают и многие другие зоны.

ДЖАГДИНСКАЯ ЗОНА

Джагдинская зона смятия выделена Л.И. Красным (Тектоническая карта..., 1959; Красный, 1960). Отрывочные сведения о ней имеются в работах Д.А. Кирикова и Е.А. Модзалевской (1959), Н.А. Богданова (1960), В.А. Рудника и Л.М. Алексеева (1960, 1964), М.С. Нагибиной (1963), Б.Я. Хоревой (1963а,б). Описание зоны на том участке, где она наиболее ярко выражена, дано автором (Забродин, 1968).

Джагдинская зона смятия располагается в Амуру-Охотской части Монголо-Охотского складчатого пояса, занимая южные склоны хребтов Тукурингра, Соктахан и Джагды. Протяженность ее до 700 км (Красный, 1960), ширина колеблется от 10 до 40 км. Надо отметить, что совершенно не изучены западное и восточное окончания зоны. Джагдинская зона смятия выступает в качестве структурного элемента Южно-Тукурингрского глубинного разлома Тукурингра-Джагдинской геосинклинали (рис. 5). Глубинный разлом занимает либо краевое положение (граница с Буреинским массивом), либо внутреннее, выступая границей между эв- и миогеосинклиалью (рис. 6). Зона Южно-Тукурингрского глубинного разлома сложена вулканогенно-осадочными формациями и интрузивными породами пиканского (зейско-депского) комплекса; последние приурочены к осевой части зоны глубинного разлома. Можно предположить, что эти же образования явились тем субстратом, на котором сформировались динамометаморфические формации Джагдинской зоны. По ряду геологических признаков предполагается субвертикальное падение и взбросовый характер Южно-Тукурингрского глубинного разлома (Нагибина, 1963; Забродин, Турбин, 1970).

На большей своей части Джагдинская зона представлена сравнительно узкой полосой дислоцированных и динамометаморфизованных пород. К западу от оз. Огорон к Южно-Тукурингрскому разлому очень близко подходит Тукурингрский разлом, и на некотором участке (длиной около 100 км) Джагдинская зона практически сливается с Тукурингрской. В районе между оз. Огорон и р. Нора от Южно-Тукурингрского

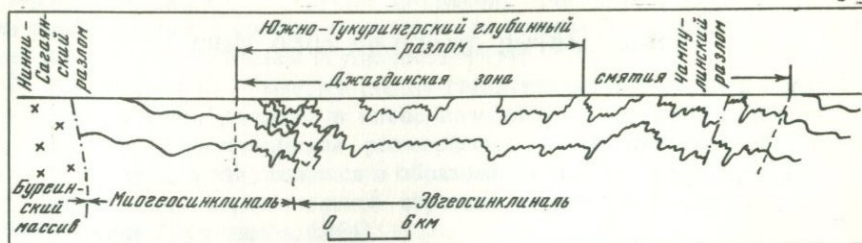


Рис. 5. Схематический структурный профиль через Джагдинскую зону смятия в бассейне р. Норы

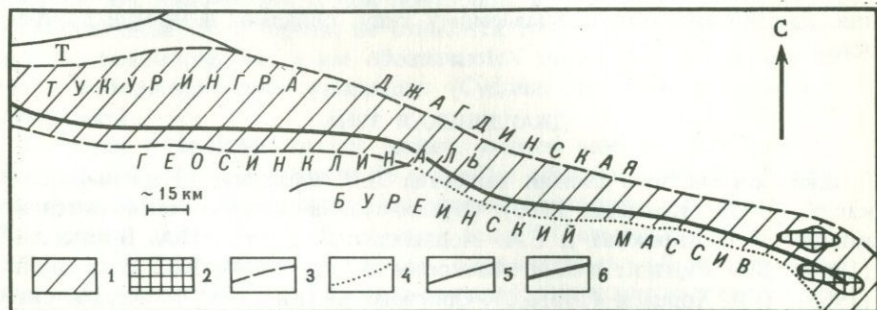


Рис. 6. Структура Джагдинской зоны смятия

1, 2 — структурные парагенезисы: 1 — динамометаморфический, 2 — ультраметаморфический; 3, 4 — границы зоны смятия: 3 — первичные, 4 — вторичные; 5 — прочие геологические границы; 6 — осевая линия Южно-Тукурингского глубинного разлома. Т — участок Тукурингской зоны смятия

глубинного разлома отходит крупное ответвление (Чампулинский взброс), вдоль сместителя которого прослеживается полоса сложнорасположенных образований (локальная зона смятия, в понимании В.П. Нехорошева). Наиболее резко она выражена в северном крыле Чампулинского разлома. В бассейнах рек Дутда и Нора она сливается с собственно Джагдинской зоной смятия, сильно усложняя ее складчатость.

Осадочно-вулканогенные формации зоны Южно-Тукурингского глубинного разлома регионально метаморфизованы в условиях низкотемпературной стадии мусковитовой субфации фации зеленых сланцев (например, в песчаниках фиксируется деформация обломочного материала, а цемент представляет собой мелкозернистый кварц-серицитовый или кварц-хлорит-серицитовый агрегат со значительным количеством глинистого вещества). Регионально метаморфизованные породы собраны в систему линейных складок разного масштаба и обладают хорошо развитой сланцеватостью (кливажом течения).

В состав динамометаморфических формаций Джагдинской зоны входят микрокристаллические сланцы зеленосланцевой фации (90% объема формаций), кристаллические сланцы эпидот-амфиболитовой фации и очень слабо измененные осадочные и вулканогенные породы, образу-

щие "окна" среди более метаморфизованных образований. Породы фации зеленых сланцев принадлежат преимущественно мусковитовой, реже биотитовой субфациям. Эти породы сложены кварцем, альбитом, мусковитом, биотитом, хлоритом, стильпномеланом, спессартином, актинолитом, эпидотом. Встречаются такие породы, как эпидозиты, порфиритоиды, микрокварциты. Для образований эпидот-амфиболитовой фации характерны ассоциации с альбитом, эпидотом, роговой обманкой (Рудник и Алексеев, 1960; Забродин, 1968). К этой же фации, видимо, относятся и крупнокристаллические двуслюдяные сланцы, развитые на широтном отрезке р. Нора.

"Окна" практически метаморфизованных пород имеют значительные размеры (первые километры в длину и до сотен метров в ширину). Поскольку в таких "окнах" (бассейн р. Дугда) сохранились вполне определимые остатки фауны, они играют большую роль в изучении стратиграфии толщ субстрата зоны смятия. Переход от слабо метаморфизованных пород к образованиям биотитовой субфации постепенный.

Р018
Помимо перечисленных образований, в состав динамометаморфических формаций входят различные катаклазиты и милониты. Они имеют ограниченное распространение и связаны с интрузивными породами пиканского комплекса. Наконец, среди образований зеленосланцевой фации встречаются изредка породы, состоящие из щелочного амфибола (рибекита), порфиробластического альбита, биотита, эпидота и иногда кварца. Только с известной долей условности они могут рассматриваться в качестве образований фации глаукофановых сланцев, так как, кроме наличия рибекита, они ничем не отличаются от порфиритоидов зеленосланцевой фации, в которых амфибол представлен актинолитом. Для порфиробластического альбита характерны "структуры снежного кома".

В составе динамометаморфического структурного парагенезиса Джагдинской зоны смятия изучались складки, кливаж, линейность и мелкие разрывы. Будинаж, хотя и фиксировался, но специально не исследовался. То же относится и к широко развитым жилам альпийского типа.

Складки Джагдинской зоны образуют иерархический ряд от микроформ с размахом крыльев в доли миллиметра до крупных складок шириной в первые сотни метров (рис. 7). Отмечается огромное разнообразие форм складок (нормальные, опрокинутые и лежачие, симметричные и асимметричные, изоклинные и веерообразные, рис. 8-10). Наряду с большим количеством округлых (синусоидальных) складок очень часты остроугольные. Интересно отметить, что простирание этих складок в общем не зависит от простираний складок субстрата, а степень сложности складок не зависит от степени динамометаморфизма — как в зеленосланцевой, так и в эпидот-амфиболитовой фациях складки имеют практически одинаковый облик.

Кливаж Джагдинской зоны по морфологическим признакам может быть назван кливажом разлома (выражается изгибанием листочков слюдястых и слюдоподобных минералов по системе субпараллельных плоскостей). Простирание его параллельно простиранию разрывов в зоне смятия, в частности простиранию осевой зоны Южно-Тукурингского глубинного разлома, если его определять по положению линейных

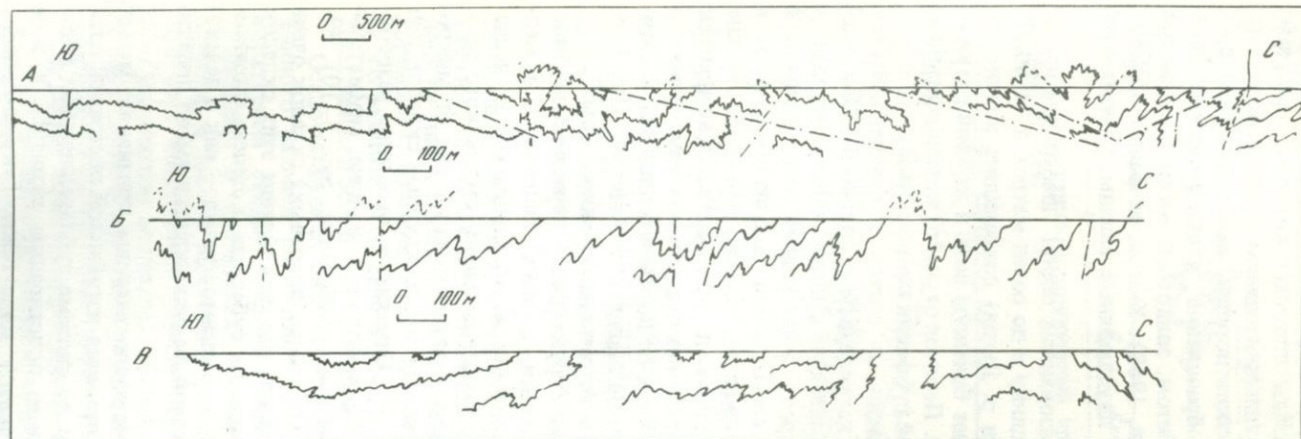


Рис. 7.

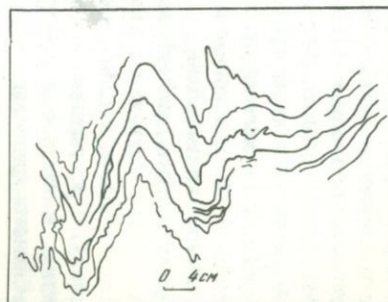


Рис. 8.

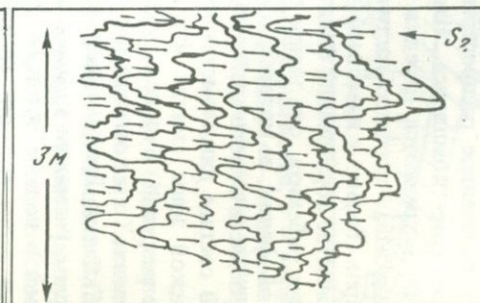


Рис. 9.

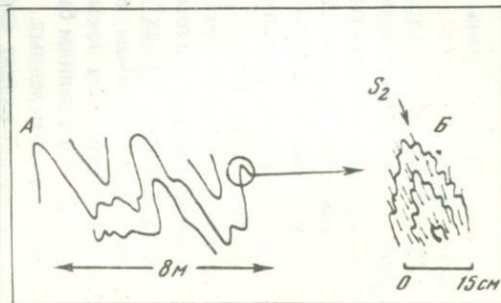


Рис. 10.

интрузивов пиканского комплекса, и простирацию сместителя Чампулинского разлома (Забродин, Турбин, 1970). Поэтому кливаж Джагдинской зоны может быть отнесен к типу приразрывного кливажа, по классификации А.Е. Михайлова (1964б). В бассейне р. Нора в Джагдинской зоне нередко существуют две системы кливажа, пересекающиеся под разными углами и примерно одинаково хорошо выраженные. Ни одна из них не наследует положения сланцеватости (кливажа течения) субстрата, что хорошо видно как макроскопически (по раскалыванию образцов пород), так и в шлифах. Зато ориентировка сланцеватости субстрата зачастую наследуется метаморфической полосчатостью пород — членов динамометаморфических формаций. По относительной ориентировке в пространстве кливаж Джагдинской зоны смятия во всех случаях является кливажом осевой поверхности складок динамометаморфического структурного парагенезиса (рис. 11).

В Джагдинской зоне изучался только один тип линейности — ориентировка шарниров складок динамометаморфического структурного парагенезиса. Установлено, что преобладающая часть складок обладает шарнирами, погружающимися под углами $7-15^{\circ}$, и лишь изредка эти углы достигают $30-35^{\circ}$. Более крутые углы погружения не наблюдались.

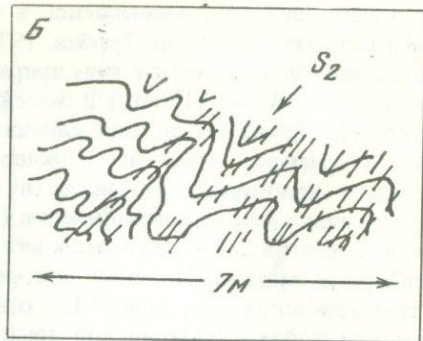
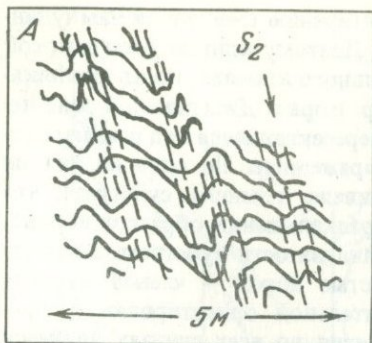
Мелкие разрывы представлены многочисленными разломами (длиной до десятков километров) и еще более многочисленными трещинами без зияния, с незначительными смещениями по ним (сантиметры, первые десятки сантиметров, рис. 12). По традиции они считаются трещинами скалывания. В проекции на горизонтальную поверхность трещины либо прямолинейны, либо S-образны. Последние встречаются реже и, как правило, выполнены кварцевыми жилами альпийского типа. Протяженность трещин как по простираанию, так и падению составляет метры или первые десятки метров. Среди более крупных дизъюнктивов (длиной в километры и десятки километров) установлены преимущественно взбросы, надвиги и сдвиги с небольшими амплитудами. В Джагдинской зоне не установлены так называемые "вязкие разрывы" (Паталаха, 1970; и др.), т.е. разрывы без четко выраженной поверхности сместителя, широко развитые, например, в Успенской и Татарской зонах смятия.

Рис. 7. Структурные профили участков Джагдинской зоны смятия (А — по р. Калдышке, Б — по р. Норе, В — по руч. Моранде)

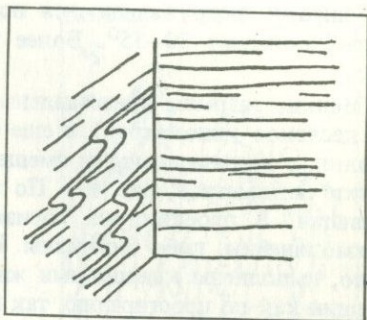
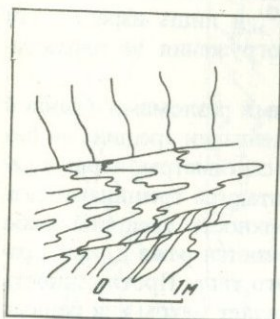
Рис. 8. Микроскладки в мраморах Джагдинской зоны смятия. Динамометаморфический структурный парагенезис, фация зеленых сланцев

Рис. 9. Лежачие складки и субгоризонтальный приразрывный кливаж разлома S_2 . Динамометаморфический структурный парагенезис Джагдинской зоны смятия, фация зеленых сланцев

Рис. 10. Разнопорядковые складки динамометаморфического структурного парагенезиса и приразрывный кливаж течения осевой поверхности S_2 Джагдинской зоны смятия (А); Б — деталь замка складки



Р и с. 11. Асимметричные синусоидальные (А) и запрокинутые, близкие к изоклильным (Б) складки Джагдинской зоны смятия. S_2 – приразрывный кливаж течения осевой поверхности



Р и с. 12. Резкое усложнение складчатости в зоне небольшого дизъюнктива Джагдинской зоны смятия

Р и с. 13. Ультраметаморфический (?) структурный парагенезис Джагдинской зоны смятия. Складки и кристаллизационная сланцеватость – по Л.В. Эйришу (1968)

Ультраметаморфические формации в Джагдинской зоне могут быть выделены лишь сугубо предположительно. По данным Л.В. Эйриша (1968), у восточного окончания зоны смятия, в месте сочленения Монголо-Охотской складчатой области с Буреинским массивом и Сихотэ-Алиньской складчатой зоной, известны куполовидные складки с гранитоидами в ядерных частях некоторых из них. Купола сложены породами, метаморфизованными в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях. Наиболее метаморфизованные породы наблюдаются в ядрах куполов, и в стороны от сводов метаморфизм постепенно затухает. В динамометаморфических формациях межкупольных пространств наблюдаются породы верхней половины зеленосланцевой фации. Относить эти образования к Джагдинской зоне можно только условно, так как восточное окончание зоны совершенно не изучено.

Ультраметаморфический структурный парагенезис выделен предположительно¹. Кроме куполов, он представлен мелкими складками, похожими на птигматитовые и складки волочения, но всегда имеющими рисунок опрокинутого залегания (рис. 13), кристаллизационной сланцеватостью, плоскости которой параллельны осевым поверхностям малых складок, а также линзообразными и карандашными будинами (Эйриш, 1968).

Границы Джагдинской зоны смятия определяются тем, что на них происходит изменение признаков динамометаморфического структурного парагенезиса. Поэтому их можно отнести к резкостным границам второго рода (Косыгин, Воронин, Соловьев, 1964). Как и все границы такого рода, они не могут быть представлены единой поверхностью, а являются зонами постепенного перехода. Это явление нашло отражение в выделении при геологосъемочных работах так называемой "переходной зоны" на границах зон смятия.

Для Джагдинской зоны могут быть предложены некоторые генетические реконструкции. Складки динамометаморфического структурного парагенезиса, вероятно, образовались в две стадии: на начальной действовал механизм изгиба, на конечной — скальвания (квазиламинарное течение). Сочетание обоих механизмов вызвало резкую дисгармонию складок. На возможной роли турбулентности в формировании складчатости мы остановимся ниже, а пока отметим, что особенности распределения складчатости в пространстве позволяют предполагать, что знак движений по зоне Южно-Тукурингского глубинного разлома менялся во времени, причем неравномерно для различных участков. Наиболее сложная складчатость динамометаморфического структурного парагенезиса возникла, видимо, при наложении полей напряжений в зонах Чампулинского разлома и Южно-Тукурингского глубинного разлома.

ТАТАРСКАЯ ЗОНА

Эта зона является элементом одноименного глубинного разлома Енисейского кряжа (Забродин, 1974б). Разлом выделен О.А. Вотухом (1968), а положение его в структуре Енисейского кряжа (рис. 14) показано автором (Забродин, 1975). На возможность существования зоны смятия в Заангарской части Енисейского кряжа указал автору в 1971 г. А.Б. Хисамутдинов. Татарская зона смятия изучалась в 1970—1973 гг. в процессе крупномасштабной геологической съемки.

В современном эрозионном срезе Енисейского кряжа Татарский глубинный разлом вырисовывается в виде пологой дуги субмеридионального простирания (от р. Кан до р. Подкаменная Тунгуска). На юге и севере он причленяется к Главной Приенисейской зоне разломов (Вотух, 1968). В южной части Енисейского кряжа Татарский глубинный разлом пересекает преимущественно высокометаморфизованные образования глубокого докембрия и раннепротерозойские гранитоиды таракского комплекса.

¹ Это следует иметь в виду, рассматривая рис. 13.

Обнаженность территории здесь очень слабая, и наблюдавшиеся разрозненные небольшие участки зоны смятия позволяют предполагать только, что она похожа на описываемую далее Предивинскую. Ширина зоны смятия на рассмотренном отрезке в современном эрозионном срезе не превышает 2–4 км.

В заангарской части Енисейского кряжа Татарский глубинный разлом является границей между Центральным антиклинорием и Ангаро-Тисским синклинорием (рис. 15, 16), причем в Ангаро-Питском междуречье, где ширина зоны разлома достигает 30 км, наиболее отчетливо выражена зона смятия (см. рис. 16).

В целом зона глубинного разлома здесь представляет собой область, переходную от геоантиклинали на востоке к эвгеосинклинали на западе. В структуре зоны глубинного разлома четко обособляются два крупных разрыва, первый из которых (восточный) Л.Г. Савановичем назван Чикильским, а второй — Захаровским (см. рис. 15).

Северное окончание Татарской зоны смятия не известно, так как севернее р. Бол. Пит зона глубинного разлома во многих местах интродуцирована гранитоидами и частично перекрыта формациями орогенного яруса байкалитид Енисейского кряжа.

Субстратом зоны смятия на рассматриваемом участке (длиной до 130 км и шириной 10–30 км) служат верхнепротерозойские вулканогенно-осадочные образования, регионально метаморфизованные в условиях верхних ступеней зеленосланцевой фации. Они собраны в систему довольно спокойных брахиформных складок с почти плоскими днищами и сводами (рис. 17), и лишь у зон крупных разломов эти складки приобретают достаточно четкую вытянутость. В породах субстрата повсеместно развит хорошо выраженный кливаж течения (сланцеватость). В состав субстрата входят также небольшие массивы пород основного и ультраосновного состава.

Динамометаморфические формации Татарской зоны образованы разнообразными породами (от микрокристаллических сланцев верхних горизонтов фации зеленых сланцев до кристаллических сланцев низкотемпературной субфации амфиболитовой фации). Породы фации зеленых сланцев имеют такой же состав, как и породы этой же фации Джагдинской зоны, но только в Татарской зоне широко развит хлоритоид и редко встречается стильномелан, а также неизвестны ассоциации со щелочным амфиболом.

Для эпидот-амфиболитовой фации характерны минеральные ассоциации с порфиробластическим гранатом (альмандином), кордиеритом, крупнокристаллическим хлоритоидом. Граница между эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациями проводится по появлению роговой обманки, сменяющей актинолит. Одновременно в породах исчезает хлоритоид. Все перечисленные выше образования слагают прогрессивный ряд динамометаморфических формаций. Регрессивный ряд устанавливается по замещению порфиробластического граната агрегатами хлорита и биотита или развитию в средне- и крупнозернистых доломитовых мраморах агрегатов шестоватых кристаллов тремолита. Катаклазиты и милониты в Татарской зоне практически отсутствуют.

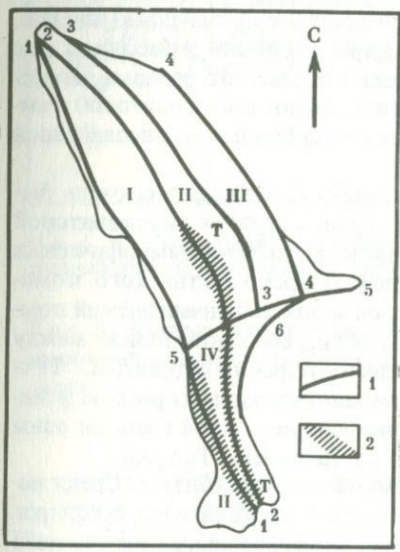
Р и с. 14. Зоны смятия Енисейского кряжа
 1 – осевые линии зон глубинных разломов (1 – Главная Приенисейская, 2 – Татарская, 3 – Ишимбинская, 4 – Каменская, 5 – Нижнеангарская, 6 – Ангаро–Тасеевская); 2 – зоны смятия (П – Предивинская, Т – Татарская)

I–IV – структурные элементы Енисейского мегантиклинория, по В. Ю. Забродину (1975): I – Ангаро-Тисский синклиниорий, II – Центральный антиклинорий, III – Ангаро-Питский синклиниорий, IV – Ангаро-Канский антиклинорий

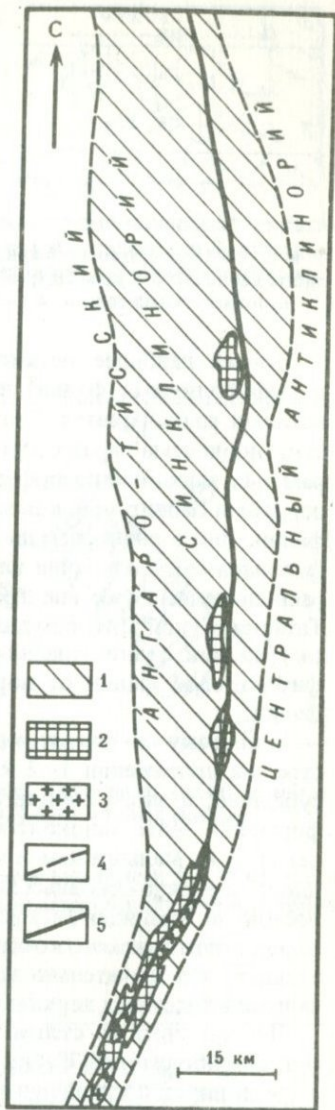
Р и с. 15. Схематический структурный профиль через Татарскую зону смятия

Р и с. 16. Структура северной части Татарской зоны смятия

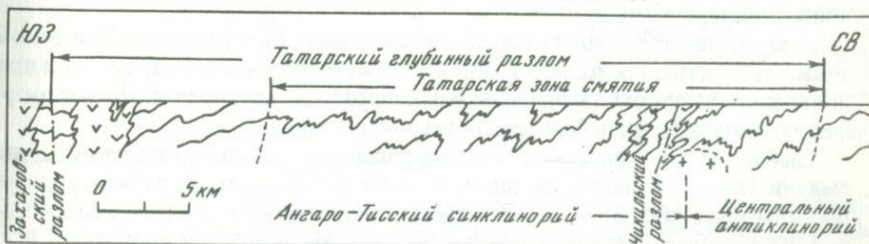
1, 2 – структурные парагенезисы: 1 – динамометаморфический, 2 – ультраметаморфический; 3 – тела реоморфических гранитоидов; 4 – резкостные границы зоны смятия; 5 – осевая линия Татарского глубинного разлома



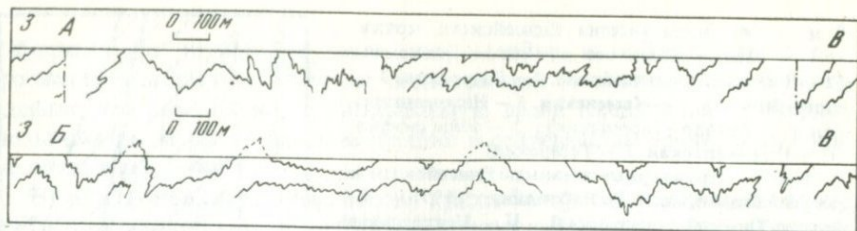
Р и с. 14.



Р и с. 16.



Р и с. 15.



Р и с. 17. Структурные профили участков Татарской зоны смятия (А — западная часть, верховья р. Сухой Пит; Б — восточная часть, приток р. Кандашимо)

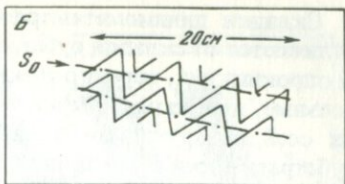
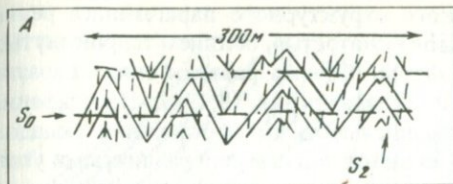
Полоса наиболее метаморфизованных пород (эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фации) имеет ширину до 8–10 км. Большая ее часть местами располагается в западном крыле Чикильского разлома, но местами полностью переходит на восточное крыло. К западу от Чикильского разлома высокометаморфизованные образования постепенно сменяются породами биотитовой, а затем и мусковитовой субфаций зеленосланцевой фации. Они в свою очередь постепенно переходят в регионально метаморфизованные образования или практически неметаморфизованные породы, расположенные уже вне пределов зоны смятия. Однако в бассейнах рек Татарка, Сухой Пит, Кандашимо сместитель Чикильского разлома является границей, резко отделяющей образования эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций от пород мусковитовой субфации зеленосланцевой фации.

К востоку от Чикильского разлома степень метаморфизма очень быстро, на протяжении 1–2 км, падает до верхней ступени мусковитовой субфации, а затем сменяется комплексом кантактово-метаморфических формаций зоны экзоконтакта гранитоидов татарско-аяхтинского комплекса. А.А. Малышевым и автором выделен и описан пенченгинский комплекс щелочно-основных пород и карбонатитов, располагающийся между восточной границей Татарской зоны смятия и Татарским батолитом. Тела пород пенченгинского комплекса сопровождаются мощным ореолом фенинизации, что значительно затрудняет проведение восточной границы зоны смятия в бассейнах верхних течений рек Бол. Пенченга и Татарка.

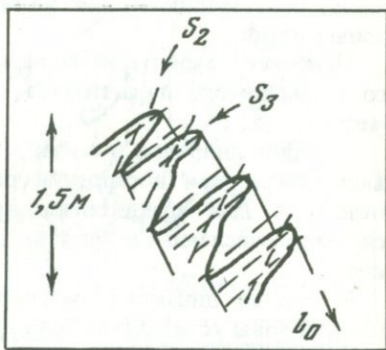
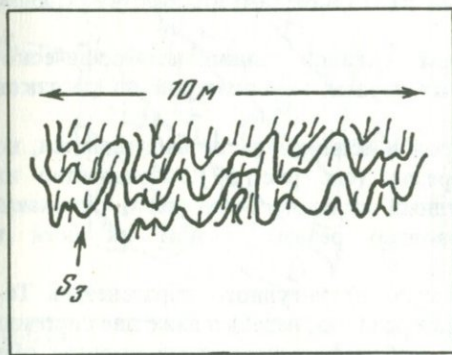
По простирацию степень метаморфизма сильно колеблется. Среди пород амфиболитовой фации встречаются "окна" мусковитовой субфации, а среди пород последней нередко (особенно вдоль небольших нарушений) участки с высокотемпературной зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациями.

Отмеченная зональность динамометаморфических формаций Татарской зоны выдерживается только в самых общих чертах и часто нарушается при появлении высокометаморфизованных образований среди слабометаморфизованных в зонах небольших разрывов.

Динамометаморфический структурный парагенезис Татарской зоны смятия образует малые складки, кливаж, линейность, будинаж-структуры, кластические дайки, метаморфическая полосчатость, жилы альпийского типа, малые разрывы. Лучше других изучены складки и кливаж.

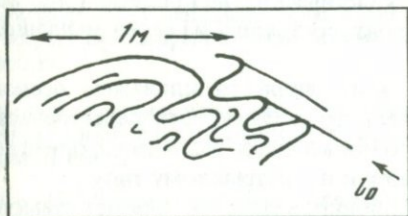


Р и с. 18. Разномасштабные прямые остроугольные (гармониевидные) складки Татарской зоны смятия при субгоризонтальном зеркале складчатости S_0 субстрата (?) и приразрывный кливаж течения осевой поверхности S_2 . Динамометаморфический структурный парагенезис, амфиболитовая (А) и эпидот-амфиболитовая (Б) фации



Р и с. 19. Симметричные складки с вертикальными шарнирами (план) и приразрывный кливаж разлома S_3 Татарской зоны смятия, фация зеленых сланцев

Р и с. 20. Прямые синусоидальные складки с крутыми шарнирами ($l_0 = 65^\circ$), приразрывный кливаж течения S_2 и разлома S_3 Татарской зоны смятия; амфиболитовая фация



Р и с. 21. Лежащие складки с погружением шарниров l_0 под углом 40° Татарской зоны смятия, эпидот-амфиболитовая фация

Р и с. 22. Лежащие изоклинальные складки с изогнутыми в пологие синусоидальные складки осевыми поверхностями (интерферирующая складчатость) Татарской зоны смятия, фация зеленых сланцев

Складки динамометаморфического структурного парагенезиса резко отличаются от складок субстрата своей сжатостью, обилием запрокинутых и опрокинутых, нередко лежащих форм. Широко развиты также изоклинальные, пережатые, веерообразные складки (рис. 18, 19). Простирающие их осей обнаруживают полную независимость от простирающих складок субстрата — оси тех и других пересекаются под самыми различными углами вплоть до прямых. Нередко в составе динамометаморфического структурного парагенезиса присутствуют складки двух разноориентированных систем [интерферирующая складчатость, по Е.И. Паталахе и Ю.Ф. Слепых (1974)], при этом одна из них, как правило, параллельна какому-нибудь небольшому разрыву. Часто в пределах Татарской зоны встречаются складки с крутыми и вертикальными шарнирами ($60-90^{\circ}$), которые сопровождают небольшие сдвиги (рис. 20—22). Эти складки составляют приблизительно не более 10—15% общего количества складок зоны смятия.

Наиболее характерные размеры складок динамометаморфического структурного парагенезиса — от первых миллиметров до десятков метров.

Складки шириной в сотни метров в обнажениях не наблюдаются, но выявляются при построении разрезов (см. рис. 17). Количество их невелико. Для сравнительно крупных складок очень часто отмечаются многочисленные, иногда довольно резкие изгибы их осей в плане.

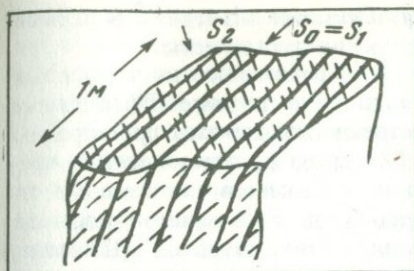
В составе динамометаморфического структурного парагенезиса Татарской зоны устанавливается кливаж разлома, нередко даже две системы его (рис. 23—25). В сравнительно слабдеформированных породах обе эти разновидности кливажа, а также сланцеватость субстрата сосуществуют, что хорошо видно по раскалыванию пород с образованием ромбовидных сечений.

Вблизи Чикильского разлома, где породы деформированы наиболее интенсивно, первичная сланцеватость полностью затушевывается, а кливаж зоны смятия сам достигает высшей формы — кливажа течения (Ажгирей, 1967). Плоскости же первичной сланцеватости субстрата наследуются метаморфической полосчатостью зоны смятия. Видимо, с кливажем связано образование кластических микродаек (рис. 26, 27), наблюдающихся иногда в многослоях, состоящих из слоев различной компетентности.

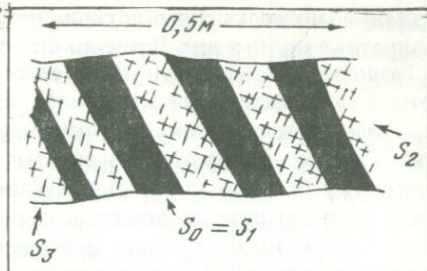
Геометрически кливаж Татарской зоны является кливажем осевой плоскости складок динамометаморфического структурного парагенезиса. Поскольку пространственная ориентировка кливажа совпадает с ориентировкой разрывов, он должен быть отнесен к приразрывному типу.

Изучение линейности (погружения шарниров складок динамометаморфического структурного парагенезиса) показывает, что она, как правило, характеризуется средними углами наклона ($15-30^{\circ}$). Примерно 10—15% складок имеют углы погружения шарниров более 60° .

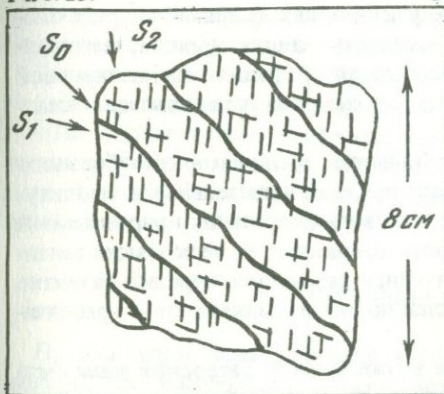
Будинаж в составе динамометаморфического структурного парагенезиса Татарской зоны развит значительно слабее (рис. 28), чем в Джагдинской зоне. Специального изучения его не проводилось, но отмечается, что



Р и с. 23.



Р и с. 24.



Р и с. 25.

Р и с. 23. Приразрывный кливаж S_2 , секущий слоистость S_0 и сланцеватость S_1 субстрата Татарской зоны смятия; фация зеленых сланцев

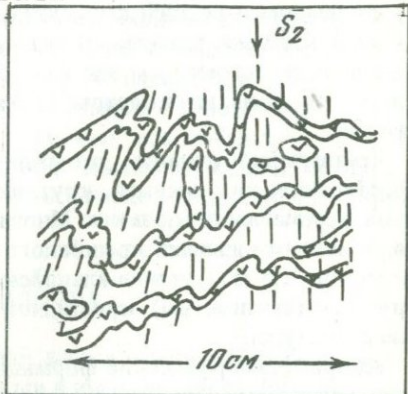
Р и с. 24. Пересекающиеся под прямым углом приразрывный кливаж течения S_2 и приразрывный кливаж разлома S_3 , секущие слоистость S_0 и сланцеватость S_1 субстрата Татарской зоны смятия; амфиболитовая фация

Р и с. 25. Приразрывный кливаж разлома S_2 , секущий слоистость S_0 и несовпадающую с ней сланцеватость субстрата S_1 Татарской зоны смятия; фация зеленых сланцев

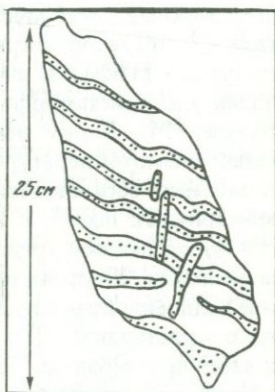
Р и с. 26. Приразрывный кливаж разлома S_2 и кластические микродайки Татарской зоны смятия, фация зеленых сланцев

Р и с. 27. Кластические микродайки песчаников в глинистых сланцах Татарской зоны смятия; фация зеленых сланцев, мусковитовая субфация

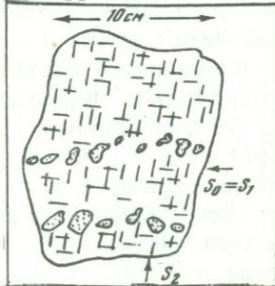
Р и с. 28. Будинированные прослои песчаников в глинистых сланцах Татарской зоны смятия. S_2 — приразрывный кливаж разлома, почти под прямым углом секущий слоистость S_0 и совпадающую с ней сланцеватость S_1 субстрата



Р и с. 26.



Р и с. 27



Р и с. 28.

будинированные породы группируются в участки размерами в первые квадратные километры. Причины этого явления пока не ясны.

Разрывы самого различного масштаба (протяженностью от первых метров до десятков километров) развиты очень широко. Простираение их самое разнообразное, но преимущественно подчиняется простираению зоны Татарского глубинного разлома. По характеру перемещений, определяемому по ряду косвенных признаков, отмечаются почти все известные в природе разновидности, кроме раздвигов. Большинство разрывов имеет крутое падение. Часто наблюдаются "вязкие разрывы" (Паталаха, 1970; Громин, 1970), не имеющие четко выраженных сместителей и проявляющиеся резким сгущением в узких зонах (первые метры) плоскостей кливажа разлома. В таких зонах отмечаются породы, метаморфизованные сильнее, чем вне их — биотитовая субфация зеленосланцевой фации на фоне мусковитовой. Здесь же заметно усложняется складчатость.

Чрезвычайно широко развиты небольшие трещины разнообразного простираения, как правило, крутопадающие, с незначительными амплитудами перемещений вдоль них. Многие трещины выполнены кварцевыми и карбонатными жилами альпийского типа мощностью от нескольких сантиметров до 1,5 м. Для жил альпийского типа характерно нередко развитие крупных (сантиметры) кристаллов слагающих их минералов и гребенчатые структуры.

Ультраметаморфические формации в южной части Татарской зоны смятия представлены гнейсо-гранитами, образующими небольшие линейные тела, редкометалло-мусковитовыми пегматитами (Кондаковское пегматитовое поле), крупнокристаллическими сланцами и гнейсами высокотемпературной субфации амфиболитовой фации. В заангарской части зоны смятия ультраметаморфические формации выделяются предположительно (см. рис. 16). К ним относятся двуслюдяные гнейсы и кристаллические сланцы низкотемпературной субфации амфиболитовой фации, роговиковоподобные образования. Все они картируются в виде более или менее изометричных полей, в пределах которых на некоторой глубине (400—1000 м) по данным гравиметрических исследований предполагаются тела гранитоидов. Ультраметаморфический структурный парагенезис Татарской зоны еще практически не изучен. Можно отметить великолепно развитую кристаллизационную сланцеватость, простираение которой не подчиняется простираению Татарского глубинного разлома.

Границы Татарской зоны смятия в общем аналогичны границам Джагинской зоны, но во многих местах западная граница в заангарской части Енисейского кряжа является вторичной дизъюнктивной.

Относительно генезиса и истории развития Татарской зоны смятия можно сделать следующие предположения. Она образовалась, по-видимому, после становления таракских гранитов (датируемых ранним протерозоем), скорее всего, в начале орогенного этапа развития байкалид Енисейского кряжа (венд — ранний кембрий). Породы орогенного комплекса в составе субстрата зоны смятия не известны, напротив, они перекрывают динамометаморфические и ультраметаморфические формации зоны. Движения по Татарскому глубинному разлому, вызвавшие образование зоны

смятия, были вертикальными (взбросовыми), причем знак их во времени менялся. Горизонтальные движения (сдвиговые и надвиговые) по отдельным разрывам в зоне смятия привели лишь к усложнению ее строения на последнем этапе развития.

Татарская зона интересна тем, что из-за разного уровня эрозионного среза южной и северной ее частей в ней можно наблюдать разрез зон смятия на достаточную глубину. Так, южная часть демонстрирует, очевидно, средний уровень среза с верхними горизонтами ультраметаморфических формаций, а заангарская — верхний уровень, где ультраметаморфические образования почти не появились. Поэтому можно предположить, что ультраметаморфические формации и ультраметаморфический структурный парагенезис присутствуют на некоторой глубине во всех зонах смятия.

Татарская зона смятия относится к тем объектам, для которых доказана парагенетическая (и практически достоверно — генетическая) связь с ними определенных месторождений полезных ископаемых. В данном случае ими являются мусковитовые редкометалльные пегматиты, которые, хотя и не имеют в настоящее время практической ценности, являются хорошим поисковым критерием.

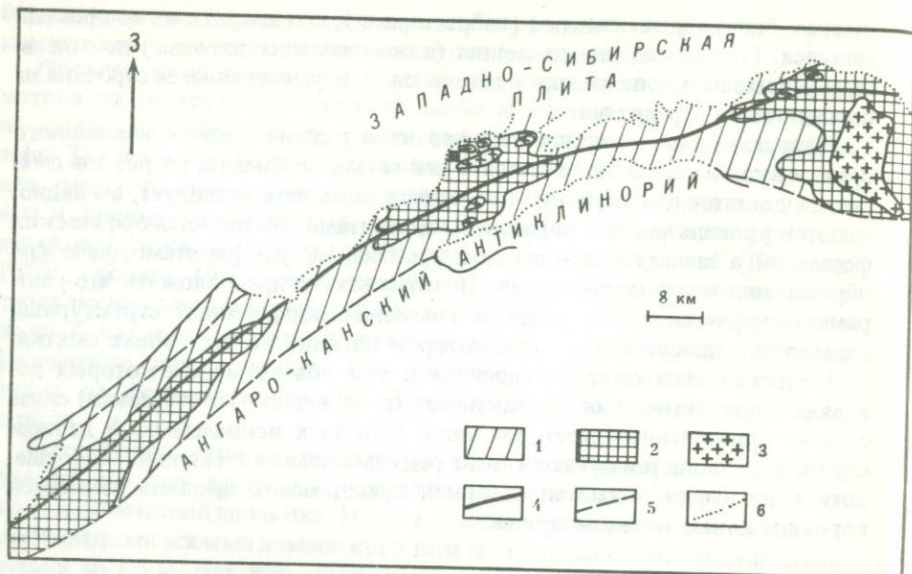
ПРЕДИВИНСКАЯ ЗОНА

Предивинская зона, описание которой дается с использованием материалов Б.А. Скороделова, располагается в южной части Енисейского кряжа (см. рис. 14). Хотя существование зоны смятия в этом районе по ряду косвенных признаков предполагалось еще Ю.А. Кузнецовым (1970), выделение ее в точных границах и обозначение сделаны автором.

Рассматриваемая зона является структурным элементом одноименного глубинного разлома, входящего, по О.А. Вотяху (1968) и схеме автора (Забродин, 1975), в состав Главной Приенисейской зоны разломов (рис. 29), которая является западной границей байкалид Енисейского кряжа. На современном эрозионном срезе протяженность зоны смятия от р. Кан на юге до р. Енисей в районе пос. Предивинск на севере достигает 170 км при ширине 15–20 км. Не исключено, что зона смятия продолжается и в заангарской части Енисейского кряжа, однако там она, видимо, располагается в основном под аллювием долины р. Енисей.

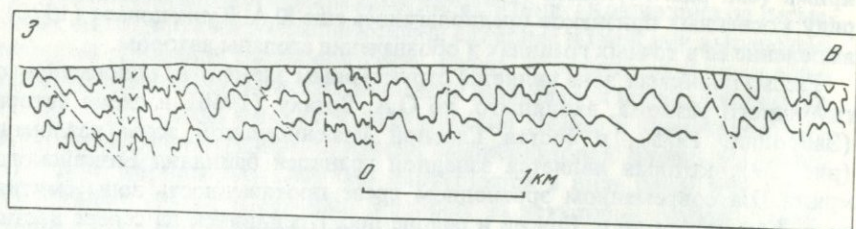
Субстратом Предивинской зоны служат суперкрустальные толщи — регионально метаморфизованные в гранулитовой и амфиболитовой фациях породы архея и нижнего протерозоя, заключающие в себе тела базитов и ультрабазитов кимбирского комплекса. Складки субстрата довольно велики (шириной до первых километров), нередко сильно сжаты вплоть до изоклинальных. Нужно отметить, что, как это обычно для областей глубокого метаморфизма, сведения о размерах и формах складок южной части Енисейского кряжа у разных исследователей противоречивы.

Динамометаморфические формации Предивинской зоны образуют прогрессивный и регрессивный ряды. Формации первого, по имеющимся не очень надежным данным, распространены незначительно. Они



Р и с. 29. Структура Предивинской зоны смятия

1, 2 – структурные парагенезисы: 1 – динамометаморфический, 2 – ультраметаморфический; 3 – тела реоморфических гранитоидов; 4 – примерное положение осевой линии зоны глубинного разлома; 5, 6 – границы зоны смятия: 5 – первичные, 6 – вторичные



Р и с. 30. Структурный профиль участка Предивинской зоны смятия (р. Енисей, район пос. Предивинск)

представлены эклогитоподобными образованиями по породам кимбирского комплекса (Забродин, Скороделов, 1971). Эклогитоподобные породы состоят из омфацита, пироп-альмандина, дистена с примесью герцинита, ильменита, халькопирита, кварца и реликтов первичного плагиоклаза, а также вторичных минералов – эпидота, биотита, мусковита. В полевых условиях, при плохой обнаженности, они часто пропускаются, что и затрудняет определение точных площадей их развития.

Регрессивный ряд динамометаморфических формаций слагают диафориты низкотемпературной амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Очень широко представлены катаклазиты, милониты, ультрамилониты, бластомилониты вплоть до филлонитов биотитовой субфации зеленых сланцев. Породы катакlastического и бласто-

катакластического ряда в некоторых сечениях зоны смятия занимают до 35—40% ее площади.

В составе динамометаморфического структурного парагенезиса Предивинской зоны смятия изучались складки, кливаж и разрывные нарушения. Складки в основном сильно сжатые синусоидальные и асимметричные, остроугольные, нередко также изоклинальные (рис. 30). Размеры их варьируют в широких пределах — от долей миллиметра до десятков и сотен метров в ширину. Очень типична правильная мелкая пloyчайность ультрамилонитов. Простираие осей рассматриваемых складок обнаруживается, в общем, независимость от направления складок субстрата. Нередко наблюдались случаи, когда оси тех и других были почти перпендикулярны.

Кливаж Предивинской зоны является типичным кливажем разлома. Простираие поверхностей кливажа юго-западное, отличается от простираия зоны Предивинского разлома в среднем на 30° — 50° , но совпадает с простираием малых разрывов и трещин динамометаморфического структурного парагенезиса; падение преимущественно к северо-западу. Поскольку геометрически этот кливаж является кливажем осевой плоскости для складок динамометаморфического структурного парагенезиса, последние преимущественно запрокинуты к юго-востоку. Отмеченная выше параллельность кливажа и разрывов позволяет отнести его к разрывному типу.

В диафоритах Предивинской зоны нередко наблюдаются будинаж-структуры, специального изучения которых не проводилось. Разрывы в пределах этой зоны развиты очень широко. Наряду с крупными дизъюнктивами, такими как Большекембирский и Конгоротский разломы, присутствует масса мелких разрывов преобладающего северо-западного, реже северо-восточного простираия. Они зачастую выполнены катаклазитами и милонитами, а нередко — дайками пород различного состава.

Ультраметаморфические формации Предивинской зоны представлены редкометалло-мусковитовыми пегматитами, образующими Канское пегматитовое поле (Соколов, 1970), гранитоидами посольненского комплекса и породами контактовых ореолов последних. Контактво-метаморфические образования имеют регрессивный характер, что выражается в мусковитизации, серицитизации и незначительной фельдшпацизации пород субстрата и динамометаморфических формаций (Ковригина, 1973). Структурные формы ультраметаморфических формаций практически не изучены, поэтому ультраметаморфический структурный парагенезис Предивинской зоны при настоящем уровне знаний не может быть охарактеризован. Указывается лишь существование купольных форм по р. Енисей (Ковригина, 1973), устанавливается широкое развитие синусоидальных складок. Видимо, корректное разделение динамометаморфического и ультраметаморфического структурных парагенезисов Предивинской зоны смятия встретится со значительными трудностями.

Восточная граница Предивинской зоны — типичная резкостная граница второго рода. Западные границы зоны смятия на большей части ее являются вторичными; зона смятия здесь перекрывается осадочным чехлом

Западно-Сибирской плиты или аллювием р. Енисей. Первичные границы здесь (в доступных наблюдению местах) аналогичны восточной границе зоны смятия.

Достаточно обоснованными представляются следующие соображения о генезисе Предивинской зоны смятия. Развитие ее протекало в позднем протерозое в обстановке сильного сжатия, вызвавшего преимущественно вертикальные перемещения по зоне Предивинского разлома. Формирование складок динамометаморфического структурного парагенезиса, в большинстве случаев развивавшихся на достаточно жестком кристаллическом субстрате, может объясняться простым изгибом, лишь на конечной стадии сменившимся квазиламинарным течением. Рисунки структурных форм, которые могли бы быть истолкованы как следы вихревых течений, в настоящее время практически не известны, за исключением единичных наблюдений в ультрамилонитах.

Последовательность процессов метаморфизма могла быть следующей: 1) прогрессивный метаморфизм в условиях эклогитовой фации, 2) диафорез амфиболитовый, эпидот-амфиболитовый и зеленосланцевой фаций, 3) катакластический метаморфизм. В то время как уровень регрессивного метаморфизма достиг границы гранулитовой и амфиболитовой фаций, проявились процессы ультраметаморфизма, вызвавшие образование реоморфических гранитов посольненского комплекса и пегматитов, что в свою очередь вызвало проявление контактового метаморфизма (Соколов, 1970).

Предивинская зона смятия является классическим примером области развития метаморфогенных редкометалльно-мусковитовых пегматитов, чем и определяется ее практическое значение.

ЗОНА ГЛАВНОГО УРАЛЬСКОГО РАЗЛОМА

То, что Главный Уральский глубинный разлом сопровождается зоной смятия, по крайней мере в пределах Полярного Урала, выяснилось сравнительно недавно (Молдавцев, Перфильев, 1962, 1963; Перфильев, 1968) и получило признание после того, как Б.Я. Хорева провела сравнение ее с другими известными в то время зонами смятия — Иртышской, Джагдинской и другими (Хорева, 1963а, б).

На Полярном Урале зона протягивается на 350 км при ширине свыше 40 км. Субстратом здесь служат вулканогенно-осадочные формации эвгеосинклинали восточного склона Урала и миогеосинклинали западного склона, офиолитовые интрузии осевой части Главного Уральского глубинного разлома, а также комплекс основания уралид.

Динамометаморфические формации зоны смятия Главного Уральского разлома обладают отчетливо выраженной зональностью, причем наиболее измененные породы располагаются вблизи осевой части зоны. Выделяется несколько зон метаморфизма. Внешняя зона — хлорито-мусковитовая со стильпномеланом. Далее к юго-востоку следует биотит-хлоритовая зона с альмандином, с которой приблизительно совпадает зона интенсивной альбитизации (развитие альбитопорфиробластических актиноли-

товых, слюдяных и кварцитовых сланцев), причем в южной части этой полосы "...одновременно с развитием порфиробластического альбита актинолит метаморфических сланцев участками замещается глаукофаном" (Молдавандев, Перфильев, 1962, стр. 53). Здесь же изредка отмечается омфациит. Непосредственно вблизи пояса гипербазитовых интрузивов развиты образования эпидот-амфиболитовой фации: мусковит-биотитовые олигоклазовые гнейсы с гранатом, среднезернистые олигоклазовые амфиболиты. Габбро и габбро-диабазы амфиболитизированы, содержат гранат, иногда омфациит, а местами превращены в эклогитоподобные породы.

Среди эпидот-амфиболитовой фации в осевой части зоны смятия встречаются участки амфиболитовой фации (ставролит-кианитовая субфация). К юго-востоку от осевой части зоны характер расположения метаморфических пород такой же. В целом для зоны смятия типично пятнистое распределение метаморфизма, обусловленное быстрой сменой пород, различающихся по степени метаморфизма и содержанию метаморфических минералов. Динамометаморфические формации образуют прогрессивный ряд. Катаклизиты и милониты практически не известны.

В составе динамометаморфического структурного парагенезиса отмечаются сложные малые складки, очень часто опрокинутые и остроугольные, интенсивный кливаж и многочисленные разрывы самого различного масштаба, направлений и характера перемещений (сбросы редки, раздвиги не зафиксированы).

Ультраметаморфические формации зоны смятия Главного Уральского глубинного разлома слагаются гранитоидами и инъекционно-мигматитовыми породами контактовых ореолов. Они локализованы в поперечных поднятиях вдоль зоны глубинного разлома, т.е. образуют куполовидные формы (Перфильев, 1968).

По простирацию рассматриваемая зона смятия испытывает местами значительные расширения и сужения. Расширения наблюдаются в тех местах, где зона Уральского глубинного разлома заметно изгибается. Иногда зона смятия теряет присущую ей двустороннюю зональность, и восточное крыло ее непосредственно у гипербазитов осевой части представлено породами верхних ступеней фации зеленых сланцев.

Предполагается, что по зоне Главного Уральского глубинного разлома осуществлялись преимущественно вертикальные (взбросовые) подвижки не очень значительной амплитуды (Перфильев, 1968). В зоне смятия с ультраметаморфическими формациями парагенетически связаны редкоземельные, редкометальные и пьезокварцевые рудопроявления.

Сравнивая описанную зону смятия с Джагдинской, можно отметить их очень большое сходство. Различия заключаются в несколько большей ширине зоны смятия Главного Уральского разлома, простоте ее зональности и более высокой степени метаморфизма (амфиболитовая фация, эклогитоподобные породы, широко проявленные ультраметаморфические образования). Различия в степени метаморфизма могут объясняться большим уровнем эрозионного среза зоны смятия Главного Уральского разлома по сравнению с Джагдинской.

Успенская зона выделена М.П. Русаковым (1930) и с тех пор фигурирует на всех картах Казахстана (Паталаха, 1970). Ей посвящено много работ, авторы которых нередко противоречат друг другу в определении контуров зоны, характера создавших ее движений, связи с тем или иным глубинным разломом, в характеристике динамометаморфических формаций и динамометаморфического структурного парагенезиса. Поэтому для общего описания Успенской зоны использованы только работы последних лет (Суворов, 1968; Паталаха, 1970).

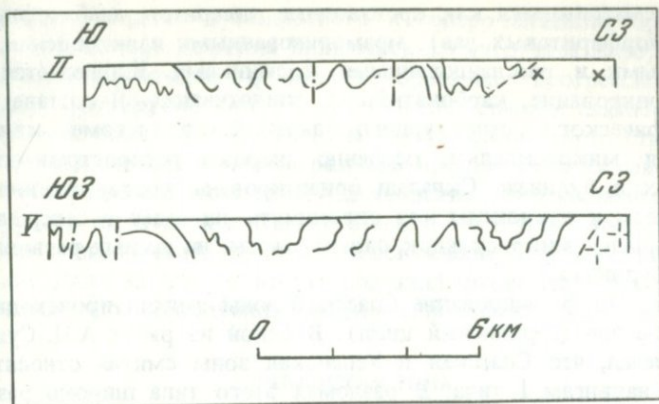
Успенская зона протяженностью 200 км и шириной до 40 км является структурным элементом одноименного глубинного разлома, вдоль которого располагается Успенский синклиорий. С ним она не совпадает и захватывает только его южную часть и северную часть Жаман-Сарысуйского антиклинория (Суворов, 1968). По данным Е. И. Паталахи (1970), зона смятия охватывает не только Успенский синклиорий, но и прилегающие части Тектурмасского и Жаман-Сарысуйского антиклинориев. Западнее Успенского рудника зона смятия распадается на две ветви — юго-западную и западную. Субстратом зоны смятия служат вулканогенно-осадочные образования среднего палеозоя.

Динамометаморфические формации Успенской зоны слагаются чередующимися между собой мощными продольными полосами практически неметаморфизованных пород и метаморфических сланцев зеленосланцевой фации (филлиты), за пределы которой метаморфизм практически не выходит (Паталаха, 1970).

При изучении Успенской зоны смятия Е.И. Паталахой было введено понятие "динамометаморфический структурный парагенезис", в составе которого рассматриваются системы напряженных малых складок с преобладанием прямых форм (рис. 31), крутопадающий кливаж течения осевой плоскости, обычно круто и почти вертикально погружающаяся линейность, будинаж, разномасштабные разрывы, в том числе многочисленные "вязкие", жилы альпийского типа. Е.И. Паталаха не отделяет динамометаморфический структурный парагенезис от динамометаморфических формаций.

Об ультраметаморфических формациях Успенской зоны данные отсутствуют. Пространственно ассоциирующийся с ней Калдырминский гранитный пояс считается более молодым.

Е.И. Паталаха (1970) предполагает, что на первом этапе образования Успенской зоны смятия сформировались складки изгиба и лишь затем проявились процессы динамометаморфизма, за счет складкообразующей роли которого можно объяснить большую закрытость складок в зонах расланцевания, чем вне их. Механизм образования динамометаморфического структурного парагенезиса — ламинарное течение вещества вдоль плоскостей кливажа по направлению линейности. Кливаж, по расчетам Е.И. Паталахи, образовался на глубине 1—2 км. Этот исследователь считает, что проведенные им эксперименты по деформации вещества при больших давлениях на прессах специальной формы не только подтверж-



Р и с. 31. Структурные профили Успенской зоны смятия (Паталаха, 1970, с небольшими упрощениями)

дают предложенный им механизм формирования Успенской зоны, но и объясняют почти все особенности ее строения.

Считается, что Успенская зона смятия возникла в результате надвиговых или сдвига-надвиговых (Суворов, 1968) перемещений по Успенскому глубинному разлому в среднем виле, что соответствует началу орогенного этапа (Паталаха, 1970).

С Успенской зоной смятия парагенетически связаны известные полиметаллические месторождения.

СПАССКАЯ ЗОНА

Эта зона протягивается вдоль южного края Карагандинского прогиба от р. Шерубай-Нура до верховьев р. Ащису на 250 км (Суворов, 1968). По данным гравиметрических и аэромагнитных исследований предполагается, что под покровом мезозойско-кайнозойского чехла зона смятия прослеживается к южному окончанию Улутаусских гряд еще на 250–300 км. Спасская зона была выделена в начале 30-х годов М.П. Русаковым и И.С. Яговкиным и трактовалась ими как наклоненный к югу взбросовый (надвиговой) пояс и пояс смятия шириной от 7–8 до 9–11 км с развитием кливажа, явлений рассланцевания, дислокационного метаморфизма и общим смещением пород в сторону Карагандинского прогиба. По А.И. Суворову (1968), суммарная амплитуда сближения фациальных зон девона по надвигам Спасской зоны составляет 30–40 км. Зона смятия располагается в области, переходной между каледонидами и герцинидами Центрального Казахстана. Полоса интенсивного смятия шириной 15–25 км резко отличается от всей северной части территории с простой германотипной тектоникой.

Вдоль надвиговых швов развиты динамометаморфические формации, представленные порфиритоидами, порфириоидами, кварцево-хлоритовыми, кварцево-серицитовыми, актинолитовыми сланцами (эти

породы рассматриваются как производные липаритов, альбитофиров и их туфов, порфиритовых лав), мраморизованными известняками, кливажированными и рассланцованными песчаниками. Наблюдается усиленное скарнирование, карбонатизация, эпидотизация. В составе динамометаморфического структурного парагенезиса, кроме кливажа, описываются микроскладки, особенно широко распространенные в порфироидах, и будинаж. Складки ориентированы соответственно надвиговым швам и наклонены или опрокинуты на север и северо-запад. Северные крылья микроскладок сильно сжаты, на южных развиваются структуры будинажа.

Считается, что формирование Спасской зоны смятия происходило в позднем палеозое (герцинский цикл). В одной из работ А.И. Суворов (1964) отмечал, что Спасская и Успенская зоны смятия относятся к глубинным надвигам I типа. В разломах этого типа широко развиты гранитоиды, а в основании некоторых из них сейсмическим зондированием установлена увеличенная мощность "гранитного" слоя.

ЗОНЫ СМЯТИЯ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ

Несколько зон смятия, развитых на суперкрупных образованиях глубокого докембрия, описаны очень кратко В.А. Глебовицким в Северном Приладожье на Балтийском щите (Судовиков и др., 1970). Одни из этих зон связаны со взбросами, другие — с надвигами. Наиболее крупная из зон первого типа протягивается в северо-западном направлении от г. Савонлинна в район Киурувеси. Отмечая условность выделения здесь зон смятия из-за отсутствия достаточного количества надежных данных, В.А. Глебовицкий дает только краткое описание участка ее в районе г. Куопио. Гранито-гнейсы субстрата слагают серию куполовидных поднятий, степень регионального метаморфизма пород в которых, видимо, соответствует силлиманит-гранатовой субфации амфиболитовой фации. К северу степень метаморфизма возрастает с появлением мигматитов. В зоне шириной свыше 15 км плоскостные тектуры гнейсов приобретают выдержанную северо-западную ориентировку. Зона смятия сечет как основную антиклинальную складку, так и купол, располагающийся к югу от г. Куопио. В зоне развиты мигматизированные слюдяные гнейсы, возникшие по биотитовым сланцам межкупольных пространств или, возможно, по гранито-гнейсам основания. Широко проявлены рассланцевание и мелкая складчатость, тесно ассоциирующая с разрывными нарушениями. К сожалению, В.А. Глебовицкий (Судовиков и др., 1970) ничего не говорит ни о характере мелкой складчатости, ни о типе рассланцевания, ни об особенностях пространственного распределения динамометаморфической формации (хотя указывает на интенсивное проявление диафтореза).

В Северном Приладожье В.А. Глебовицким выделяется также пояс "покровных структур" шириной до 40 км, расположенный на пологом крыле Сортавальско-Питкярантской области поднятий. На складки субстрата, обладающие субмеридиональным простиранием, наложены бо-

лее поздние складки субширотного и северо-западного простираний. Породы южного продолжения Вялимянского интрузива деформированы. Динамометаморфические формации образуют прогрессивный ряд, в котором фиксируются породы, отвечающие границе амфиболитовой и гранулитовой фаций. В составе динамометаморфического структурного парагенезиса отмечаются мелкие разрывы и малые складки северо-восточного простирания. Отмечается существование ультраметаморфического структурного парагенезиса. Предполагается, что вдоль зоны происходили движения с юга на север, причем горизонтальные перемещения превышали 10 км. Даже из этого краткого описания можно сделать однозначный вывод о том, что рассмотренный надвиговый пояс является зоной смятия.

ДАВАНСКАЯ ЗОНА

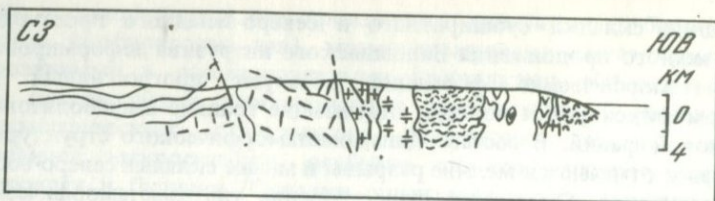
Даванская зона имеет ширину от 5 до 50 км и прослеживается от мыса Котельниковского на Байкале к верхнему течению р. Мама. Она входит в состав краевого шва Сибирской платформы на границе ее с Байкальской складчатой областью (рис. 32). Даванская зона смятия описана в ряде работ М.П. Лобанова (1970, 1971; Лобанов, Педяш, 1971), А.С. Флаасса (1971) и др. Эта структура занимает в плане восточный фланг зоны краевого шва.

Субстратом Даванской зоны служат гранито-гнейсы и параметаморфические сланцы верхнего протерозоя, вулканиты нижнего и среднего протерозоя и среднепротерозойские гранитоиды. Складчатость субстрата характеризуется изоклинальными формами.

Динамометаморфические формации зоны смятия образуют регрессивный ряд, представленный диафторитами, среди которых наибольшим распространением пользуются бластомилониты, бластокатаклазиты, порфиroidы, гнейсоиды. Нарастание степени метаморфизма происходит с запада на восток, причем, как указывает М.П. Лобанов (1971), наблюдается следующая зональность: 1) центральная зона — амфиболитовая фация, 2) промежуточная зона — эпидот-амфиболитовая фация, 3) периферическая зона — зеленосланцевая фация (до серицит-хлоритовой субфации).

В составе динамометаморфического структурного парагенезиса отмечаются сланцеватость (кливаж) и складки, представляющие собой искривление в плане и разрезе осевых плоскостей складок субстрата (Флаасс, 1971). Ультраметаморфические формации представлены гранитоидами (даванский и мамско-оронский комплексы), пегматитами и другими жильными образованиями, мигматитами, кварцитами, кварцито-сланцами и кварцево-высокоглиноземистыми породами, которые, как полагают, развились по диафторитам.

На примере предлагаемой схемы генезиса и эволюции Даванской зоны смятия можно показать неоднозначность ретроспективных реконструкций. Так, А.С. Флаасс (1971) считает, что движения по Даванскому глубинному разлому в период образования зоны смятия были сдвиговыми и зона смятия возникла в палеозое. В.А. Наумов (1973) предполагает,



Р и с. 32. Структурный профиль Даванской зоны смятия и прилегающих территорий (Наумов, 1973, с небольшими упрощениями)

что сдвиговые перемещения были только в среднем протерозое (т.е. до образования зоны смятия), а в остальные этапы — преимущественно взбросовые. М.П. Лобанов (1971) считает, что в начале формирования зоны смятия движения были надвиговыми, затем сменились существенно вертикальными (взбросовыми).

Формирование ультраметаморфических формаций Даванской зоны смятия связывается с диафорезом амфиболитовой фации, с временем возникновения реоморфических гранитов и процессов гранитизации нормально осадочных пород, пегматитообразованием и становлением других жильных образований. Это подтверждается данными микроструктурного анализа (Флаасс, 1971).

С Даванской зоной смятия связаны известные месторождения мусковитовых пегматитов. Считается, что они возникли в процессах кислотного выщелачивания, наложенного на диафориты, которые слагают динамометаморфические формации зоны (Лобанов, 1971; Лобанов, Педяш, 1971).

М.П. Лобанов (1971) полагает возможным выделить в Западном Прибайкалье еще одну зону смятия — При мор скую, для которой характерны те же черты, что и для Даванской.

КОЙКАРСКАЯ ЗОНА

Койкарская зона протяженностью 100 км, шириной 10 км расположена на Балтийском щите и является частью Онежско-Сегозерской системы дислокаций. В.С. Войтович (1971), давший сводное описание зоны, называет ее "линеamentной", или "шовной", считая зонами смятия лишь участки наиболее интенсивно дислоцированных пород вдоль наиболее крупного дизъюнктива зоны — Главного взбросо-надвига, сместитель которого под $65-85^{\circ}$ наклонен к западу. Главный взбросо-надвиг ограничивает зону с запада.

Субстратом зоны смятия служат нижне- и среднетерозойские образования, степень дислоцированности которых, судя по прилегающим участкам Онежской впадины, была не очень высокой. Динамометаморфические формации В.С. Войтовичем не рассматриваются, но он указывает, что в их составе есть милониты. Динамометаморфический структурный парагенезис образуется мальми складками, среди которых есть и сильно сжатые, близкие к изоклинальным, а также интенсивно прояв-

ленной сланцеватостью, для которой характерно такое же залегание, что и для сместителя Главного взбросо-надвига (приразрывный кливаж), многочисленными небольшими разрывами разного характера (взбросами, надвигами, сбросами).

ИЛЬДУГЕМО-КУБАДРИНСКАЯ ЗОНА

Ильдугемо-Кубадринская зона смятия в Горном Алтае описана Г.Г. Лепезиным (1968). Она имеет в длину 65–70, а в ширину 10–15 км.

Динамометаморфические формации зоны образуют прогрессивный и регрессивный ряды. Для первого устанавливается зональность в распределении пород, обусловленная тем, что в направлении с северо-востока на юго-запад степень метаморфизма постепенно возрастает от границы между зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациями (биотитовые и двуслюдяные сланцы) до границы между эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациями (кордиеритовые, силлиманитовые сланцы). Регрессивный ряд образуют диафториты — хлоритовые сланцы. Недиафторитованные высокометаморфизованные образования встречаются участками в поле диафторитов, образуя с ними полосчатую перемежаемость. Ультраметаморфические формации представлены гранито-гнейсами. Структурные парагенезисы Ильдугемо-Кубадринской зоны смятия не рассматриваются.

ЗОНЫ СМЯТИЯ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Бирюсинская и Алагнинская зоны смятия Восточного Саяна (Г.Я. Абрамович, 1973 г., устное сообщение) приурочены к Бирюсинскому и Главному Саянскому глубинным разломам. Первая имеет длину до 100 км, ширину 5 км, а размеры второй соответственно 30 и 5–8 км. Окончания обеих зон точно не известны, так как они перекрыты рыхлыми отложениями.

Породы субстрата обеих зон смятия представлены, по-видимому, архейскими, нижне- и среднепротерозойскими образованиями. В прогрессивном ряду динамометаморфических формаций фиксируются породы гранулитовой и эклогитовой фаций, в регрессивном — диафториты зеленосланцевой фации (порфиroidные микрогнейсы лейкократового состава). Ультраметаморфические формации представлены чарнокитами гранулитовой фации и реоморфическими гранитоидами амфиболитовой фации, а также породами их контактовых ореолов. Динамометаморфический структурный парагенезис образуется сложной малой складчатостью и интенсивным кливажем. Для ультраметаморфического структурного парагенезиса характерны гранито-гнейсовые купола, вытягивающиеся вдоль зоны Бирюсинского глубинного разлома.

ЗОНЫ СМЯТИЯ ИРТЫШСКОГО ТИПА

Зоны смятия иртышского типа являются структурными элементами парных глубинных разломов. Исторически сложилось так, что зоны, с которых началось изучение этого класса тектонических объектов, относились именно к иртышскому типу. В первую очередь это относится к классической зоне смятия — Иртышской (Нехорошев, 1925, 1938, 1956, 1966; Ажгирей, Иванкин, 1952; Хорева, 1963а, б, 1964; Маркова, Хорева, 1963). Кроме Иртышской, к этому же типу относятся Северо-Восточная, Джаляир-Найманская, Предгорная и некоторые другие зоны смятия.

ИРТЫШСКАЯ ЗОНА И ЕЕ АНАЛОГИ

Иртышская зона смятия, имеющая протяженность около 570 км и ширину 20–50 км, является элементом крупного парного глубинного разлома, представляющего собой систему из двух близко расположенных глубинных разломов — Иртышско-Маркакульского и Калба-Нарымского (Нехорошев, 1956; Хорева, 1963а, 1964; Маркова, Хорева, 1963). Крупные разрывы, входящие в зоны этих разломов, являются границами зоны смятия (рис. 33).

Иртышская зона смятия является границей между двумя герцинскими складчатыми областями — Юго-Западного Алтая (Рудного и Южного) и Иртышско-Зайсанской. Субстратом зоны, по Б.Я. Хоревой, служат докембрийские образования (гнейсо-амфиболитовый комплекс) и отложения среднедевонского возраста (песчано-сланцевый комплекс). Первые собраны в широкие пологие складки, для вторых характерны линейные формы. В.П. Нехорошев (1966) отрицает наличие докембрия в Иртышской зоне смятия. Вопрос этот, между прочим, имеет принципиальное значение для познания геологии Иртышской зоны смятия: если права Б.Я. Хорева, то высокометаморфизованные образования входят в субстрат зоны, если прав В.П. Нехорошев, то они относятся к метаморфическим формациям зоны смятия. Имеющиеся в литературе сведения не позволяют присоединиться ни к одной из этих точек зрения, поэтому чисто условно в настоящей работе принята точка зрения Б.Я. Хоревой.

Прогрессивный ряд динамометаморфических формаций представлен породами фации зеленых сланцев (кварц-серицитовые, кварц-хлоритовые и другие сланцы), среди которых встречаются участки рассланцованных, практически неметаморфизованных пород с остатками фауны. Регрессив-

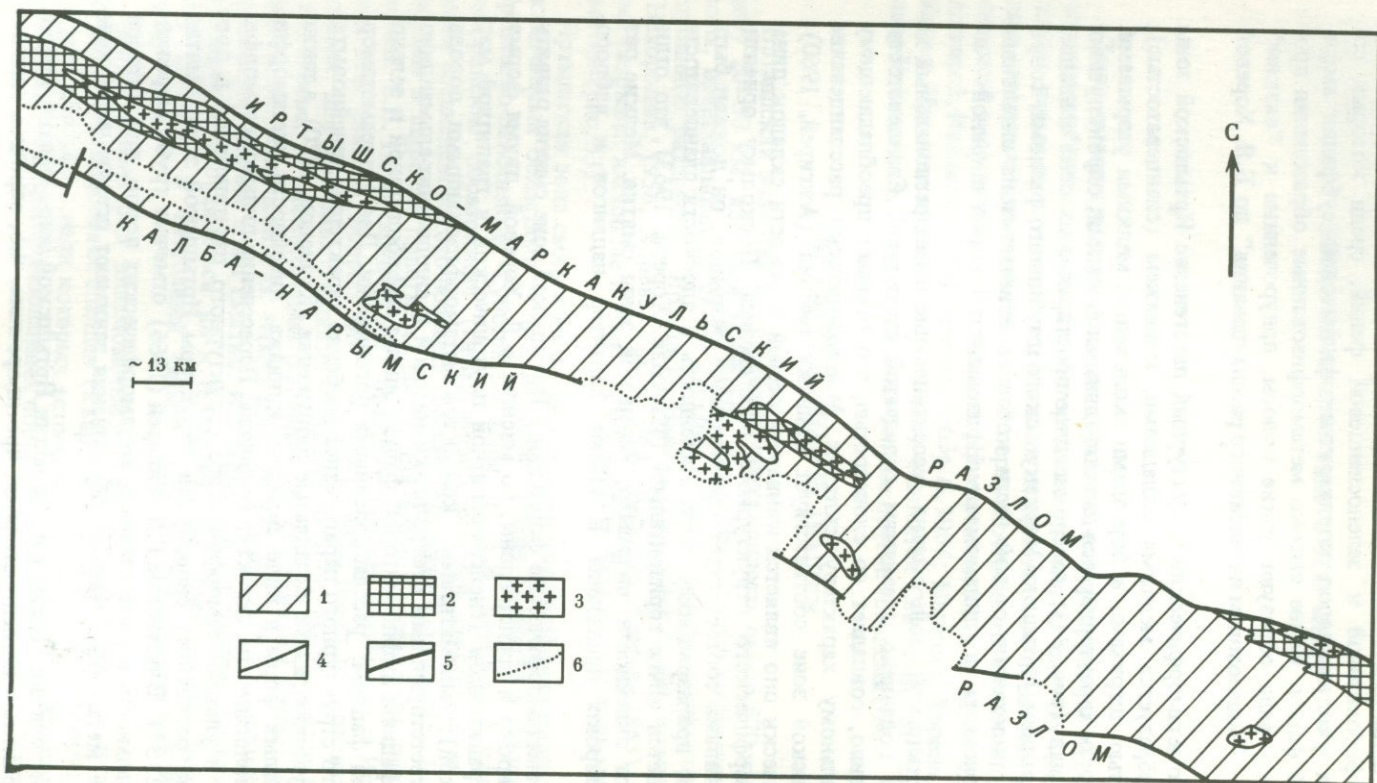
ный ряд динамометаморфических формаций представляют диафториты эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, среди которых сохраняются участки пород кордиерит-антофиллитовой субфации амфиболитовой фации. Более высоко метаморфизованные образования прогрессивного ряда образуют узкие полосы, приуроченные к "вязким" разрывам — "микростонам интенсивного рассланцевания" по Б.Я. Хоревой (1963а).

Динамометаморфический структурный парагенезис Иртышской зоны смятия образуется мелкими складками, кливажем (сланцеватостью), линейностью, штрихами и бороздами скольжения, мелкими разрывами. Складчатость характеризуется изоклиналильными формами, опрокинутыми на юго-запад (рис. 34); северо-западное простирание их осей совпадает с простиранием Иртышско-Маркакульского глубинного разлома, современному положению осевой части которого отвечает зона интенсивно рассланцованных и динамометаморфизованных пород шириной до 3 км.

В Иртышской зоне смятия рассланцевание имеет региональный характер и подчинено элементам складчатой структуры. Сланцеватость, как правило, совпадает со слоистостью, что отвечает преобладающему изоклиналильному характеру складок. Морфологически рассланцевание в Иртышской зоне соответствует кливажу течения (Ажгирей, 1960), геометрически оно является кливажем осевой плоскости складок динамометаморфического структурного парагенезиса. Поскольку ориентировка кливажа соответствует ориентировке разрывов, он должен быть отнесен к приразрывному типу. Линейность в плоскости сланцеватости располагается почти горизонтально (Маркова, Хорева, 1963), что отличает ее от линейности, например, Успенской зоны смятия. Мелкие разрывы широко проявлены и имеют характер надвигов и взбросо-сдвигов.

Ультраметаморфические формации в Иртышской зоне смятия развиты очень широко и представлены, по мнению Б.Я. Хоревой, двумя формациями гранитоидов (гнейсо-гранитной плутонической и гранитной магматической); мигматитами; контактометаморфизованными породами, соответствующими ставролит-кианитовой и силлиманит-альмандиновой субфациям амфиболитовой фации, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациям; рассланцованными роговиками. Для ультраметаморфического структурного парагенезиса особенно характерны линейновытянутые куполообразные складчатые сооружения (Кузнецов, 1970), а также набор малых форм в виде складок, кливажа, линейности, метаморфической полосчатости, структур будинажа. Пересечение динамометаморфического и ультраметаморфического структурного парагенезисов в пространстве определяет своеобразие структуры Иртышской зоны смятия (см. рис. 33). В частности, Г.Д. Ажгирей (1966) отмечает грубо выраженную зональность в распределении метаморфических пород, при которой наиболее метаморфизованные образования занимают осевую часть зоны смятия.

Реконструкции генезиса и эволюции Иртышской зоны смятия, проводимые разными исследователями, противоречивы, что, впрочем, типично



Р и с. 33. Структура Иртышской зоны смятия. Составлена автором по карте Б.Я. Хоревой (1963а)

1, 2 – структурные парагенезисы; 1 – динамометаморфический, 2 – ультраметаморфический; 3 – тела реоморфических гранитоидов; 4 – границы структурных элементов; 5, 6 – границы зоны смятия: 5 – первичные дизъюнктивные, 6 – вторичные

практически для любых реконструкций в зонах глубинных разломов. Так, одни геологи считают, что движения по разломам, создавшие зону смятия, были вертикальными (Б.Я. Хорева, В.П. Нехорошев), другие предполагают ведущую роль сдвигов (П.Ф. Иванкин, Э.Г. Дистанов). Наиболее обоснованной все же представляется реконструкция Б.Я. Хоревой, которая предполагает, что вначале по Иртышско-Маркакульскому разлому происходили надвиговые перемещения (остатки поверхности надвига еще можно наблюдать в некоторых районах зоны смятия), позднее — взбросо-сдвиговые. Однако горизонтальные движения (и надвиговые, и сдвиговые) были незначительными, а взбросовые резко преобладали.

Об этом свидетельствует пространственное расположение структурных форм динамометаморфического структурного парагенезиса. Все исследователи сходятся на том, что Иртышско-Маркакульский и Калба-Нарымский разломы имели разное время заложения и характер развития, однако зона смятия возникла при совместных движениях по этим разломам. Предполагается, что формирование Иртышской зоны смятия происходило в несколько этапов, начальный приходится на ранний турне (Хорева, 1963а; Маркова, Хорева, 1963).

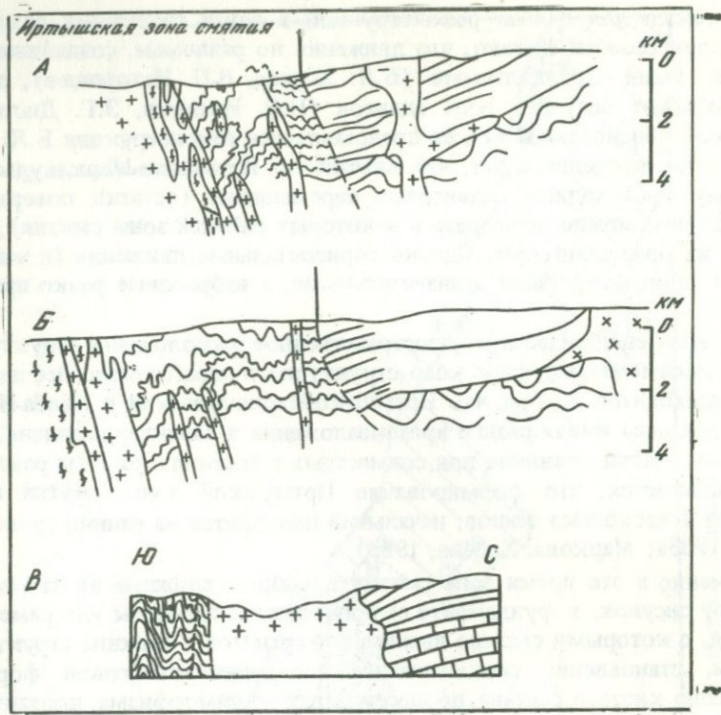
Именно в это время зона смятия приобрела сложный внутритектонический рисунок, в фундаменте ее проявляются процессы ультраметаморфизма, с которыми связано выжимание гранитов в верхние структурные ярусы, становление синкинематической гранито-гнейсовой формации умеренно кислого состава, процессы динамометаморфизма, контактового метаморфизма, калиевого и кремне-кислого метасоматоза.

Окончательное оформление Иртышской зоны смятия произошло к концу палеозоя. Крайние члены ультраметаморфических формаций, представленные интрузивными гранитоидами, образуют линейные батолитоподобные тела замещения, которые Ю.А. Кузнецов (1970) считает возможным выделить в самостоятельную магматическую формацию.

Иртышская зона смятия отделяет полиметаллический рудный пояс Юго-Западного Алтая от редкометального Калба-Нарымского рудного пояса. С самой зоной смятия пространственно совпадает Вавилонско-Корчагинский меднопирротиново-золоторудный пояс (Хорева, 1963а).

К а р а - И р т ы ш с к а я, или Маркукульская, зона смятия (Нехорошев, 1956, 1966) располагается на Алтае между Иртышской и Северо-Восточной зонами смятия, возможно, причленяясь к Иртышской на юго-востоке; ее длина около 470 км. Зона протягивается вдоль южного подножия Монгольского Алтая. На всем протяжении она такая же прямолинейная, как Иртышская, имеет такие же вытянутые тела гранитоидов в ультраметаморфических формациях, по соседству с которыми породы превращены в кристаллические сланцы.

Аналогом Иртышской зоны В.П. Нехорошев считает и выделяемую К.Л. Волочковичем (1959) **Т и г и р е ц к о - Ч у й с к у ю** зону смятия в горном Алтае, располагающуюся в восточной части Башелак-Южночуйской зоны разломов. Эта зона смятия обильно пронизана телами жильных гранитоидов.



Р и с. 34. Структурные профили Иртышской зоны смятия
 [А, Б — по Г.Д. Ажгирею (1966) с упрощениями; В — по В.П. Нехорошеву (1966) с небольшими упрощениями]

Еще одним аналогом Иртышской зоны является Пы л г и н - И н ч и к с к а я зона смятия на полуострове Тайгонос (Жуланова, 1974). Ее длина около 100 км, ширина от 4 до 12 км. Динамометаморфические и ультраметаморфические формации ее такие же, как и в Иртышской зоне.

СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЗОНА

Северо-Восточная зона смятия, имеющая длину около 500 км, располагается неподалеку от Иртышской и отделяет Рудный Алтай от Горного. На юго-востоке она постепенно сближается с Иртышской зоной (Нехорошев, 1940, 1956, 1966), но Северо-Восточная зона смятия не так прямолинейна, как Иртышская, кроме того, она дважды расщепляется. Субстратом ее служат нормально-осадочные породы. Динамометаморфические формации представлены породами верхних горизонтов фации зеленых сланцев, за пределы которой степень динамометаморфизма не выходит (Дистанов, 1962). Динамометаморфический структурный пара-

генезис Северо-Восточной зоны смятия очень похож на динамометаморфический структурный парагенезис Иртышской.

Ультраметаморфические формации в пределах Северо-Восточной зоны смятия не известны.

В вопросах генезиса Северо-Восточной зоны смятия, так же как и Иртышской, конкурируют различные гипотезы. В.П. Нехорошев (1940, 1956, 1966) связывал образование ее с надвиговыми перемещениями, имевшими значительные вертикальные амплитуды — на рисунках в работах В.П. Нехорошева глубинные разломы показаны очень крутыми. В противовес этому Э.Г. Дистанов, развивая старую точку зрения П.Ф. Иванкина о широком развитии на Алтае сдвигов, связывал образование Северо-Восточной зоны со сдвиговыми перемещениями, считая, что вертикальные перемещения были незначительными и носили дифференциальный характер, сдвиги же были типичными для заключительного этапа формирования всех зон смятия Рудного Алтая. Эта точка зрения была подвергнута обоснованной критике Б.Я. Хоревой и В.П. Нехорошевым. По нашему мнению, особенности строения Иртышской и Северо-Восточной зон смятия говорят скорее в пользу формирования их при вертикальных движениях, сдвиговые перемещения лишь несколько усложнили их строение.

Положение зон смятия в структуре Алтая подтверждает высказывание А.В. Пейве, что "... зоны смятия образуют определенные системы, расчленяющие все пространство на разные по размерам и форме глыбы" (Пейве, 1956, стр. 69). Это подтверждается на примерах зон Енисейского кряжа (Предивинская и Татарская зоны), Дальнего Востока (Джагдинская и Тукурингская), Северного Приладожья и в других местах.

ДЖАЛАИР-НАЙМАНСКАЯ ЗОНА

Джалаир-Найманская зона, как элемент одноименного парного глубинного разлома, выделена Д.И. Яковлевым (1941) и изучалась Н.Г. Марковой (Маркова, Хорева, 1963). Зона, достигающая в длину 600 км при ширине 25–50 км, располагается на территории Бетпак-Далы, в пределах каледонских складчатых сооружений южной части Центрального Казахстана.

Субстратом зоны смятия служат рифейские, ниже-, частично среднепротерозойские осадочные и вулканогенные образования, офиолиты кембрийского и ордовикского возраста. Породы субстрата очень слабо дислоцированы и практически не метаморфизованы.

Динамометаморфические формации Джалаир-Найманской зоны смятия представлены породами верхних ступеней фации зеленых сланцев — кварц-хлоритовыми, кварц-серицитовыми и другими микрокристаллическими сланцами, порфиритоидами и порфироидами. Среди них часты "окна" неметаморфизованных пород субстрата. Динамометаморфический структурный парагенезис образуется изоклинальными малыми складками, региональным рассланцеванием и многочисленными разноориентированными небольшими разрывами, среди которых известны

взбросо-сдвиги и надвиги. Для динамометаморфических формаций устанавливается зональность, обусловленная понижением степени метаморфизма от краевых глубинных разломов к осевой части зоны смятия. Ультраметаморфические формации в Джалаир-Найманской зоне отсутствуют.

Предполагается, что Джалаир-Найманская зона смятия сформировалась на орогенном этапе развития геосинклиальной области каледонид в результате взбросо-сдвиговых перемещений по Джалаир-Найманскому парному глубинному разлому; сдвиговые перемещения по краевым разломам зоны достигали амплитуды в 10–15 км. Эти сдвиги сопровождались надвиговыми перемещениями по сопряженным разломам такой же примерно амплитуды.

Джалаир-Найманская зона смятия контролирует распределение рудопроявлений хрома, никеля, а также незначительных проявлений золота (Маркова, Хорева, 1963).

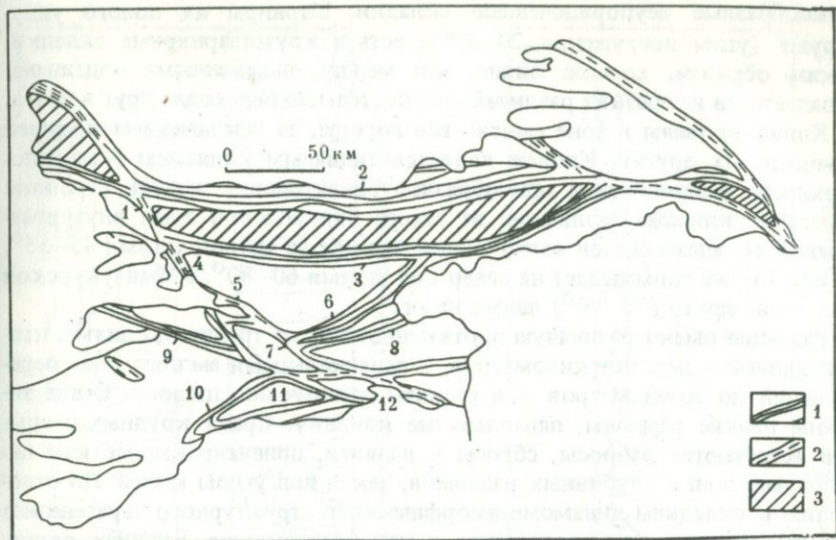
СЕВЕРО-ДЖУНГАРСКАЯ ЗОНА

А.В. Смирнов (1973), Е.И. Паталаха, А.В. Смирнов, А.И. Поляков (1974) в Джунгарском Алатау выделяют 12 зон смятия. Как видно из рис. 35, распределение этих зон в пространстве подчинено определенным закономерностям: Саркандская, Мынчукурская и Салдатсайская "зоны смятия" вместе с заключенной между ними "зоной межразломной складчатости" образуют единый объект ["Северо-Джунгарская шовная зона" — Паталаха, Смирнов, Поляков (1974)], а остальные зоны внутриразломной и приразломной складчатости в общем соответствуют зоне Южно-Джунгарского глубинного разлома. Таким образом, представляется вероятным, что собственно зоной смятия является "Северо-Джунгарская шовная зона" (которая будет ниже именоваться "Северо-Джунгарской зоной смятия"), являющаяся элементом парного глубинного разлома. Остальные "зоны смятия", видимо, являются локальными и будут кратко рассмотрены в следующей главе.

Северо-Джунгарская зона располагается на северных склонах Джунгарского Алатау. Простирается субширотное, длина более 350 км, ширина до 40 км. В восточном направлении глубинные разломы сливаются в один, и зона смятия, ширина которой уменьшается до 10–15 км, причленяется к Джунгарскому глубинному разлому (Войтович, 1969). В западном направлении также наблюдается резкое сужение зоны смятия в результате сближения глубинных разломов, вновь сменяющееся расширением.

Субстратом Северо-Джунгарской зоны смятия служат преимущественно осадочные формации палеозоя. Складки субстрата распознаются с трудом, однако установлено наличие линейных, купольных и межкупольных форм.

Динамометаморфические формации представлены комплексом микрокристаллических сланцев (филлитов) зеленосланцевой фации ("блестящие сланцы") прогрессивного ряда метаморфизма и диафторитами той



Р и с. 35. Северо-Джунгарская зона смятия и локальные зоны смятия Джунгарского Алатау (Паталаха, Смирнов, Поляков, 1974)

Зоны складчатости: 1 — внутриразломная, 2 — приразломная, 3 — межразломная
 Цифры на схеме — "зоны смятия": 1 — Салдатсайская, 2 — Саркандская, 3 — Мынчукурская (эти зоны образуют Северо-Джунгарскую зону смятия), 4 — Чижинская, 5 — Текелийская, 6 — Ерменсайская, 7 — Текели-Усекская, 8 — Сатылинская, 9 — Южно-Сууктубинская, 10 — Алтын-Эмельская, 11 — Конуроленская, 12 — Бесмойнакская

же фации по породам амфиболитовой фации нижнепалеозойских и докембрийских толщ. Редко встречаются тектонические брекчии.

Динамометаморфический структурный парагенезис включает складки, кливаж, разрывы, будинаж, линейность, кварцевые жилы альпийского типа. По некоторым особенностям складчатость динамометаморфического структурного парагенезиса разделена Е.И. Паталахой, А.В. Смирновым и А.И. Поляковым (1974) на три подтипа — внутриразломную, приразломную и межразломную, которым эти исследователи придают генетический характер. По нашему мнению, это деление имеет в первую очередь морфологический смысл (да и производится по морфологическим признакам). Оно далеко выходит за рамки упомянутой работы Е.И. Паталахи с соавторами, так как является первым случаем деления динамометаморфического структурного парагенезиса на структурные элементы.

Складки внутриразломного подтипа характеризуются изоклиальным и стреловидным обликом. Шарниры их обычно имеют пологий наклон, но отмечается и крутошарнирная S-образная складчатость. Приразломная складчатость имеет такой же облик, а в местах раздувов слоев сланцев появляются очень сложные по морфологии складки. Шарниры складок пологие или слабонаклоненные. Форма межразломных складок самая разнообразная — от открытых до изоклиальных, участками встречаются

разнообразные неупорядоченные складки. Шарниры их полого ундулируют (углы погружения $20-30^{\circ}$), есть и крутошарнирные складки. Таким образом, хорошо видно, что между выделенными подтипами складчатости нет резких различий, они постепенно переходят друг в друга.

Кливажированы в зоне смятия все породы, за исключением кремней и некоторых других. Кливаж является типичным кливажем осевой поверхности и проявлен в однообразной ориентировке чешуек серицита. Залегание кливажа различное: на севере Саркандской зоны внутриразломной складчатости он имеет общее падение на юг под углами $45-55^{\circ}$, на юге той же зоны падает на север под углами $60-80^{\circ}$, в Мынчукурской зоне очень круто ($70-90^{\circ}$) падает на юг.

Разрывы имеют различную протяженность — от трещин до дизъюнктивов длиной в десятки километров, с вертикальными амплитудами перемещений до сотен метров — и развиты чрезвычайно широко. Очень типичны вязкие разрывы, параллельные кливажу. Среди крупных разрывов встречаются взбросы, сбросы и надвиги, ориентированные как параллельно зонам глубинных разломов, так и под углом к ним. По отношению к складкам динамометаморфического структурного парагенезиса они выступают и как продольные, и как кососекущие. Будинаж развит достаточно широко.

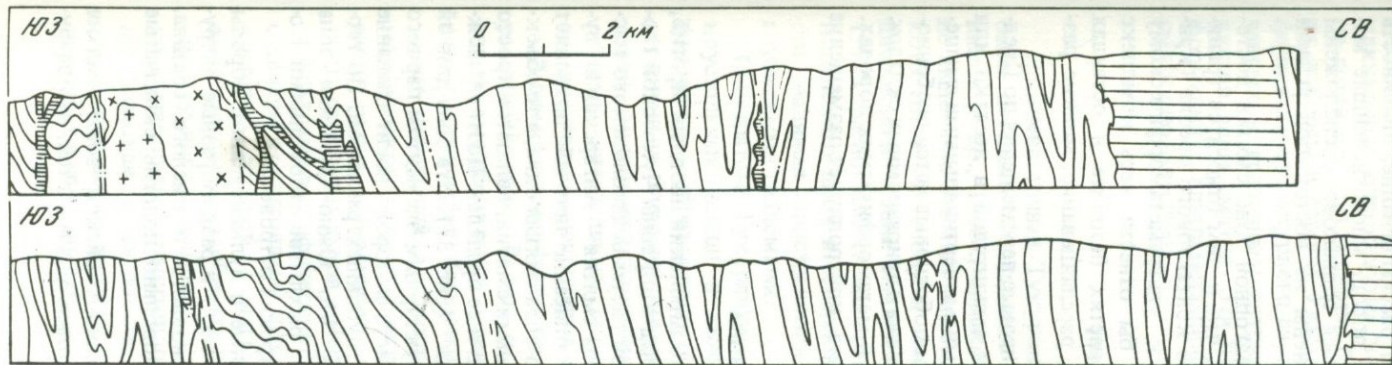
По имеющимся в настоящее время описаниям (Паталаха, Смирнов, Поляков, 1974) невозможно однозначно решить, развиты ли в Северо-Джунгарской зоне смятия ультраметаморфические формации и ультраметаморфический структурный парагенезис.

ПРЕДГОРНАЯ ЗОНА КАЛИФОРНИИ

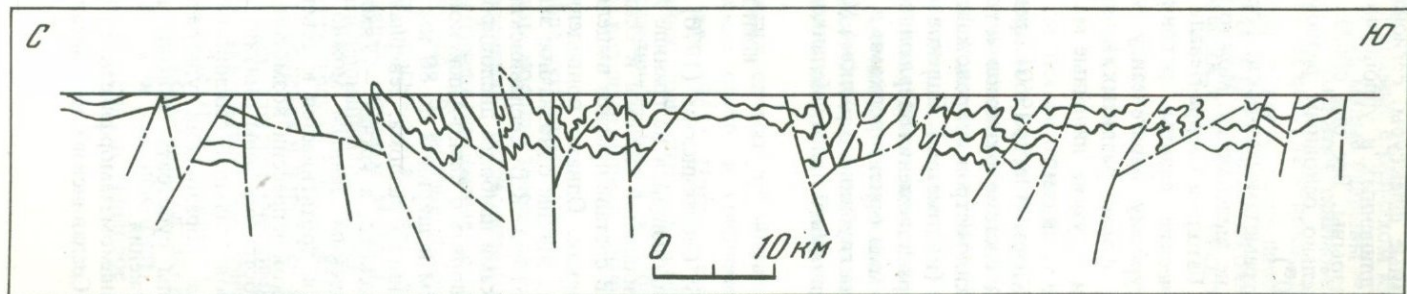
Зона смятия длиной свыше 1000 км и шириной 10–50 км может быть выделена в системе невадид хр. Сьерра-Невада в Калифорнии. Эта зона смятия является структурным элементом Предгорной системы разломов, которая представляет собой гигантский парный глубинный разлом, образованный разломами Беар-Маунтинс на западе и Меллунс на востоке (Clark, 1960; Меланхолина, 1967).

Субстратом Предгорной зоны смятия служат вулканогенные и осадочные породы палеозоя и мезозоя, регионально метаморфизованные в условиях фации зеленых сланцев, а также офиолиты, большей частью представленные серпентинитами. Для субстрата характерны крупные довольно спокойные складки и крутые моноклинали.

Динамометаморфические формации слагаются породами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций (сланцевые и другие кристаллические сланцы), а также в условиях фации глаукофановых сланцев (Меланхолина, 1967). Нередко отмечаются катаклазиты. Динамометаморфический структурный парагенезис образуется большим набором малых структурных форм, в числе которых Л. Кларк (Clark, 1960) отмечает мелкие, как правило, изоклинальные складки с размерами от небольших, фиксируемых в обнажениях, до довольно значительных — шириной до сотен метров (рис. 36). Часто



Р и с. 36. Структурные профили Предгорной зоны смятия Калифорнии в бассейне р. Американ, по Е.Н. Меланхолиной (1967)



Р и с. 37. Структурный профиль Южно-Анюйской зоны смятия, по К.Б. Сеславинскому (1970) с упрощениями

видны мелкие складки с быстро погружающимися шарнирами и горизонтальные флексуры. Регионально развиты расланцевание, линейность типа удлинённых и уплощённых обломков пород, многочисленные малые разрывы. Все они обычно ориентированы одинаково, расположены параллельно основным разломам и наклонены на восток под углами (70–90°).

Ультраметаморфические формации в Предгорной зоне смятия достоверно не выделяются. Можно предполагать, что к ним относятся гранитоиды батолита Сьерра-Невада и породы его контактового ореола (кристаллические сланцы, роговики). Тогда к ультраметаморфическому структурному парагенезису можно было бы отнести весь комплекс малых форм, развитых в контактовых частях батолита и останцах кровли — узкие линейные малые складки, расланцевание, мелкие разрывы и трещины.

Л. Кларк (Clark, 1960) предполагает сдвиговые перемещения по Предгорной системе разломов с горизонтальной амплитудой в десятки или сотни километров, сопровождаемые значительными вертикальными смещениями (километры). Сдвиговые перемещения обосновываются особенностями расположения оперяющих трещин, кливажа и приразломных складок, линейными ориентировками в гранитоидах и метаморфических породах.

Зона глубинного разлома Мелоунс, видимо, контролирует размещение золотоносного пояса (Меланхолина, 1967).

ЮЖНО-АНЮЙСКАЯ ЗОНА

К.Б. Сеславинским (1970) описан Южно-Анюйский шовный прогиб, располагающийся на границе Анюйской складчатой зоны Чукотской геосинклинальной системы и Олойской краевой системы Омолонского массива. В составе прогиба выделяются две зоны смятия — Ангарская и Глубокинская. Однако приведенное в работе описание прогиба позволяет сделать вполне однозначное заключение, что зона смятия одна, а те объекты, которые К.Б. Сеславинским названы зонами смятия, являются просто участками наиболее дислоцированных пород в ее пределах. Поэтому можно говорить о Южно-Анюйской "зоне смятия" (рис. 37). Эта зона длиной 350 км и шириной до 80 км является структурным элементом парного глубинного разлома, северная составная часть которого носит название Ярканского, а южная — Уямкандинского глубинных разломов. По геофизическим данным можно предполагать, что Южно-Анюйская зона смятия протягивается к северо-западу под рыхлыми отложениями Колымской депрессии, возможно, до Новосибирских островов.

Субстратом зоны смятия служат осадочные и вулканогенные породы мезозоя (главный геосинклинальный комплекс) и разнообразные интрузивные образования ультраосновного, основного и кислого состава. Породы субстрата собраны в крупные довольно пологие складчатые сооружения.

Динамометаморфические формации Южно-Анюйской зоны смятия К.Б. Сеславинским не описаны, лишь вскользь указывается, что эффу-

зивы превращены в "зеленокаменные породы". Динамометаморфический структурный парагенезис образуют малые складки (килевидные, изоклинальные, опрокинутые, веерообразные и прямые с размахом крыльев до сотен метров), кливаж, будинаж-структуры, малые разрывы — надвиги, взбросы и сбросы. Участки максимального развития динамометаморфического структурного парагенезиса образуют несколько полос, приуроченных к граничным глубинным разломам, а также располагающихся внутри зоны смятия. Эти полосы разделены участками "спокойных деформаций". Ультраметаморфические формации в Южно-Анхойской зоне смятия не известны.

ТУКУРИНГСКАЯ ЗОНА

Дальневосточная Тукурингская зона смятия на отдельных участках была детально исследована Н.Г. Судовиковым с сотрудниками (Судовиков и др., 1965), однако единого тектонического объекта здесь они не выделяли. Это впервые было сделано Б.Л. Годзевичем в 1966—1967 гг., который изучал зону и назвал ее "Тукурингской зоной наложенных дислокаций". Зона смятия шириной 25—35 км (Рассказов, Яльничев, 1972) располагается на границе между Джугджуро-Становой областью Алданского щита и северной частью Монголо-Охотской складчатой области, занимая пространство между Желтулакским и Тукурингским глубинными разломами.

Субстратом Тукурингской зоны смятия служат архейские суперкрупные толщи и нижнепротерозойские слабо- и среднетаморфизованные образования (Судовиков и др., 1965). Породы субстрата регионально метаморфизованы в условиях гранулитовой, амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций и собраны в системы интенсивных складок, причем верхнеархейские значительно сильнее, чем нижнепротерозойские.

Динамометаморфические формации образуют прогрессивный и регрессивный ряды. В том и другом развиты породы зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Для формаций регрессивного ряда очень характерны blastsмилониты, образующие согласные и секущие зонки небольшой мощности (до 10—15 см). В составе динамометаморфического структурного парагенезиса описываются очень сложные, часто резко асимметричные мелкие складки, кливаж течения, линейность различных типов и мелкие разноориентированные разрывы.

Ультраметаморфические формации Тукурингской зоны смятия представлены гранитоидами позднестанового комплекса и породами их контактовых ореолов — мигматитами, гнейсами, кристаллическими сланцами, роговикоподобными породами. В составе ультраметаморфического структурного парагенезиса известны линейные антиклинальные складки с массивами гранитоидов в ядерных частях, мелкие складки, метаморфическая полосчатость, кристаллизационная сланцеватость. Характерно поведение метаморфической полосчатости, подчиненное форме линейных антиклиналей.

Особенности строения Тукурингской зоны смятия Н.Г. Судовиков с соавторами (Судовиков и др., 1965) объясняет тем, что эта зона сформировалась в два этапа: 1) раннепротерозойский, когда образовались динамометаморфические формации прогрессивного ряда, а в регрессивном ряду фиксируются условия только амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций (произошло образование ультраметаморфических формаций и ультраметаморфического структурного парагенезиса); 2) мезозойский, когда произошло окончательное оформление зоны смятия, включая диафторез зеленосланцевой фации. Последний этап связывается со специфическим положением зоны в Тихоокеанском сегменте земной коры (Нагибина, 1963). С Тукурингской зоной смятия могут быть связаны рудопроявления золота.

Видимо, весьма близка к рассмотренной зоне смятия зона крупнейшего глубинного разлома Алданского щита — Станового, или Южно-Алданского (Судовиков и др., 1965; Горжевский, 1970), с ее восточным продолжением в виде зоны Джугджурского глубинного разлома (Терентьев, 1964).

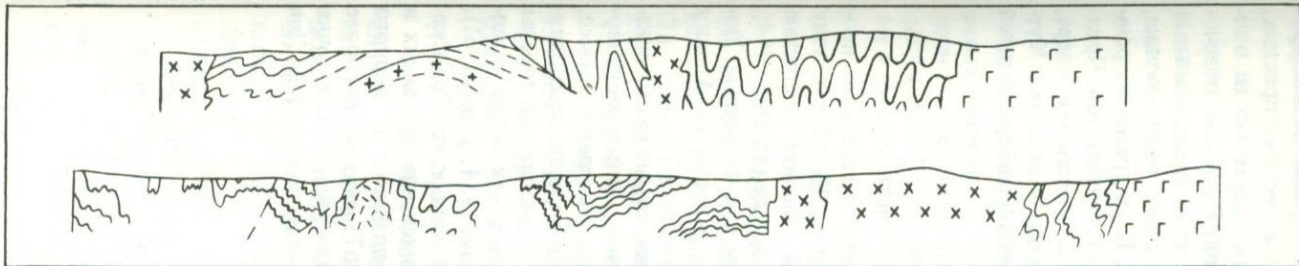
ЗОНА АММУСУК — НЕРСЕЙ-ХИЛЛ В АППАЛАЧАХ

А. Ирдли (1954) в Аппалачах Новой Англии описывает зону надвигов Нерсей-Хилл и Аммонусук (горы Уайт-Маунтин), которая, насколько можно судить по описанию, сопровождается зоной смятия (рис. 38). Субстратом здесь служат ордовикские, силурийские и девонские вулканогенно-осадочные образования и некоторые интрузивные породы, регионально метаморфизованные в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, собранные в систему складок северного и северо-восточного простираний и расланцованные параллельно напластованию. Динамометаморфические формации образуются диафторитами зеленосланцевой фации. В составе динамометаморфического структурного парагенезиса могут быть отмечены мелкие складки с вертикальными или опрокинутыми к юго-востоку осевыми плоскостями и регионально разбитый кливаж. Ультраметаморфические формации представлены магматическими образованиями Нью-Гемпширской серии и породами их контактовых ореолов. Ультраметаморфический структурный парагенезис не рассматривается.

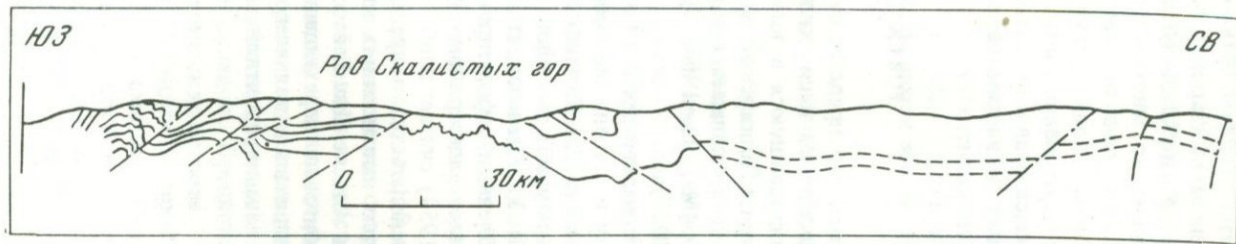
Предполагается, что рассмотренная зона смятия возникла после проявления акадской орогении в результате интенсивных горизонтальных перемещений по надвигам Нерсей-Хилл, где чистое скольжение измеряется километрами, и Аммонусук.

ЗОНА ЭРНАБЕЛЛА — КУТБЕРТ ЮЖНОЙ АВСТРАЛИИ

Зоной смятия протяженностью более 80 км сопровождается система надвигов Эрнабелла и Кутберт в пределах горного массива Масгрейв (Южная Австралия). По данным Р. Спрингса и Р. Вильсона (1965), эти надвиги отстоят более чем на 30 км друг от друга. На востоке зона



Р и с. 38. Структурные профили зоны смятия надвигов Аммонусук и Нерсей-Хилл, Аппалачи, по А. Ирдли (1954) с упрощениями



Р и с. 39. Структурный профиль Рва Скалистых гор и прилегающих территорий, по А. Ирдли (1954)

срезается сбросом. Субстратом зоны смятия служат глубокометаморфизованные метаосадочные породы архея, собранные в систему простых, довольно пологих складок. Динамометаморфические формации не описаны, указано лишь на широкое развитие милонитов. В составе динамометаморфического структурного парагенезиса отмечены изоклинальные складки, имеющие во многих случаях кулисообразное расположение, расланцевание и многочисленные мелкие разрывы. К ультраметаморфическим формациям условно могут быть отнесены тела пегматитов. Предполагается, что образование зоны смятия связано с надвиганием с севера, сопровождавшимся правыми сдвигами. С зоной смятия Эрнелла — Кутберт парагенетически связаны пегматиты с радиоактивной минерализацией и слюдоносные пегматиты.

РОВ СКАЛИСТЫХ ГОР

Ров Скалистых гор представляет собой, возможно, гигантскую, протяженностью несколько тысяч километров при ширине 10—15 км, зону смятия, сформировавшуюся в эоцене (рис. 39). Он отделяет Скалистые горы на востоке от Селкирской системы хребтов на западе (Ирдли, 1954; Кинг, 1961). Ров продолжается к северу, в Канаду под названием "долина Тинтина" (Мартин, 1967; Лич, 1970) и еще далее — на Аляску (Гейтс, Грик, 1967).

Субстратом зоны смятия Рва Скалистых гор служат самые разнообразные по возрасту и степени метаморфизма образования. Динамометаморфические формации Рва Скалистых гор не описаны, отмечается только, что на некоторых участках наблюдаются породы фации кианитовых сланцев (Лич, 1970). Указывается, что в пределах Рва Скалистых гор породы сильно раздроблены и деформированы, складчатость в них более интенсивная, чем в залегающих рядом образованиях (Ирдли, 1954; Кинг, 1961).

А. Ирдли (1954) считает наиболее убедительным мнение, что Ров Скалистых гор располагается в пределах пересекающихся или падающих в противоположных направлениях взбросов, однако для самого северного участка его на Аляске Дж. Гейтс и Дж. Грик (1967) считают наиболее вероятным сдвиговые перемещения большой амплитуды. Такая точка зрения высказывалась и для всего Рва Скалистых гор, однако Г.Б. Лич (1970) считает ее маловероятной.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРЕДПОЛАГАЕМЫХ ЗОН СМЯТИЯ И РОДСТВЕННЫХ ИМ ОБЪЕКТОВ

В этой главе кратко рассматриваются объекты, которые, по-видимому, являются зонами смятия, но скудость сведений не позволяет точно определить их тектоническую природу. Здесь же описываются также объекты, которые заведомо не являются зонами смятия, но близки к ним некоторыми чертами строения.

ОБЪЕКТЫ, ПРЕДПОЛАГАЕМЫЕ В КАЧЕСТВЕ ЗОН СМЯТИЯ

В.В. Хоментовским (1960) описывается "зона проницаемости Кузнецкого Алатау" длиной до 660 км и шириной от 2—3 до 25 км. В этой зоне породы метаморфизованы сильнее, чем в прилегающих к ней районах. Здесь имеются узкие линейные тела гранито-гнейсов. В.В. Хоментовский считает эту зону своеобразным глубинным разломом. В.П. Нехорошев (1966) сопоставлял ее с зонами смятия.

В пределах Гималаев А. Гансер (1967) отмечает, что в зонах очень крупных надвиговых нарушений — Главном Пограничном разломе и "структурном шве Инда" — породы интенсивно дислоцированы, раздроблены и рассланцованы. Так, "... вдоль всего Главного Пограничного разлома мы наблюдаем интенсивные тектонические дислокации" (Гансер, 1967, стр. 297).

Зона надвига Мойн в Шотландии, достигающая 160 км в длину при ширине 7—12 км, отделяет каледонское складчатое сооружение от Форланда (Парфенов, 1973). Перед формированием собственно надвигов здесь произошло образование милонитов, слагающих полосы шириной до нескольких километров. Широко развиты мелкие шириной до 30 см изоклиналильные складки, сопровождающиеся четкой сланцеватостью параллельно осевым поверхностям складок. Предполагается, что зона протягивается в Ирландию и на Шетландские острова.

Зона разломов, ограничивающая Субандский фронтальный прогиб сопровождается, видимо, крупной зоной смятия (Эйм, Эрреро, 1967; Богданов, 1970). Указывается, что вдоль восточного склона Анд отложения "... Субандского прогиба смяты в сложные складки и разбиты разломами. Краевые складки имеют асимметричное строение и наклонены на восток" (Эйм, Эрреро, 1967, стр. 49).

В Австралии, в Квинсленде, описывается крупная тектоническая зона Бердекин-Ривер (Объяснительная записка ..., 1965; Браун, Кэмпбелл, Крук, 1970), где верхнепротерозойские метаморфические породы

"...рассланцованы и смяты, вероятно, в изоклинальные складки, близко расположенные одна к другой. Они прорваны верхнедокембрийскими гранитами, амфиболитами (долеритами) и ультраосновными породами" (Объяснительная записка..., 1965, стр. 17–18).

Зона Валагинского надвига на Камчатке шириной около 15 км состоит из двух чешуй (Цикунов, Петров, 1972). В первой из них складки прямые, наклонные, иногда опрокинутые в сторону разломов, на крыльях осложнены мелкими взбросами и флексурами. Во второй чешуе широко развиты изоклинальные складки — узкие, сжатые, часто килевидные, веерообразные, опрокинутые, осложненные мелкой гофрировкой. В целом в надвиговой зоне наблюдаются многочисленные признаки послынного скольжения, кливаж, интенсивное рассланцевание и будинаж. Отмечается проявление динамометаморфизма — динамометаморфические породы представляют собой практически сплошную зону рассланцевания с реликтами бластических структур, сланцеватой текстурой, они слабо филлитизированы.

Зона Главного Сихотэ-Алиньского разлома прослежена более чем на 1300 км. Она представляет собой серию кулисообразных и ветвящихся трещин, вблизи которых породы интенсивно раздроблены и смяты, превращены в дислокационные гнейсы, катаклазиты и милониты (Беляевский, 1951; Изох, 1961; Чиков, 1972; и др.).

Лено-Алданский шов восточной окраины Сибирской платформы прослеживается более чем на 2000 км при ширине 20–70 км, "... в пределах пояса верхнедокембрийские, мезозойские, а в районе Сетте-Дабана верхнедокембрийские и нижнепалеозойские отложения смяты в узкие, часто гребневидные асимметричные и запрокинутые на запад складки, осложненные многочисленными разрывами..." (Чиков, 1972, стр. 44).

Возможно, зоной смятия сопровождается Агардагский глубинный разлом на северной окраине Сангилена (Смирнов и др., 1967). По приведенному описанию он несколько напоминает Джалаир-Найманскую зону смятия.

Отмечается наличие зон смятия в Забайкалье (Шашкина, 1964; Шашкин, 1964). При этом указывается, что Шилкинская и Приаргунская зоны смятия образовались в результате сдвиговых перемещений по глубинным разломам.

Так называемая "Эзетская зона смятия" в Западном Копетдаге представляет собой наиболее сложно построенный участок Эзет-Карагезской тектонической зоны (Копп, 1971). Особенностью ее служит наличие складок, весьма разнообразных по морфологии — прямых, запрокинутых и изоклинальных. Породы абсолютно не метаморфизованы, кливаж отсутствует.

ОБЪЕКТЫ, РОДСТВЕННЫЕ ЗОНАМ СМЯТИЯ

Наиболее близкими "родственниками" зон смятия являются локальные зоны смятия (Нехорошев, 1956). Это очень распространенные тектонические объекты (их зачастую именуют просто "зонами смятия"), описания которых нередко встречаются в литературе, поэтому можно ограничиться лишь типичными примерами.

Ланский глубинный разлом шириной более 10 км ограничивает с севера Джагдинское поднятие (Забродин, 1967; Забродин, Турбин, 1970). В зоне разлома развиты трещины скалывания четырех систем и одна система трещин отрыва. С трещинами скалывания совершенно отчетливо пространственно связываются четыре системы приразрывного кливажа, развитые неравномерно. Обычно интенсивно кливажированные участки имеют площадь в несколько квадратных метров. Устанавливается несколько систем микроскладок, для которых отмеченный выше кливаж является кливажем осевой плоскости [интерферирующая складчатость, по Е.И. Паталахе и Ю.Ф. Слепых (1974)]. Динамометаморфизм пород проявлен очень слабо (верхние горизонты фации зеленых сланцев) и наблюдается только там, где наиболее интенсивен кливаж. Предполагается, что трещиноватость и кливаж развивались на этапе сдвиговых и взбросовых перемещений по разлому (Забродин, 1967).

В качестве локальных можно рассматривать такие "зоны смятия" Джунгарского Алатау (Паталаха, Смирнов, Поляков, 1974), как Чижинская, Текелийская, Ерменсайская, Южно-Сууктубинская и др. (см. рис. 35). Протяженность этих зон — десятки километров, ширина от сотен метров до первых километров. Динамометаморфизм в них проявлен неравномерно, сланцы образуют линзовые тела (Конуроленская зона). Во всех зонах хорошо проявлен кливаж, часты разрывы, в том числе вязкие, однако складки зачастую выражены слабо (Южно-Сууктубинская зона).

В хр. Чингиз (Центральный Казахстан) Б.Я. Журавлев и Е.П. Успенский (1971) отметили многочисленные объекты, которые могут трактоваться в качестве локальных зон смятия вдоль глубинных разломов большой вертикальной амплитуды. Разломы расчленяют складчатые сооружения на блоки, имеющие форму пластин, линз и клиньев. По краям их породы подвергаются перекристаллизации и обладают сланцеватой текстурой. Отложения смяты в мелкие приразломные складки, как правило, отсутствующие вне зон глубинных разломов. Другие примеры локальных зон смятия можно найти в работах М.В. Чеботарева и С.Ф. Усенко (1967), С.В. Руженцева (1968), Ю.А. Иванова (1972) и многих других.

Зоны рассланцевания — чрезвычайно широко распространенные объекты разного масштаба, сопровождающие разнообразные разрывы, включая даже небольшие трещины. Любой геолог неоднократно встречался с ними в процессе полевых работ.

Наконец, можно упомянуть еще о сложных линейных дислокациях платформенного чехла, проявляющихся иногда вдоль краевых глубинных разломов на больших расстояниях. Такова, например, зона Ангаро-Тасеевских (или Ангарских) складок (Вотах, 1968; и др.). Эта зона является отражением в платформенном чехле зоны юго-восточного ограничения Енисейского кряжа — так называемой Ангаро-Тасеевской дуги (Забродин, 1975). Здесь развиты достаточно напряженные линейные складки. Они хотя и резко отличны от нормальных платформенных складок, но тем не менее не достигают той сложности и интенсивности, как в зонах смятия. Кроме того, здесь отсутствуют динамометаморфические формации, а также, в сущности, динамометаморфический структурный парагенезис (региональное рассланцевание).

ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОН СМЯТИЯ

Описание типов зон смятия предпринято с определенной целью — выявить общие черты их строения с тем, чтобы подойти к формулировке понятия.

Ниже суммируются характерные особенности, выделяющие зоны смятия среди других тектонических объектов.

Автор считает необходимым отметить следующее. Нет почти ни одной зоны смятия, в которой все составляющие динамометаморфического структурного парагенезиса были бы описаны полно, за исключением Успенской, в меньшей мере — Иртышской и Джагдинской зон. Тем более это относится к составляющим ультраметаморфического структурного парагенезиса.

Поэтому в качестве характерных особенностей зон смятия рассмотрены лишь складки и кливаж динамометаморфического структурного парагенезиса, которые характеризуются во всех описаниях конкретных объектов.

Ряд наиболее характерных особенностей зон смятия как целого обнаруживается в зависимости от того, является ли зона смятия структурным элементом одиночного или парного глубинного разлома. Эти различия, выражающиеся в типе геологических границ зон смятия (и, соответственно, типе геологических тел, которые они представляют), специфике метаморфической зональности и особенностях пространственного расположения динамометаморфического структурного парагенезиса, послужили обоснованием для выделения двух типов зон смятия — иртышского и джагдинского. Зоны смятия иртышского типа обладают дизъюнктивными первичными геологическими границами, зоны джагдинского типа — резкостными границами второго рода. Следовательно, зоны смятия иртышского типа можно рассматривать в качестве дизъюнктивных геологических (тектонических) тел, а зоны джагдинского типа — в качестве резкостных. Составными границами зоны смятия могут обладать только в том случае, если границы их на каком-то участке являются вторичными.

Зоны смятия в целом, т.е. рассматриваемые безотносительно к их структуре, на современном уровне знаний не обнаруживают различий в иртышском и джагдинском типах. В этом аспекте представляет интерес изучение взаимоотношений зон смятия с другими элементами глубинных разломов (офиолитовыми поясами, вулканогенными поясами, корневыми зонами глубинных разломов и пр.), однако это выходит за рамки данной работы.

Зоны смятия известны только в складчатых областях (включая щиты и фундаменты древних платформ), т.е. они представляют собой структурные элементы геосинклинального типа. Большинство известных в настоящее время зон смятия локализовано в главных геосинклинальных комплексах, не затрагивая главных орогенных или затрагивая лишь самые нижние горизонты их. Таковы Джалаир-Найманская, Успенская, Спасская, Джагдинская и другие зоны. Известно много зон смятия, локализованных в комплексах оснований геосинклинальных систем или в кристаллических фундаментах платформ. Таковы Предивинская, Койкарская зоны, зоны смятия Северного Приладожья и некоторые другие. Наконец, известны зоны смятия, располагающиеся и в комплексе основания, и в главном геосинклинальном — Иртышская, Татарская, Даванская и другие. Последний случай следует признать наиболее типичным.

Относительно закономерностей пространственного распространения зон смятия в той или иной геологической провинции можно сделать следующие заключения.

1. Зоны смятия "нарезают" складчатые области на узкие продольные "ломти". При этом наблюдаются такие случаи: а) схождение нескольких зон смятия (Иртышская, Кара-Иртышская и Северо-Восточная зоны смятия на Алтае, Предивинская и Татарская зоны в Енисейском кряже); б) параллельное расположение зон смятия (Спасская и Успенская); в) зоны смятия как бы кулисообразно заходят друг за друга с расхождением в разные стороны от места наибольшего сближения (Тукурингрская и Джагдинская зоны на Дальнем Востоке).

Глубинные разломы часто разбивают крупные участки геологического пространства на полигональные блоки. При этом глубинные разломы, образующие длинные стороны таких блоков, сопровождаются зонами смятия, а глубинные разломы, образующие торцы, — нет. Для выяснения причин этого явления, вероятно, необходим глубокий ретроспективный анализ.

Подобное же явление можно отметить и в том случае, когда системы глубинных разломов не образуют замкнутых многоугольников. Так, в динамопарах глубинных разломов Центрального Казахстана (Суворов, 1968) глубинные надвиги (Спасский и Успенский) сопровождаются зонами смятия, а сопряженные с ними глубинные сдвиги — нет.

2. Кроме отмеченных систем зон смятия, последние нередко встречаются поодиночке. Как правило, эти зоны смятия имеют очень большую протяженность (Джалаир-Найманская, Предгорная, Южно-Ануйская, Ров Скалистых гор, Главный Уральский глубинный разлом). Интересны следующие особенности таких зон смятия: а) они, как правило, являются элементами парных глубинных разломов (все вышеперечисленные, за исключением зоны смятия Главного Уральского разлома); б) очень часто для глубинных разломов, элементами которых выступают такие зоны смятия, предполагаются большие горизонтальные (сдвиговые) смещения.

Складчатость динамометаморфического и ультраметаморфического структурных парагенезисов зон смятия различна. Для складчатости динамометаморфического структурного парагенезиса характерны следующие особенности.

1. Для нее практически известны только линейные формы. При этом складки группируются в системы (полосы), вытянутые вдоль разломов — типичная приразломная складчатость.

2. Характерно то упорядоченное, то неупорядоченное чередование полос более и менее интенсивной складчатости в латеральном направлении. Нарушение четко выраженной зональности в распределении этих полос обязано существованию многочисленных мелких разрывов, вдоль которых наблюдается местное усложнение складчатости.

3. Складчатость динамометаморфического структурного парагенезиса не знает крупных форм: максимальные размеры складок — сотни метров в поперечном сечении, первые километры в длину. Эту особенность складчатости зон смятия отмечала Б.Я. Хорева (1963а). Описываемые иногда в качестве складок зон смятия формы с размахом крыльев в километры относятся скорее к первичным складчатым сооружениям субстрата. Если складчатость зон смятия имеет то же простирание, что и складчатость субстрата, то возможна путаница, особенно если учесть, что складки таких размеров не наблюдаются непосредственно, а восстанавливаются на разрезах.

Наиболее характерны для зон смятия именно малые формы (Громин, 1970), от долей миллиметра (фиксируемые в шлифах) до нескольких метров в поперечнике, т.е. то, что интуитивно и понимается под смятием ("смять в гармошку"). Поэтому наиболее существенной особенностью складчатости динамометаморфического структурного парагенезиса зон смятия следует признать региональное развитие линейных полос очень мелких напряженных складок и плоек. Довольно часто такая складчатость резко дисгармонична.

4. Для динамометаморфического структурного парагенезиса характерно исключительное разнообразие форм складок. Как правило, любая зона смятия может предоставить практически все иллюстрации к тому разделу учебника по структурной геологии, который трактует о формах складок. Здесь можно видеть складки симметричные и асимметричные; нормальные, опрокинутые, лежащие и перевернутые; открытые, закрытые и пережатые; синусоидальные, коробчатые и остроугольные; изоклинальные и веерообразные. По пространственной ориентировке шарниров можно наблюдать весь ряд складок от горизонтальных до вертикальных. Все это многообразие складок подчиняется определенным закономерностям, обнаруживая отчетливую связь с разломами — как глубинными, элементами которых выступают зоны смятия, так и мелкими, входящими в состав динамометаморфического структурного парагенезиса. При пересечении разрывов разной ориентировки наблюдается наложение (интерференция) сопровождающей их микроскладчатости. Явление это особенно ярко проявлено в тех динамометаморфических

формациях, образования которых относятся к фации зеленых сланцев как прогрессивного, так и регрессивного рядов (Успенская, Татарская и другие зоны смятия). Анализ такой пересекающейся складчатости, как показали Е.И. Паталаха и Ю.Ф. Слепых (1974), приводит к любопытным ретроспективным реконструкциям.

Пока не ясны два важных аспекта складчатости динамометаморфического структурного парагенезиса зон смятия.

1. Заполняют ли складки непрерывный ряд от самых мелких до самых крупных или же этот ряд дискретен и разбит на естественные классы складок по размерам? Насколько известно автору, такие исследования не проводились, априори же обе альтернативы представляются равновероятными. Как видно на рис. 10, иногда существует большой разрыв в размерах более крупных форм и осложняющих их микроскладок. В то же время возможно, что ряд складок от самых малых до какого-то предела непрерывен, а далее становится дискретным. Может оказаться и так, что в каждой конкретной зоне смятия ряд дискретен, но во всем множестве зон смятия непрерывен. Во всяком случае, этот вопрос связан гораздо более важной общегеологической проблемой — существует ли естественная иерархия объектов в геологическом пространстве или же она только привносится в природу геологом для удобства исследования (Воронин, Еганова, Еганов, 1975)?

2. Зависит ли сложность складок от степени динамометаморфизма пород, в которых они развиты? Материалы, полученные при исследовании зон смятия, как будто позволяют ответить на этот вопрос отрицательно — одинаково сложные складки наблюдались и в породах амфиболитовой, и в породах зеленосланцевой фаций (см. рис. 8—12, 17, 19—22). Но делать такое заключение пока преждевременно, так как имеющиеся у нас материалы относятся только к трем зонам смятия, а в литературе применительно к зонам смятия этот вопрос не рассматривался. Правда, Е.И. Паталаха (1970) высказал убеждение, что сложность складчатости динамометаморфического структурного парагенезиса прямо пропорциональна степени динамометаморфизма пород, однако его наблюдения относятся только к фации зеленых сланцев, причем степень динамометаморфизма оценивалась по степени рассланцевания.

Для складчатости ультраметаморфического структурного парагенезиса в первую очередь характерны именно крупные формы — линейные, вытянутые по простиранию зоны смятия, реже куполообразные гранито-гнейсовые складчатые сооружения (обычно именуемые "куполами") с комплексами сопровождающих их мелких складок разных порядков. Последние, в общем, мало отличаются от складок динамометаморфического структурного парагенезиса (хотя разнообразие их форм не так велико), однако их ориентировка четко подчинена формам и ориентировке "куполов". Относительно наблюдающихся особенностей складок ультраметаморфического структурного парагенезиса можно сформулировать те же две проблемы, что и по отношению к складчатости динамометаморфического структурного парагенезиса.

Кливаж (рассланцевание) обычно служит ведущим, а то и единственным критерием выделения зон смятия. Во всех случаях кливаж динамометаморфического структурного парагенезиса обнаруживает четкую пространственную связь с разломами внутри зоны смятия или подчиняется простиранию глубинного разлома, элементом которого является зона смятия — по классификации А.Е. Михайлова (1964б), кливаж приразрывный. В отличие от точки зрения А.Е. Михайлова в термин "приразрывный кливаж" не хотелось бы вкладывать генетического смысла, а лишь определять соответствие его ориентировки некоторой системе разрывных нарушений.

В различных зонах смятия можно встретить все морфологические разновидности кливажа, заполняющие непрерывный ряд от кливажа разлома, выраженного в породах только линейной ориентировкой слюдястых и слюдopodobных минералов, до кливажа течения, когда все минералы в породе приобретают план-параллельную ориентировку (Ажигрей, 1960, 1967; Забродин, 1968; Паталаха, 1970; и др.). По геометрическим характеристикам кливаж динамометаморфического структурного парагенезиса является кливажем осевой плоскости для складок того же парагенезиса.

Типичной особенностью зон смятия является нередкое сосуществование нескольких несовпадающих друг с другом систем кливажа, сопровождающих достаточно крупные разнонаправленные разрывы динамометаморфического структурного парагенезиса, а также трассирующих "вязкие" разрывы. Кроме того, некоторые системы кливажа могут принадлежать субстрату зоны смятия или ее ультраметаморфическому структурному парагенезису. В итоге породы в зоне смятия нередко оказываются раскливажированными по двум-трем системам, так что при ударе молотком распадаются на остроугольные обломки, форма которых зависит от углов пересечения кливажа разных систем.

Кливаж динамометаморфического структурного парагенезиса зон смятия обычно не наследует положения плоскостей сланцеватости (кливажа течения) субстрата, а сечет их под различными углами. Это хорошо видно благодаря тому, что плоскости сланцеватости субстрата, так же как и плоскости слоистости, обладают сложноскладчатым рисунком.

Кливаж ультраметаморфических структурных парагенезисов зон смятия проявлен в наименее метаморфизованных образованиях ультраметаморфических формаций. Он ничем не отличается от кливажа динамометаморфических структурных парагенезисов, кроме пространственной ориентировки. В высоко метаморфизованных образованиях ультраметаморфических формаций кливаж замещается кристаллизационной сланцеватостью. И кливаж, и кристаллизационная сланцеватость ультраметаморфических структурных парагенезисов подчинены в своей ориентировке пространственному положению крупных структурных форм этих парагенезисов.

Все зоны смятия сложены комплексами динамометаморфических формаций, а некоторые, кроме того, еще и комплексами ультраметаморфических формаций. Будем исходить из того, что мы владеем методами разделения динамометаморфических и ультраметаморфических пород, хотя эта задача довольно сложная и на современном уровне наших знаний в области формационного анализа не всегда однозначно решаемая.

Распределение пород разных степеней или фаций динамометаморфизма вкрест простирания зон смятия в общем случае обнаруживает зональность, зависящую от типа зоны смятия. В зонах иртышского типа наиболее высоко динамометаморфизованные породы располагаются у границ зон смятия, а наименее динамометаморфизованные — в осевой части (Джалаир-Найманская, Иртышская и другие зоны смятия). Этот тип зональности динамометаморфических формаций назовем прямым. Прямая зональность обычно бывает более или менее симметричной. В зонах джагдинского типа наиболее высоко динамометаморфизованные породы располагаются у осевой части зоны, в большинстве случаев фиксируемой цепочками офиолитовых интрузивов. Такой тип зональности назовем обратным. Зональность обратного типа бывает симметричной (зона смятия Главного Уральского глубинного разлома), но чаще — асимметричной (Джагдинская зона смятия). В предельном случае в зонах джагдинского типа может наблюдаться односторонняя зональность (Даванская зона смятия). Асимметрия зональности динамометаморфических формаций является одним из признаков, по которым определяется направление движений по глубинным разломам. Можно отметить также, что в отношении зональности динамометаморфических формаций зона смятия иртышского типа — это как бы объединение двух близко расположенных зон джагдинского типа, каждая из которых обладает односторонней зональностью.

Необходимо помнить, что степень динамометаморфизма — высокая или низкая — характеризует величину отклонения петрографического состава наблюдаемой породы от состава породы субстрата, т.е. в прогрессивном и регрессивном рядах динамометаморфических формаций усиление степени динамометаморфизма выражается в противоположно направленных рядах минеральных фаций. Прогрессивный ряд характеризуется сменой ассоциаций зеленосланцевой фации ассоциациями фации эпидотовых амфиболитов и т.д., а регрессивный — наоборот. Таким образом, в зонах смятия иртышского типа в осевой части могут наблюдаться породы субстрата: практически неизменные породы, если зона сложена формациями прогрессивного ряда; породы гранулитовой фации, если зона сложена формациями регрессивного ряда. В зонах смятия джагдинского типа у границ происходит постепенная смена метаморфических образований зоны смятия породами субстрата.

Рассмотренные типы зональности представляют собой, естественно, очень грубую схему. В общем случае в зонах смятия обоих типов правильная зональность динамометаморфических формаций заметно нару-

шается за счет местных повышений степени динамометаморфизма в зонах разломов, входящих в состав динамометаморфического структурного парагенезиса. Наиболее типичным для зон смятия является неравномерность степени метаморфизма по простиранию, свидетельством чего являются "окна" слабометаморфизованных пород среди высокометаморфизованных, и наоборот (Нехорошев, 1956; Дистанов, 1962; Хорева, 1963а,б; Забродин, 1968, 1974б; Лепезин, 1968; Паталаха, 1970; и др.). Этим метаморфическая зональность зон смятия существенно отличается от зональности обычных регионально-метаморфических поясов.

Продукты катакластического метаморфизма в составе динамометаморфических формаций зон смятия развиты в большинстве случаев не очень широко. Как правило, они наблюдаются в тех зонах смятия, субстратом которых служат кристаллические метаморфические или магматические породы.

Ультраметаморфические формации зон смятия по набору пород не отличаются от ультраметаморфических формаций областей регионального метаморфизма. Однако тела, слагаемые первыми, всегда имеют четкую линейную форму, подчиненную пространственной ориентировке зоны смятия.

При пересечении динамометаморфических и ультраметаморфических формаций наблюдаются сложно построенные полиметаморфические комплексы, в которых степень метаморфизма может достигать гранулитовой фации (Бирюсинская зона смятия). Такие комплексы являются также и наиболее дислоцированными, так как здесь наблюдается пересечение динамометаморфического и ультраметаморфического структурных парагенезисов.

Описанные особенности пространственного размещения метаморфических формаций зон смятия позволяют рассматривать последние в качестве метаморфических поясов (Myashiro, 1961), что и было сделано в свое время Б.Я. Хоревой (1966а,б, 1967). В.А. Глебовицкий (1971) выделяет даже особый тип метаморфизма — метаморфизм зон смятия, что представляется вполне обоснованным.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

В зонах смятия практически всегда обнаруживаются тела магматических пород основного и ультраосновного состава (офиолиты). Однако нельзя, как это делают Б.Я. Хорева (1963а, 1964) и другие авторы, рассматривать их в качестве самостоятельных магматических формаций зон смятия, поскольку они всегда несут следы складчатых или разрывных деформаций, а также в той или иной степени метаморфизованы. Поэтому можно сделать вывод, что офиолитовые пояса не являются структурными элементами зон смятия, а входят в состав субстрата, на котором развиваются динамометаморфический и ультраметаморфический структурные парагенезисы¹. Существует, правда, точка зрения ультратрансформистов, в настоящее время имеющая очень мало сторонни-

¹ В зонах смятия, таким образом, возможно существование зон меланжа, на что обратил мое внимание в 1971 г. В.М. Цейслер.

ков, согласно которой офиолиты являются метасоматическими образованиями. Полевые наблюдения не подтверждают эту точку зрения. Офиолитовые пояса, так же как и зоны смятия, являются, очевидно, структурными элементами глубинных разломов. Они находятся в отношении пересечения друг с другом.

Структурная позиция гранитоидов, включаемых в состав ультраметаморфических формаций, совсем иная. Они могут быть выделены, если их удастся достаточно уверенно обособить от вмещающих пород и пород контактовых ореолов, в самостоятельную магматическую формацию зон смятия — "батолитоподобных тел замещения" (Кузнецов, 1970). Название "замещения" объясняется тем, что для всех таких гранитоидов предполагается реоморфический характер. В общем случае для тел таких гранитоидов характерна резкая вытянутость вдоль простирания зоны смятия (Иртышская, Предгорная зоны) и поля ассоциирующихся с ними пегматитов (Даванская, Предивинская, Татарская зоны).

ЛИНЕЙНЫЕ РАЗМЕРЫ

Можно предполагать, что тектонические объекты, обладающие разными размерами, обладают и качественными различиями. По этому свойству объектов устанавливаются естественные иерархии геологических тел. Материал по геологии зон смятия однозначно свидетельствует о том, что все их характерные черты проявляются только у объектов с определенными линейными размерами. Длина зон смятия на уровне эрозионного среза составляет сотни, редко первые тысячи километров, а ширина, как правило, — десятки километров. В редких случаях ширина зон смятия уменьшается до нескольких, но не менее 2–3, километров. Узкие участки характерны для зон смятия джагдинского типа, где они чередуются с расширениями, а также для областей выклинивания зон смятия или же корневых частей зон, верхние структурные этажи которых эродированы. Как правило, зоны смятия иртышского типа в 1,5–2 раза шире зон джагдинского типа.

Таким образом, можно предложить некоторое эмпирическое правило: если тектонический объект по всем признакам (положение в регионе, набор метаморфических и магматических формаций, структурные парагенезисы) соответствует зоне смятия, но имеет длину менее 100 км, то он либо перекрывается более молодыми образованиями или тектоническими покровами, либо обрзан разломами и эродирован, т.е. наблюдается во вторичных геологических границах. Именно это мы имеем в таких зонах смятия, как Ильдугемо-Кубадринская, Алагинская, Эрнелла — Кутберт.

ГЛУБИНА ЗАЛОЖЕНИЯ

Мы не имеем точных сведений о глубинах развития зон смятия. Поэтому, чтобы дать примерную оценку глубинам распространения, необходимо привлечь некоторые петрологические гипотезы генетического типа, т.е. использовать ретроспективные конструкты (Косыгин, 1970а).

Нижняя граница формирования зон смятия, очевидно, должна определяться областью массового проявления процессов ультраметаморфизма, когда количество выплавленного магматического материала намного превышает количество вмещающих пород. В таких условиях нечему будет сминаться, так как магматические породы, находящиеся в текучем состоянии, в соответствии со своими механическими свойствами на напряжения будут реагировать подобно жидкостям. Глубина зоны гранитообразования разными петрологами оценивается от 7 до 17 км. Видимо, в зонах смятия в связи с очень большими градиентами одностороннего давления она будет близка к меньшей из этих цифр. Верхняя граница образования кливажа, которую следует принять и за верхнюю границу формирования динамометаморфического структурного парагенезиса, оценивается Е.И. Паталахой цифрами порядка 1–2 км (Геология и металлогения..., 1968; Паталаха, 1970). Ультраметаморфический структурный парагенезис, вероятно, может формироваться практически в приповерхностных условиях. Таким образом, можно считать, что зоны смятия являются близповерхностными образованиями, возникшими в верхней части осадочно-метаморфической оболочки земной коры в процессе движения по зонам глубинных разломов на глубинах от 1–2 до 5–7 км. Следовательно, многие зоны смятия полностью или частично, как, например, Татарская зона в южной части Енисейского кряжа, эродированы, а пояса батолитов с большой долей условности могут рассматриваться в качестве корневых частей зон смятия.

В вертикальном сечении зон смятия наблюдается примерно та же зональность динамометаморфических формаций (нарастание степени динамометаморфизма сверху вниз), что и в зонах смятия джагдинского типа в латеральном направлении, только зоны здесь более узкие.

ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Специальных исследований зон смятия геофизическими методами, насколько известно, не проводилось. Исходя из особенностей строения зон смятия, можно предполагать, что в магнитном поле они должны давать положительные аномалии, поскольку в состав субстрата зон смятия входят офиолитовые пояса, а в гравитационном — узкие линейные отрицательные аномалии в связи с развитием в их пределах линейных тел реоморфических гранитоидов. Однако необходимо отметить, что высказанное предположение касается не зон смятия в собственном смысле слова, а скорее тех глубинных разломов, элементами которых зоны смятия являются. Неизвестно, можно ли произвести отделение зон смятия от других структурных элементов глубинных разломов по геофизическим признакам.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Очевидно, что для целей прогноза поисков месторождений полезных ископаемых имеют значение далеко не все наблюдаемые связи месторождений с зонами смятия. Прогнозироваться могут только те место-

рождения, которые образуют геологические тела, входящие в состав динамометаморфического или ультраметаморфического структурных парагенезисов зон смятия. Можно наметить две группы таких месторождений: 1) в динамометаморфическом структурном парагенезисе это будут месторождения, связанные с жилами альпийского типа; 2) в ультраметаморфическом структурном парагенезисе — месторождения, связанные с жильной серией. В литературе нет указаний на находки месторождений (или рудопроявлений) первой группы, зато, как явствует из приведенного в главах II и III фактического материала, известны месторождения второй группы. Это — редкометально-мусковитовые пегматиты. Именно для этого типа месторождений на современном уровне изученности зон смятия можно давать достаточно уверенные прогнозы. Вероятно, что после соответствующего целенаправленного изучения ультраметаморфических формаций и ультраметаморфического структурного парагенезиса можно будет прогнозировать также структурную позицию таких месторождений, равно как и качество полезного ископаемого.

ПОНЯТИЕ "ЗОНА СМЯТИЯ"

ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ПРИЗНАКИ

Сравнительный анализ зон смятия позволил выделить свойства или признаки, инвариантные для всех зон смятия. Очевидно, что только такие признаки могут использоваться для определения соответствующего термина. Охарактеризуем эти признаки.

1. Зоны смятия являются структурными элементами глубинных разломов. Это инвариантное свойство, так как все известные в литературе зоны смятия им обладают. Соответствующий признак имеет первостепенное значение, поскольку благодаря ему зоны смятия служат прямыми картировочными признаками глубинных разломов.

Указанное свойство относится к зонам смятия в целом — оно не имеет отношения к их внутренней структуре.

2. Зоны смятия обладают некоторыми определенными линейными размерами. И в содержательных, и в формальных целях полезно ввести какую-либо иерархию природных объектов (Косыгин и др., 1972), чтобы, определив в этой иерархии место объекта, определить и методы его изучения. Иерархия не должна быть слишком произвольной — необходимо, чтобы она отвечала различным уровням организации вещества при переходе с одной ступеньки иерархической лестницы на другую, т.е. на разных уровнях должны фиксироваться качественные отличия. Идеальным случаем, конечно, было бы отыскание естественной иерархии, однако для многих классов тектонических объектов задача эта при нынешнем уровне знаний вряд ли разрешима. Кроме того, в естественной иерархии, по-видимому, отсутствуют резко очерченные границы между уровнями, нам же в формальных целях делать такие ограничения приходится.

Для линейных тектонических тел, к которым относятся и зоны смятия, удобно проводить иерархию по длине. За основу можно взять, например, длину больших кругов геоида. Тела, длина которых сравнима (имеет тот же порядок) с длиной большого круга Земли (десятки тысяч километров), будем называть планетарными, тела длиной в тысячи километров — трансрегиональными, длиной в сотни километров — региональными, менее 100 км — локальными. Более мелкие объекты для круга задач, решаемых нами, не существенны. Таким образом, зоны смятия необходимо, очевидно, отнести к категории региональных, в редких случаях — трансрегиональных тел. В общем случае в трехмерном геологическом пространстве зоны смятия представляют собой геологические тела длиной в сотни, иногда тысячи километров, шириной в десятки километров (редко в первые километры) и глубиной в первые километры.

Это свойство характеризует зоны смятия в целом.

3. Зоны смятия обладают либо резкостными второго рода, либо дизъюнктивными геологическими границами, что определяет их как безусловные геологические тела.

4. Зоны смятия слагаются динамометаморфическими формациями и обладают динамометаморфическим структурным парагенезисом, причем последний рассматривается в качестве единого структурного элемента зон смятия. Это свойство раскрывает внутреннее строение зон смятия и поэтому характеризует зоны смятия как целое.

Перечисленные четыре свойства являются необходимыми (1) и достаточными (2—4) условиями обособления зон смятия как самостоятельных тектонических объектов. Из этих признаков и должно конструироваться понятие.

В качестве характерного признака зон смятия отметим участие в строении некоторых зон смятия ультраметаморфических формаций и обладание ультраметаморфическим структурным парагенезисом. Структурные парагенезисы рассматриваются как структурные элементы зон смятия. Этот признак также относится к зонам смятия как целому.

Задание динамометаморфического и ультраметаморфического структурных парагенезисов в качестве структурных элементов зон смятия, связанных бинарным отношением пересечения, определяет геологическую структуру зон смятия как геоструктурных тел. По количеству структурных элементов зоны смятия являются либо элементарными структурами, когда отсутствует ультраметаморфический структурный парагенезис, либо собственно структурами, когда имеются оба структурных парагенезиса (Косыгин и др., 1966, 1967).

АНАЛИЗ ОПРЕДЕЛЕНИЙ

Известно, что содержание понятий со временем меняется за счет прироста информации об объекте. Взятые для анализа определения отражают тот уровень знаний о зонах смятия, который существовал в свое время. Разбор этих определений будем производить с содержательных позиций, отмечая несоответствие этих определений современному уровню фактических знаний и указывая на несоответствие определений четырем определяющим признакам зон смятия. В ряде случаев целесообразно будет отмечать недостатки определений с точки зрения требований формальной логики.

В.П. Нехорошев первым осуществил попытку подойти к определению. "1) Зоны смятия являются крупным структурным элементом регионального значения, характерным для сложных складчатых областей, сформированных на месте геосинклиналей. Они развиваются около глубоких разломов, приуроченных к крупным структурным перегибам в геосинклиналях (к границам различных структурно-формационных зон). 2) Зоны смятия развиваются за счет перемещения соседних блоков по основному разлому и по сопряженным с ним разломам в течение длительного времени. Такие перемещения продолжаются от начальной стадии

дифференциации геосинклинального бассейна до завершения всех тектонических и магматических процессов в конечную стадию формирования складчатой зоны на месте геосинклинального бассейна. 3) Характерным морфологическим признаком зоны смятия является явное сплющивание и рассланцевание находящихся в их пределах горных пород, что четко выделяет эти зоны на фоне соседних нерассланцованных участков, отделенных от зон смятия боковыми разломами. 4) Несмотря на кажущуюся монотонность, метаморфизм в зонах смятия весьма неоднороден, резко возрастая близ разломов и пластовых интрузий и быстро ослабевая, сходя почти на нет (за исключением рассланцевания) по удалении от них. Такое же явление наблюдается и по простиранию зон смятия: метаморфизм то резко усиливается, то затухает. Этой особенностью породы зон смятия резко отличаются от кристаллических и метаморфических пород докембрийских толщ, в которых однородная степень метаморфизма хорошо выдерживается и по простиранию, и вкрест простирания" (Нехорошев, 1956, стр. 59).

В сущности это даже не определение, а описание, но оно учитывает почти все определяющие признаки понятия "зона смятия". Недостатками описания являются: а) отсутствие указаний на размеры зон смятия; б) смешение признаков наблюдаемых с ненаблюдаемыми; в) отсутствие всяких указаний на специфику складчатости; г) сведение границ зон смятия только к типу дизъюнктивных. Кроме того, неоправданно много внимания уделено характеристике метаморфизма, что связано, очевидно, с той многолетней полемикой о наличии докембрия в Иртышской зоне смятия, в которой В.П. Нехорошев отстаивал точку зрения сторонников отсутствия в этой зоне докембрия.

Г.Д. Ажгирей определяет зоны смятия следующим образом: "Зонами смятия называют региональные структуры рассланцевания пород, развивающиеся вдоль сравнительно узких, вытянутых полос". Далее это определение несколько расшифровывается: "Различие между рассланцеванием типа кливажа течения, параллельного осевым поверхностям складок, и рассланцеванием в зонах смятия принципиальное, потому что рассланцевание в зоне смятия глубинного разлома проявляет отчетливую независимость от смятия всего складчатого пояса и отражает концентрацию движений вдоль разлома. Эта оговорка не исключает тесной связи рассланцевания со складчатыми структурами внутри самой зоны смятия. Видимо, такие складчатые структуры имеют особый генезис и даже могут иметь, по крайней мере частью, другой возраст, не соответствующий возрасту складчатости прилегающего района" (Ажгирей, 1966, стр. 148).

Достоинством определения является указание на связь с глубинными разломами и явное указание на тип кливажа зон смятия. Однако в этом определении, так же как и в предыдущем, наблюдаются: а) смешение признаков статических и ретроспективных систем; б) отсутствие указаний на тип границ; в) недоучет особенностей метаморфизма; г) противоречивость, заключающаяся в противопоставлении кливажа зон смятия и кливажа осевой плоскости.

В.В. Белоусов (1961) определяет зоны смятия как "зоны интенсивной складчатости". Это определение применимо к чрезвычайно широкому

кругу объектов как складчатых, так и платформенных областей и поэтому не может быть принято на вооружение хотя бы потому, что не уточнено значение "интенсивной складчатости".

"Геологический словарь" (1955) дает определение зон смятия, как "зоны смятых и раздробленных (раздавленных) пород, образовавшихся в результате сжатия при тектонических процессах. Трещины в таких зонах обычно короткие и тесно сближены". Здесь полностью отсутствуют характерные признаки зон смятия, и под это определение могут подходить любые объекты — от целой геосинклинальной области до зоны отдельного небольшого разрыва.

В более позднем издании "Геологического словаря" (1973) приводится определение, близкое к определению Б.Я. Хоревой (1963а,б, 1964), которое формулируется следующим образом. Зонами смятия называются "относительно узкие (шириной в первые десятки километров), но протяженные (на сотни километров) шовные или приразломные пограничные сложные складчато-глыбовые структуры, приуроченные к системе сближенных разломов и возникающие на месте приразломных прогибов, разграничивающих крупные участки земной коры разной мобильности. Зоны смятия имеют характер самостоятельных структурно-формационных зон или подзон более крупных зон, что доказывается специфическим набором в них осадочных, магматических и метаморфических формаций, своеобразной внутренней структурой, отличительным комплексом полезных ископаемых и самостоятельной историей их геологического развития" (Хорева, 1963б, стр. 58).

Это первое определение, в котором в явном виде указываются линейные размеры определяемых объектов. Из четырех определяющих признаков приведенное определение содержит три (отсутствует только указание на тип геологического тела или геологических границ). Определяя зоны смятия как самостоятельные структурно-формационные зоны или подзоны, Б.Я. Хорева входит в разногласие с данными по Джагдинской зоне и зоне Главного Уральского глубинного разлома. Так как металлогения зон смятия еще не изучена, то вводить признак "специфичности комплекса полезных ископаемых" в определение термина нецелесообразно.

К недостаткам определения Б.Я. Хоревой можно также отнести нечеткость высказывания о "своеобразной внутренней структуре зон смятия". Очевидно, Б.Я. Хорева под этим имела в виду то, что сейчас понимается как "динамометаморфический структурный парагенезис", однако она не перечислила ни одного из его составляющих. В определении встречается несколько повторений.

А.Е. Михайлов формулирует понятие так: "Зоны смятия близки по своему строению к зонам разрывов, но характеризуются преимущественным развитием смятия. В этих зонах, имеющих обычно большую протяженность, но расплывчатые очертания, развиваются сжатые линейные складки. Слагающие их породы интенсивно кливажированы и перекристаллизованы (благодаря процессам динамометаморфизма и привносу или миграции растворов и газов). При этом возникают различного состава гнейсы, развивающиеся нередко по относительно молодым

палеозойским и мезозойским отложениям. Породам зон смятия свойственна интенсивная рассланцеватость и насыщенность массивами и дайками интрузивных пород" (Михайлов, 1964а, стр. 28).

Это определение содержит, хотя и в весьма неопределенных выражениях, указание на специфику метаморфизма зон смятия и некоторых составных элементов динамометаморфического структурного парагенезиса. Длина зон смятия описывается неопределенным термином "большая протяженность", а границы — термином "расплывчатые очертания". В определении смешаны наблюдаемые и реконструируемые признаки. Кроме того, определение тавтологично.

Попытку определить зоны смятия предпринял в свое время и автор: "Зонами смятия следует называть относительно узкие (до нескольких десятков километров ширины) и весьма протяженные зоны региональных дислокаций, наложенные на участки первичной складчатости геосинклинального типа; эти зоны проявляются в виде складчатости, рассланцевания и динамометаморфизма, причем интенсивность последнего быстро меняется как по простиранию зоны, так и вкрест его. Своим происхождением зоны смятия обязаны движениям по зонам глубинных разломов и могут захватывать складчатую область как целиком, так и частично. Развитие зон смятия может протекать как одновременно с развитием всей геосинклинальной области (в этом случае зоны смятия играют роль самостоятельных структурно-формационных зон или подзон более крупных единиц), так и после окончания геосинклинального развития и проявления основной складчатости" (Забродин, 1968, стр. 113).

Из четырех определяющих признаков зон смятия в этом определении отсутствует только указание на тип геологического тела. Но определение неудовлетворительно в том отношении, что в нем наблюдается смешение статических и генетических признаков зон смятия. Кроме того, указания на линейные размеры очень нечеткие, так как ограничиваются выражением "весьма протяженные". При определении остались нерасшифрованными термины "региональный", "складчатость геосинклинального типа". Указание на изменения интенсивности динамометаморфизма является излишним, так как это свойство характеризует динамометаморфические формации вообще, а не только зоны смятия. Введение в определение замечания о самостоятельности зон смятия как структурно-формационных зон или подзон заимствовано из работ Б.Я.Хоревой, но к зонам смятия представление о структурно-формационных зонах неприменимо, так как зоны смятия должны рассматриваться как объекты, формирующиеся на готовом субстрате, а не как области аккумуляции или денудации. Указанные на то, что развитие зон смятия происходит после проявления основной складчатости, излишне, так как вначале зоны смятия уже были определены как области наложенной складчатости.

Е.И. Паталаха сформулировал следующее определение: «Зоны смятия... представляют собой непосредственные выходы на уровень эрозийного среза одной из разновидностей сквозных глубинных разломов коры. В поверхностной геологической структуре ее зоны смятия выражаются узкими линейновытянутыми поясами интенсивно деформированных горных пород, превращенных в крупные плитообразные тектони-

ты. Главнейшая типоморфная особенность этих зон, следовательно, состоит в мощном массовом динамометаморфизме слоисто-складчатых толщ и рудных тел, глубоко преобразующем их внутреннее строение и морфологию. В результате возникает совершенно специфический набор разнообразных собственно динамометаморфических структурных элементов, выделенных нами под названием "динамометаморфический структурный парагенезис"» (Паталаха, 1970, стр. 6).

В этом определении из четырех определяющих признаков отсутствует указание на линейные размеры, что приводит к отождествлению зон смятия и локальных зон смятия. В определении введен очень важный термин "динамометаморфический структурный парагенезис".

В заключение приведем еще определение К.В. Радугина: "Под зонами смятия разумеются обычно локальные зоны сильных пликативных дислокаций, пространственно связанные с крупными региональными дизъюнктивами. Разумеется, внутри зоны смятия присутствуют и дизъюнктивы второго порядка по сравнению с главным, региональным. Возможно, бывают зоны смятия, не связанные с региональными дизъюнктивами" (Радугин, 1972, стр. 37).

Несмотря на то, что это определение не включает гипотетических генетических представлений, оно все же по смыслу близко определению "Геологического словаря" (1955) и обладает всеми его недостатками.

Для выяснения логической состоятельности определений Ю.А. Воронин и Н.А. Гольдина (1964) предложили следующую формулу: $B = A [a > a_0]$, в которой в нашем случае B — зона смятия; A — безусловное геологическое тело, обладающее динамометаморфическим структурным парагенезисом; a — региональное (или трансрегиональное) тело; a_0 — локальное тело. В указанной работе Ю.А. Воронин и Н.А. Гольдина рассматривают следующие шесть случаев несостоятельных определений: 1) A и a не определены; 2) A не определено; 3) a не определено; 4) a_0 не определено; 5) имеет место круг; 6) $B = A$, когда имеет место несобственное определение.

Если теперь проанализировать по этой формуле приведенные определения зон смятия, то выясняется, что в определениях В.П. Нехорошева, Г.Д. Аджирея, "Геологического словаря" и К.В. Радугина имеет место случай 1, в определении В.В. Белоусова — случай 6, в определении Б.Я. Хоревой — случаи 2 и 4, в определении А.Е. Михайлова — случаи 5 и 4, в определениях В.Ю. Забродина и Е.И. Паталахи — случаи 3 и 4, т.е. все они с формальной точки зрения оказываются логически нестрогими. Это не умаляет их содержательного значения для установления определяющих признаков понятия "зона смятия".

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ЗОН СМЯТИЯ

Зоны смятия являются объектами планетарного уровня организации вещества и в качестве таковых изучаются тектоникой (Косыгин и др., 1972; Косыгин, Салин, Соловьев, 1973). Опираясь на признаки зон смятия, можно дать такое определение.

Зоны смятия – это структурные элементы глубинных разломов некоторых типов, представляющие собой региональные (реже трансрегиональные) линейные безусловные геологические тела, обладающие динамометаморфическим структурным парагенезисом.

Примечание 1. В ранее опубликованной работе (Забродин, 1974а) в определении входило выражение "сложенные комплексами динамометаморфических формаций". Ясно, однако, что "обладание динамометаморфическим структурным парагенезисом" подразумевает наличие динамометаморфических формаций (см. определение термина "динамометаморфический структурный парагенезис" в гл. I) и делает излишним введение в понятие "зона смятия" приведенное выше выражение. Автор благодарен Р.Ф. Черкасову за обсуждение этого вопроса.

Примечание 2. В определении фигурируют "глубинные разломы некоторых типов", что ранее никак не оговаривалось. Дело в том, что сейчас еще не ясно, какими чертами должны характеризоваться глубинные разломы, содержащие зоны смятия в качестве структурных элементов.

Думается, что предложенное определение вполне раскрывает смысл понятия, отражая представления о зонах смятия и "в целом" и "как целое", т.е. позволяет оперировать понятием "зона смятия" и при изучении их как элементов зон глубинных разломов, и при изучении их структуры.

В нашем определении ничего не сказано о ширине зон смятия. Это связано с тем, что в природе, видимо, не существует линейных геологических объектов класса региональных и более протяженных, ширина которых была бы менее нескольких километров. Поэтому термин "региональное (трансрегиональное) тело" уже содержит понятие о ширине не менее минимальной.

Ю.А. Урманцев (1974) предлагает оценивать определение по его полноте, непротиворечивости, истинности и методологической ценности. "Хорошее" определение должно отвечать всем этим критериям. Воспользуемся ими для оценки нашего определения.

1. "Определение будем называть полным, если оно охватывает всю предметную область, которую оно характеризует" (Урманцев, 1974, стр. 195). В настоящее время известно 25 зон смятия, и все они без исключения охватываются определением, что может свидетельствовать о его полноте.

2. Воспользуемся относительным критерием непротиворечивости, согласно которому "необходимо найти явную реализацию требований определения в виде какой-либо модели" (Урманцев, 1974, стр. 197). Относительная непротиворечивость предложенного определения следует из того, что модель любой из 25 зон смятия является реализацией определения.

3. Истинность определения зависит от того, согласуется ли оно с реальностью. Все определяющие признаки нашего понятия реально необходимы.

4. Определение является методологически ценным, "если оно по крайней мере учитывает главнейшие особенности определяемой области, может служить основанием для выявления основных направлений его исследования, наталкивает на изучение новых сторон данной предметной области" (Урманцев, 1974, стр. 197). Методологическая ценность предложенного определения становится ясной при обращении к вопросу классификации зон смятия.

ЗОНЫ СМЯТИЯ В РЯДУ РОДСТВЕННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ОБЪЕКТОВ

За объектами, обладающими некоторыми особенностями, сближающими их с зонами смятия, оставляются названия, предложенные В.П. Нехорошевым (1956) — локальные зоны смятия и зоны рассланцевания.

Локальные зоны смятия можно определить как структурные элементы любых разломов в складчатых областях, представляющие собой локальные линейные резкостные, реже дизъюнктивные тела, обладающие динамометаморфическим структурным парагенезисом. Локальные зоны смятия должны быть отнесены к элементарным структурам (Косыгин и др., 1966). Размеры локальных зон смятия таковы: длина — километры и десятки километров, ширина — сотни метров, реже километры, глубина — сотни метров.

Зоны рассланцевания определяемы как структурные элементы любого разлома в любой области, представляющие собой локальные и более мелкие линейные и изометричные безусловные геологические тела с нулевой структурой (Косыгин и др., 1966), обладающие какими-либо элементами динамометаморфического структурного парагенезиса (обычно только кливажем, откуда и происходит термин "зона рассланцевания"). Для зон рассланцевания характерны следующие размеры: длина — от первых метров до первых километров, ширина — от первых метров до сотен метров, глубина — от первых метров до сотен метров.

Локальные зоны смятия и зоны рассланцевания принадлежат не множеству глубинных разломов, а более широкому множеству всех разломов. Кроме того, они локализованы не только в главных геосинклинальных комплексах и комплексах оснований, но и в орогенных. Зоны рассланцевания могут развиваться также в чехлах платформ и срединных массивов. Еще одной особенностью зон рассланцевания является то, что они нередко фиксируют в горных породах "вязкие" разрывы (Паталаха, 1970), т.е. такие, которые не обладают явно выраженной поверхностью сместителя.

КЛАССИФИКАЦИИ ЗОН СМЯТИЯ

Классификации в геологии играют такую же роль, как и уравнения в физике — они служат моделями природных объектов (Геология и математика, 1967). Поэтому вопросам классификации необходимо уделять особое внимание при любых теоретических разработках.

АНАЛИЗ СИСТЕМАТИК

Несмотря на то, что зоны смятия исследуются давно, попыток их классифицирования было немного, по крайней мере в сравнении с классификациями глубинных разломов. Так, типизация В.П. Нехорошева (1956) устанавливала только соподчиненность родственных объектов (зоны смятия — локальные зоны смятия — зоны рассланцевания), не разделяя далее ни одного из них.

Б.Я. Хоревой (1964) было предложено разделение зон смятия на три типа, характеризующихся особенностями внутреннего строения: горст-антиклинорный, грабен-синклинорный и сложный, к которому относились зоны смятия, не обладающие ни горст-антиклинорной, ни грабен-синклинорной структурой. Эти типы были поставлены в соответствие с характером развития зон смятия — в обстановке господствующего сжатия, растяжения или чередования того и другого, а также с глубинными разломами разных типов — сиалического, симатического и фемического профилей. В качестве примера горст-антиклинорного типа рассматривалась Иртышская зона смятия, грабен-синклинорного — Джалаир-Найманская, сложного — Джагдинская и зона смятия Главного Уральского глубинного разлома (Хорева, 1963а,б, 1964).

Фактическая база, использованная Б.Я. Хоревой для построения классификации, представлена не более чем пятью-шестью конкретными зонами смятия, и то некоторые зоны в эту систематику не укладывались. Например, Успенская зона смятия построена по принципу "одностороннего рампа", что не предусмотрено систематикой. Достоинство систематики в том, что она связывает те или иные типы зон смятия с разными типами глубинных разломов. Крупным недостатком этой систематики является то, что она фактически морфогенетическая, а это недопустимо (Геология и математика, 1967).

Первая классификация автора (Забродин, 1972) включает систематику Б.Я. Хоревой в виде частного случая (табл. 1), но в ней смешаны признаки зон смятия как статических систем (разделение иртышского типа)

Классификация зон смятия, предлагавшаяся автором ранее
(Забродин, 1972)

Тип	Подтип	Разновидность
Иртышский	горст-антиклинорный	
	грабен-синклинорный	
	смешанный	докембрийские молодые
Джагдинский	взбросовый (взбросо-сдвиговый)	докембрийские молодые
	надвиговый	
	сдвиговый	

с генетическими (разделение джагдинского типа). На втором уровне классификации — разделение на подтипы — были использованы неоднородные наборы признаков: для иртышского типа — характер предшествующего развития территории, для джагдинского — характер движений по глубинному разлому. Классы джагдинского типа пересекались. На третьем уровне набор признаков был выбран вообще неверно: разделение зон смятия на "докембрийские" и "молодые" основывалось только на направленности процессов динамометаморфизма — прогрессивные и регрессивные ряды динамометаморфических формаций. Более того, эти признаки не удалось распространить на все классы второго уровня классификации: оказалось слишком много пустых классов, что лишний раз подтверждает неверность выбора признаков.

"МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ" КЛАССИФИКАЦИЯ ЗОН СМЯТИЯ

Зоны смятия, так же как и другие объекты, можно классифицировать по различным признакам: во-первых, по их форме и ориентировке в пространстве, во-вторых, по типам глубинных разломов, элементами которых являются зоны смятия. Первую классификацию назовем "морфологической", вторую — "генетической", отдавая себе отчет в условности названий, так как обе классификации строятся в конечном счете в статическом признаковом пространстве (ненаблюдаемые признаки при классификационных построениях не используются).

Чтобы не повторяться, укажем сразу, что в обеих классификациях используются только альтернативные и однородные наборы признаков (Геология и математика, 1967; Воронин, Гольдина, 1964, 1965). Признаки во всех наборах выбираются делящими множество зон смятия, которое в дальнейшем будет обозначаться через S .

В качестве набора признаков $U^1 = \{u_i^1\}$, $i = 1, 2$ первого уровня классификации выберем тип геологического тела. Тогда u_1^1 будет обозначать резкостные геологические тела, u_2^1 — дизъюнктивные. Из полученных двух подмножеств множества S первое (резкостные тела) соответствует джагдинскому, второе (дизъюнктивные тела) — иртышскому типам зон смятия. Чтобы упростить громоздкие словесные описания, в дальнейшем будем одновременно с построением классификаций вводить буквенную символику: в числителе дроби символа класса будет ставиться символ признака из набора $\{u_i^1\}$, а в знаменателе — сумма всех остальных символов. Признак u_1^1 будет обозначаться через P , признак u_2^1 — через D .

На втором уровне классификации в качестве определяющего можно выбрать свойство зон смятия "иметь определенную геометрическую форму". Из данных полевых исследований известно, что зоны смятия (в очень грубом приближении) могут иметь либо параллельные границы, либо границы, погружающиеся в противоположных направлениях (см. табл. 2). Таким образом, в вертикальном поперечном сечении зоны смятия — либо параллелограммы, либо трапеции. Поэтому определяющее свойство рассматриваемого уровня классификации сводится к набору признаков $U^2 = \{u_j^2\}$, $j = 1, 2$ где u_1^2 будет означать "иметь форму параллелепипеда", а u_2^2 — "иметь форму призмы с трапецидальным сечением". Формально на этом уровне получается четыре подмножества множества S , однако подмножество, выделяемое по сумме признаков u_1^2 и u_2^2 (резкостные тела призматической формы с трапецидальным сечением) в природе не наблюдается и нет никаких оснований предполагать его существование; другими словами, не известны зоны смятия джагдинского типа, расширяющиеся с глубиной. Зашифруем признак u_1^2 символом Π ; а признак u_2^2 — символом Pr .

Для третьего уровня классификации в качестве определяющего свойства удобно взять наклон зон смятия в вертикальном поперечном сечении к горизонту. Соответствующий набор признаков $U^3 = \{u_k^3\}$, $k = 1, 2$ можно составить из u_1^3 , соответствующего $0^\circ \leq a \leq 45^\circ$, и из u_2^3 , соответствующего $45^\circ < a \leq 90^\circ$, где a — угол между линией горизонта и границей зоны смятия. В указанный набор признаков можно вложить вполне определенное геологическое содержание, если учесть, что разделение надвигов и взбросов производится как раз по наклону их к горизонту, а граница между этими категориями разрывов часто принимается в 45° . Совокупность всех вышеперечисленных наборов формально устанавливает разбиение множества зон смятия (с учетом сделанного ранее замечания) на шесть подмножеств. Однако подмножество, выделяемое по совокупности признаков $\{u_2^1, u_2^2, u_1^3\}$ (дизъюнктивные тела призматической формы, полого наклоненные), в природе не известно, поэтому на третьем уровне в классификации остается пять

подмножеств. Признак u_1^3 в дальнейшем будет обозначать символом *Пл*, а признак u_2^3 — символом *К*.

При данном уровне знаний о геологии зон смятия все свойства зон смятия в целом, которые до сих пор только и использовались для построения классификации, очевидно, уже исчерпаны. Для дальнейшего развития классификации требуется привлечение свойств зон смятия как целого, т.е. свойств их структурных элементов или особенностей связей между структурными элементами.

На четвертом уровне определяющее свойство можно выбрать в виде наклона шарниров складок динамометаморфического структурного парагенезиса к горизонту. Представляющий это свойство набор признаков $U^4 = \{u_l^4\}$, $l = 1, 2$ будет означать: $u_1^4 - 0^\circ \leq \beta < 60^\circ$ (складки с шарнирами, лежащими в этих пределах, будем называть чисто условно "горизонтальными"), $u_2^4 - 60^\circ \leq \beta \leq 90^\circ$ (такие складки будут называться "вертикальными"), где β — угол, образованный шарниром складки и уровнем горизонта. Условимся считать, что зона смятия обладает признаком u_1^4 тогда и только тогда, когда в указанных пределах лежат шарниры более 50% складок динамометаморфического структурного парагенезиса (этот признак будет обозначаться символом *Г*); в противном случае полагаем, что зона смятия обладает признаком u_2^4 (символ *В*). Четыре набора признаков U^1 ; U^2 ; U^3 ; U^4 формально устанавливают разбиение множества зон смятия на десять подмножеств. Однако на имеющемся фактическом материале среди крутопадающих зон смятия иртышского типа с "горизонтальными" складками динамометаморфического структурного парагенезиса различать тела призматической и параллелепipedальной формы невозможно. Кроме того, в природе не известны представители пологопадающих зон смятия параллелепipedальной формы с "вертикальными" складками как иртышского, так и джагдинского типов. Всего на четвертом уровне, таким образом, остается семь подмножеств.

Для пятого уровня классификации определяющим свойством можно выбрать структуру зон смятия, точнее, количество структурных элементов. В наборе $U^5 = \{u_m^5\}$, $m = 1, 2$, реализующем это свойство, признак u_1^5 означает собственно структуры ($n = 2$), а признак u_2^5 — элементарные структуры ($n = 1$). Первый из этих признаков обозначим символом *А*, второй — символом *Б*. Пять наборов признаков U^1 ; U^2 ; U^3 ; U^4 ; U^5 устанавливают разбиение множества *S* на 14 подмножеств — классов зон смятия по формальным морфологическим признакам.







Дальнейшее развитие классификации не имеет смысла из-за ограниченного объема классифицируемого множества.

Полученная классификация представлена в графическом виде на рис. 40 и в табл. 2. В таблице представлены также типовые графические модели зон смятия.

Мерность полученной классификации $l = 5$. Объем классификации $N = 16$, квазиобъем $N_0 = 32$. Показатель связности $\delta (N/S) = 0,5$. Счи-

Таблица 2

"Морфологическая" классификация зон смятия

U ¹	Резкостные тела II рода (Р)																Дизъюнктивные тела (Д)															
U ²	Параллелепипеды (П)								Призмы (Пр)								П								Пр							
U ³	Пологие (Пл)				Крутые (К)				Пл				К				Пл				К				Пл				К			
U ⁴	Горизонт. шарнир (Г)		Вертик. шарнир (В)		Г		В		Г		В		Г		В		Г		В		Г		В		Г		В					
U ⁵	n=2 (А)		n=1 (Б)		А		Б		А		Б		А		Б		А		Б		А		Б		А		Б					
№ класса	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
Реализация в природе	Р П + Пл + Г + А	Р П + Пл + Г + Б	Нет	Нет	Р П + К + Г + А	Р П + К + Г + Б	Р П + К + В + А	Р П + К + В + Б	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Д П + Пл + Г + А	Д П + Пл + Г + Б	Нет	Нет	Есть	Есть	Д П + К + В + А	Д П + К + В + Б	Нет	Нет	Нет	Нет	Д Пр + К + Г + А	Д Пр + К + Г + Б	Нет	Нет
Графическая модель																																
Сечение модели	Вертикальное				Вертикальное	Горизонтальное											Вертикальное					Горизонтальное						Вертикальное				

таем объем равным 16, а не 14, как указывалось выше, поскольку для четвертого уровня было сделано замечание о невозможности различать на имеющемся фактическом материале подмножества: $\frac{D}{\Pi + K + \Gamma}$ и

$\frac{D}{\Pi + K + \Gamma}$, однако это вовсе не исключает такую возможность в будущем.

Построенная классификация является экспериментальной α -классификацией — перечислением.

"ГЕНЕТИЧЕСКАЯ" КЛАССИФИКАЦИЯ ЗОН СМЯТИЯ


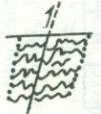
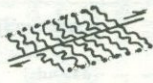

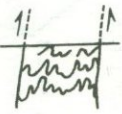
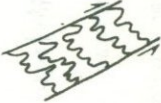
В этой классификации главные свойства зон смятия определяются типом глубинных разломов. Здесь возникают некоторые сложности. Если разделение глубинных разломов на одиночные и парные вполне однозначно и производится по наблюдаемым признакам (лучше всего — на графической модели-карте), то выделение среди них классов по характеру движений, т.е. разделение на глубинные взбросы, сбросы, надвиги, сдвиги и раздвиги, далеко не так однозначно. Для проведения этой операции привлекается масса признаков, доставляемых различными разделами геологии (стратиграфия, структурная геология, структурная петрология и др.), причем в этих науках различными геологами одни и те же факты толкуются неоднозначно. Так, для диагностики сдвигов большинством геологов появление в зоне разлома складок с вертикальными шарнирами считается одним из наиболее надежных признаков (Разломы..., 1963); в то же время М.В. Гзовский (1963) демонстрирует механизм, когда такие складки возникают в зонах взбросов. В настоящей работе нет возможности даже кратко произвести отбор признаков диагностики разломов по характеру перемещений, чтобы оставить только те, относительно которых нет разногласий. Единственный выход из положения — принять точки зрения авторов описаний конкретных зон смятия, а при наличии конкурирующих точек зрения выбирать те, которые кажутся более обоснованными.

В качестве определяющего свойства на первом уровне "генетической" классификации выберем тип глубинного разлома в том смысле, является ли он одиночным или парным. В наборе признаков $U^1 = \{u_i^1\}$, $i = 1, 2$, реализующем это свойство, признак u_1^1 будет означать одиночный глубинный разлом (символ O), а признак u_2^1 — парный (символ Π). Очевидно, что этот набор эквивалентен набору U^1 "морфологической" классификации. Первое из полученных подмножеств будет называться "зонами смятия джагдинского типа", второе — "зонами смятия иртышского типа".

Для второго уровня классификации определяющим свойством удобно взять характер преобладающих движений по глубинному разлому, элементом которого является зона смятия. Здесь приходится делать некоторое упрощение, которое выше выражено словами "преобладаю-

Таблица 3

Генетическая классификация зон смятия

U ¹	Одиночный разлом (О)						Парный разлом (П)					
U ²	Надвиги (Н)		Взбросы (В)		Сдвиги (С)		Н		В		С	
U ³	УСП* есть (+У)	УСП* нет (-У)	+У	-У	+У	-У	+У	-У	+У	-У	+У	-У
№ класса	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Реализация в природе	Есть	Есть	Есть	Есть	Весьма вероятен	Есть	Есть	Есть	Есть	Есть	Есть	Есть
Символ класса	$\frac{O}{H+Y}$	$\frac{O}{H-Y}$	$\frac{O}{B+Y}$	$\frac{O}{B-Y}$		$\frac{O}{C-Y}$	$\frac{П}{H+Y}$	$\frac{П}{H-Y}$	$\frac{П}{B+Y}$	$\frac{П}{B-Y}$	$\frac{П}{C+Y}$	$\frac{П}{C-Y}$
Графическая модель												
Сечение модели	Вертикальное		Вертикальное		Горизонтальное		Вертикальное		Вертикальное		Горизонтальное	

* Ультраметаморфический структурный парагенезис.

Определяющим свойством третьего уровня классификации можно выбрать обладание зонами смятия (на уровне наблюдений) ультраметаморфическим структурным парагенезисом. Это свойство, в отличие от двух первых, характеризовавших зоны смятия в целом, относится к зонам смятия как целому. Оно реализуется набором признаков $U^3 = \{u_k^3\}$, $k = 1, 2$, где признак u_1^3 означает, что зона смятия обладает ультраметаморфическим структурным парагенезисом (символ $+Y$), а признак u_2^3 означает противоположное (символ $-Y$). Нетрудно видеть, что набор ${}^2U^3$ развиваемой классификации эквивалентен набору U^5 предшествующей. Наборы U^1 ; U^2 ; U^3 совместно задают разбиение множества S на 12 подмножеств — формальных "генетических" классов эквивалентности. Как следует из результатов предыдущего раздела, фактический объем "морфологической" классификации равен 16. Поэтому для того, чтобы было удобно сравнивать между собой классы обеих классификаций, строить "генетическую" классификацию дальше не имеет смысла.

Дерево полученной классификации приведено на рис. 41, табличная форма — в табл. 3. Можно отметить, что подмножество, соответствующее классу $O/(C+Y)$, фактически пусто, хотя теоретически существованию зон смятия этого класса ничто не противоречит. Сложившаяся ситуация возможна только из-за отмеченной выше неоднозначности в расшифровке характера движений по разломам, особенно глубинным. Показанная в качестве примера этого класса условно Даванская зона смятия, как видно из приведенного в гл. II материала, должна находиться в классе $O/(B+Y)$.

Мерность полученной классификации $l = 3$. Объем классификации $N = 12$, квазиобъем $N_0 = 12$. Показатель связности $\delta = 0$.

Построенная классификация, так же как и предыдущая, является экспериментальной α -классификацией — перечислением.

ОБСУЖДЕНИЕ КЛАССИФИКАЦИЙ

Между некоторыми классами "морфологической" и "генетической" классификацией можно установить отношение эквивалентности, например, между классами $P/(\Pi + \Pi_l + \Gamma + A)$ и $O/(H+Y)$, между классами $P/(\Pi + \Pi_l + \Gamma + B)$ и $O/(H-Y)$ и некоторыми другими. Это позволяет, поместив какую-нибудь зону смятия в одну из классификаций, сразу же указать еще какие-либо ее свойства. В качестве примера рассмотрим два первых из приведенных выше классов. Если мы пользовались "генетической" классификацией и поместили в соответствующий класс зону смятия, являющуюся структурным элементом одиночного глубинного надвига, обладающую ультраметаморфическим структурным парагенезисом, то можем сразу сказать, что она является резкостным геологическим телом, имеющим форму параллелепипеда, в поперечном сечении наклоненным к уровню горизонта под углом менее 45° , с преобладающим развитием "горизонтальных" складок в динамометаморфическом структурном парагенезисе, состоящим из двух структурных

элементов. Хотя каждая из этих классификаций как модель множества зон смятия изоморфна этому множеству (Тахтаджян, 1972), друг другу они только гомоморфны, что лишний раз подтверждает неэквивалентность совокупностей свойств, по которым строились классификации.

Чтобы заполнить некоторые классы в обеих классификациях, пришлось привлечь даже проблематичные зоны смятия (например, Шилкинскую, Приаргунскую), относительно которых нет никакой уверенности, что они являются зонами смятия в смысле принятого нами определения. Надо надеяться, что это временное явление, и по мере выявления и описания новых зон смятия будут заполнены все классы. Некоторые зоны смятия, например, Джагдинская, фигурируют сразу в двух классах одной классификации (правда, в одном из них со знаком вопроса). Это объясняется не тем, что классы пересекаются (принятая методика классификационных построений такие случаи исключает), а тем, что какие-то особенности зон смятия как целого недостаточно хорошо известны. Для Джагдинской зоны — это вопрос о том, обладает ли она на уровне наблюдений ультраметаморфическим структурным парагенезисом. Если будет доказано соответствующими полевыми исследованиями, что описанные Л.В. Эйришем (1968) куполообразные сооружения (гл. II) относятся к Джагдинской зоне, она попадает в класс $O/(B + Y)$ "генетической" классификации, в котором пока стоит с вопросом, если же будет доказано противное, как это предполагается сейчас многими работавшими в Джагдинской зоне геологами — М.Т. Турбиным, Г.Л. Кирилловой и другими, то она останется в классе $O/(B - Y)$, альтернативном предыдущему.

Обращает на себя внимание то, что большая часть известных зон смятия связана с глубинными взбросами, включая в эту разновидность и те глубинные разломы, которые их исследователями были названы надвигами, но наклонены по отношению к горизонту под углом более 45° . Таковы Джагдинская, Татарская, Предивинская, Койкарская зоны смятия, зона Главного Уральского глубинного разлома и некоторые другие. Это, впрочем, совершенно естественно, так как такие глубинные разломы наиболее легки для диагностики. Зато слабо заполнены классы зон смятия, связанных с глубинными сдвигами (или, что практически эквивалентно, обладающие динамометаморфическим структурным парагенезисом в основном с "вертикальными" складками). Это тем более странно, что в период массового увлечения сдвигами в мировой геологической литературе (последние 10–15 лет) для многих глубинных разломов указывался преобладающий сдвиговый характер перемещений. Беда в том, что в подавляющем большинстве случаев он не доказывался полевыми наблюдениями, а выводился из некоторых (иногда, правда, весьма остроумных) тектонических гипотез. Поняв это, многие геологи-практики ударились в другую крайность, отрицая сдвиги даже там, где они достоверно устанавливались на основании бесспорных фактов, а именно таким геологам принадлежит значительная часть опубликованных описаний зон смятия.

Интересно отметить, что большинство признаков, положенных в основу обеих классификаций, относится к зонам смятия в целом. Это естествен-

но, поскольку признаки эти использовались на начальных уровнях классификаций, где зоны смятия делились на сравнительно крупные группы. В то же время широкое использование в классификационных целях свойств зон смятия как целого сдерживается слабой еще изученностью метаморфических формаций и их структурных парагенезисов.

Сравнение обеих классификаций показывает, что хотя "морфологическая" является более строгой (с точки зрения системного подхода, ибо не содержит сильных допущений), практическое применение ее при совместном уровне изученности зон смятия наталкивается на значительные трудности, так как достоверно плохо известна форма зон смятия на глубине. Кроме того, по-видимому, никем не проводились подсчеты точного количества "горизонтальных" и "вертикальных" складок динамометаморфического структурного парагенезиса. "Генетическая" классификация оказывается более простой и удобной в целях практического изучения зон смятия, построения эволюционных и генетических моделей и, возможно, для металлогенических целей. В то же время "морфологическая" классификация, несомненно, будет гораздо более удобна для математического описания зон смятия, когда последнее станет возможным.

ВОПРОСЫ ЭВОЛЮЦИИ ЗОН СМЯТИЯ

В науке есть нечто притягательное. От капиталовложений в виде пустяковых фактов получают оптовые прибыли в виде предположений.

1
Марк Твен

Любые генетические и эволюционные построения являются следствием изучения геологических объектов как статических систем (Косыгин, Соловьев, 1969; Косыгин, 1970б). В теории зон смятия в настоящее время имеет смысл рассмотреть лишь три вопроса: 1) суть так называемой "Эзетской зоны смятия" и ее соответствие зонам смятия в собственном смысле слова; 2) схему эволюции зон смятия; 3) соображения о механизмах формирования динамометаморфического структурного парагенезиса.

УСЛОВНО-ДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗОН СМЯТИЯ

Для того чтобы перейти к ретроспективным конструкциям, необходимо использование метода актуализма (Шанцер, 1970). Метод актуализма заключается в установлении соответствия между исходной статической системой и какой-либо динамической (Косыгин, 1970а). Однако такой возможности в случае зон смятия мы не имеем, поэтому динамическая модель заменяется "условно-динамической" (см. рис. 2). Считать динамической моделью зон смятия процессы, воспроизводимые в эксперименте, мы не имеем права из-за отсутствия надежной теории коэффициентов подобия. Как известно, эти коэффициенты выбираются достаточно произвольно (Гзовский, 1963; Паталаха, 1970; Сычева-Михайлова, 1973; и др.). Поэтому при попытке распространить результаты лабораторного эксперимента на природные явления неизбежны грубые допущения, силу которых трудно оценить. Чтобы исключить их, необходимо найти такие объекты в природе, которые отражают ранние стадии развития зон смятия. Таким объектом, по мнению автора, является "Эзетская зона смятия" в Эзет-Карагезской зоне Западного Копетдага (Копп, 1971; и др.). Эзетскую зону можно рассматривать в качестве зоны смятия в начальной стадии развития (Забродин, 1972). Хотя такая точка зрения оспаривается (Е.И. Паталаха, Г.Л. Кириллова), но другой выход пока неизвестен.

"Эзетская зона смятия" характеризуется небольшими размерами, соответствующими локальной зоне смятия, сложной (до изоклинальной) складчатостью, отсутствием динамометаморфических формаций. Самым

¹ Марк Твен имел в виду геологию (А. Мейерхофф, Г. Мейерхофф, 1974).

интересным является развитие сложной складчатости при отсутствии остальных составляющих динамометаморфического структурного парагенезиса. Из полевых наблюдений, теоретических и лабораторных работ как будто следует, что на стадии, предшествующей формированию динамометаморфического структурного парагенезиса, в зонах смятия формируются складки изгиба, не достигающие в своем развитии изоклиналильных форм. Определяющая же для зон смятия очень сложная разнообразная складчатость развивается только как составная часть динамометаморфического структурного парагенезиса или ультраметаморфического, если он присутствует (Паталаха, 1970; Забродин, 1972). В настоящее время автор склонен считать, что "Эзетская зона смятия" завершила этап формирования складчатости изгиба и находится в самом начале формирования динамометаморфического структурного парагенезиса. Пока неясно, что же в конце концов разовьется из Эзетской зоны — зона смятия в собственном смысле слова или локальная зона смятия. Тем не менее данные по ее изучению в виде условно-динамической модели следует использовать в промежуточных ретроспективных и статических моделях зон смятия в том смысле, что не следует считать все изоклиналильные складки принадлежащими только динамометаморфическому или ультраметаморфическому структурным парагенезисам.

"Эзетская зона смятия" располагается в самом сейсмичном районе СССР (Атлас..., 1962). Поэтому в принципе возможно, что постановка в ее пределах высокоточных геолого-геодезических наблюдений позволит проследить (за длительный, конечно, но вполне приемлемый отрезок времени, скажем, — десяток лет) рост складок и, возможно, образование кливажа, т.е. развитие динамометаморфического структурного парагенезиса. Научную ценность такого исследования трудно было бы переоценить.

ВАРИАНТ ЭВОЛЮЦИИ ЗОН СМЯТИЯ

При выяснении эволюции зон смятия мы находимся в сравнительно выгодном положении, поскольку с достаточной определенностью можем представить себе состояние соответствующего участка земной коры, на котором начинает развиваться зона смятия. Так, можно быть уверенным, что этот участок представляет собой зону глубинного разлома — геологическое тело, выполненное определенным комплексом осадочных и магматических образований, претерпевших метаморфизм и, видимо, обязательно складчатых. Далее, можно достаточно уверенно предполагать, что формирование и развитие зон смятия протекает в обстановке сильного сжатия, так как нет ни одной физической модели, которая могла бы объяснить формирование сложной складчатости в обстановке растяжения. Это ограничивает круг глубинных разломов, в которых могут развиваться зоны смятия, исключая из их числа глубинные сбросы и развиги.

Родственный ряд зоны смятия — локальные зоны смятия — зоны расщепления, рассматриваемый только в пространстве, на одном и том же множестве глубинных разломов, может служить указанием на масштаб

глубинного разлома и относительный характер перемещений вдоль него, а также на относительную величину действовавших напряжений. Если же рассматривать этот ряд во времени, как развитие одного и того же глубинного разлома, можно представить эволюцию зон смятия в следующем виде. После окончания формирования складчатости изгиба, которая, как показывает принятая выше условно-динамическая модель, может достигать достаточно высокой интенсивности, начинает развиваться динамометаморфический структурный парагенезис.

В первую очередь, видимо, образуются небольшие зоны расланцевания, которые, постепенно разрастаясь в вертикальном и латеральном направлениях, могут частично сливаться друг с другом, образуя локальные зоны смятия. При дальнейшем развитии процесса локальные зоны смятия также могут сливаться друг с другом при разрастании в вертикальном и латеральном направлениях; когда процесс развития динамометаморфического структурного парагенезиса захватит некоторую "критическую" массу вещества и достигнет какого-то определенного уровня на глубине, на нижнем уровне в условиях ультраметаморфизма начнется формирование ультраметаморфического структурного парагенезиса. В этот момент наблюдается качественный переход, фиксирующий смену одних объектов — локальных зон смятия — другим, более сложным — зоной смятия.

Отмечу, что если до этого процесс по какой-либо причине прервался, то мы увидим зоны расланцевания или локальные зоны смятия разных размеров, расположенных вдоль одного глубинного разлома. Так, развитие Ланского глубинного разлома в хр. Джагды прервалось, очевидно, на стадии образования локальных зон смятия. Их в его зоне несколько, и они не успели объединиться в единую зону смятия.

Если процесс остановится на начальной стадии формирования ультраметаморфического структурного парагенезиса, то в таком случае будут наблюдаться зоны смятия, подобные Джалаир-Найманской или Южно-Анхойской, без ультраметаморфического структурного парагенезиса в современном эрозийном срезе, с достаточно простой прямой или обратной зональностью динамометаморфических формаций и невысокой в общем степени полиметаморфизма. Если же процесс продолжится, то в зоне ультраметаморфизма возможно появление большого количества ремобилизованного вещества и выход реоморфических гранитоидов в верхние структурные этажи, что повлечет формирование и в них ультраметаморфического структурного парагенезиса, как этот имеет место в Иртышской, Предивинской, Татарской и других зонах смятия.

Если предложенная схема эволюции верна, то любая зона смятия на некоторой глубине должна быть сложена ультраметаморфическими формациями и обладать ультраметаморфическим структурным парагенезисом. Более того, следует ожидать, что на нижних структурных уровнях зон смятия динамометаморфический структурный парагенезис почти полностью вытесняется ультраметаморфическим. Эти предположения легко могут быть проверены, когда дойдет дело до изучения нижних горизонтов Джагдинской, Джалаир-Найманской и других зон смятия

буровыми или горными работами. Косвенные сведения, впрочем, могут быть получены и геофизическими методами.

Процесс формирования динамометаморфического структурного парагенезиса может повторяться неоднократно, тогда во все этапы, следующие за первыми, динамометаморфизм будет носить ретроградный характер. Такая схема развития в общем не противоречит имеющемуся фактическому материалу.

Предложенная схема эволюции зон смятия может иметь практическое значение. Возможны два способа ее использования: 1) решение задач диагноза на множестве зон смятия — эти задачи в настоящее время могут решаться удовлетворительно; 2) решение задач металлогенического прогнозирования — для одной частичной задачи (поиски месторождений мусковитовых пегматитов) можно считать, в принципе, существующим.

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ЭКСПЕРИМЕНТ И МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОН СМЯТИЯ

Рассматривая проблему формирования динамометаморфического структурного парагенезиса, Е.И. Паталаха выдвигает в качестве простейшей физической схемы этого процесса "ламинарное течение вязко-пластического (а за длительным пределом текучести — вязкого) тела в плоскости кливажа... по направлению линейности" (Паталаха, 1970, стр. 205). Как известно, в природе (не в геологических процессах) ламинарное течение наблюдается редко, только при движении очень вязких жидкостей (Монин, 1973; Бэтчелор, 1973). Горные породы в твердом состоянии обладают вязкостью, намного превышающей вязкость самых вязких жидкостей, но под действием нагрузок могут течь, в каком-то смысле, подобно жидкостям. Поэтому в тектонических экспериментах для моделирования природных процессов, как правило, в последние годы используются так называемые "эквивалентные вещества" с очень большими величинами вязкости ($10^8 - 10^{10}$ пуаз), все равно, впрочем, стоящие ближе к жидкостям, чем к горным породам; вязкость последних, по очень грубым оценкам, не меньше $10^{19} - 10^{23}$ пуаз. Этим будто бы достигается максимальное приближение условий эксперимента к природным. Физические свойства материалов, применяющихся в эксперименте, выбираются на основании тех или иных теоретических соображений о так называемых "коэффициентах подобия" (Гзовский, 1963; Паталаха, 1970; Сычева-Михайлова, 1973; и др.).

Однако выбор коэффициентов подобия обоснован очень слабо, с грубыми допущениями. Так, если следовать той системе коэффициентов подобия, которую применял М.В. Гзовский (1963), то при выборе соответствующей длительности опыта естественные горные породы оказываются возможным моделировать опытами с водой. Если в опытах получается картина, более или менее соответствующая наблюдающейся в естественных условиях, делается вывод о совпадении механизмов, действующих в том и другом случае. При этом не учитывались по меньшей мере три проблемы: 1) правомерность перенесения результатов, полу-

ченных в опытах с малыми объемами вещества, на большие объемы; 2) конвергенция; 3) малая длительность лабораторных опытов.

В лабораторных опытах, все равно, используются ли в них эквивалентные материалы или образцы естественных горных пород, оперируют небольшими объемами вещества (от нескольких кубических миллиметров до нескольких кубических метров). Результаты переносятся на природные объекты объемом в тысячи и десятки тысяч кубических километров. Например, при моделировании на столе Байкальского свода разница между моделью и объектом по площади составляет 15–17 порядков! Даже оставляя в стороне чисто физическую проблему перехода от мизерных объемов и масс к гигантским объемам и массам, здесь невозможно учесть структурные связи в моделируемой природной системе.

К чему это может привести, покажем на примере из области общей теории систем: "... в практике борьбы с насекомыми-вредителями сельскохозяйственных растений применение химических методов уничтожения вредителей в некоторых случаях было безрезультатным или даже приводило к увеличению численности вредителей, хотя предварительные лабораторные испытания показали высокую эффективность используемых химикатов. Как выяснилось, одна из причин неудачи крылась именно в неправильном выборе объекта соотнесения — ведь в естественных условиях данный вид насекомого-вредителя включен в сложную систему отношений с другими видами — хищниками, паразитами и т.д. Игнорирование этого факта и приводило к таким неожиданным результатам, поскольку ядохимикаты оказывают на данный вид не только непосредственное, но и опосредованное воздействие, изменяя всю систему межвидовых экологических отношений, причем такое опосредованное воздействие может быть сильнее, чем непосредственное. *Значительно сложнее проблема выбора объекта соотнесения* оказывается в том случае, когда характер исследования не позволяет провести непосредственную эмпирическую проверку. Очевидно, решение этой проблемы определяется тогда отношением к таким более общим, кардинальным проблемам, как выявление критериев истинности теоретической конструкции и принципов функционирования ее в более широком контексте" (Юдин, 1972, стр. 27, выделено мною. — В.З.). Описанная ситуация весьма сходна с той, когда осуществляется геологический эксперимент.

В геологической литературе также имеются достаточно нередкие высказывания по затронутой проблеме. Так, в весьма интересной работе, посвященной методологии геологического исследования, говорится: "... изучение физической природы складчатых и разрывных деформаций земной коры, основанное на приложении законов теории пластичности и реологии, сколь бы оно ни было глубоким и сколь бы остроумными и доказательными экспериментальными исследованиями не подкреплялось, не может дать цельного представления о закономерностях течения процессов развития тектонических структур. Являясь несомненно очень важными, подобные исследования способны вскрыть лишь сущность отдельных составляющих элементов этих сложных процессов или же некоторые сопровождающие их явления" (Шанцер, 1970, стр. 18; выделено мною — В.З.).

Явление конвергенции широко развито в природных условиях (Тахгаджян, 1972), в том числе и в тектонических процессах. Можно привести следующие примеры конвергенции, имеющие отношение к теории зон смятия. Известно, что в складчатых областях складки изгиба сопровождаются обычно кливажем осевой плоскости. Нередко морфологически он является кливажем разлома (де Ситтер, 1960; Ажгирей, 1966, 1967; и др.). В то же время вблизи зон разломов обычно развивается приразрывный кливаж (Михайлов, 1964б; Забродин, 1967; и др.). Эта разновидность кливажа является также тем самым рассланцеванием, которое входит в состав динамометаморфического структурного парагенезиса зон смятия (см. гл. II и III). Во многих случаях приразрывный кливаж морфологически является кливажем разлома, совершенно неотличимым от отмеченного выше, образующегося в процессе складкообразования. Между тем механизм формирования того и другого, видимо, различен, что особенно хорошо заметно, когда приразрывный кливаж развит без сопровождающей его мелкой складчатости в зонах небольших разрывов. Никакие исследования, кроме полевых наблюдений, не позволят нам разделить эти типы кливажа. Так, кливаж, связанный со складкообразовательными процессами, в породах однородного литологического состава или одной степени метаморфизма развит более или менее равномерно на больших территориях (десятки и сотни квадратных километров). Распространение же приразрывного кливажа в пространстве резко неравномерно во всех сечениях (Забродин, 1967).

Другой пример конвергенции представляют складчатые формы зон смятия. Известно, что зоны смятия характеризуются чрезвычайно напряженной складчатостью, в генетическом смысле представленной складками скальвания (де Ситтер, 1960), или складками ламинарного течения (Паталаха, 1970). Однако складчатость зон смятия, как правило, резко дисгармонична и в ее рядах широко представлены пологие синусоидальные складки (Забродин, 1968; Паталаха, 1970; и др.), совершенно неотличимые от таковых же, образующихся при простом изгибе (рис. 42).

После замечаний относительно правомерности прямого перенесения результатов лабораторного эксперимента на природные системы, вернемся к представлению динамометаморфического структурного парагенезиса моделью вязкого ламинарного потока. Вряд ли будет правильным с точки зрения методологии именовать течение горных пород термином, применяемым к жидкостям. Лучше, видимо, говорить о "квазиламинарном" течении.

Опираясь на результаты полевых исследований и проводя их качественное сопоставление с данными физики, можно выделить следующие особенности строения зон смятия: а) резкие колебания степени динамометаморфизма, понижающейся от амфиболитовой до зеленосланцевой фации на расстояниях в сотни метров и даже менее; б) образование порфиробластических разностей динамометаморфических производных осадочных и вулканических пород; в) развитие структур, известных в петрографии под названием "структуры снежного кома", в крупных порфиробластах альбита и граната; г) резко неравномерное распространение кливажа; д) резкая дисгармония складок, проявляющаяся на очень



Р и с. 42. Типичное выражение динамометаморфического структурного парагенезиса: Кварцево-мусковитовый сланец в одной из локальных зон смятия Енисейского кряжа (черное—существенно мусковитовые прослои, белое — существенно кварцевые прослои); порода рассечена трещинками скальвания, одна из которых выполнена кварцем. Зарисовка образца из коллекции Р. Ш. Гайнутдинова в натуральную величину

небольших расстояниях (сантиметры) даже в породах одного литологического состава.

Все эти особенности не могут получить объяснения с точки зрения механизма квазиламинарного течения, хотя Е.И. Паталахой (1970) этим механизмом объясняется образование "структур снежного кома". Глядя на формы складок, которые изображены на рис. 42, вряд ли можно предположить, что это результат движения равномерного потока. Напротив, такие факты, скорее всего, свидетельствуют о существовании в потоке вещества горных пород устойчивых или неустойчивых завихрений, т.е. о наличии либо турбулентностей, либо устойчивого вихревого потока (Бэтчелор, 1973). Последнее представляется менее вероятным, так как картины правильных вихрей наблюдаются в природных условиях редко. Так, большинством петрологов считается, что "структуры снежного кома" непосредственно указывают на вращение кристалла в процессе его роста (Судовиков, 1964; и др.).

Таким образом, фактический материал по зонам смятия позволяет наряду с механизмом квазиламинарного течения с большой вероятностью предполагать и существование механизма квазитурбулентного течения в процессе формирования динамометаморфического структурного парагенезиса. А объяснить формирование ультраметаморфического структурного парагенезиса без привлечения последнего механизма, видимо, вообще не удастся.

Заметим, что турбулентности могут возникать и в окрестностях точек застоя ламинарного потока (Гертлер, 1973), чем, видимо, и объясняются резкие колебания степени метаморфизма в зонах смятия. В.И. Громин (1970), изучая малые складки, пришел к выводу о достаточно широком проявлении механизма турбулентного (квазитурбулентного) течения горных пород в природе. Такие же данные приводит Ю.П. Мионов (1975).

Однако для существования квазитурбулентного потока геологического вещества необходимо заметное снижение эффективной вязкости. Можно предположить, что причинами такого снижения являются: а) тепловое воздействие — как в связи с высокой проницаемостью зон глубоких разломов (Паталаха, 1967;), так и в связи с подъемом фронта реоморфических гранитов в процессе развития ультраметаморфического структурного парагенезиса; б) сравнительно высокий региональный метаморфизм пород субстрата зон смятия (широкое развитие слюд и слюдopodobных минералов); в) роль геологического времени. Другие причины местного снижения вязкости рассмотрены Е.И. Паталахой (1971).

Сведение естественного движения горных пород или их составляющих к квазиламинарному течению предполагает обязательную линейризацию (в физическом смысле этого понятия). В отличие от этого, Е.И. Паталаха (1970) понимает под "линейризацией" процесс удлинения складок вдоль осей во время формирования динамометаморфического структурного парагенезиса, что приводит к недоразумениям. Получив систему дифференциальных уравнений и решив ее при некоторых граничных условиях, получим в результате картину, редко совпадающую с действительностью [сравните, например, рис. 15, 19, 26 в монографии Е.И. Паталахи (1970) и рис. 4 нашей работы]. С другой стороны, использование в качестве модели квазитурбулентного потока может встретить непреодолимые математические трудности, связанные с незавершенностью теории турбулентности в динамике жидкости (незамкнутая система уравнений). В технике эту трудность в настоящее время обходят, используя так называемые "полуэмпирические теории". Применим ли этот подход к геологическим явлениям — покажут только специальные исследования.

Все тектонофизические эксперименты протекают во времени. Время рассчитывается из самых общих соображений, с неявным использованием очень сильных допущений при выборе коэффициентов подобия (Гзовский, 1963). Никаких строгих обоснований на этот счет не существует. Изучая развитие любого геологического объекта, мы решаем ретроспективную задачу. В лабораториях при моделировании мы решаем динамическую задачу. Результаты, полученные в обоих случаях, относятся к статическому типу задач. Природную же статическую систему вряд ли можно рассматривать как результат простого суммирования большого числа статических состояний или сильно растянутую во времени динамическую систему. Если бы это было верно, то не было бы проблем с различием "физического" и "геологического" времени (Геология и математика, 1967; Косыгин, Соловьев, 1969; Косыгин, Салин, Соловьев, 1974а, б; и др.). "Физическое" время фигурирует в лабораторных расчетах, а как обращаться с "геологическим" временем — никому не известно. Впрочем, уже имеются попытки использования его для прямых расчетов. А.Н. Резникову и А.А. Карцеву удалось показать, что многие свойства нефтей коррелируются с геохронотермой; последняя представляет собой параметр, выраженный произведением возраста вмещающих нефть горизонтов в миллионах лет на величину пластовой

температуры в сотнях градусов Цельсия (Вассоевич, 1967). С учетом этого фактора должна снижаться критическая температура, требуемая для созревания микронепти. Конечно, такой расчет совершенно необоснован методологически, и вряд ли когда-нибудь такое использование "геологического" времени найдет применение. Другой подход разрабатывается в отделе общей и теоретической тектоники Института тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР (Косыгин, Салин, Соловьев, 1974 а, б; и др.). Заключается он в попытках установления соответствия между "физическим" и "геологическим" временем, однако до практических результатов еще далеко.

Е.И. Паталаха (1970) приводит "Список дискуссионных вопросов структур динамометаморфизма". Представляется, что на некоторые вопросы уже сейчас можно дать определенный ответ. Так, например, наблюдавшееся в природе близкое к горизонтальному "положение зеркала складок ламинарного течения, стоящего в противоречии с возможным существованием более крупных складчатых форм", видимо, не требует специального объяснения, так как для зон смятия вообще не известны крупные складчатые формы. Такие вопросы, как: "3. Изучение степени выдержанности по ходу рисунка складок, объяснение противоречивости имеющихся данных. 4. Увязка картины устойчивости структурного рисунка изоклинальных складок со сложным характером движения, переплетения, выклинивания струй и т.д. ... 15. Объяснение случаев крайнего сближения и резкого перехода пород разной степени метаморфизма и рассланцевания, ограничивающих роль высокой температуры и высокого уровня гидростатического давления в образовании этих структур и приводящих к необходимости допущения очень высоких градиентов скорости и касательного напряжения" (Паталаха, 1970, стр. 207—208) и некоторые другие, можно, видимо, объяснить только, допустив возможность, помимо квазиламинарного и квазитурбулентного течения горных пород при образовании динамометаморфического структурного парагенезиса. Более того, вопрос "16. Детальное изучение в природе и эксперименте краевых областей отдельных ламинарных струй и т.д." — прямо имеет ответ в словах Г. Гёртлера: "... как только будет превышено некоторое значение числа Рейнольдса, зависящее от толщины пограничного слоя и радиуса кривизны обтекаемой вогнутой поверхности, течение вдоль нее может стать неустойчивым: возникнут длинные волны, распространяющиеся вдоль течения (Гёртлер, 1973, стр. 14). Эти волны вошли в литературу под названием "вихри Гёртлера".

Таким образом, можно предполагать, что развиваемая Е.И. Паталахой теория практически полностью описывает зоны рассланцевания и участки локальных зон смятия. Именно из-за незначительных (по сравнению с зонами смятия) размеров к ним применимы уравнения гидродинамики, трансформированные для квазиламинарного потока. В связи с этим уместно напомнить одно высказывание: "В лабораториях, видимо, не достигаются условия, соответствующие геологическим, и воспроизведение только общего давления и температуры еще не создает сложной обстановки глубинных зон" (Судовиков, 1964, стр. 290).

В заключение хотелось бы предположить наиболее простое объяснение тому, почему сложность складок динамометаморфического структурного парагенезиса не зависит от степени динамометаморфизма. Во-первых, с ростом степени метаморфизма пород увеличиваются размеры слагающих их минералов, что меняет механические свойства пород — очевидно, что крупнозернистую породу сминать намного труднее, чем глинистый сланец; во-вторых, уже в условиях фации зеленых сланцев породы зачастую смяты так интенсивно, что дальнейшее усложнение становится попросту невозможным.

Итак, зоны смятия — очень интересный и специфический класс тектонических объектов. Хотя они и изучаются уже без малого полвека, общие закономерности их строения и развития выяснены далеко не до конца. Тем не менее на основании большого количества фактов, относящихся к различным конкретным зонам смятия, и имеющихся теоретических обобщений удалось установить наиболее характерные черты их строения и развития.

1. Связь зон смятия с одиночными или парными глубинными разломами и подразделение их соответственно на джагдинский и иртышский типы.

2. Зональность зон смятия этих типов. В джагдинском типе, представленном резкостными геологическими телами, наиболее метаморфизованные породы (и в динамометаморфических, и в ультраметаморфических формациях) располагаются в осевой части. В иртышском типе, представленном дизъюнктивными геологическими телами, такое расположение типично только для ультраметаморфических формаций, а в динамометаморфических формациях наиболее метаморфизованные образования фиксируются у границ.

3. Принадлежность магматическим формациям зон смятия только "батолитоподобных тел" гранитоидов (реоморфических гранитов). Остальные магматические образования входят в состав субстрата, на котором развиваются зоны смятия.

4. Размеры зон смятия: длина сотни, реже тысячи километров, ширина от 2—3 до нескольких десятков километров). Установлено даже эмпирическое правило диагноза зон смятия: если объект соответствует по особенностям строения зоне смятия, но имеет в длину менее 100 км, то он наблюдается во вторичных геологических границах.

Исходя из петрологических гипотез и расчетов глубины формирования кливважа, можно допустить, что глубина формирования зон смятия определяется цифрами от 1 до 7 км, т.е. зоны смятия развиваются в верхней части осадочно-метаморфического слоя земной коры.

5. Возможность классифицировать зоны смятия на чисто морфологической основе, без привлечения представлений о генезисе.

6. Возможность объяснить механизм образования динамометаморфического структурного парагенезиса не только квазиламинарным, но и квазитурбулентным течением горных пород. Тем более это относится к объяснению образования ультраметаморфического структурного парагенезиса.

7. Связь с зонами смятия редкометалльно-мусковитовых пегматитов, входящих в состав ультраметаморфических формаций (Даванская, Предивинская, Татарская зоны). Не исключается и связь с зонами смятия месторождений золота в диафоритах.

Представляется, что выявление и изучение новых зон смятия вряд ли даст нам принципиально новую информацию об их структуре. Более же детальное исследование динамометаморфического и ультраметаморфического структурных парагенезисов, равно как и особенностей пространственного расположения динамометаморфических и ультраметаморфических формаций зон смятия, в основном даст результат не для теории зон смятия, а для других, более широких разделов тектоники и геологии в целом — тектонофизики, структурной геологии, петрологии, учения о формациях.

Хочется надеяться, что эта работа поможет не только познанию геологии зон смятия, но и находящейся еще в начальной стадии разработке систем тектонических понятий и упорядочению терминологии зон глубинных разломов.

Следуя примеру Е.И. Паталахи (1970), заключим работу списком нерешенных вопросов геологии зон смятия, которые представляются автору наиболее интересными.

1. Обладают ли все зоны смятия ультраметаморфическими формациями и ультраметаморфическим структурным парагенезисом?

2. Какова структура областей пересечения динамометаморфического и ультраметаморфического структурных парагенезисов?

3. Какова точная форма зон смятия?

4. Каковы отношения зон смятия с другими структурными элементами глубинных разломов?

5. Как объяснить явления расщепления зон смятия (например, Северо-Восточной)?

6. Существует ли явление ветвления зон смятия?

7. Почему из двух полностью подобных друг другу глубинных разломов один сопровождается зоной смятия, а другой нет?

На все эти вопросы, очевидно, можно будет ответить, обратившись к теории глубинных разломов вообще и зон смятия в частности.

- Ажгирей Г.Д. К методам изучения форм и происхождения крупных тектонических структур. — В кн.: Проблемы тектонофизики. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Ажгирей Г.Д. Структурная геология. М., Изд-во МГУ, 1966.
- Ажгирей Г.Д. Кливаж. (Общие вопросы генезиса и кливаж межслоевого скольжения). — "Изв. АН СССР, серия геол.", 1967, № 11.
- Ажгирей Г.Д., Иванкин П.Ф. Главные вопросы изучения геологии Иртышской зоны смятия. — "Бюлл. МОИП, отд. геол.", 1952, т. 27, вып. 2.
- Атлас землетрясений СССР. Результаты наблюдений сети сейсмических станций СССР в 1911–1957 гг., М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Белоусов В.В. Структурная геология. Изд-во МГУ, 1961.
- Беляевский Н.А. Структурный шов западного Сихотэ-Алиня. — "Докл. АН СССР", 1951, т. 77, № 6.
- Богданов А.А. О геологии Перуанских Анд. — "Бюлл. МОИП, отд. геол.", 1970, т. 45, вып. 2.
- Богданов Н.А. Строение зоны глубинных разломов южного склона хребтов Тукурингра и Джагды. — "Бюлл. МОИП, отд. геол.", 1960, т. 35, вып. 2.
- Борукаев Ч.Б. Значение и роль эталонов в геологических исследованиях. — В кн.: Вопросы общей и теоретической тектоники. Хабаровск, изд. Ин-та тект. и геофиз. ДВНЦ АН СССР, 1974.
- Браун Д., Кэмпбелл К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М., "Мир", 1970.
- Бэтчелор Дж. Введение в динамику жидкости. М., "Мир", 1973.
- Вассоевич Н.Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти. (Исторический обзор и современное состояние). — "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1967, № 11.
- Войтович В.С. Природа Джунгарского глубинного разлома. М., "Наука", 1969.
- Войтович В.С. О природе Койкарской зоны дислокаций Балтийского щита. — "Геотектоника", 1971, № 1.
- Волочкович К.Л. К вопросу о структурном значении Тигирецко-Чуйской зоны смятия в Горном Алтае. — "Труды ИМГРЭ АН СССР", 1959, вып. 2.
- Воронин Ю.А., Гольдина Н.А. Упрощенная схема математико-логического разбора геологических классификаций. — "Геология и геофизика", 1964, № 9.
- Воронин Ю.А., Гольдина Н.А. Пример совместного упрощенного математико-логического разбора геологических классификаций. — "Геология и геофизика", 1965, № 2.
- Воронин Ю.А., Еганова И.А., Еганов Э.А. Анализ концепции уровней организации в теоретической геологии. Новосибирск, 1975.
- Вотах О.А. Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. М., "Наука", 1968.
- Гансер А. Геология Гималаев. М., "Мир", 1967.
- Гейтс Дж., Грик Дж. Структура и история тектонического развития Аляски. — В кн.: Кордильеры Америки. М., "Мир", 1967.
- Геологический словарь, т. 1. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Геологический словарь, т. 1. М., "Недра", 1973.
- Геология и математика. Новосибирск, "Наука", 1967.
- Геология и металлогения Успенской тектонической зоны (Центральный Казахстан), т. 6. Металлогения Успенской зоны. Алма-Ата, "Наука", 1968.

- Гертлер Г.* Мосты прикладного математика. — "Наука и жизнь", 1973, № 3.
- Гзовский М.В.* Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория, ч. III и IV. М., Изд-во АН СССР, 1963.
- Глебовицкий В.А.* Фациальные серии и эволюция метаморфических поясов. — В кн. *Метаморфические пояса СССР*. Л., "Наука", 1971.
- Горжевский Д.И.* Закономерности размещения, оценка и происхождение главных промышленно-генетических типов свинцово-цинковых месторождений. — "Разведка и охрана недр", 1970, № 11.
- Громин В.И.* Малые структурные формы и палеореологические реконструкции. М., "Наука", 1970.
- Дистанов Э.Г.* О роли сдвиговых движений в формировании Северо-Восточной зоны смятия Алтая и локализации в ней полиметаллического оруденения. — "Геология и геофизика", 1962, № 2.
- Живетев В.К., Кулындышев В.А., Соловьев В.А.* Понятие "складка" и систематика форм геологических тел. — В кн.: *Вопросы общей и теоретической тектоники*. Хабаровск, изд. Ин-та тект. и геофиз. ДВНЦ АН СССР, 1974.
- Жуланова И.Л.* Тектоника и история формирования метаморфических комплексов северной части полуострова Тайгонос. — "Геотектоника", 1974, № 1.
- Журавлев Б.Я., Успенский Е.П.* О крупных тектонических разрывах хр. Чингиз. — "Геотектоника", 1971, № 5.
- Забродин В.Ю.* Трещиноватость и кливаж в зоне Ланского разлома (хр. Джагды, Дальний Восток). — "Геотектоника", 1967, № 1.
- Забродин В.Ю.* К характеристике Джагдинской зоны смятия (Дальний Восток) на отрезке между реками Депом и Норой. — "Бюл. МОИП, отд. геол.", 1968, т. 43, вып. 3.
- Забродин В.Ю.* Некоторые общие вопросы геологии зон смятия (автореферат доклада). — "Бюл. МОИП, отд. геол.", 1972, т. 47, вып. 3.
- Забродин В.Ю.* Систематика зон смятия. — В кн.: *Вопросы общей и теоретической тектоники*. Хабаровск, изд. Ин-та тект. и геофиз. ДВНЦ АН СССР, 1974а.
- Забродин В.Ю.* Татарский глубинный разлом и Татарская зона смятия в Енисейском кряже. — "Геология и геофизика", 1974б, № 8.
- Забродин В.Ю.* Тектоническое районирование Енисейского кряжа по новейшим данным. — В кн.: *Геология и полезные ископаемые Нижнего Приангарья*. Красноярск, изд. КТГУ, 1975.
- Забродин В.Ю., Скорodelов Б.А.* Эклогитоподобная порода из южной части Енисейского кряжа. — "Бюл. МОИП, отд. геол.", 1971, т. 46, вып. 5.
- Забродин В.Ю., Турбин М.Т.* Крупнейшие разломы западной части хр. Джагды (Дальний Восток). — "Геотектоника", 1970, № 3.
- Зельманов А.Л.* К постановке космологической проблемы. — В кн.: *Труды II съезда Всесоюзного астрономо-геофизического общества*. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Иванов Ю.А.* О значении Нижнеамурского разлома в мезозойском развитии Нижнего Приамурья. — "Геотектоника", 1972, № 4.
- Изох Э.П.* О роли разломов глубокого заложения в пространственном размещении интрузий. — "Сов. геология", 1961, № 4.
- Ирдли А.* Структурная геология Северной Америки. М., ИЛ, 1954.
- Кинг Ф.* Геологическое развитие Северной Америки. М., ИЛ, 1961.
- Кириков Д.А., Модзалевская Е.А.* Палеозойские и допалеозойские отложения р. Зеи. — "Сов. геология", 1959, № 3.
- Ковригина Е.К.* Петрология метаморфических толщ раннего докембрия Ангаро-Канской части Енисейского кряжа. Автореф. канд. дис. Л., ВСЕГЕИ, 1973.
- Коноваленко А.А.* Понятие "глубинный разлом" в тектонике. — В кн.: *Вопросы общей и теоретической тектоники*. Хабаровск, изд. Ин-та тект. и геофиз. ДВНЦ АН СССР, 1974.
- Копп М.Л.* Новейшая структура и история формирования Эзет-Карагезской зоны Западного Копетдага. — "Бюл. МОИП, отд. геол.", 1971, т. 46, вып. 3.
- Косыгин Ю.А.* Геологические структуры и структурно-вещественные ассоциации. — "Геология и геофизика", 1964, № 7.

- Косыгин Ю.А.* Методологические вопросы системных исследований в геологии. — "Геотектоника", 1970а, № 2.
- Косыгин Ю.А.* Понятие структуры в геологических исследованиях. — "Геология и геофизика", 1970б, № 4.
- Косыгин Ю.А., Боровиков А.М., Соловьев В.П.* Принципы построения систем тектонических понятий, терминов и знаков. — В кн.: Тектоника Сибири, т. 5. Новосибирск, "Наука", 1972.
- Косыгин Ю.А., Воронин Ю.А.* Геологическое пространство как основа структурных построений. — "Геология и геофизика", 1965, № 9—10.
- Косыгин Ю.А., Воронин Ю.А., Борукаев Ч.Б.* Геологическое пространство как основа структурных построений. — "Геология и геофизика", 1965, № 11.
- Косыгин Ю.А., Воронин Ю.А., Борукаев Ч.Б., Парфенов Л.М., Соловьев В.А.* Геологическая структура. Опыт формализованного определения и описания (Определение понятия геологической структуры). — "Геология и геофизика", 1966, № 11.
- Косыгин Ю.А., Воронин Ю.А., Борукаев Ч.Б., Парфенов Л.М., Соловьев В.А.* Геологическая структура. Опыт формализованного определения и описания (Описание геологических структур). — "Геология и геофизика", 1967, № 8.
- Косыгин Ю.А., Воронин Ю.А., Соловьев В.А.* Опыт формализации некоторых тектонических понятий. — "Геология и геофизика", 1964, № 1.
- Косыгин Ю.А., Вотах О.А., Соловьев В.А., Черкасов Р.Ф.* Иерархия геологических объектов и тектоника. — "Докл. АН СССР", 1972, т. 207, № 2.
- Косыгин Ю.А., Салин Ю.С., Соловьев В.А.* Определение тектоники. — "Геотектоника", 1973, № 4.
- Косыгин Ю.А., Салин Ю.С., Соловьев В.А.* Время в геологии. — В кн.: Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Востока СССР. "Труды СВКНИИ АН СССР", 1974а, вып. 62.
- Косыгин Ю.А., Салин Ю.С., Соловьев В.А.* Философские проблемы геологического времени. — "Вопросы философии", 1974б, № 2.
- Косыгин Ю.А., Соловьев В.А.* Проблема усовершенствования геологического языка и "математизация" геологии. — "Изв. АН СССР, серия геол.", 1967, № 11.
- Косыгин Ю.А., Соловьев В.А.* Статические, динамические и ретроспективные системы в геологических исследованиях. — "Изв. АН СССР, серия геол.", 1969, № 6.
- Красный Л.И.* Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области. — "Труды ВСЕГЕИ, нов. серия", 1960, вып. 37.
- Кузнецов Ю.А.* Основные типы магмаконтролирующих структур и магматические формации. — "Геология и геофизика", 1970, № 9.
- Лепезин Г.Г.* Новые данные по метаморфическим породам Ильдутемо-Кубадринской зоны смятия (Горный Алтай). — "Геология и геофизика", 1968, № 4.
- Лисин В.А.* О второй статье Ю.А. Косыгина и Ю.А. Воронина "Геологическое пространство как основа структурных построений". — "Геология и геофизика", 1966, № 9.
- Лич Г.Б.* Борозда Скалистых гор. — В кн.: Система рифтов Земли М., "Мир", 1970.
- Лобанов М.П.* О генезисе редкометалльных метасоматитов Прибайкалья. — "Геология руд. м-ний", 1970, № 3.
- Лобанов М.П.* Вулкано-плутонические и метаморфические комплексы Прибайкальского вулканического пояса и их рудоносность. — В кн.: Материалы по геологии Сибирской платформы и смежных областей. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1971.
- Лобанов М.П., Педяш Г.М.* О гидротермально-метаморфогенном рудообразовании в зонах смятия краевого шва юга Сибирской платформы в связи с диафорезом и процессами кислотного выщелачивания. — "Геология и геофизика", 1971, № 4.
- Маркова Н.Г., Хорева Б.Я.* Типы приразломных структур (зон смятия) и их генезис на примере Центрального Казахстана и Алтая. — В кн.: Проблемы региональной тектоники Евразии. "Труды ГИН АН СССР", 1963, вып. 92.
- Маргин Л.* Тектоника Северной Кордильеры Канады. — В кн.: Кордильеры Америки. М., "Мир", 1967.

- Материалы по тектонической терминологии, вып. 1–3. Новосибирск, изд. СО АН СССР, 1960, 1961, 1963.
- Мейерхофф А., Мейерхофф Г.* Новая глобальная тектоника – основные противоречия. – В кн.: Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М., "Мир", 1974.
- Меланхолина Е.Н.* Складчатая система невадид Южных Кордильер. – "Труды ГИН АН СССР", 1967, вып. 180.
- Миронов Ю.П.* Теоретико-множественные модели гранитоидов. М., "Наука", 1975.
- Михайлов А.Е.* О классификации разрывных структур и изображения их на геологических картах. – В кн.: Глубинные разломы. М., "Недра", 1964а.
- Михайлов А.Е.* Типы разрывных нарушений земной коры и их систематика. – В кн.: Деформации пород и тектоника. (Междунар. геол. конгресс, XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 4). М., "Наука", 1964б.
- Моисеев Н.Н.* Будущее планеты и системный анализ. – "Наука и жизнь", 1974, № 4.
- Молдавцев Ю.Е., Перфильев А.С.* Проявление метаморфизма в связи с глубинным разломом на Полярном Урале. – "Изв. АН СССР, серия геол.", 1962, № 4.
- Молдавцев Ю.Е., Перфильев А.С.* Связь магматизма с тектоникой на севере Урала. – В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. "Труды I Уральского петрограф. совещ." Свердловск, 1963.
- Монин А.С.* Явления широкого класса. – "Наука и жизнь", 1973, № 3.
- Наан Г.И.* Типы бесконечного. – В кн.: Эйнштейновский сборник, 1967. М., "Наука", 1967.
- Нагибина М.С.* Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. – "Труды ГИН АН СССР", 1963, вып. 79.
- Наумов В.А.* Строение краевого шва Сибирской платформы в пределах Прибайкалья. – "Тектоника", 1973, № 1
- Нехорошев В.П.* Геологическое строение Прииртышских гор близ устья р. Бухтармы в Рудном Алтае. – "Изв. Геолкома", 1925, т. 43, № 6.
- Нехорошев В.П.* Зоны смятия и зональность оруденения Алтая. – "Проблемы сов. геологии", 1938, т. 8, № 3.
- Нехорошев В.П.* Северо-Восточная зона смятия в Рудном Алтае. – В кн.: Мат-лы по геол. Рудного Алтая. М., Изд-во АН СССР, 1940.
- Нехорошев В.П.* Алтайские зоны смятия, их особенности и практическое значение. – "Информ. сб. ВСЕГЕИ", 1956, № 3.
- Нехорошев В.П.* Тектоника Алтая. – "Труды ВСЕГЕИ, нов. серия", 1966, т. 139. Объяснительная записка к тектонической карте Австралии. – В кн.: Геология Австралии. М., "Мир", 1965.
- Парфенов Л.М.* Дислокация метаморфических толщ докембрия и методы их изучения (на примере докембрия Шотландии). – "Геотектоника", 1973, № 3.
- Паталаха Е.И.* Магматическая проницаемость и энергетическая сущность "подвижности" зон глубинных разломов. – "Сов. геология", 1967, № 11.
- Паталаха Е.И.* Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата, "Наука", 1970.
- Паталаха Е.И.* О дифференциальной подвижности совместно деформируемых разнородных геологических тел, ее причинах и следствиях (вязкостная инверсия). – "Геотектоника", 1971, № 4.
- Паталаха Е.И., Слепых Ю.Ф.* Пересекающаяся складчатость (геометрический анализ). М., "Недра", 1974.
- Паталаха Е.И., Смирнов А.В., Поляков А.И.* Генетические типы геосинклинальной складчатости (Казахстан). Алма-Ата, "Наука", 1974.
- Пейве А.В.* Глубинные разломы в геосинклинальных областях. – "Изв. АН СССР, серия геол.", 1945, № 5.
- Пейве А.В.* Связь осадконакопления, складчатости, магматизма и минеральных месторождений с глубинными разломами. Главнейшие типы глубинных разломов. – "Изв. АН СССР, серия геол.", 1956, № 3.
- Перфильев А.С.* Особенности тектоники севера Урала. – "Труды ГИН АН СССР", 1968, вып. 182.
- Радугин К.В.* Распознавание (диагностика) дизъюнктивов. Изд-во Томского гос. ун-та, 1972.

- Разломы и горизонтальные движения земной коры. — "Труды ГИН АН СССР", 1963, вып. 80.
- Рассказов Ю.П., Ялыничев Е.В. Усть-Гилпойский трог — структура особого типа в докембрии Станового хребта. — В кн.: Геология Дальнего Востока. Хабаровск, изд. Ин-та тект. и геофиз. ДВНЦ АН СССР, 1972.
- Резвой Д.П. К проблеме глубинных разломов Южного Тянь-Шаня. — "Бюлл. МОИП, отд. геол.", 1972, т. 47, вып. 1.
- Руженцев С.В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. — "Труды ГИН АН СССР", 1968, вып. 192.
- Рудник В.А., Алексеев Л.М. Особенности проявления дислокационного метаморфизма в пределах хребтов Тукурингра-Джагды на Дальнем Востоке. — "Информ. сб. ВСЕГЕИ", 1960, № 41.
- Рудник В.А., Алексеев Л.М. О проявлении метаморфизма в зоне глубинного разлома хребта Джагды-Тукурингра на Дальнем Востоке. — В кн.: Глубинные разломы. М., "Недра", 1964.
- Русаков М.П. К вопросу о наличии надвигов и сдвигов в восточной части Киргизской степи. — "Изв. ГГРУ", 1930, т. 49, № 2.
- Сеславинский К.Б. Строение и развитие Южно-Анжуйского шовного прогиба (Западная Чукотка). — "Геотектоника", 1970, № 5.
- Ситтер де Л. Структурная геология. М., ИЛ, 1960.
- Смирнов А.В. Герцинские зоны смятия в Джунгарском Алатау. — "Изв. КазССР, серия геол.", 1973, № 6.
- Смирнов А.Д., Алтухов Е.Н., Булдаков В.В. и др. Рифейды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов. М., "Наука", 1967.
- Соколов Ю.М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. Л., "Наука", 1970.
- Соловьев В.А. Формализация понятий — необходимое условие применения математики в геологии. — "Сов. геология", 1968, № 8.
- Соловьев В.А., Коноваленко А.А., Салин Ю.С. и др. Тектоническая терминология зоны перехода от континента к океану и вопросы систематики структур земной коры. — В кн.: Вопросы общей и теоретической тектоники. Хабаровск, изд. Ин-та тект. и геофиз. ДВНЦ АН СССР, 1974.
- Справочник по тектонической терминологии. Под редакцией Ю.А. Косыгина и Л.М. Парфенова. М., "Недра", 1970.
- Сприггс Р., Вильсон Р. Горный пояс Мастрейв в пределах Южной Австралии. — В кн.: Вопросы геологии Австралии. М., "Мир", 1965.
- Суворов А.И. Основные типы крупных разломов Казахстана и Средней Азии. — В кн.: Глубинные разломы. М., "Недра", 1964.
- Суворов А.И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. — "Труды ГИН АН СССР", 1968, вып. 179.
- Суворов А.И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М., "Недра", 1973.
- Суодовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд-во ЛГУ. 1964.
- Суодовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.М. и др. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л., "Наука", 1965.
- Суодовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Сергеев А.С. и др. Геологическое развитие зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л., "Наука", 1970.
- Сычева-Михайлова А.М. Механизм тектонических процессов в обстановке инверсии плотности горных пород. М., "Недра", 1973.
- Тахтаджян А.Л. Тектология: история и проблемы. — В кн.: Системные исследования. Ежегодник 1971. М., "Наука", 1972.
- Тектоническая карта южной части Хабаровского края и Амурской области. Ред. Л.И. Крайнев. Л., Гостеолтехиздат, 1959.
- Терентьев В.М. Джунджурская зона глубинных разломов как пример пограничных структур на стыке платформенных и складчатых областей. — В кн.: Глубинные разломы. М., "Недра", 1964.
- Урманцев Ю.А. Симметрия природы и природа симметрии. (Философские и естественнонаучные аспекты). М., "Мысль", 1974.

- Философский словарь. Под ред. М.М. Розенталя. Изд. 3-е. М., Изд-во полит. лит-ры, 1972.
- Флаасс А.С. Некоторые особенности структурного развития мамско-бодайбинской серии. — "Геотектоника", 1971, № 6.
- Хаин В.Е. Общая геотектоника. М., "Недра", 1964.
- Хаин В.Е. Общая геотектоника. Изд. 2. М., "Недра", 1973.
- Хоментовский В.В. Формации структурно-фациальных зон юго-западной Сибири и связь с ними полезных ископаемых. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. III. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Хорева Б.Я. Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия. М., Госгеолтехиздат, 1963а.
- Хорева Б.Я. Зоны смятия, их характерные особенности и типы. — "Труды ВСЕГЕИ, нов. серия", 1963б, т. 85.
- Хорева Б.Я. Петрологические особенности зон смятия и характер связи их с глубинными разломами. — В кн.: Глубинные разломы. М., "Недра", 1964.
- Хорева Б.Я. Типы метаморфических поясов складчатых областей. — "Докл. АН СССР", 1966а, т. 169, № 1.
- Хорева Б.Я. Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах. — "Геотектоника", 1966б, № 6.
- Хорева Б.Я. Принципы выделения и классификации метаморфических и плутоно-метаморфических формаций. — Докл. АН СССР, 1967, т. 176, № 5.
- Цикунов А.Г., Петров В.С. Надвиги Восточного хребта Камчатки. — "Геология и геофизика", 1972, № 1.
- Чеботарев М.В., Усенко С.Ф. Разломы Приамурья и Западного Приохотья. — "Сов. геология", 1967, № 7.
- Чиков Б.М. Зоны глубинных разломов складчатых областей северо-восточной окраины Азии. — "Геология и геофизика", 1972, № 5.
- Шанцер Е.В. К методологии историко-геологического исследования. — "Геотектоника", 1970, № 2.
- Шашкин К.С. К характеристике движений по разломам Монголо-Охотской системы (на примере западной части Верхнего Приамурья). — В кн.: Материалы по тектонике и петрологии Тихоокеанского рудного пояса. М., "Наука", 1964.
- Шашкина В.П. Метаморфизованные породы центральной части Шилкинской зоны смятия (Верхнее Приамурье). — В кн.: Материалы по тектонике и петрологии Тихоокеанского рудного пояса. М., "Наука", 1964.
- Шуркин К.А. Геологическое картирование ультраметаморфических комплексов. — В кн.: Методические указания по геологической съемке масштаба 1:50 000, вып. 4. Геологическая съемка в областях развития метаморфических образований. Л., "Недра", 1972.
- Эйм К., Эрреро Л. Субандская система разломов в Восточном Перу и Эквадоре. — В кн.: Кордильеры Америки. М., "Мир", 1967.
- Эйриш Л.В. Куполовидные структуры в Монголо-Охотской складчатой области. — "Геотектоника", 1968, № 2.
- Юдин Б.Г. Становление и характер системной ориентации. — В кн.: Системные исследования. Ежегодник 1971. М., "Наука", 1972.
- Яковлев Д.И. Голодная степь Казахстана М.—Л., Изд-во АН СССР, 1941.
- Clark L.D. Foothills fault System western Sierra-Nevada, California. — "Bull. Geol. Soc. America", 1960, v. 71, N 4.
- Yashiro A. Evolution metamorphic belts. — "J. Petrology", 1961, № 1.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. Основные направления исследований зон смятия	5
Эмпирическое направление	—
Теоретическое направление	6
Методологическое направление	7
Терминология	9
Глава II. Зоны смятия джагдинского типа	15
Джагдинская зона	—
Татарская зона	21
Предивинская зона	29
Зона Главного Уральского разлома	32
Успенская зона	34
Спасская зона	35
Зоны смятия Северного Приладожья	36
Даванская зона	37
Койкарская зона	38
Ильдугемо-Кубадринская зона	39
Зоны смятия Восточного Саяна	—
Глава III. Зоны смятия иртышского типа	40
Иртышская зона и ее аналоги	—
Северо-Восточная зона	44
Джалаир-Найманская зона	45
Северо-Джунгарская зона	46
Предгорная зона Калифорнии	48
Южно-Анхойская зона	50
Тукурингрская зона	51
Зона Аммонусук — Нерсей-Хилл в Аппалачах	52
Зона Эрнабелла — Кутберт Южной Австралии	—
Ров Скалистых гор	54
Глава IV. Краткая характеристика предполагаемых зон смятия и родственных им объектов	55
Объекты, предполагаемые в качестве зон смятия	—
Объекты, родственные зонам смятия	56
Глава V. Характеристика зон смятия	58
Структурная позиция	59
Складчатость	60
Кливаж	62
Метаморфические формации	63
Магматические формации	64
Линейные размеры	65
Глубина заложения	—
Геофизическая характеристика	66
Металлогения	—

Глава VI. Понятие "зона смятия"	68
Определяющие признаки	—
Анализ определений	69
Определение зон смятия	73
Зоны смятия в ряду родственных тектонических объектов	75
Глава VII. Классификация зон смятия	76
Анализ систематик	—
"Морфологическая" классификация зон смятия	77
"Генетическая" классификация зон смятия	82
Обсуждение классификаций	85
Глава VIII. Вопросы эволюции зон смятия	88
Условно-динамическая модель зон смятия	—
Вариант эволюции зон смятия	89
Тектонический эксперимент и механизм образования зон смятия	91
Заключение	98
Литература	100

Владимир Юрьевич Забродин

ЗОНЫ СМЯТИЯ

Утверждено к печати

Институтом тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР

Редактор С.Г. Самыгин

Редактор издательства И.М. Ерофеева

Художественный редактор А.Н. Жданов

Технический редактор Л.А. Куликова

Подписано к печати 18/V-1977 г. Т — 09928

Усл.печ.л. 6,75. Уч.-изд.л. 7,5

Формат 60 x 90 1/16. Бумага офс. № 1

Тираж 1100 экз. Тип зак. 1789

Цена 75 коп.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП,

Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

Московская типография № 9 Союзполиграфпрома

Москва, Волочаевская ул. д. 40.

75 коп.

2018