

**СТРУКТУРА  
ЛИНЕАМЕНТНЫХ  
ЗОН  
ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМА**

**НОВОСИБИРСК 1988**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

СТРУКТУРА  
ЛИНЕАМЕНТНЫХ ЗОН  
ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМА

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК 1988

Структура линейных зон динамометаморфизма: Сб. науч. тр./  
АН СССР, Сиб. отд-ние, Ин-т геологии и геофизики. [Редкол.:  
В.А.Соловьев, Б.М.Чиков (отв.ред.) и др.] - Новосибирск, 1988.  
120 с.

Рассматривается широкий круг вопросов строения и механизма формирования линейных зон динамометаморфизма: от диспергирования исходного породного вещества и его перекристаллизации в условиях стресса до описания структуры отдельных шовных зон. Особое внимание уделяется вопросам выделения и типизации специфических структурно-породных ассоциаций и парагенезов малых структурных форм, а также разработке общих принципов и методических приемов геологического картирования этих своеобразных тектонических зон.

Расчитан на широкий круг геологов, занимающихся изучением структурной геологии, тектоники, метаморфизма, металлогеней.

#### Р е д к о л л е г и я

д-р геол.-мин.наук В.А.Соловьев (отв.редактор),  
д-р геол.-мин.наук Б.М.Чиков (отв.редактор),  
д-р геол.-мин.наук К.Б.Кеpezинская,  
д-р геол.-мин.наук В.И.Молчанов, В.П.Горбенко (секретарь)

#### Рецензенты

д-р геол.-мин.наук А.С.Лапухов (ИГиГ СО АН СССР),  
канд.геол.-мин.наук А.М.Боровиков (Новосибирский гос. ун-т)

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Природа линеаментных зон динамометаморфизма определяется связью с системами крупных сколов земной коры. Метаморфизм в них проявляется экстремально и ведет к заметным структурно-вещественным преобразованиям на уровне минералов, пород и геологических тел, изменяет соотношения и связи крупных минеральных масс — тектонических комплексов. В соответствии с этим в статьях сборника рассматривается широкий круг вопросов структурообразования линеаментных зон: от разрушения исходных минеральных масс в условиях стресса и физико-химических предпосылок их структурно-вещественного перерождения под влиянием ориентированных нагрузок до описания структурной неоднородности региональных зон смятия и разработки принципов их картирования.

Наименее известны широкому кругу геологов физические предпосылки и механизмы преобразования породного субстрата в условиях динамометаморфизма. Это объясняется трудностями адаптации ряда теоретических положений и экспериментальных данных таких дисциплин, как механика разрушения, гидромеханика, механохимия, а также различных аспектов физикохимии. Попытки систематизировать и использовать представления о физических основах динамометаморфизма в линеаментных зонах с выделением деструктивных и конструктивных аспектов, анализ предпосылок петрохимического преобразования минеральных масс в зонах интенсивного динамометаморфизма с позиции механохимии, а также исследование поведения определенных типов породных ассоциаций на минеральном, породном и формационном уровнях содержатся в статьях первой, более общей (по постановке задач) части сборника "Структурно-породные комплексы и природа стресс-метаморфизма". Их содержание должно способствовать совершенствованию представлений о природе динамометаморфизма и динамометаморфических ассоциаций в линеаментных зонах.

Новые геологические данные о породных ассоциациях, структурных элементах и структурообразующих процессах, а также об особенностях строения и условиях формирования конкретных зон смятия приведены в статьях второго раздела "Региональные зоны динамометаморфизма". В числе региональных объектов - Иртышская, Бухтарминокая, Кедровоко-Бутачихинская, Успенско-Карелинская, Чарская и другие линеаментные зоны Алтае-Саянской области и Восточного Казахстана, а также Баян-Хангорская зона Монголии. Посвященные им статьи отражают авторские позиции и представляют сведения о структуре региональных объектов различного иерархического уровня.

В целом сборник объединяет материалы, содержащие новые данные по региональным зонам интенсивного динамометаморфизма, его авторскую трактовку, а также попытки осмыслить природу геологических явлений с физических позиций. Они существенно уточняют как представления о региональных линеаментных зонах, так и о природных следствиях динамометаморфизма, знания о которых обычно ориентированы на дислокационный аспект изменения первичного залегания геологических формаций, на "складчатые и разрывные нарушения" в геологических средах при складкообразовательных процессах.

Редколлегия

Б.М. Чиков

ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ И МЕХАНОХИМИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ  
СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЯ В УСЛОВИЯХ СТРЕСС-МЕТАМОРФИЗМА

I. Понятие стресс-метаморфизма

В земной коре постоянно идут разномасштабные процессы преобразования вещества и структуры на геохимическом, минеральном, породном, геоструктурном и глобальном уровнях - это геометаморфизм в самом широком смысле. Традиционно выделяются определенные направления исследования метаморфических процессов, за которыми закрепились свои названия, отражающие специфику породо- и структурообразования в различных термодинамических условиях. Эти направления представляются следующим образом (рис.1):

I. Региональный, или термобарический, метаморфизм (рт-м) - структурно-вещественные преобразования крупных породных массивов в условиях устойчиво высоких температур и давлений в недрах; анизотропия регионального поля напряжения определяется преимущественно гравитационными и ротационными факторами; обуславливающими конвекционное перемешивание (конвекционные структуры течения в расплавленном или близком к нему состоянии).

II. Динамический метаморфизм (д-м) - преимущественно структурно-механические, а также структурно-вещественные преобразования пород и породных массивов в земной коре, обусловленные приложением сил эндогенной и экзогенной природы; анизотропия поля напряжения проявляется преимущественно "деформационными структурами".

III. Литостатический метаморфизм (л-м) - "дометаморфические" преобразования отложений и пород в условиях медленно меняющихся малых температур (до 50-70°) и слабых давлений в стационарном поле напряжения осадочной оболочки зем-

ной корн \*; на глубинах более 1000 м они сопровождаются перекристаллизацией пород, но без предпочтительной ориентировки продуктов рекристаллизации.

IV. Контактный метаморфизм (к-м) — структурно-вещественные преобразования в пограничной зоне двух контрастных по своим свойствам геологических сред; энергетически более активная среда (расплав и т.п.) оказывает соответственно большее влияние на вмещающую.

У. Метасоматические преобразования (мз) — метаморфизм, обусловленный привнесом и выносом вещества при взаимодействии различных элементов геологической среды.

В реальности указанные проявления метаморфизма тесно взаимосвязаны, их обособление имеет качественный характер и необходимо главным образом для более глубокого понимания природы структурно-вещественных преобразований в земной коре. В случае явного преобладания того или иного метаморфического механизма появляется смысл описывать явление в соответствующих терминах.

Представления о стресс-метаморфизме тесно связаны с понятием динамометаморфизма и, по-видимому, являются производными от него, а стресс обычно понимается как ориентированное приложение внешних сил. В практике геологических работ термин динамометаморфизм неоправданно широко используется для обозначения преимущественно механического преобразования горных пород (собственно механические эффекты, не сопровождаемые бластезом и рекристаллизацией, наблюдаются лишь в самых примитивных формах хрупкого разрушения), а также деформации слоистых толщ и других геологических тел. Иногда термины динамо- и стресс-метаморфизм встречаются в качестве синонимов. С другой стороны, динамометаморфические преобразования сопровождают термобарический метаморфизм, являясь его составной частью. Они играют ведущую роль при зональных проявлениях  $P-T$  в линейных структурах, а также имеют немаловажное значение в условиях катагенеза. Поэтому вполне понятны попытки уяснить соотношения указанных разновидностей метаморфизма, уточнить область применения тех или иных терминов и прежде всего термина "стресс-метаморфизм".

---

\* В той или иной степени соответствует понятиям диагенеза, регионального эпигенеза или катагенеза.

Первую систематизацию представлений о стресс-метаморфизме мы находим в работе У.Грубенмана и П.Ниггли /10/, которые проанализировали условия проявления и роль "одностороннего давления" при метаморфизме. Уже в то время они широко использовали опыт механики, металловедения и физикохимии, различая деструктивный (разрушительный) и конструктивный (созидательный) дислокационный метаморфизм эли-, мезо- и катазон. У.Грубенман и П.Ниггли сформировали важный тезис: "Механическое напряжение вызывает состояние, которое естественно ведет к перекристаллизации... Разрушение, перемещение и воссоздание являются процессами, которые в совокупности ведут к дислокационно-метаморфической породе" /Там же, с. 134/. К сожалению, в последующем этому положению не всегда придавалось должное значение, а основной акцент был смещен в область "закрытых" систем термобарического метаморфизма.

В 1982 году А.В. и В.Т. Лукьяновы рассмотрели стресс-метаморфизм как "самостоятельный вид преобразования пород, обусловленный направленным давлением (стрессом)". Изменение минерального состава пород, вызванные изменением  $P$ -условий, они назвали "термодинамо-метаморфизмом", а случаи совместного проявления  $P$ - и  $s$ -преобразования - " $s$   $P$ -метаморфизмом". Позднее эти авторы совершенно справедливо отмечали: " $s$ -метаморфизм всегда развивается в каких-либо  $P$ -условиях... Реальный метаморфизм в большинстве случаев является  $P$ -метаморфизмом. Однако в нем всегда можно выделить две независимые, хотя и взаимовлияющие, компоненты:  $s$ -компоненту и  $P$ -компоненту" /16, с. 129, 165/. В цитируемой работе сделана попытка выделить  $s$ -метаморфизм (как и  $sPT$ -метаморфизм) в породах разных стадий катагенеза и метагенеза, вплоть до проявления  $sPT$ -метаморфизма "низкой ступени, как позднего наложенного процесса". При всей привлекательности замысла и значении приводимого фактического материала по метаморфизму фанерозойских толщ Памира и Тянь-Шаня, такое широкое толкование стресс-метаморфизма практически лишает возможности определить его самостоятельность, отделить от других проявлений динамо- и термобарического метаморфизма.

Не менее широко представление А.Н. Казакова /14/ о метаморфизме в условиях стресса. Он рассматривает следствия направленного давления в "метаморфических тектонитах", образованных "в глубоких зонах земной коры совместными действиями метаморфизма и

складчатых процессов". Убедительно иллюстрируя тесную связь перекристаллизации и деформации, А.Н.Казаков считает перекристаллизацию главным механизмом метаморфического преобразования породного субстрата и главным следствием дислокационного крипа. Спорным представляются лишь его утверждения о том, что указанный механизм осуществляется преимущественно в стадию упругой деформации (см. ниже).

Большое значение для правильного понимания механизмов стресса и дислокационного процесса имеют работы Е.И.Паталахи /20/ и П.М.Бондаренко /5/, которые исследовали эти проявления в природе и эксперименте. Введенные Е.И.Паталахой понятия динамометаморфического парагенезиса и тектонофаций, представления о роли "ламинарного течения" в формировании зон смятия и складчатости оказались весьма плодотворными, а установленные П.М.Бондаренко важные закономерности структуры поля напряжения в условиях изгиба и сдвига, экспериментально выявленный характер размещения зон скалывания и отрыва в сдвиговых зонах позволяют глубже понять физико-механическую природу стресс-метаморфизма, полнее адаптировать теоретические разработки механики сплошных сред и других физических дисциплин.

Целесообразность выделения стресс-метаморфизма ( $s - m$ ) в качестве особого процесса, сопровождаемого диагностируемыми следствиями в виде специфических структурно-породных ассоциаций, сомнений не вызывает и подтверждается общей практикой геологических исследований. Однако понимается он далеко не однозначно. Полагая  $s - m$  концентрированным и, зачастую, экстремальным проявлением метаморфизма в условиях ориентированного приложения внешних сил, в последующем тексте этим термином автор обозначает структурно-вещественное преобразование породных массивов и геологических тел в условиях высокobarического анизотропного поля напряжений; продукты  $s - m$  локализуются в разномасштабных зонах приразломных дислокаций сдвиговой природы и в импактных структурах. Его соотношения с другими разновидностями метаморфизма, а также объекты исследования стресса в геологических средах отображены на схеме (см. рис. I).

При образовании зон  $s - m$  основное значение имеют две группы последовательно протекающих, но тесно взаимосвязанных процессов: I) деструкция исходного породного субстрата и на-

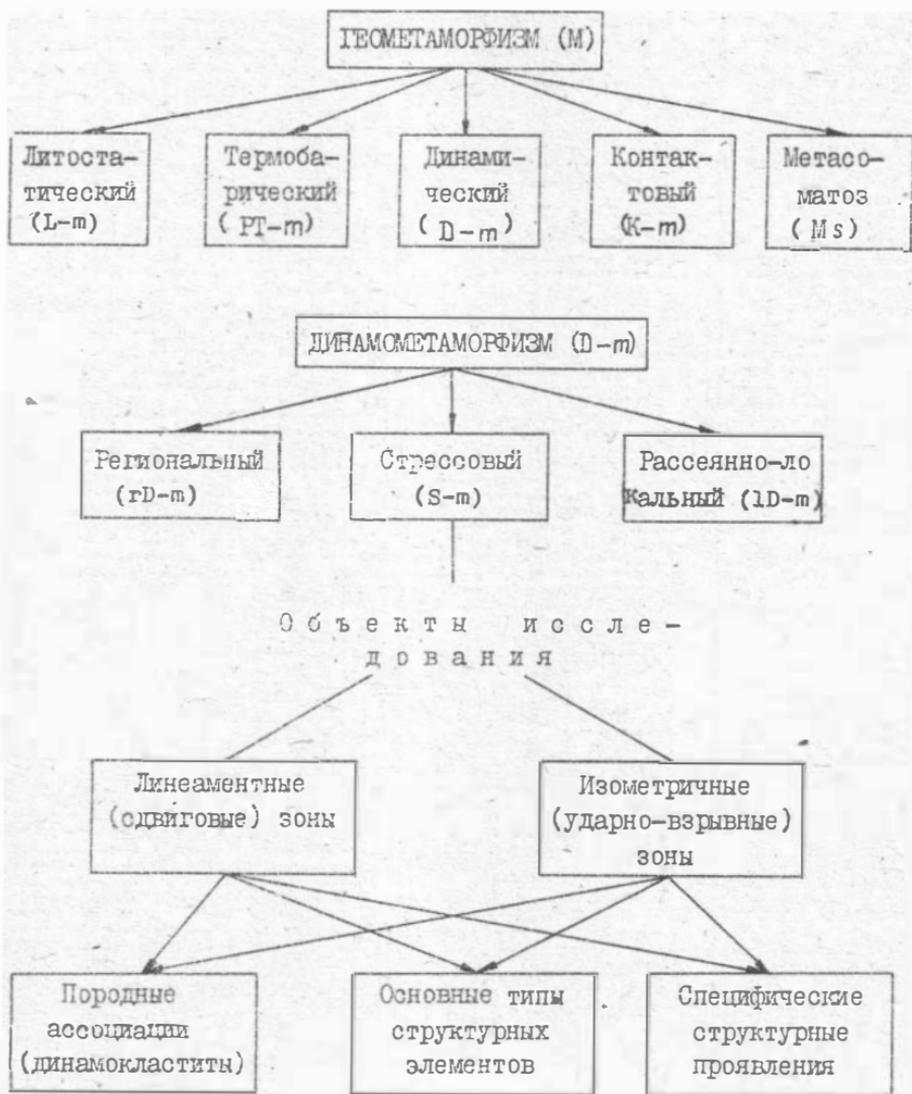


Рис. 1. Область и объекты стресс-метаморфизма в системе геоморфических преобразований

рушение структурных связей среды, подверженной стрессу; 2) конструктивные преобразования среды  $s - m$  за счет: а) механического перераспределения материала на уровне минералов, пород и геологических тел; б) диффузии, спекания диспергитов, бластеза, перекристаллизации пород и появления новых геологических тел (ассоциаций) с новыми структурными связями. В ходе образования этих специфических динамометаморфических ассоциаций уже на стадии разрушения и диспергирования проявляется энергия механохимической активации и диффузии, которые служат спусковым механизмом и энергетической основой последующего бластеза, рекристаллизации минералов и перекристаллизации пород. В связи со сказанным обратимся к исходным принципам механики разрушения, его энергетике и сопутствующим явлениям. При этом не будем забывать, что "ключ к успешному анализу заключается в выборе простейшей допустимой идеализации, а не в попытке получить наилучшее описание в самом широком диапазоне условий" /II, с. 512/.

## 2. Дислокации и механизмы разрушения

Разрушение — это сложный многоступенчатый процесс нарушения прочности среды, которое происходит в результате чрезмерной упругой или пластической деформации. Процесс начинается в микрообъемах и по-разному проявляется на разных масштабных уровнях — имеется в виду ионно-молекулярный, минерально-зерновой, породный и другие объемы твердого тела. Говоря о механизме разрушения, обычно подразумевают условия, при которых в изучаемом объеме (теле) распространяется система дислокаций. Оно охватывает широкий диапазон явлений от зарождения субмикроскопических трещин и взаимодействия их с дефектами кристаллической решетки кристаллов (физика твердого тела) до макротрещин в смысле объектов механики сплошных сред; еще более разнообразны проявления разрушения породного субстрата в условиях стресс-метаморфизма геологических сред. Здесь одним из главных условий является скорость деформации твердого тела. Некоторое представление о масштабных формах разрушения с позиции упруго-пластической концепции дает схема (рис. 2).

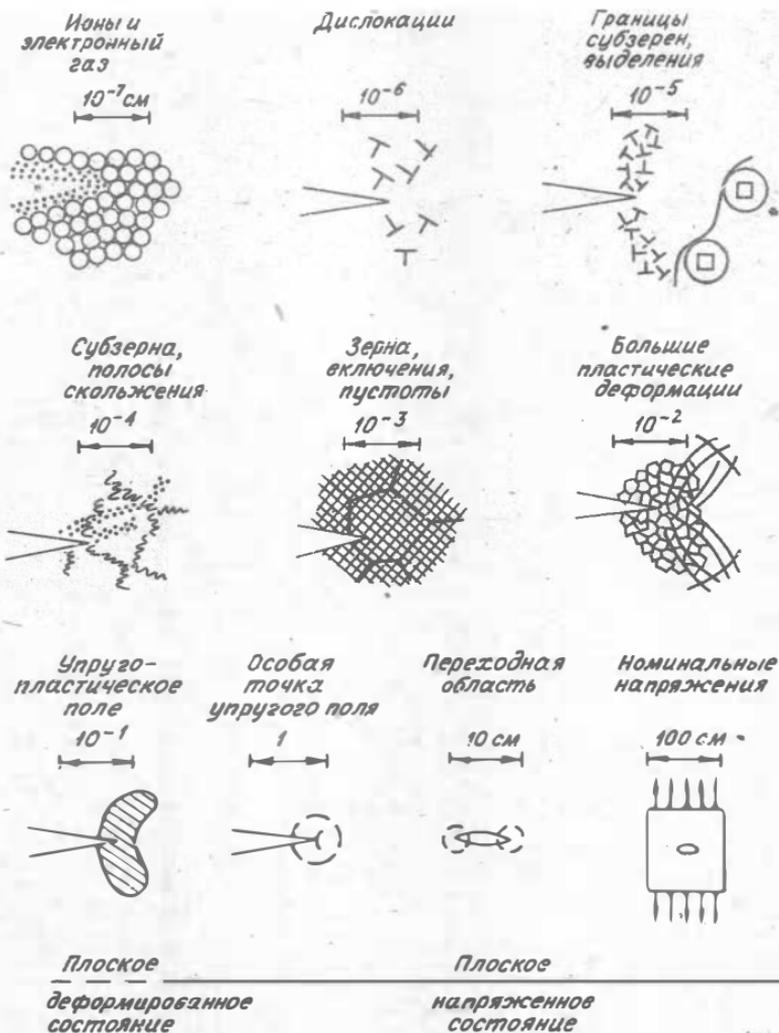


Рис. 2. Масштабные проявления разрушения /19/

Вероятно, не все представления механики разрушения пригодны для объяснения природы стресс-метаморфизма. Заведомо исключается идеально хрупкое разрушение, когда исходная позиция восстанавливается путем прямого составления осколков. Особую роль играет усталостное разрушение в связи с периодичностью измене-

ния глобальных полей напряжения и волновым характером многих видов движения материи в земной коре. Не менее значительно разрушение ползучести, аналогичное пластическому разрушению, когда деформация образуется по значительной части деформируемого объема (тела), а также квазихрупкое разрушение, когда напряжение в нетто-сечении выше предела текучести, но ниже предела прочности.

Понятие дислокации имеет существенное значение для понимания механики разрушения твердых тел в самом широком смысле, в том числе для условий стресса. Дислокации (D) играют важную роль при анализе распределений напряжений в сплошной среде. Анализ микродислокаций позволяет понять начальный характер разрушения и процесс пластической релаксации, связанный с наличием трещин и микроскопических неоднородностей. В макросредах понятие D позволяет описать пластическое деформирование рассматриваемой среды и дать аналитическое представление для формирующихся в ней трещин. "Поэтому, используя это понятие, можно получить в терминах теории дислокаций единое описание; охватывающее как сами трещины, так и связанные с ними пластические деформации" /4, с. 113/. К этому следует добавить широко известный факт аналогии между трещиной со свободно скользящими поверхностями и скоплением D скольжения.

Механические D представляют собой тип дефектов сплошной среды, возникающих при разрывах (трещинах), противоположные стороны которых (берега) смещаются относительно друг друга. Материал добавляется или удаляется при необходимости, а разрывы вновь "склеиваются". Наиболее характерным выражением этого является дислокация Соммерфельда, которая лежит в основе представлений о характере упругих напряжений вокруг нагруженных трещин, полос скольжения и Z-образных перегибов, двойников и мартенситных пластинок /Там же/.

Принято различать три характерных случая плоской и антиплоской деформации, позволяющие рассчитывать упругие поля тела с трещиной при помощи приложения полей для сред без трещин. Эти случаи (рис. 3) показывают:

I. Нагрузки распределяются так, что в плоскости  $V=0$  напряжения  $\sigma_{xy}=0$ ,  $\sigma_{xx}=0$ ,  $\sigma_{yy}=0$ . При образовании трещины ее берега расходятся.

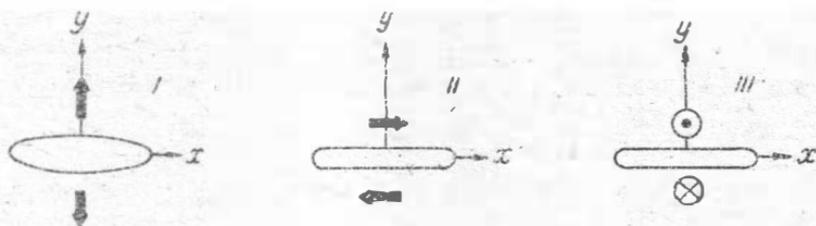


Рис. 3. Модели деформаций при разрушении /22/:  
 I-II - случаи плоской деформации, III - антиплоская деформация

II. Приложенные нагрузки создают в плоскости  $V=0$  напряжения  $\sigma_{xx}=0$ ,  $\sigma_{yy}=0$ ,  $\sigma_{xy}=0$ . Берега трещины скользят относительно друг друга.

III. В плоскости  $V=0$  нагрузки порождают напряжения  $\sigma_{xz}=0$ ,  $\sigma_{yz}=0$ . Берега трещины смещаются перпендикулярно плоскости.

Микродислокации определяют начальный момент или зарождение разрушения. Большинство случаев, которые внешне выглядят и обычно списываются как хрупкое разрушение, на самом деле представляют собой разрушение при предельных нагрузках или развитой пластичности, в то время как хрупкое разрушение - это некоторое сочетание квазихрупкого разрушения и скола, возникающее задолго до достижения предельной нагрузки. Пока она не достигнута, пластические деформации всюду стеснены упругими. Коэффициенты концентрации могут быть большими, но величина деформаций остается умеренной (за исключением окончаний глубоких трещин).

Опыт механики сплошных сред позволяет использовать некоторые идеализации для объяснения упрощенной картины зарождения разрушения при стресс-метаморфизме. Хрестоматийны два крайних случая поведения образца при растяжении: полностью вязкое разрушение путем скольжения или стягивания шейки в точку и полностью хрупкий скол после чисто упругой деформации. Для их осуществления необходимы специальные материалы и соответствующие условия, а поведение обычных материалов в нормальных условиях отличается от предельных случаев: "...хрупкий скол часто происходит после пластической деформации зерна или кристалла; неустой-

чивое развитие шейки обычно заканчивается задолго до того, как диаметр поперечного сечения обращается в нуль. В шейке пластически растягиваемого образца перед разрушением появляются пустоты... Процесс разрушения в шейке - это процесс объединения или слияния образовавшихся пустот"/II, с.529/. Перетяжки между растущими пустотами оказываются в условиях меньшего стеснения и, как следствие, становится возможным скольжение. Подобные эффекты наблюдаются в отдельных участках зон широкого сдвига, когда возникают веретенообразные формы обособления минерального агрегата с пережимами и разрывами "в шейке"; эффекты хрупкого разрушения и скола, сопровождаемого течением, обычны для геологических сред.

Проблема динамики разрушения, в том числе применительно к земной коре, обычно рассматривается с учетом теоретических посылок механики сплошных сред. За основу принимается математическая теория роста трещин в упругохрупких телах /15/, механика упругопластического разрушения /19/ или используется моделирование систем трещин, разрушающих объем, и упругопластическая дилатансионная математическая модель /23/.

Обзор экспериментальных исследований реологии горных пород /18/ показывает, что само понятие об упругих состояниях условно - предел упругости считается достигнутым, когда неупругие деформации становятся сравнимыми или превосходят упругие: "за пределом упругости... при умеренно высоких давлениях в скальной породе возникают большие дилатансионные деформации" /18, с.135/. Реологическое состояние (вязкость) вещества контролируется давлением (P) и температурой (T), существенно также влияние влаги на прочность и ползучесть породы.

Из указанного обзора следует, что для гранита и габбро в интервале давлений 2-5 кбар и температур 200-400°C в образцах формируется разветвленная система мелких трещин, постепенно концентрирующихся в полосы, развитие которых завершается образованием в их плоскости магистральных трещин. При более высоких значениях P и T сухое трение на порядок выше прочности сплошного материала, поэтому магистральные трещины не образуются, а переход к разрушению без сброса напряжений происходит путем главного неограниченного течения (эксперименты Дж. Байерли и К. Моги). Переход от микротрещиноватости зерен гранита к неупру-

гости, обусловленной дислокационным механизмом, происходит при  $T=600^{\circ}\text{C}$  и слабо зависит от  $P$  (эксперименты Дж.Туллуса и Р.Юнга). В то же время на межзерновые трещины влияют как давление, так и температура: при  $P$  около 10 кбар и  $T$  около  $600^{\circ}\text{C}$  (или  $P=15$  кбар и  $T=500^{\circ}\text{C}$ , или  $P=6$  кбар и  $T=700^{\circ}\text{C}$ ) эти трещины не возникают. При повышении  $T$  происходит уменьшение прочности пород, снижаются значения эффективных упругих модулей, а сдвиговые усилия, необходимые для начала дилатансии, при  $T \geq 500^{\circ}\text{C}$  снижаются ориентировочно в 2 раза /Там же, с. 138/.

Явление дилатансии в механике рассматривается как эффект "разрыхления" материала и сводится к кинематической взаимосвязи объемных и сдвиговых деформаций. Этот эффект проявляется после многократного приложения циклических нагрузок как система микротрещин и пустот, разрушающих целостность среды. В горном массиве дилатансия выражается перераспределением зерен (перемещение, проворот и т.п.), уплотнением породы либо внутренним трещинообразованием, сопровождающим сдвиговые деформации /26/.

К тому же, экспериментально установлено, что дилатансионные деформации растут во времени при продолжительном выдерживании образцов горных пород под нагрузкой - эффект хрупкодилатансионной ползучести /32/.

Как уже отмечалось, предельные случаи и воспроизводимое в лабораторных условиях разрушение пород не следует непосредственно отождествлять с природными ситуациями - это отдаленные аналогии. Поэтому необходимо учитывать изначальную неоднородность геологической среды: только в квазиупругих средах возможно появление "неискаженных фигур разрушения"; обычными являются случаи избирательности дислокаций по ослабленным зонам (селективность), как и полное приспособление (адаптивность) к механической неоднородности внутреннего строения разрушаемого массива /24/. При переносе результата лабораторного исследования на природный объект исследователь испытывает трудности соблюдения критериев подобия по множеству показателей: состояние исходного материала в критических условиях до разрушения, совпадение температур, размеры и геометрия среды, скорость деформаций и т.п. Особенно большое значение имеет температура ("сталь при разных температурах - это разные материалы"), а также длительность процесса. При кратком воздействии напряжения горные породы ведут себя

как жесткие упругие тела. Более продолжительное воздействие ведет к пластической деформации, а очень длительное (геологическое) время деформации реализуется как вязкое течение (ползучесть, или деформационный крип). Это следует из уравнения С.Кэри /27/:

$$S = \frac{P}{M} + f(P) + t^{1/3} \beta + \frac{Pt}{\eta},$$

где  $S$  - деформация сдвига,  $P$  - напряжение сдвига,  $t$  - время,  $M$  - жесткость,  $\eta$  - коэффициент вязкости,  $\beta$  - постоянная.

Таким образом, разрушение рассматривается в качестве физического процесса образования, ассоциации и роста трещин. В механике разрушения различают силовой и энергетический критерии трещинообразования. Первый из них отражает условия механической стабильности в твердом теле, а второй - условия термической стабильности /28/. В силовых условиях по фронту дислокации должны преодолеваться силы межмолекулярного сцепления. И при хрупком разрушении локальные растягивающие усилия преодолевают это сцепление, превосходя средние, приложенные извне силы на 2-3 порядка. В реальных твердых телах с уже существующими дислокациями пороговая энергия размножения трещин ничтожно мала по сравнению с условиями зарождения их в монолитных средах. Соответственно, дифференциальное развитие трещин должно быть энергетически оправданным, что выполняется, если энергия развития трещины больше (или равна) энергии образования поверхности трещины в процессе ее развития.

### 3. Энергетика стресс-метаморфизма и диффузионные эффекты

Для более полного представления о стресс-системе необходимо хотя бы в самом общем виде рассмотреть ее энергетическое состояние. Эту систему удобно представить как сплошную среду с соответствующими свойствами, в которой силы сцепления, действующие между ее структурными элементами, играют роль граничных условий и основных "носителей" внутренней энергии среды. В этой среде под нагрузкой образуются дислокации и их концентрации. Характерно, что скорость распространения трещины позволяет коррелировать параметры физики разрушения с процессами повышения температуры, эмиссии электронов, наведения электрических зарядов и пр. Вводя понятие поверхностной энергии, можно аналити-

чески рассмотреть большое разнообразие типов расширения трещин, процесс трещинообразования, а также общую энергетику системы.

В соответствии с представлениями механики разрушения под энергией стресс-системы  $E_{ss}$  здесь понимается сумма упругой энергии ее динамометаморфического комплекса  $E_d$ , в которой существенную роль играет энергия сцепления, и потенциальной энергии внешнего поля напряжений ( $E_p$ ):  $E_{ss} = E_d + E_p$ . В связи с широким разнообразием полупластичных и пластичных видов разрушения энергия сцепления должна рассматриваться как возникающая преимущественно за счет локальной "пластической работы", связанной с фронтом разрушения /4/.

А.Гриффитом в 1920 году был предложен энергетический критерий разрушения твердого тела, имеющего природу, аналогичную с жидкостью. Позднее, в 1957 г. Дж.Ирвин сформулировал силовой критерий и показал его эквивалентность энергетическому. Сущность этих подходов заключается в том, что распространение трещины требует расхода энергии, равного по величине работе, обеспечивающей целостность материала перед ее вершиной — это работа разрушения с обратным знаком. Одновременно с образованием новой поверхности трещины, свободной от нагрузки, в некотором объеме тела уменьшается деформация, что сопровождается выделением упругой энергии  $\delta E_p = G \cdot \delta S$ , где  $\delta E_p$  — работа разрушения для образования поверхности разрыва площадью  $\delta S$ ,  $G$  — поток энергии в вершину трещины, отнесенный к единице ее площади (интенсивность освобождающейся упругой энергии).

Предположение А.Гриффита о том, что  $\delta E$  есть поверхностная энергия твердого тела, имеющего одну физическую природу с жидкостью, было позднее приближено к реальным твердым телами Е.Орваном и Дж.Ирвином. Они показали, что затраты энергии при создании новых трещин связаны преимущественно с работой пластической деформации объемов материала, расположенного перед вершиной трещины. Появилась концепция квазихрупкого разрушения, связавшая идеальные модели с реальным материалом:  $\delta E_p = 2\gamma \cdot \delta S$ , где  $\gamma$  — величина поверхностной энергии, затрачиваемой на разрушение /22/.

Развитие деформации сопровождается повышением температуры в связи с тем, что значительная часть энергии, рассеиваемой в процессе распространения дислокаций, переходит в теплоту. Прежде всего в тепловую энергию превращается работа необратимой

пластической деформации  $Q$ , в механохимии описываемая через сопротивление растрескиванию  $R$  с соотношениями:  $Q = 0,6 + 0,9 R$ . Установлено также, что поверхностная энергия твердых веществ определяется интервалом величин  $0,1 - 1,0 \text{ Дж/м}^2$ , но для сопротивления растрескиванию  $R$  экспериментально получены следующие значения (в  $\text{Дж/м}^2$ ): стекло -  $10$ , полимеры -  $10^3$ , сталь -  $10^5$ . Исходя из величины  $Q$  можно рассчитать пределы повышения температуры  $T - T_0$  при высоких скоростях разрушения /28, с. 75/;

$$T - T_0 = Q / (c_p \cdot 2\delta),$$

где  $c$  - удельная теплоемкость среды,  $\rho$  - плотность,  $2\delta$  - ширина зоны разрушения.

Наиболее интенсивный температурный эффект наблюдается в условиях сдвига, при котором механическая энергия в значительной степени трансформируется в тепловую (хотя механизм перехода остается проблематичным). Для случая металлического цилиндра, скользящего по плоской поверхности, эта тепловая энергия трения описывается уравнением /6/:  $Q = \mu mgv$ , где  $\mu$  - коэффициент трения,  $m$  - масса цилиндра,  $g$  - ускорение силы тяжести,  $v$  - скорость.

С учетом процессов теплопроводности рост температуры на границе трущихся тел выражается:

$$T - T_0 = \frac{Q}{2\pi z} \sqrt{\frac{1}{2\beta k r}},$$

где  $\beta$  - коэффициент теплоотдачи,  $z$  - радиус цилиндра,  $K$  - теплопроводность.

Эксперименты показывают, что при скольжении (сдвиге) на поверхности локально развиваются температуры до  $600-1000^\circ\text{C}$  за время  $10^{-4}$  с. Например, при очень быстром скольжении стальной иглой по стеклу можно получить локальное плавление, т.е. около  $900^\circ\text{C}$ .

В случае удара, или взрыва (импактные структуры), мгновенно вводится большое количество энергии, и физико-механические процессы идут на фоне интенсивного теплового возбуждения, поскольку сразу за фронтом ударной волны избыточная энергия превращается в теплоту. Можно рассчитать количество выделяемого при ударе тепла в зоне  $0 \leq r \leq r_0$  экспериментального воздействия шарика на плоскую поверхность /28/:

$$Q \approx E_{\text{кин}} = \frac{m_k}{2} (V_k^2 - V_k'^2) \frac{1}{\Delta V t_s} = \frac{3m_k (V_k^2 - V_k'^2)}{4\pi r_0^3 t_s},$$

где  $Q_0$  - количество теплоты в единице объема за единицу времени,  $m_k$  - масса шарика,  $t_g$  - время от начала удара до наибольшего вдавливания шарика,  $V_k$  - скорость удара,  $V'_k$  - скорость отскока шарика,  $r$  - пространственная координата.

Тепловое воздействие на стресс-систему выражается резким изменением свойств ее элементов. Наиболее наглядно это проявляется на примере кварца, для которого особое значение имеет температурный интервал 555-585°C, соответствующий зоне  $\alpha$ - $\beta$  перехода /13,25/. В точке инверсии коэффициент линейного расширения увеличивается в 25 раз - при направленном растягивающем усилии зерна кварца испытывают всестороннее расширение вместо поперечного сжатия. Сама инверсия зависит от давления: при нормальном P она происходит при  $T = 573^\circ\text{C}$ ; при  $P = 1$  кбар,  $T = 599^\circ\text{C}$ , а при  $P = 5$  кбар температура перехода повышается до 704°C.

Температура существенно влияет на объем кварца: при 500-600°C он увеличивается на 4,55 % (но при 1000°C - только до 4,26 %), что, в свою очередь, оказывает воздействие на структуру поля напряжения стресс-системы. В зоне  $\alpha$ - $\beta$  перехода наблюдается также катастрофическое падение термодинамической устойчивости кварца за счет интенсивного разрыхления его структуры. Падение устойчивости и переход в вязкопластичное состояние сопровождается появлением в метаморфизуемых кварцосодержащих породах гнейсовых текстур течения /2/.

Понятие диффузии в твердых телах как формы теплового движения связано с представлениями об энергетически равновесном и неравновесном состояниях вещества /8/. Это явление обусловлено перемещением атомов из узлов кристаллической решетки в межузловые пространства и плоскости дислокаций с образованием "вакансий" в узлах. Неупорядоченное блуждание атомов свойственно даже совершенным кристаллам. Оно резко и направленно увеличивается при наличии дислокаций, характеризуя неравновесное состояние.

В общем виде неравновесность в твердом теле выражается наличием микроскопических трещин и пор, в том числе минимальных из них - вакансий в кристаллах, характером распределения напряжений, деформациями кристаллических решеток минеральных зерен и т.п. Все это соответствует энергетически возбужденному состоянию. Стремление деформированного тела к равновесию сопровожда-

ется выделением свободной энергии, что реализуется диффузионным перемещением атомов. В случае кристаллов установлено, что при всестороннем обжатии, но без разрушения, кристалл обладает меньшим количеством вакансий (сокращение объема), а при растяжении — увеличением концентрации вакансий с увеличением давления; дислокационные линии (плоскости) обладают, с одной стороны, повышенной диффузионной проницаемостью, а с другой — способностью испускать и поглощать атомы. При стресс-метаморфизме дислокации проявляются экстремально, и деформационные плоскости (трещины) неравномерно распространяются по всему объему деформируемых минеральных масс, создавая предпосылки активного перемещения микрочастиц и появления вакансий для последующей диффузии их в зернах.

Растягивающие усилия в кристаллических телах вызывают удлинение, в основе которого диффузионное перемещение атомов. Сам процесс такого изменения формы тела без изменения кристаллической структуры называется диффузионной ползучестью, которая также увеличивается с ростом температуры. Под нагрузкой диффузионная ползучесть приводит к соответствующему течению (крипу), которое выражается согласованным изменением формы минеральных зерен за счет диффундирования атомов и вакансий. Скорость такого течения обратно пропорциональна размерам минеральных зерен в породе.

Процесс перемещения мельчайших частиц постоянно происходит в любом веществе, независимо от его агрегатного состояния. Если же по какой-либо причине атомы распределены неравномерно и существует градиент их концентрации, то в среде возникает направленный диффузионный поток, который стремится выравнять концентрацию. Аналогичное явление термодиффузии сопровождается градиентом температуры /9/.

Диффузионный поток  $I$  при наличии градиента концентрации описывается дифференциальным уравнением:  $I = D \cdot \text{grad } N$ , где  $D$  — коэффициент диффузии, характеризующий ее скорость ( $\text{см}^2/\text{с}$ ),  $N$  — концентрация перемещаемых частиц.

Диффузия в твердых телах чаще выражается другим уравнением, где характер распределения диффундирующих частиц в различных точках среды определяется как функция времени (второй закон Фика):

$$\frac{\partial N}{\partial t} = D \frac{\partial^2 N}{\partial x^2}$$

С ростом температуры  $D$  возрастает по экспоненциальному закону:

$$D(T) = D_0 \exp \left( - \frac{Q}{RT} \right),$$

где  $R$  - газовая постоянная,  $T$  - абсолютная температура,  $D_0$  - частный множитель,  $Q$  - энергия активации.

#### 4. Активация процессов метаморфизма

Разрушение стимулирует процессы физико-химических превращений. Причем, "...физические процессы, происходящие при механической активации, столь многочисленны...", что число механизмов, по которым инициируются химические реакции, до конца неизвестно и по сей день" /28, с. 19/. К числу наиболее значимых процессов относятся: эмиссия частиц от ионов до частей кристаллической решетки, изменение электропроводности, локальный разогрев в твердой фазе, массоперенос, аморфизация, пластическая деформация. Существенно то, что релаксация механических напряжений часто тесно сопряжена с релаксацией электрических полей, сопровождаемых указанными механоэмиссионными явлениями.

Из физики твердого тела известно, что потенциальная энергия, накопленная в период упругого деформирования образца, в момент разрушения концентрируется непосредственно у вновь образующейся дислокации. Как следствие, физико-химические свойства образца у этой поверхности существенно меняются за счет эмиссии электронов, резкого возрастания молекулярной подвижности и пр. Эксперименты с материалами, позволяющими фиксировать начало низкотемпературных химических реакций при хрупком разрушении, показали /3/: а) механическое разрушение вызывает скачкообразное возрастание скорости химических превращений; процесс имеет самоускоряющийся характер и даже при локальном очаге разрушения охватывает большие объемы; б) распространение химических превращений от зоны разрушения имеет автоволновой характер, причем начальная ориентировка инициирующего разрушения определяет направление распространения волны реакции, а само химическое превращение происходит скачкообразно.

В условиях стресса появляются дополнительные факторы ускорения твердофазных химических превращений. Еще П. Бриджмен /7/

исследовал влияние высоких давлений на скорость твердофазных реакций и показал их особую эффективность в случае сочетания осевой нагрузки со сдвиговой. Анализ структурно-химических изменений под влиянием механической активации позволил установить, что эти изменения сопоставимы с реакциями, протекающими при нагревании /1/. Эксперименты с устойчивыми в обычных условиях кристаллогидратами солей меди, марганца, цинка и других металлов показали, что при давлении 5–15 кбар в сочетании с деформацией сдвига (наковальня Бриджмена) соли разлагаются с очень высокой скоростью, вплоть до взрыва /12/. Установлено, что при этом коэффициенты диффузии растут на 10–15 десятичных порядков по сравнению с теми же коэффициентами без приложения давления и сдвига, а скорости химических превращений возрастают на 3–8 десятичных порядков по сравнению с их скоростью в жидкой фазе. Очень важно то, что указанные процессы протекают без энергии активации (изотермически). Сверхбыстрые реакции разложения возбуждаются стрессом и протекают с поглощением тепла. При сжатии твердых диэлектриков имеет место переход механической энергии непосредственно в химическую, хотя и этот механизм перехода еще до конца не выяснен.

Одним из первых проблему механохимической активации в геологических преобразованиях рассмотрел Г.Л.Поспелов /21/, обративший внимание на химический "эффект размеров" диспергитов, заметный в частицах и пленках от  $10^{-2}$  см, достигающий высоких значений с микрона ( $10^{-4}$  см) и резко усиливающийся с  $10^{-6}$  см (100 Å). Обсуждая значение таких физико-химических эффектов диспергации, как твердофазные реакции, ионный обмен, хемосорбция, диффузия и массоперенос, он обосновал понятие и механизмы автодиспергации, впервые указав на значение этих процессов в лито-, петро- и тектоногенезе. Работа Г.Л.Поспелова имеет особое значение при анализе основ разрушения и преобразования геологических сред в условиях стресса, когда происходит деформация и измельчение больших породных массивов, что в свою очередь, ведет к активации процессов их физико-химического и петрографического преобразования.

В.И.Молчанов /17/ систематизировал данные по влиянию диспергирования на изменение физико-химических свойств минеральных веществ и показал, что измельченный минеральный субстрат накапливает энергию вследствие увеличения свободной поверхности час-

тиц (зерен) вещества и аккумуляции энергии в зоне остаточного напряжения (энергия деформации кристаллических решеток до разрушения). Эта энергия расходуется на физико-химические преобразования, выражающиеся изменением модификации минералов (кальцит → арагонит, киноварь → метациннабарит и др.), аморфизацией кристаллических минералов, твердофазными реакциями (образование пирротина при реакции пирита с железом и т.п.), ионными замещениями, деструкцией алкмосиликатов с конечными продуктами в виде аморфных гидратированных окислов ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и т.п.). Разрядка энергии измельчения проявляется также в повышении растворимости минералов (опыты с кварцем, касситеритом и др.), изменении сорбционной способности тонкопорошковых агрегатов и упругодеформированных материалов в десятки раз, понижении температуры плавления и спекания, изменении кинетики химических реакций, которые становятся возможными при нормальных температуре и давлении (например, получение водорода в реакции  $\text{Fe} + \text{H}_2\text{O}$  при комнатной температуре), ускорении окислительно-восстановительных процессов, в каталитическом воздействии. Активация проявляется и в процессах, идущих с сокращением свободной поверхности, — образовании стяжений типа конкреций, оолитов и т.п.

Представляется важным заключение о том, что механическое измельчение (катаклаз, милонитизация) сопровождается аккумуляцией энергии, которая проявляется в геологических ситуациях соответствующим образом. Например, увеличение потенциальной энергии при диспергировании, ведущей к аморфизации, выражается суммой:

$$E = E_p + E_a,$$

где  $E_p$  — поверхностная,  $E_a$  — аморфизационная энергия. В случае аморфизации кварца и превращении его в кремнезем при измельчении до дисперсности  $100 \text{ м}^2/\text{г}$  аккумулярованная энергия выражается значением  $43,6 \text{ кал/г}$  ( $E_p = 18,6$ ;  $E_a = 25 \text{ кал/г}$ ). "Запаса этой энергии вполне достаточно, чтобы нагреть данное вещество до температуры  $250\text{--}300^\circ \text{C}$ , если эта энергия выделится при кристаллизации" /17, с.83/.

Широко известен эффект гидrolитического ослабления в минералах — наличие  $\text{H}_2\text{O}$  даже в самых малых (исчезающих) количествах приводит к резкому возрастанию (в  $10\text{--}20$  раз) пластичности квар-

ца и силикатов /31/, в то же время в "сухих" условиях кварц остается малопластичным почти до температуры солидуса.

Небольшое количество влаги ( $H_2O + CO \leq 1\%$ ) резко сокращает интенсивность диффузионного переноса, и реакции, сопутствующие деформации, идут изохимически, но если влагоперенос реализуется, то реакция сопровождается существенным перераспределением минерального вещества, коррозионные трещины образуются при более низких температурах (в граните при  $T \leq 400^\circ C$ ), размеры зерен уменьшаются на порядок и резко возрастает проницаемость /30/.

Наличие влаги до 3–6% (по весу) в граните снижает эффект прерывистого скольжения, усиливает зависимость прочности от скорости процесса, влияет на формирование сложной картины микро-трещин. Сдвиговая прочность влажного гранита при  $T = 900^\circ C$  и росте давления от 5 до 15 кбар уменьшается – происходит переход к истинно-пластическому состоянию, или состоянию высоковязкой жидкости. С другой стороны, во влажных образцах гранита следы "плавления" отмечаются уже при  $T = 500^\circ C$ .

### Заключение

Анализ физико-химических процессов, протекающих в условиях приложения однонаправленных сил, или стресса, позволяет представить стресс-метаморфизм как функцию разрушения прежде существовавших отношений геологических формаций в анизотропном поле напряжений, изменения механических свойств породного субстрата с интенсивной пластической деформацией, а также протекания физико-химических реакций, активированных диспергацией, с преобразованием первичных соотношений на минерально-породном уровне. При исследовании s-m целесообразно рассматривать деструктивную и конструктивную стадии процесса. В первую происходит катаклаз пород и диспергирование минеральных зерен на фоне деформации геологических тел и изменения их первичных связей. Конструктивная стадия включает формирование новой структуры анализируемого пространства, образование динамометаморфических породных ассоциаций за счет преимущественно твердофазных реакций в условиях диффузионного и дислокационного крипа.

Энергетика S-m стимулируется приложением внешних сил, создающих анизотропное поле напряжения в системе. Сообщение механической энергии твердому веществу вызывает изменение его морфологии, петрографической структуры и химического состава. Разрушение сопровождается локальным разогревом и пластической деформацией, а также накоплением энергии за счет увеличения свободной поверхности частиц зерен и изменения внутренней энергии частиц (деформация, изменение структуры и др.). Накопленная энергия расходуется на физико-химические преобразования типа твердофазных реакций, полиморфных превращений и ионных замещений. Механическая энергия трансформируется в тепловую и химическую. В конечном счете энергетика стресс-системы является главным фактором перекристаллизации первичного породного субстрата и образования формаций динамометаморфического типа /29/.

Исходными положениями такого преобразования с позиции механики сплошных сред, энергетика разрушения и взаимодействия элементов дислокационной модели служат: 1) дислокации и динамика разрушения на ионно-молекулярном, минерально-зерновом и породном уровнях; 2) реология среды; 3) энергетическое состояние системы в условиях стресса; 4) взаимодействие частиц деформируемого минерально-породного массива; 5) ионный обмен и массоперенос в анизотропном поле напряжений.

Начальным моментом породного и геоструктурного преобразования в зонах S-m является механическое разрушение, или физический процесс образования, скопления и роста дислокаций (трещин). Именно разрушение исходного породного субстрата вызывает его последующее петрохимическое превращение, играя роль спускового механизма и являясь начальным звеном метаморфизма в условиях стресса. Причем, деформации сдвига благоприятствуют структурным перестройкам геологического пространства (породного массива) в большей степени, нежели деформации сжатия, ибо сдвиг сопровождается широкомасштабными дислокациями и смещениями с нарушением связей на атомно-молекулярном, минерально-породном и геоструктурном уровнях. При больших скоростях деформаций наблюдается ряд физических явлений, имеющих решающее значение при последующем метаморфизме: изменение структуры твердых тел, ускорение процессов диффузии при пластической деформации, образование центров активации на поверхности трещины, локальный разогрев, аномалии давления и пр.

Механохимическое и петрохимическое перерождение разрушаемого породного субстрата, его перекристаллизация в твердом состоянии инициируются прежде всего диффузионно-дислокационным крипом и твердофазными химическими реакциями. Они ответственны за рекристаллизацию минеральных зерен и бластез, спекание кластических элементов разрушаемого субстрата, а при благоприятном течении процесса — и за полную перекристаллизацию массива первичных пород в зоне стресса. Таким путем образуется динамометаморфическая породная ассоциация. Как показывает теория и экспериментальные данные механохимической практики, процесс этот может протекать изотермически и с большой скоростью.

Дополнительные резервы преобразования породного субстрата в зонах S-m связаны с газовой-жидкостными зманациями извне. Возникают условия интенсивного метасоматоза, усиливаются процессы сегрегационной перекристаллизации и т.п.

Последовательность породного преобразования в условиях S - m представляется следующей: 1) упругая деформация до метаморфической стадии, достижение предела прочности и появление механических дислокаций → 2) механическое разрушение среды: катакластические деформации минеральных зерен, диспергирование, протомилонитизация, дислокационная ползучесть → 3) активированная диффузия и ионные замещения, массоперенос, начальные формы твердофазных реакций и рекристаллизации → 4) бластез, проникающая перекристаллизация и появление ориентированных структур → 5) спекание и формирование бластомилонитового комплекса. В этой последовательности прослеживаются обычные стадии деформационного процесса: упругости, текучести и упрочнения. Но ее основной смысл заключается не в анализе развития дислокаций, а в изучении стадийности формирования нового породного субстрата — S - метаморфической породной ассоциации с учетом принципов механики разрушения и механохимии.

Автор признателен В.И. Молчанову, чьи содержательные рекомендации способствовали уточнению ряда принципиальных положений статьи.

1. Аввакумов Е.Г. Механические методы активации химических процессов. Новосибирск: Наука, 1986. 303 с.
2. Байкальский мегасвод (структура, магматизм, металлогения)/ Комаров Ю.В., Копылов Э.Н., Белоголовкин А.А. и др. - Новосибирск: Наука, 1984. 120 с.
3. Барканов И.М., Барелко В.В., Гольданский В.И. и др. Пороговые явления и автоволновые процессы в низкотемпературных твердофазных реакциях. Черногловка, 1983. 16 с. (Препр./ ОИХФ АН СССР).
4. Билби Б., Эшелби Дж. Дислокации и теория разрушения // Разрушение. Т.1. М., 1973. С. 112-203.
5. Бондаренко П.М. Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1976. 119 с.
6. Боуден Ф.П., Тейбор Л. Трение и смазка твердых тел. М.: Машиностроение, 1968. 202 с.
7. Бриджмен П. Исследование больших пластических деформаций и разрыва. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1955. 444 с.
8. Гегузин Я.Е. Физика спекания. М.: Наука, 1967. 430 с.
9. Гегузин Я.Е. Очерки о диффузии в кристаллах. М.: Наука, 1970. 180 с.
10. Грубенман У., Ниггли П. Метаморфизм горных пород. Общая часть. Л.-М.: Госгеолгиздат, 1933. 376 с.
11. Друккер Д. Макроскопические основы теории хрупкого разрушения // Разрушение. Т.1. М., 1973. С. 505-569.
12. Ениколопян Н.С., Мхитарян А.А., Карагезян А.С. Сверхбыстрые реакции разложения в твердых телах под давлением//Докл. АН СССР. 1986. Т.288, № 3. С. 657-660.
13. Зубов В.Г., Фирсова М.М. О свойствах кварца // Кристаллография. 1962. Т.7, вып. 3. С. 469-471.
14. Казаков А.Н. Динамический анализ микроструктурных ориентировок минералов. Л.: Наука, 1987. 272 с.
15. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 175 с.
16. Лукьянов А.В., Лукьянова В.Т. Стресс-метаморфизм в фанерозойских толщах Памира и Тянь-Шаня // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. Ч. II. М., 1987. С. 121-172.

17. Молчанов В.И. Генерация водорода в литогенезе. Новосибирск: Наука, 1981. 142 с.
18. Николаевский В.Н. Обзор: земная кора, дилатансия и землетрясения // Райс Дж. Механика очага землетрясения. М., 1982. С. 133-215.
19. Партон В.З., Морозов Е.М. Механика упругопластического разрушения. М.: Наука, 1985. 504 с.
20. Паталаха Е.И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата: Наука, 1970. 286 с.
21. Пospelов Г.Л. Диспергиты и автодиспергация как важная проблема физики лито-, петро- и тектогенеза // Геол. и геофиз. 1972. № 12. С.53-73.
22. Разрушение. Т.1. Микроскопические и макроскопические основы разрушения. М.: Мир, 1973. 615 с.
23. Райс Дж. Механика очага землетрясения. М.: Мир, 1982. 132 с.
24. Расцветаев Л.М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. Ч. II. М., 1987. С. 173-235.
25. Семенченко В.К., Баскакова В.В. О термодинамической устойчивости кварца в области  $\alpha - \beta$  перехода // Изв. АН СССР, Сер.неорган.материалы. 1969. № 5. С. 766-772.
26. Ставрогин А.Н., Петросян А.Г. Пластичность горячих пород. М.: Недра, 1979. 301 с.
27. Уилсон Дж. Геологические структуры малых форм. М.: Недра, 1985. 112 с.
28. Хайнике Г. Трибохимия. М.: Мир, 1987. 584 с.
29. Чиков Б.М. Типы структурно-породных комплексов и принципы геологического картирования линейментных зон динамо-метаморфизма // Геол. и геофиз. 1988. № 1. С. 18-26.
30. Anderson O.L., Crew P.S. Stress corrosion theory of crack propagation with application to geophysics // Rev. Geophys. Space Phys. 1977. Vol.15. P.77-104.
31. Griggs D.T. Hydrolitic weakening of quartz and other silicates // Geophys. J.Roy. Astron. Soc., 1967. Vol.14, N 1-4. P.19-31.
32. Rice I.R. Theory of precusory processes in the inception of earthquake rupture // Gerlands Beitr. Geophysik. Leipzig. 1979. Vol.88, N 2. P.91-128.

ТОНКОЕ ДИСПЕРГИРОВАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД КАК ПРЕДПОСЫЛКА  
 ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ В УСЛОВИЯХ  
 ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМА

Образование диспергитов – горных пород, представленных тонкодиспергированным веществом, протекает не только посредством механического измельчения и не только в зоне гипергенеза, но и в различных геологических процессах и может быть следствием как механического, так и химического воздействия.

Таблица I

## Примеры диспергитов

Способ диспергирования	Условия диспергирования		
	в гипергенезе	при тектонических движениях	при вулканизме
Механический	Глины механические	Милониты, катаклазиты	Пеплы, пыль
Химический	Глины остаточные (химические)	Березиты, пропилиты, листвениты	Стекла

Как видно из табл. I, диспергиты образуются и в экзогенных, и в эндогенных условиях как при механическом измельчении, так и при химическом воздействии. Энергетической основой образования диспергитов может быть солнечная энергия, преобразованная в энергию ветра, текучих вод или волн, а также внутренняя энергия Земли, проявляющаяся в тектонических движениях или при вулканизме. Химические реагенты, выступающие как агенты диспергирования, могут образоваться на дневной поверхности в виде серно- и серно-кислотных вод кратерных озер и фумарольных полей или в виде органических кислот в биосфере, но могут иметь и глубинное происхождение (углекислые или сероводородные воды).

Все это говорит о многообразии природных процессов, сопровождающихся тонким диспергированием горных пород. Однако имеется ряд общих признаков, объединяющих диспергиты вне зависимости

от способа и условия их образования. Все диспергиты — тонкодисперсные минеральные системы, которые характеризуются избыточным запасом свободной энергии, представляют собой вещества в метастабильном состоянии и все стремятся к стабильному, энергетически более выгодному состоянию, т.е. проявляют тенденцию к раскristализации, спеканию, оолитизации и другим физико-химическим процессам, идущим с уменьшением свободной поверхности, упорядочению структуры с выделением энергии. Диспергирование вещества — всегда эндотермический процесс: продукты разрушения суммарно обладают большей энтальпией, энтропией и запасом поверхностной энергии. На первый взгляд может показаться, что разрушение, например, нефелина под действием соляной кислоты, приводящее к образованию тончайшего геля кремнезема, не требует подвода энергии, но не следует забывать, что соляная кислота — носитель энергии высокого потенциала.

Обращаясь к термодинамике, вспомним, что изменение энтальпии вещества (или системы) не зависит от пути превращения (или способа), но всецело определяется разностью начального и конечного состояний. Поэтому тонкодисперсная минеральная система вне зависимости от того, как она образовалась, обладает более высоким запасом внутренней энергии, чем исходные вещества. Измельчение не есть простой механический процесс изменения размеров частиц измельчаемого материала, а сложный физико-химический процесс изменения энергетического состояния вещества. Как следствие, минеральные вещества при диспергировании претерпевают глубокие превращения, причем повышение их реакционной способности (химической активности) принято называть активацией при диспергировании.

Исследование активации веществ при диспергировании входит соответствующим разделом в механохимию или трибохимию, как принято называть ее в немецкой литературе. Механохимия — составная часть химии твердого тела — изучает химические реакции, инициированные механическими силами. Механохимические реакции особенно эффективно протекают во времени механического измельчения, но также свойственны тонкодисперсным гетерофазным системам любого генезиса.

Под тонким измельчением мы понимаем такой процесс, при котором сохраняются начальные, индивидуальные свойства минеральных веществ. Например, в процессе измельчения сохраняется крис-

таллическая структура исходного минерала, а повышение физико-химической активности минералов происходит за счет увеличения свободной поверхности, накопления различных дефектов в структуре, а также неравновесного состояния свежеобразованной поверхности.

В отличие от тонкого измельчения сверхтонкое приводит к качественному изменению исходных веществ, при котором меняются их структурные особенности, например, кристаллическое вещество переходит в аморфное, или сходное вещество полностью переходит в иное в результате химической реакции. По существу, при сверхтонком измельчении происходят механохимические превращения.

К настоящему времени накоплен большой эмпирический материал, характеризующий процессы измельчения минеральных веществ и сопровождающие их разнообразные явления /9/. Рассмотрим некоторые из них.

Исследовался переход кальцит-арагонит при измельчении в вибромельнице. Установлено, что через 200 ч устанавливается фазовое равновесие (70 % арагонита + 30 % кальцита) вне зависимости от того, какой из минералов взят в качестве исходного /13/.

Активация измельчением влияет на термически стимулированные фазовые переходы кварца. Неактивированный  $\alpha$ -кварц переходит при нагревании в  $\beta$ -квартц по следующей схеме:  $\alpha$ -кварц  $\xrightarrow{846\text{K}}$   $\beta$ -кварц  $\xrightarrow{1143\text{K}}$   $\beta$ -тридимит  $\xrightarrow{1793\text{K}}$   $\beta$ -квартц (гексогональная сингония) при нагревании сразу переходит в  $\beta$ -квартц (кубическая сингония), минуя промежуточные стадии, при температуре 1470 K, т.е. температура фазового перехода снижается примерно на 330° /12/.

Полиморфное превращение стабильного тетрагонального оксида свинца (глет), устойчивого при  $T < 761,5$  K, в метастабильный ромбический массивот, устойчивый при  $T > 761,5$  K, происходит легко при нагревании. Однако обратный переход массивот  $\rightarrow$  глет идет только при высоких давлениях. Механическая активация в вибромельнице позволяет осуществлять это превращение нацело. Полученный таким образом тетрагональный оксид свинца является химически активным по сравнению с обычным неактивированным той же дисперсности /11/.

Необходимо отметить, что механически стимулированные фазовые переходы противоположны действию термически стимулированных переходов и приводят к образованию более плотных фаз в результате перестройки решетки исходных веществ /1/.

Примером диссоциации при измельчении служат опыты, в которых показано, что в ряду сидерит-анкерит-доломит-кальцит уменьшается выделение углекислого газа, образующегося при разложении карбонатов. Это коррелирует с понижением температуры термической диссоциации вышеназванных минералов. Показано также, что сложные карбонаты при активации в мельнице сначала разлагаются на простые, а затем диссоциируют с образованием оксидов и углекислого газа.

При измельчении имеет место не только разложение карбонатов, но и обратная реакция - их синтез. Так при повышенном парциальном давлении  $\text{CO}_2$  происходит синтез  $\text{CaCO}_3$  по реакции:  $\text{CaO} + \text{CO}_2 \rightleftharpoons \text{CaCO}_3$ . Примером механохимического синтеза также может служить получение силиката кальция из оксидов кальция и кремния в растворе хлорида натрия в планетарной мельнице ЭИ-2х150. Отмечено, что измельчение сухих смесей  $\text{CaO}$  и  $\text{SiO}_2$  к химическому взаимодействию не приводит /4,7/.

Установлено также ионное замещение в минералах, подвергнутых измельчению. Это явление впервые отмечено и исследовано Д.К.Архипенко /2/. В процессе измельчения слюды в стальных барабанах в водной среде происходит замещение  $\text{Mg}^{2+}$  на  $\text{Fe}^{2+}$  или  $\text{Al}^{3+}$  на  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{K}^+$  на  $\text{H}_3\text{O}^+$ .

Стадия ионного замещения при увеличении продолжительности активации измельчением сменяется перестройкой структуры веществ. Так, диоктаэдрические слюды (мусковит) превращаются в триоктаэдрические слюды (биотит, вермикулит). В результате многостадийной механохимической деструкции алмосиликатов образуются в конечном счете аморфные гидратированные оксиды  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и др.

Механическая активация измельчением слоистых силикатов (каолинита, лепидолита, хлорита) по сравнению с неактивированными минералами приводит к росту сорбционной емкости по отношению к парам воды и кислороду, повышению реакционной способности в процессах гидрохимического взаимодействия с растворами неорганических кислот и гидроксида натрия, а также к изме-

нению последовательности и природы фазовых превращений при термоллизе /5/.

Полученная в результате измельчения твердых веществ свежесформированная поверхность отличается повышенной реакционной способностью из-за наличия деформированных и разорванных связей, в том числе и радикалов, которые реагируют с окружающей средой с образованием различных соединений. Так, например, при разрушении кварца на его поверхности образуются парамагнитные центры - радикалы  $\equiv \text{Si}^\bullet$  и  $\equiv \text{SiO}^\bullet$ , отличающиеся большой реакционной способностью, причем радикалы  $\equiv \text{Si}^\bullet$  выступают в качестве восстановительных центров, а  $\equiv \text{SiO}^\bullet$  - в качестве окислительных. Активные радикалы вступают в реакцию с различными газами ( $\text{O}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{NO}_2$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{C}_2\text{H}_4$  и т.п.) с образованием новых радикалов и соединений /1/.

Большое значение и широкое распространение имеют эффекты последействия, протекающие после механического измельчения при изменении физико-химических условий существования активированных веществ. Эффекты последействия обусловлены аккумуляцией энергии в процессе механоактивации и ее последующей разрядкой.

В качестве примера приведем изменение теплоты смачивания при переходе от кристаллического кварца к аморфному кремнезему. При одновременном увеличении продолжительности измельчения, его аморфизации и росте удельной поверхности теплота смачивания возросла от 200 до 600-800 эрг/см<sup>2</sup>.

Активация измельчением способствует повышению сорбционной способности тонкодисперсных веществ. На связи роста удельной поверхности и сорбции основан метод определения свободной поверхности тонких порошков по сорбции аргона при температуре жидкого азота.

К эффектам последействия относится и повышение растворимости большого числа минералов: касситерита, апатита, сульфидов, кварца, вольфрамита, шеелита и т.д. /8/.

Широко установленным фактом для активированных продуктов является снижение температуры плавления, спекания, гидроксидирования, теплоты термической диссоциации, изменение кинетического фактора и ускорение окислительно-восстановительных реакций, изменение течения химических реакций и т.п. /8/.

Изменение запаса энергии измельчаемого вещества выражается суммой двух слагаемых:

$$\Delta G_{\text{акт}} = \Delta G_{\text{пов}} + \Delta G_{\text{деф}},$$

где  $\Delta G_{\text{пов}}$  - изменение поверхностной энергии,  $\Delta G_{\text{деф}}$  - изменение внутренней энергии активированного вещества. Увеличение поверхностной энергии ( $\Delta G_{\text{пов}}$ ) выражается вполне определенно как произведение удельной поверхностной энергии ( $\sigma$ ) на прирост свободной поверхности ( $\Delta V$ )  $\Delta G_{\text{пов}} = \Delta \sigma V$ . Удельная поверхностная энергия  $\sigma$  по своему физическому смыслу и размерности соответствует понятию поверхностного натяжения и в какой-то мере адекватна твердости минералов по шкале Мооса.

Изменение внутренней энергии минералов при их диспергировании не имеет аналогии с понятиями классической физики, определяющими состояние жидкостей и газов, т.е. бесструктурных тел. Изменение энергетического состояния и химических свойств при механическом воздействии ударом или трением свойственно только твердым телам. Оно объясняется изменением строения твердого тела, искажением кристаллической решетки (дефекты, дислокации), ее перестройкой, например, изменением координационного числа, и, в общем случае, - межатомных (межионных, межмолекулярных) расстояний, которые определяют остаточные напряжения в твердом теле, сохраняющиеся при невысоких температурах достаточно долго вследствие замедленной релаксации. Повышение температуры и медленное охлаждение (отжиг) снимают остаточные напряжения - дезактивируют вещество. Вследствие указанных особенностей механическую активацию образно называют "замороженным метастабильным состоянием" или "застывшими тепловыми колебаниями".

В специальной литературе можно встретить попытку разделения измельчения и активации, т.е. увеличение поверхностной энергии при диспергировании определяют как измельчение, а суммарное увеличение энергетического потенциала частиц измельченного вещества считают активацией /3/. Мы не можем принять такое разделение, так как, с одной стороны, активация предшествует разрушению и иногда является его причиной, а с другой стороны, разрушение сопровождается активацией, что выражается в перестройке кристаллической решетки при достижении некоторых критических размеров частиц измельчаемого вещества. Выделить долю энергетического вклада поверхностной энергии так, чтобы в чистом виде определить активацию как изменение внутренней энергии, зачастую представляет методически трудную задачу.

Рассмотрим процесс активации при измельчении с энергетических позиций. Работа внешних сил по отношению к системе измельчаемого материала и среды измельчения  $\Sigma E$  трансформируется в энергию вновь образованной поверхности  $E_{\Pi}$ , энергию пластических и упругих деформаций, дефектов, дислокаций и прочих нарушений кристаллической структуры  $E_{\text{Д}}$ , энергию эмиссии электронов и излучения электромагнитных волн  $E_{\text{Э}}$ , энергию разлета осколков  $E_{\text{К}}$  и энергию химических реакций  $E_{\text{Х}}$ .

$$\Sigma E = E_{\Pi} + E_{\text{Д}} + E_{\text{Э}} + E_{\text{К}} + E_{\text{Х}} .$$

Энергия эмиссии электронов и электромагнитных волн, а также звуковых, световых и т.п. большей частью теряется системой, как и кинетическая энергия разлетающихся осколков. Часть энергии аккумулируется системой.

Представив активацию как процесс увеличения запаса свободной энергии в тонкодисперсной системе вследствие совершения некоторой работы внешними силами, можно в первом приближении оценить время хранения "законсервированной" энергии и ее геологическое значение. Если активация выражена в формировании зон остаточных напряжений на стадии, предшествующей разрушению, то аккумулированная энергия сохраняется сравнительно недолго и только в условиях невысоких температур. Тем не менее, имеется немало наблюдений, которые говорят о проявлении зон остаточных напряжений. Последние "разряжаются" в трещины при последующих процессах смачивания или под действием агрессивных флюидов. Это явление Г.Л.Поспелов /10/ определил термином автодиспергация и придавал ему большое значение в процессах образования бестрещинных жил.

Если активация вещества обусловлена тонким измельчением и связана главным образом с увеличением поверхностной энергии, то она проявится в процессах, идущих с сокращением свободной поверхности, таких, как литификация (спекание), образование оолитов, конкреций и тому подобных стяжений вещества.

Если активация механическими силами привела к образованию вещества в новой кристаллической модификации, например, киноварь  $\rightarrow$  метациннабарит, то аккумулированная при этом энергия, равная разности теплот образования этих сульфидов ртути, сохранится как угодно долго, но выделится скачком при нагревании до точки обратного перехода метациннабарит  $\rightarrow$  киноварь.

Если активация измельчением привела к аморфизации вещества, то аккумулированная энергия, численно равная энергии кристаллической решетки, будет сохраняться до тех пор, пока физико-химические условия не станут благоприятными для кристаллизации вещества.

Если при измельчении произошла деструкция минерального вещества, например,  $\text{CaCO}_3 \rightarrow \text{CaO} + \text{CO}_2$ , то аккумулированная при этом энергия системы выделится при синтезе карбоната. Изменение свободной энергии при подводе энергии извне при превращении кальсилита в различные минералы в нейтральной (водной) среде представлено в табл. 2. Обратное воссоединение оксидов, естественно, произойдет с выделением энергии.

Таблица 2

Изменение свободной энергии  $\Delta G$   
при реакциях превращения кальсилита

$3\text{KAlSiO}_4 + 4\text{H}_2\text{O} = \text{KAlSi}_3\text{O}_8 + 2\text{Al}(\text{OH})_3 + 2\text{KOH}$	$\Delta G = +33,4$ кДж
кальсилит	ортоклаз
$3\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + 2\text{H}_2\text{O} = \text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 6\text{SiO}_2 + 2\text{KOH}$	$\Delta G = +1575$ кДж
ортоклаз	серпичит
$2\text{KAl}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 7\text{H}_2\text{O} = \text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + 4\text{Al}(\text{OH})_3 + 4\text{SiO}_2 + \text{KOH}$	$\Delta G = +4720$ кДж
серпичит	каолинит
$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + \text{H}_2\text{O} = 2\text{Al}(\text{OH})_3 + 2\text{SiO}_2$	$\Delta G = +70$ кДж

Развиваемые нами взгляды на аккумуляцию энергии при диспергировании близки к взглядам В.И. Лебедева /6/ об аккумуляции солнечной энергии за счет связей Al-O и Si-O в кристаллической решетке алмосиликатов и отличаются от его воззрений только тем, что солнечная энергия сначала трансформируется в механическую, а механическая накапливается минеральным веществом. Впоследствии аккумулированная энергия разряжается в недрах в физико-химических процессах.

Рассмотрение активации минеральных веществ посредством их тонкого измельчения в природных условиях позволяет пересмотреть ряд сложившихся представлений об энергетике геологических процессов и характере их протекания.

Например, превращение сульфид-иона глубинного генезиса в сульфат-ион, свойственный экзогенным образованиям, представляет довольно важную и сложную задачу гесхимии серы. Традиционно при-

нято считать, что окисление сульфидной серы до сульфатной происходит под действием кислорода атмосферы и включает как химические, так и биологические процессы, а появление сульфатных отложений рассматривается как прямое доказательство существования кислорода в воздухе.

Экспериментальные исследования окисления сульфидов, активированных измельчением, позволяют пересмотреть сложившиеся представления о сульфатообразовании за счет атмосферного кислорода. Установлено, что в процессе измельчения пирита в различных средах (вода, водные растворы солей различной концентрации) при разной продолжительности активации происходит окисление минерала за счет связанного кислорода воды. Об этом свидетельствует выделение свободного водорода, причем его объем возрастает с увеличением продолжительности измельчения. Одновременно в твердой фазе продукта активации рентгенографически обнаружены элементная сера, ярозит и магнетит. В жидкой фазе находится  $SO_4^{2-}$ -ион. Механохимическое окисление пирита может осуществляться по следующему механизму: на первой стадии происходит деструкция пирита с выделением свободной серы и образование нестабильного радикала  $FeS_2 \rightarrow FeS^* + S$ , который мгновенно реагирует с водой и образует гидросульфаты железа  $2 FeS^* + 10 H_2O \rightarrow 2 Fe(OH)SO_4 + 9 H_2$ . Образование такого рода соединений установлено с помощью ИК-спектроскопии. При наличии в воде ионов металлов образуются ярозиты:  $KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$ ,  $NaFe_3(SO_4)_2(OH)_6$ ,  $NH_4Fe_3(SO_4)_2(OH)_6$ . Растворимые в воде гидросульфаты железа (II и III) в результате гидролиза превращаются в магнетит.

Вводя в геологическую литературу термин "механогенез" А.Е.Ферсман /12/ привел неудачный пример (образование россыпей), что дало возможность в последующем свести понятие механогенеза до уровня дифференциации минеральных веществ по механическим свойствам, (крупность, форма, плотность). Это в корне неправильно. Понятие "механогенез" первоначально, по А.Е.Ферсману, значительно глубже, а в свете рассмотренных механохимических превращений под действием механических сил наполняется новым смыслом. Под механогенезом предлагается понимать образование новых минералов, горных пород и полезных ископаемых, обусловленное геологическими процессами, инициированными механическими силами.

При механическом воздействии, сопровождающимся разрушением горных пород или не приводящим к их разрушению, имеет место глубокая перестройка минералов и горных пород, образуются совершенно новые вещества, минералы, горные породы, минеральные ассоциации и геологические тела. Наиболее яркие проявления механогенеза наблюдаются в гипергенезе при сверхтонком измельчении горных пород, при тектонических движениях и при вулканизме. Оставим без рассмотрения трансформацию веществ в зоне гипергенеза и при вулканических процессах, сосредоточив внимание на петрохимических преобразованиях в условиях динамометаморфизма.

Механические напряжения в горном массиве, не получившие разрядки в тектонических движениях, уже являются причиной преобразования горных пород. Минералы под нагрузкой становятся либо легкорастворимыми, либо растрескиваются, разрушаются под действием флюидов. С этими изменениями физических свойств связаны такие геологические процессы, как карстообразование, формирование "бестрещинных жил", автодиспергация, брекчирование, бластез (в широком смысле этого слова). Разрушение исходной горной породы, явившееся следствием механического воздействия или автодиспергации под действием флюида, влечет за собой следующую ступень трансформации горной породы: выщелачиваются и выносятся некоторые элементы, остающиеся минеральные вещества перестраиваются, приобретают новый состав и облик. Третья ступень превращения связана с привносом вещества и цементацией тектонодиспергита. Такова природа некоторых "вторичных" кварцитов и интересных рудных формирований.

Идеи трансформистов в свете представлений о механогенезе и активации минеральных веществ при измельчении получают существенно новое содержание. Трансформизм — учение об образовании гранитоидов в процессе изменения исходных (осадочных) пород, которое происходит благодаря привносу одних и выносу других компонентов. Не вдаваясь в детали, отличающие взгляды Судовикова, Коржинского, Барта и др., отметим общее: фронт гранитизации определяется привносом щелочей и выносом фемических элементов (Fe, Mg и др.) в глубинные части земной коры, где происходит базификация. Литоморфогенное гранитообразование может развиваться путем преобразования исходных горных пород при отсутствии плавления. Этот процесс протекает почти без изменения элементного

состава исходной породы, если не считать потерю летучих ( $H_2O$  и  $CO_2$ ) и обогащения K, Na путем диффузии в пределах мобилизованных комплексов. Минеральный парагенезис формирующихся гранитоидов определяется главным образом химическим составом исходных пород в условиях вполне подвижного поведения воды и углекислоты при инертном поведении других петрогенных химических компонентов. Наиболее близкими по составу к гранитоидам являются глинистые породы, поэтому экспериментально исследовалось гранитообразование при нагревании (прокаливании) глин. Однако данный способ моделирования гранитообразования за счет дисперсных минеральных систем (пелитов) представляется нам не совсем правильным. Исходя из представлений об аккумуляции энергии при диспергировании, можно предполагать, что гранитообразование не нуждается в постороннем источнике тепловой энергии, напротив, его следует рассматривать как экзотермический процесс, в котором энергия, затраченная на диспергирование и деструкцию исходных минералов, главным образом алмосиликатов, выделяется во время синтеза. Синтез полевых шпатов и слюд из свободных оксидов алюминия, кремния и железа или из минералов глинистого ряда может протекать при привносе щелочей. Количество выделившейся при этом энергии равно энергии, затраченной на механохимическую деструкцию (см. табл. 2). Этой энергии достаточно даже для автономного образования расплава *in situ*. Возможность такого процесса указана в работах А.И.Перельмана. Он считал, что глинистые минералы выступают в роли своеобразных горючих ископаемых, которые в отличие от угля отдают заключенную в них энергию лишь при высоких температурах плавления пород. Ранее его высказывание было еще более конкретно и звучало примерно так: "Глины более высококалорийное топливо, чем уголь, но поджечь их труднее". Действительно, "горение" глины есть процесс присоединения щелочей, что технически трудно осуществить, но, видимо, этот процесс может иметь место в природе и его следует принимать во внимание.

Заканчивая обсуждение значения тонкого диспергирования минерального вещества в процессах петрохимического преобразования горных пород, следует отметить следующее:

1. Тонкое диспергирование минеральных веществ широко представлено в природе и протекает в зоне гипергенеза, при тектонических движениях и вулканических процессах.

2. Тонкое диспергирование горных пород - сложный физико-хи-

мический процесс изменения физического состояния, химических свойств и элементного состава измельчаемых веществ, причем продукты диспергирования обладают более высоким запасом свободной энергии и повышенной химической активностью.

3. Запас свободной энергии, аккумулированной при диспергировании, является энергетической основой петрохимических преобразований вещества в литогенезе, метаморфизме и анатексисе.

4. Повышение химической активности, обусловленное тонким диспергированием, способствует снижению температуры петрохимических преобразований вещества вплоть до низкотемпературной перекристаллизации с признаками псевдоплавления, продукты которой очень трудно отличить от подлинных кристаллизаций из расплава.

5. Механические нагрузки или стресс в областях динамометаморфизма, даже если напряжения в горном массиве не превышали предела прочности и не вызвали дробления пород, являются причиной петрохимических преобразований или брекчирования с последующей цементацией под влиянием флюидов, что приводит к образованию новых горных пород или рудных тел типа бестрецинных жил.

6. Однако наиболее глубокие превращения горных пород в областях динамометаморфизма связаны с их механическим измельчением (дроблением, истиранием и перемалыванием) с последующей перекристаллизацией (обычно при участии флюидов с привнесом и выносом вещества), что приводит к образованию своеобразных горных пород типа березитов.

7. Глобальным масштабам диспергирования горных пород в природе должны соответствовать глобальные геологические процессы в земной коре, обусловленные механоактивацией минеральных веществ.

#### Литература

1. Аввакумов Е. Г. Механические методы активации химических процессов. Новосибирск: Наука, 1986. 303 с.

2. Архипенко Д. К. Изучение эффекта измельчения слюд методами рентгенографии и инфракрасной спектроскопии // Методические разработки в области физико-химических методов исследований минерального вещества. Новосибирск, 1962. С. 153-158.

3. Болдырев В.В. О некоторых проблемах механохимии неорганических твердых веществ // Изв. СО АН СССР. Сер.хим.наук.1982. Вып. 3, № 7. С. 3-8.
4. Будников П.П., Гинстлинг А.М. Реакция в смесях твердых веществ. М.: Стройиздат, 1965. 473 с.
5. Лаптева Е.С., Юсупов Т.С., Бергер А.С. Физико-химические изменения слоистых силикатов в процессе механической активации. Новосибирск:Наука, 1981. 87 с.
6. Лебедев В.И. Основы энергетического анализа геохимических процессов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1957. 342 с.
7. Логвиненко А.Т., Савинкина М.А., Татаринцева М.И. Исследование свойств высокодисперсных СаО и SiO<sub>2</sub>// Изв. СО АН СССР. Сер. хим. наук. 1973. Вып. I, № 2. С. 121-134.
8. Молчанов В.И. Генерация водорода в литогенезе. Новосибирск: Наука, 1981. 141 с.
9. Молчанов В.И., Юсупов Т.С. Физико-химические свойства тонкодиспергированных минералов. М.: Наука, 1981. 264 с.
10. Поспелов Г.Л. Диспергиты и автодиспергация как важная проблема физики лито-, петро- и тектогенеза // Геол. и геофиз. 1972. № 12. С. 53-73.
11. Редькина Н.И., Ходаков Г.С. Механохимическое модифицирование структуры и активирование окислов свинца // Коллоид. журн. 1981. Т. 38, № 3. С. 596-598.
12. Ферсман А.Е. Геохимия. Т. II. Л.: ОНТИ, 1934. 354 с.
13. Штайнике У. Механически индуцированная реакционная способность кварца и ее связь с реальной структурой // Изв. СО АН СССР. Сер. хим. наук. 1985, Вып.3, № 8. С. 40-47.
14. Schrader R., Hoffman B. Über die mechanische Aktivierung von Calciumcarbonat // Z.anorg. allg. Chem. 1969. Bd.369. S.41-42.

## УЛЬТРАБАЗИТЫ В ЗОНАХ СМЯТИЯ

Целью данного сообщения является попытка анализа структурных и генетических характеристик образований различного рангового уровня, слагаемых ультраосновными породами альпинотипного облица в структуре складчатых областей.

Представление о том, что присутствие тел гипербазитов является типоморфным признаком зон глубинных разломов, сформировалось и укоренилось в геологии за многие десятки лет изучения альпийских и более древних складчатых поясов. Постулат Г.Штутле /29/ об инициальном раннегеосинклинальном характере основного и ультраосновного магматизма способствовал развитию представлений о мантийном происхождении этих магматических образований, т.е. о сквозькоровом характере разрывов, к которым они приурочены, еще до появления данных экспериментальной петрологии, позволивших определенно обосновывать такие представления.

Заключение о том, что ультрабазиты являются по своей природе мантийными тектонитами /21/, в значительной мере было обусловлено отмечавшимися с удивительным для исследователей прошлых лет постоянством разрывных тектонических соотношений массивов и мелких тел ультрабазитов с вмещающими их породами любого типа. Установленная затем в ультрабазитах тектоническая структура течения /6, 7, 32/ показала, что в большинстве своем серпентинитовые и перидотитовые альпинотипные ультрабазиты являются динамометаморфическими тектонитами.

Различия в реологических свойствах горных пород, вовлеченных в процессы складкообразования, динамометаморфизма и разрывообразования наиболее ярко проявляются в рисунке складчатых зон при наличии в их структуре ультрабазитовых тел.

Способность ультрабазитов к твердопластическому течению при нагрузках, меньших, чем для большинства других горных пород в условиях верхних частей земной коры, обуславливает специфическую структуру тектонических зон, в которых присутствуют ультрабазиты.

Высокая пластичность приводит к инъекционанию ультрабазитов в зоны разрывов, а не к катаклазу и милонитизации, как в случае взаимодействия горных пород с близкими реологическими

свойствами. Следствием этого является широкое развитие инъективных тел и специфический структурный рисунок складчатых зон, содержащих ультрабазиты. В нем часто встречаются случаи, когда разрозненные тела ультрабазитов, локализованные в зонах различных разломов, сливаются в крупное тело, объединяющее в плане несколько разрывных зон. Приуроченность ультрабазитов к разрывам и очень пестрая картина проявленного в них динамометаморфизма свидетельствует в пользу того, что при любых P-T-условиях различные их минеральные типы отличаются по своей пластичности. Из всех типов горных пород, вовлеченных в складчатых зонах в процессы динамометаморфизма, ультрабазиты являются одной из самых неустойчивых групп из-за широкого развития процессов серпентинизации и десерпентинизации /3/.

Проявление динамометаморфических превращений ультрабазитов в зонах разломов можно проследить на микроуровне (минеральном), мезоуровне (породном) и макроуровне (тектонифациальном, формационном). Тектонифациальную обстановку в содержащих ультрабазиты зонах крупных разломов в значительной мере определяют динамометаморфические превращения минеральных ассоциаций (микроуровень), интегральный эффект которых — повышение пластичности (и, возможно, положительные объемные эффекты при серпентинизации) — огромен. Вероятно, в случае окружения ультрабазитов компетентными породами, эти эффекты играют решающую роль при формировании блоковых структур вследствие гидродинамического воздействия ультрабазитов на вмещающие породы, провоцируя возникновение локальных трещин и вызывая своеобразное их будинирование.

Результаты наших экспериментов /19/ показали, что деформации серпентинитов при высоких температурах и давлениях (до 700°C и 10 кбар) происходят на фоне смены минерального парагенезиса. При 400–530°C хрупкие деформации переходят в пластические. В интервале 530–650°C в серпентинитах развивается оптически аморфный оливин, что способствует дальнейшему развитию пластических деформаций и рекристаллизации. Выше 650°C появляется обычный оливин, исчезает серпентин и в дальнейшем происходят пластические деформации оливинов.

Эти экспериментальные данные в приложении к тектоническим аспектам развития деформаций серпентинизированных гипербазитов показывают довольно сложную картину "всем понятного" и "очевидного" течения высокопластичных серпентинитов. При этом переход

серпентин-оливин при повышении температуры и формировании мелкодисперсного (оптически аморфного) оливина способствует процессам пластической деформации и, особенно, рекристаллизации, приводящих к новообразованию синдеформационных структур.

Деформации офиолитовых ультрабазитов на микроуровне можно рассмотреть на примере офиолитовой ассоциации Среднетерсинского массива в Кузнецком Алатау /20/, детально изученного методами петроструктурного анализа и термобарогеохимии.

В составе офиолитов Среднетерсинского массива выделяется несколько комплексов пород: дунит-гарцбургитовый, верлит-клинопироксенитовый, габброидный, дайковый комплекс, эффузивно-осадочные породы. В нижних частях разреза залегают оливин-антигоритовые метаморфиты, возникшие в результате пластической деформации пород дунит-гарцбургитового комплекса. Метаморфиты характеризуются складчатым строением /4,7/ с четко выраженной минеральной линейностью оливина. Выше, через тектонический контакт, залегают породы дунит-гарцбургитового комплекса. Структура дунит-гарцбургитовых тектонитов унаследует верлит-клинопироксенитовым полосчатым комплексом, расположенным между дунитами и габброидами во внутренних частях полукольцевой структуры массива. Породы этого комплекса подверглись деформации совместно с дунит-гарцбургитовыми тектонитами и габброидами. Деформация гипербазитов выражена в развитии гнейсовидных текстур за счет расслоенности пород и минеральной линейности. Интенсивной деформации подверглись также дайки диабазов и габбро-диабазов в гипербазитах. Внутренняя часть полукольцевой структуры офиолитов Среднетерсинского массива выполнена главным образом метаэффузивной толщей.

Оливины и ортопироксены в дунитах и гарцбургитах постоянно имеют признаки пластической деформации и рекристаллизации, устанавливаемые для других регионов /6,18,33/. По особенностям проявления этих процессов выделяются следующие основные структурные типы оливинов: протогранулярный, порфирокластический, мезокластический, лейстовый, мозаичный /20/. Дунит-пегматиты образуют изометричной формы тела размерами до нескольких десятков метров. Наблюдаются постепенные переходы от среднезернистых дунитов к гигантокристаллическим (5-10 см) дунит-пегматитам.

В зоне перегиба полукольцевой структуры массива выделяется особый тип гипербазитовых метаморфитов: оливин-антигоритовые

породы. Они характеризуются крупнокристаллической структурой, сланцеватой текстурой и сложены оливином (10–90 %, в среднем 60–70 %) и антигоритом. Имеют незначительную примесь хромшпинелидов и магнетита. Распространенной разновидностью ультраосновных пород являются серпентиниты. Обычно ими сложены периферические части массива, а среди неизмененных гипербазитов серпентиниты локализуются в структурно ослабленных зонах. В серпентинитах отчетливо выделяются две минеральные ассоциации – ранняя лизардит–хризотиловая и наложенная на нее антигоритовая.

Петроструктурные исследования гипербазитов, проведенные А.И. Гончаренко и А.И. Чернышовым /20/, позволили выделить четыре типа ультраосновных тектонитов, отражающих эволюцию процессов деформирования пород Среднетерсинского массива.

Тектониты I типа сложены протогранулярным оливином с линейностью, расположенной вблизи его  $N_g$ -максимума и совпадающей с минеральной линейностью акцессорного хромшпинелида ( $L_e$ ).

Тектониты II типа возникли за счет частичного или полного разрушения первичных тектонитов с образованием порфирокластического или мезогранулярного типа структуры оливина. Сформировавшаяся при этом линейность ( $L_I$ ) оливина унаследовала его первичную линейность ( $L_0$ ).

Тектониты III типа являются результатом разрушения зерен первичных тектонитов и образования на их месте новых индивидов оливина с линейностью ( $L_I$ ), тяготеющей к  $N_m$ -максимуму. Линейность акцессорного хромшпинелида ( $L_0$ ) сохраняет прежнее положение по отношению к кристаллографическим направлениям.

Тектониты IV типа представлены метаморфитами – оливин–антигоритовыми породами. Линейность оливина ( $L_I$ ) переориентирована и лежит в плоскости (001), сильно отклоняясь от  $N_g$ -максимума. Аналогичную переориентировку испытали и зерна акцессорного хромшпинелида.

Приведенные результаты петроструктурного анализа ультрабазитов позволили выделить несколько основных фаз в деформационной истории развития и становления офиолитов Среднетерсинского массива.

Наиболее ранняя фаза деформаций фиксируется линейностью ( $L_0$ ) зерен акцессорного хромшпинелида и отражает субгоризонтальное направление течения вещества предположительно на уровне верхней мантии.

Последующая фаза обусловлена вертикальным сжатием при подъеме тела ультрабазитов в область земной коры. При сравнении результатов петроструктурного анализа с экспериментальными данными /34/ оказалось возможным оценить параметры данных деформаций:  $T = 1000^{\circ}\text{C}$  и  $P \sim 3-5$  кбар.

Третья фаза деформаций привела к изгибу выведенного на уровень становления габбро-ультрабазитового тела, в результате чего была сформирована полукольцевая структура Среднетерсинского массива.

Четвертая фаза проявилась в формировании надвига вблизи юго-западного перегиба структуры массива, основание которого сложено оливин-антигоритовыми метаморфитами.

Исследования методами термобарогеохимии дунит-гарцбургитового комплекса установили, что среди различных типов микровключений, выявленных в оливинах дунитов и дунит-пегматитов /24/, наиболее интересными и информативными для реконструкции параметров минералообразования оказались своеобразные флюидные включения. В оливинах протогранулярного типа включения располагаются зонами, полосами, часто буквально пропитывая все зерно минерала. В зернах оливина, пластически деформированных внутрикристаллическим скольжением по  $\{0\text{K}\}$   $[100]$ , флюидные включения четко концентрируются вдоль полос сброса. В целом для включений характерно распределение в виде нескольких субпараллельных полос шириной 0,3 - 0,5 мм. Такие полосы обычно ориентированы вдоль системы сбросообразования  $(100)$ . Нередко включения пространственно тяготеют к плоскости  $(001)$ , реже -  $(110)$ . Таким образом устанавливается прямая связь флюидных включений с наиболее ранней системой внутрикристаллического скольжения в оливине по  $\{0\text{K}\}$   $[100]$  /8/, реализуемой предположительно в условиях верхней мантии /33/. В экспериментах /30,34/ скольжение по указанной системе осуществляется при температуре около  $1000^{\circ}\text{C}$ .

Размеры флюидных включений 2-5 мкм. Формы округлые, эллипсоидные, иногда наблюдается некоторая огранка. Включения обычно однофазовые светлые, прозрачные. Часто рядом можно видеть и многофазовые (жидкость+светлые кристаллики). Криометрические исследования однофазовых включений показали, что мы имеем дело с двумя типами флюида.

В одних случаях при охлаждении включений в оливинах дунитов гетерогенизация (разделение на газ и жидкость) происходит при

-135 + -145<sup>0</sup>С. При дальнейшем понижении температуры около -190<sup>0</sup>С газовый пузырек резко сдвигается, деформируясь - включение замерзает. До температуры -195,8<sup>0</sup>С мы наблюдаем равновесие газ-твердая фаза. При нагревании около -182,5<sup>0</sup>С включения резко оттаивают, переходя в равновесие газ-жидкость. При этих температурах флюид во включениях испытывает процессы перехода в тройной точке. В дальнейшем включения гомогенизируются в жидкость при -135 + -145<sup>0</sup>С. Многократное повторение опытов с десятками включений показало стабильность температур оттаивания и гомогенизации. Данные криометрических исследований позволяют довольно определенно говорить о том, что включения содержат сжиженный метан, так как тройная точка метана соответствует температуре -182,5<sup>0</sup>С. По температурам гомогенизации оказалось возможным оценить удельный объем метана во включениях - 2,5 - 2,6 см<sup>3</sup>/г. Подобные включения метана в оливинах дунит-пегматитов имеют температуры гомогенизации -120 + -122<sup>0</sup>С и соответствующий удельный объем около 2,8 см<sup>3</sup>/г.

В других случаях гомогенизация включений происходит при температурах около -190<sup>0</sup>С. При охлаждении до максимально возможных температур (-195,8<sup>0</sup>С, температура жидкого азота, используемого в микрокриокамере) наблюдалось некоторое движение газового пузырька. Сравнивая эти данные с характеристиками поведения при низких температурах известных систем, наиболее вероятным выглядит предположение, что включения содержат жидкий азот. Температуры гомогенизации, измеренные для нескольких десятков однотипных включений в разных зернах оливина, укладываются в довольно узкий интервал от -194,3 до -194,9<sup>0</sup>С. Удельный объем сжиженного азота составляет около 1,25 см<sup>3</sup>/г.

Подобные включения сжиженных газов характерны для минералов из пород высокой степени метаморфизма, т.е. по сути своей включения сжиженного метана и азота в оливинах Среднетерсинского массива являются метаморфогенными, их образование в оливинах ультрабазитов можно объяснить следующим процессом. В первичных недеформированных ультрабазитах в условиях высоких температур и давлений верхней мантии флюид находился в рассеянном состоянии на молекулярном уровне. Как показано многочисленными исследователями /2, 16, 17, 26, 27/, в составе мантийного флюида преобладают восстановительные и инертные газы (в основном N<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>,

№ 2). Пластические деформации оливина ультрабазитов на ранних фазах (см. выше), связанных с горизонтальным течением вещества в верхней мантии и подъемом его в область коры, реализуются главным образом путем миграции дислокаций по системам скольжения  $\{010\} [100]$ , формируя протогранулярный тип оливина. Миграция дислокаций повышает проницаемость оливина, в результате чего перераспределяются и освобождаются связанные флюиды. В свою очередь высвобождающиеся флюиды сильно повышают подвижность вещества при дислокациях /4/. Мигрирующие дислокации, несущие флюид, накапливаются на более крупных дефектах и границах зерен. Образуются пустотки, пузыри, содержащие флюиды, размерами в первые микроны, т.е. включения. Подобный механизм образования флюидных включений, связанный с деформациями минералов, рассматривался Г.У. Гринном, С.В. Радклифом /31/, В.А. Кутольным /15/ и др.

Выше была показана связь включений сжиженных газов с деформациями гипербазитов, осуществлявшимися на уровне верхней мантии при температурах около  $1000^{\circ}\text{C}$ . Зная удельные объемы сжиженного метана и азота, по Р-Т-диаграммам в области высоких температур и давлений можно оценить вероятные давления при указанных деформациях /25/. Включения сжиженного метана в оливинах дунитов свидетельствуют о давлении порядка 8–8,7 кбар. В случае дунит-пегматитов давление было ниже (6,5 кбар). Включения сжиженного азота при температурах до  $1000^{\circ}\text{C}$  указывают на режим давления для дунитов до 11,5 кбар.

Исследование ультрабазитов офиолитовой ассоциации Среднетерсинского массива (Кузнецкий Алатау) с помощью методов петроструктурного анализа и термобарогеохимии показывает следующее:

1. В своей длительной истории формирования и становления в составе офиолитовой ассоциации ультрабазиты испытали неоднократные тектонические деформации: течение в твердом состоянии на уровнях мантии, пластические деформации при внедрении в земную кору и деформации, связанные с образованием структуры офиолитов в современном облике.

2. Пластические деформации и течение ультрабазитов на уровнях верхней мантии и низов коры происходили при температурах  $800\text{--}1000^{\circ}\text{C}$  и давлениях 8–11,5 кбар при участии восстановленных и инертных газов.

Деформации, определяющие ситуацию возникновения структур мезоуровня применительно к ультрабазитам, относятся преимущественно к явлениям твердопластического течения, т.е. к возникновению различных типов меланжа. Рисунок структуры зон меланжа, в котором сочетаются текстуры серпентинитовых сланцев, образованные за счет твердопластического течения, и включенные в эти сланцы менее деформированные глыбы (массивные ультрабазиты - в мономиктовом меланже и различные по составу - магматические, метаморфические и осадочные - в полимиктовом) можно в большинстве случаев интерпретировать как результат гидродинамического воздействия серпентинитов под нагрузкой на окружающие их породы во время движения протрузии и захвата ими отдельных блоков пройденных протрузией горных пород.

В 1981 г. М.А.Сатиан продемонстрировал авторам обнажение в южной раме Сатанахачского массива альпинотипных ультрабазитов на северном берегу оз.Севан, где соотношение горных пород можно рассматривать в качестве примера начального этапа разрушения потока базальтов протрузией серпентинитов. На участке шириной около 30 м, ориентированном перпендикулярно контакту кремнисто-вулканогенной толщи и ультрабазитового массива (в нескольких сотнях метров от этого контакта), развиты похожие на подушки пиллоу-лав округлые глыбы базальтов, которые оторочены каймой серпентинитов, не содержащих внутри этих каемок мелких обломков базальтов. Внутри шаров вулканический материал, судя по отдельности в нем, брекчирован. Выше и ниже по разрезу кремнисто-вулканогенной толщи в нескольких десятках метров от этого участка встречены маломощные (до 5м) линейные зоны, выполненные серпентинитами. Положение этих зон близкопараллельное с напластованием внутри кремнисто-вулканогенной толщи. При полевых наблюдениях это было интерпретировано как выполнение серпентинитами зон разрывов в основании тектонических чешуй. Возможно, что участок "диспергирования" фрагмента толщи пиллоу-лав является структурно связанным с подобной, содержащей серпентиниты зоной разрыва. Характерной чертой этого участка является то, что толщина серпентинитовых каемок, окружающих подушки пиллоу-лав, не превышает местами 0,5-1,5 см.

Роль ультрабазитов при формировании региональных структур на макроуровне выявляется посредством анализа рисунка содержа-

ших офиолиты зон - в общем случае - глубинных разломов обоих известных морфологических типов: вертикальных глубинных швов (глубинных врезов) и глубинных надвигов или шарьяжей /5/. В некоторых благоприятных случаях имеется, вероятно, возможность проследить, как с участием ультрабазитов происходит трансформация структур типа вертикальных глубинных швов ("корневых зон"?) в структуры шарьяжей.

Структуры типа вертикальных глубинных швов с ультрабазитами традиционно описывались как пояса альпинотипных гипербазитов, содержащих субвертикально залегающие пластообразные тела ультраосновных пород. При этом; например, для Алтае-Саянской складчатой области, отмечалось, что это залегание является часто конкордантным по отношению к вмещающим такие тела слоистым толщам /23/. Иногда расшифровывались элементы структуры, позволяющие трактовать некоторые разломные зоны с ультрабазитами как чешуйчатые взбросо-надвиги /12, 13/. В таких случаях устанавливается трансформация относительно пологих разрывных структур на глубине в субвертикальные в верхних частях разреза. При этом ультрабазиты выступают в качестве "смазки" в зонах разрывов, разделяющих серию тектонических блоков-чешуй. Примером является Курайский чешуйчатый взбросо-надвиг /14/.

Структурный рисунок, когда субвертикальная разрывная зона трансформируется при участии ультрабазитов в покровно-чешуйчатую, расшифрован в Чарской зоне Северо-Восточного Казахстана /1/. При этом характерно, что ультрабазиты по своим структурно-вещественным характеристикам в различных частях таких зон существенно отличаются.

В данной работе в качестве примеров макроуровня мы рассмотрим две зоны: Чарскую и Агардагскую, которые можно считать зонами смятия, так как для них характерны своеобразные динамометаморфические структурные парагенезисы.

Чарская зона входит в состав Урало-Монгольского складчатого пояса. По литературным геологическим и геофизическим данным, она простирается на юго-восток в Южную Монголию и на север - в фундамент Западно-Сибирской плиты. Обнаженный в пределах Советского Союза сегмент составляет в длину 120 км, ширина его колеблется от 1-2 до 7-8 км. Таким образом, по размерам Чарская зона вполне соответствует зонам смятия.

Согласно данным последних лет /1/, центральная часть Иртыш-Зайсанской области (т.е. собственно Чарская зона) представляет собой зону глубинного разлома, которая прослеживается на глубину до 60 км. Этой зоне присущ специфичный динамометаморфический структурный парагенезис (рис. 1), а также динамометаморфическая формация, являющаяся "поликомплексом аллохтонных и параавтохтонных глыб и пластин, относительно слабо метаморфизованных" /28, с. 14/.

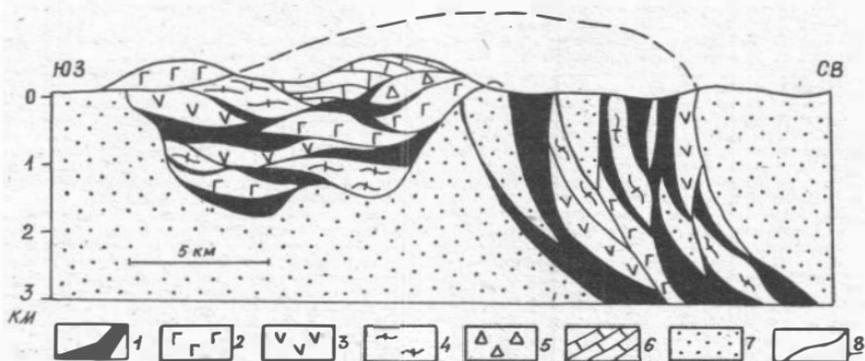


Рис. 1. Геологический профиль через Чарскую зону (Восточный Казахстан).

1-7 - формации: 1 - ультрабазитовая; 2 - яшмо-спилит-диабазовая; 3 - андезит-базальтовая; 4 - кремнисто-карбонатная и туфогенная; 5 - олистостромовая; 6 - карбонатная; 7 - терригенная; 8 - разломы

Динамометаморфический структурный парагенезис представлен динамометаморфической (ультрабазитовой), терригенной, олистостромовой, кремнисто-карбонатной, кремнистой, туфогенной, карбонатной и яшмо-спилит-диабазовой формациями. Степень метаморфизма этих формаций (кроме ультрабазитовой) колеблется от неизменных до уровня зеленосланцевой фации и, вероятно, связана с региональным метаморфизмом. Динамометаморфизм выражен в дислокациях: мелкие складки (изоклинальные с острыми замками), интенсивный кливаж, трещиноватость. Породы вблизи зон разрывов интенсивно милонитизированы и окварцованы.

Образованиями серпентинитового меланжа (динамометаморфическая формация) в Чарской зоне заняты значительные площади

(около 15 % всей территории). Во внутренней структуре зоны меланж залегает между тектоническими блоками-чешуями, а также внедрен внутрь чешуй по трещинам, срывам, зонам интенсивного рассланцевания. Характерной структурной чертой ультрабазитовых тел является интенсивная сланцеватость, простирание которой совпадает с удлинением тектонических чешуй, а также с общим простиранием Чарской зоны. Нередко ультрабазиты нескольких зон меланжа сливаются, образуя раздувы шириной 1-2 км.

В зависимости от состава глыб-включений можно выделить меланж трех типов /9/.

Включения в меланже первого типа, распространенном в южной части Чарской зоны, представлены габброидами, эффузивами основного состава, известняками. Характерно присутствие включений метаморфических пород высоких давлений. Вероятно, это осколки наиболее глубоких горизонтов земной коры, выдавленные на поверхность совместно с протрузиями гипербазитов. Серпентиниты цемента подразделены на две текстурные разновидности. Это массивные будинированные серпентиниты, заключенные в развальцованную серпентиновую же массу.

Серпентиновый меланж второго типа развит в центральной части Чарской структуры. По составу он соответствует офиолитовой ассоциации. Глыбы в нем представлены серпентинитами, габбро, амфиболитами, кварцитами, базальтами, кремнистыми породами. Серпентиниты подразделяются на три разновидности: серпентинитовые сланцы, будинированные серпентиниты и блоки массивных серпентинизированных перидотитов.

В меланж третьего типа объединяются ультрабазиты, обнаженные в северной части Чарской зоны. В нем почти полностью отсутствуют включения метаморфических горных пород. Серпентиниты представлены будинами овальной или шарообразной формы, заключенными в развальцованную серпентинитовую массу. Это типичный мономиктовый серпентинитовый меланж, сложенный глыбами массивных серпентинитов, кварцитов в матриксе из серпентинитовых сланцев.

Таким образом, состав меланжа (по глыбам-включениям) изменяется при движении по простиранию Чарской зоны с юга на север. Судя по набору разностей пород в глыбах меланжа, в южной части представлены фрагменты разрушения в процессе меланжирования самых верхних горизонтов офиолитовой ассоциации, в центральной части - практически всего ее разреза, а в северной - только наиболее глубинных ее частей.

Формирование серпентинитового меланжа, т.е. твердопластическое движение ультрабазитового материала в зоне глубинного разлома, сопровождающееся механическим разрушением вступавших во взаимодействие с ними породных комплексов, происходило под воздействием тангенциального сжатия со сдвиговой составляющей, фиксирующейся в строении некоторых чешуй по сериям мелких разрывов и зонами интенсивного рассланцевания.

В современной структуре непосредственный переход ультрабазитов из чешуйчатой части зоны в покровную подтверждается многочисленными наблюдениями ультрабазитов (обрывков серпентинитового меланжа) в подошвах останцов тектонических покровов (см. рис. I).

Структурное положение Чарской зоны среди образований Обь-Зайсанской складчатой системы является осевым по отношению к симметрично расположенным в ее обрамлении блокам, сложенным среднепалеозойскими породами. Далее на запад и на восток породы, выходящие на поверхность, становятся более древними (толщи Рудного Алтая и Чингиз-Тарбагатай).

Современное несимметричное строение Чарской покровно-чешуйчатой структуры объясняется, вероятно, первичным наклоном шовной (рифтоподобной) структуры на восток, в результате чего при тангенциальном сжатии тектонические покровы с "серпентинитовой смазкой" в основании выжимались в западном направлении.

Агардагская структурно-формационная зона (рис.2) Алтае-Саянской складчатой области трактовалась как зона глубинного разлома с проявлениями ультраосновного магматизма со времени первых работ по ее исследованию /22,23/. Ее структурное положение, в отличие от Чарской зоны, является шовным: к юго-востоку от нее расположен Сангиленский срединный массив, основание которого выполнено кристаллическими толщами протерозоя; к северо-западу расположена Восточно-Таннуольская зона, выполненная раннепалеозойскими вулканогенно-осадочными образованиями и обширными полями гранитоидов. Участки, пограничные между Агардагской и Восточно-Таннуольской зонами, осложнены наложенными впадинами: среднепалеозойской, выполненной вулканогенно-осадочным комплексом с эффузивами пестрого состава и, перекрывающими ее и, частично, образования Агардагской зоны, отложениями кайнозойской (неогеновой) впадины.

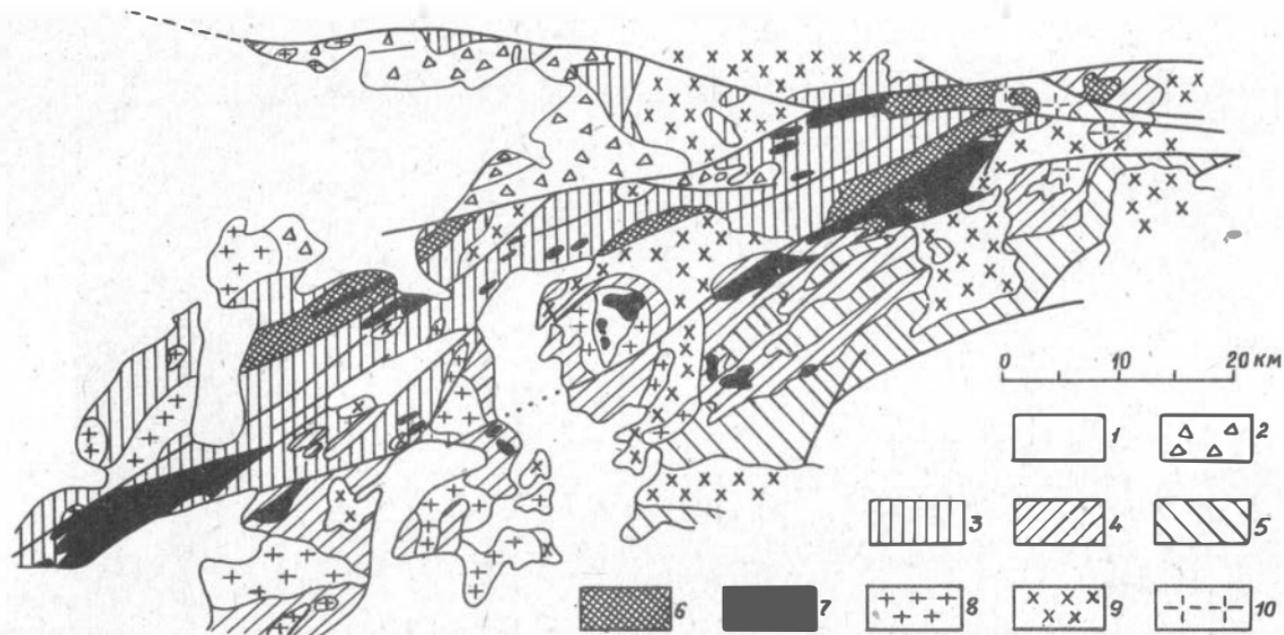


Рис.2. Схема Агардагской офиолитовой зоны.

1 – кайнозойские образования; 2 – девонские эффузивы; 3 – зеленосланцевые терригенно-эффузивные образования Агардагской зоны; 4 – кремнисто-карбонатные и метаэффузивные образования мугурской свиты (протерозой?); 5 – гранито-гнейсы тесхемской серии (протерозой); 6 – габброиды; 7 – ультрабазиты; 8 – гранитоиды среднего палеозоя; 9 – гранитоиды раннего палеозоя (танжуольский комплекс); 10 – древние порфиробластовые лейкограниты

Распределение петрографических типов ультрабазитов внутри Агардагской зоны подчиняется определенной зональности. Во-первых, это различная степень метаморфических превращений, испытанных ультрабазитами в различных участках зоны /IО/. Во-вторых, ультрабазиты залегают как внутри кристаллических толщ северо-западной окраины Сангиленского срединного массива, так и среди вендско-кембрийских образований непосредственно зоны Агардагского глубинного разлома.

В западной части зоны ультрабазиты представлены преимущественно в составе Агардагского массива — одного из самых крупных в Алтае-Саянской складчатой области. По композиции слагающих его разностей ультраосновных пород этот массив является телом полимиктового меланжа, содержащим зонально расположенные включения различных компонентов офиолитового разреза и, частично, вмещающих массив вулканогенно-осадочных толщ. В средней части Агардагской зоны ультрабазиты присутствуют преимущественно внутри небольших линейно вытянутых тел полимиктового, мономиктового меланжа, который часто вырождается в зоны приразломного катаклаза по вмещающим ультраосновным породам ("сухой меланж"). В пределах выходов пород кристаллического фундамента Сангиленского срединного массива гипербазиты представлены весьма свежими разностями /23/, что объясняется, вероятно, интенсивными процессами десерпентинизации /3/. В пределах поля венд-кембрийских образований в центральной части зоны наблюдаются выходы относительно ненарушенных образований средней части разреза офиолитов (массив горы Кара-Шат), а также комбинации меланжа и небольших протрузий, отчетливо приуроченных к субвертикально ориентированным зонам разрывов. В западной части Агардагской зоны вскрываются более глубинные части офиолитового разреза, в районе горы Кара-Шат — его наименее нарушенная средняя часть, а в восточной части — в пределах поля венд-кембрийских пород ультрабазиты присутствуют в зонах разрывов, образующих покровно-складчатую структуру /II/.

В целом, характеризуя положение ультрабазитов как компонентов структурно-вещественных единиц формационного или более высокого уровня, следует акцентировать внимание на приуроченность их к региональным шовным зонам. Если следовать представлению, что ультрабазиты как один из компонентов офиолитов по

своей природе являются фрагментами новообразованной симпатической коры, то содержащие в своем составе ультрабазиты тектонические зоны, в том числе зоны смятия, трассируют участки земной коры, в геологической истории которых запечатлены результаты динамического взаимодействия структурно-вещественных единиц очень высокого ранга - участков земной коры различного типа.

### Литература

1. Беляев С.Ю. Тектоника Чарской зоны. Новосибирск: Изд. ИГиГ СО АН СССР, 1985. II 7 с.
2. Бейли Д.К. Континентальный рифтогенез и дегазация мантии // Континентальные рифты. М., 1981. С. 20-31.
3. Велинский В.В., Банников О.Л. Оливины альпинотипных гипербазитов. Новосибирск: Наука, 1986. 103 с.
4. Вернон Р.Х. Метаморфические процессы. М.: Недра, 1980, 226 с.
5. Вотах О.А. Введение в геотектонику. Новосибирск: Наука, 1985. 185 с.
6. Гончаренко А.И. Пластические деформации гипербазитов и их петрогенетическое значение // Сов. геология. 1976. № 12. С. 75-86.
7. Гончаренко А.И. Складчатые деформации альпинотипных гипербазитов юга Сибири // Докл. АН СССР. 1977. Т. 235, № 2. С. 431-434.
8. Гончаренко А.И., Симонов В.А. Флюидные включения в пластически деформированных оливинах альпинотипных гипербазитов // Докл. АН СССР. 1984. Т. 276, № 1. С. 228-231.
9. Добрецов Н.Л., Ермолов П.В., Хомяков В.Д. Офиолиты и состав фундамента Зайсанской геосинклинали // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск, 1978. С. 196-218.
10. Колбанцев Р.В. Метаморфизм, асбестоносность и тальконосность гипербазитов Южно-Тувинского пояса // Минералогия гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации. Л., 1976. С. 56 - 92.
11. Корнейчук О.Р., Кузнецов П.П., Симонов В.А. Тектоническое районирование Агардагской структурно-формационной зоны

(Юго-Восточная Тува) // Комплексные геологические исследования Сангилены (Юго-Восточная Тува). Новосибирск, 1987. С. 7-27.

12. Кузнецов В.А. Чаган-Узунское ртутное месторождение на Алтае // Вестн. ЗСГГТ. 1934. Т. I, № 5. С. 26-36.

13. Кузнецов В.А. Ртутные месторождения Горного Алтая // Редкие и малые металлы СССР. Ч. I. М., 1939. С. 293-337.

14. Кузнецов П.П. Структурные особенности гипербазитовых поясов Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1980. 96 с.

15. Кутюлин В.А. Динамометаморфическая сегрегация магматических расплавов и рудных компонентов в верхней мантии // Геол. и геофиз., 1977. № 8. С. 3-10.

16. Лутц Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1975. 168 с.

17. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 248 с.

18. Меляховецкий А.А. Пластические деформации оливина и энстатита гипербазитов Билинского массива (Восточная Тува) в связи с оценкой ее условий // Материалы по генетической минералогии и петрологии. Вып. 349. Новосибирск, 1977. С. 84-III.

19. Миколайчук А.В., Симонов В.А. Оценка вещественного состава основания эвгеосинклинальной зоны Южного Тянь-Шаня по результатам исследований гипербазитов при высоких давлениях и температурах. М., 1985. 13 с. Деп. в ВИНТИ, № 2751-85.

20. Офиолитовая ассоциация Кузнецкого Алатау (на примере Среднетерсинского массива) / Гончаренко А.И., Кузнецов П.П., Симонов В.А., Чернышов А.И. Новосибирск: Наука, 1982. 100 с.

21. Пейве А.В., Богданов Н.А., Книппер А.Л., Пуцарьковский А.С. Офиолиты, современное состояние и проблемы исследований // Геотектоника. 1977. № 6. С. 4-14.

22. Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Тувы // М.; Изд-во АН СССР, 1955. 135 с. - (Тр/ Тувинской компл. экспедиции; Вып. 2).

23. Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 295 с.

24. Симонов В.А. Условия минералообразования в негранитных пегматитах. Новосибирск: Наука, 1981. 168 с.

25. Томиленко А.А., Чупин В.П. Термобарогеохимия метаморфических комплексов. Новосибирск: Наука, 1983. 200 с.
26. Флюидный режим формирования мантийных пород / Отв. ред. Летников Ф.А., Комаров Ю.В. Новосибирск: Наука, 1980. 143 с.
27. Флюидный режим земной коры и верхней мантии / Летников Ф.А., Карпов И.К., Киселев А.И., Шкандрий Б.О. М.: Наука, 1977. 216 с.
28. Чиков Б.М. К методике исследования древних линейamentных структур // Геол. и геофиз., 1987, № 2. С. 14-19.
29. Штилле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964. 887 с.
30. Carter N.L., Ave Lallemand H.G. High Temperature flow of Dunite and peridotite // Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. Vol.81. P.2184-2202.
31. Green H.W., Radcliffe S.V. Fluid precipitates in rocks from the Earth's mantle // Geol. Soc. Amer. Bull. 1975. Vol.86. P.846-852.
32. Nicolas A., Bouchez J.L., Boudier F., Mercier J.C. Textures, structures and fabrics due to solid-state flow in some European Lherzolites // Tectonophysics. 1971. Vol.12, N 1. P.55-68.
33. Nicolas A., Poirier J.C. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. London - New-York: John Wiley and Sons. 1976. 437 p.
34. Raleigh C.B. Mechanisms of Plastic Deformation of Olivine // J. Geophys. Res. 1968. Vol.73. N 14. P.5391-5406.

Б.М.Чиков, Г.С.Дурнев, В.А.Мохов,  
А.Н.Соловьев

ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМ

И КРИТЕРИИ РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГНОЗА ОРУДЕНЕНИЯ  
КЕДРОВСКО-БУТАЧИХИНСКОЙ ЗОНЫ РУДНОГО АЛТАЯ

Кедровско-Бутачихинская дислокационная зона была намечена в качестве ветви более крупной Северо-Восточной зоны смятия В.П.Нехорошевым еще в 20-е годы. В начале 50-х годов сотрудниками ВАГТа (П.Ф.Сопко и др.) здесь были проведены поисково-съёмочные, а с середины 50-х – начались детальные поисковые и разведочные работы (Г.С.Дурнев, А.А.Малыгин, Б.В.Маньков, Ю.Ф.Олейник и др.). Они проводились преимущественно в районе Габриэлевско-Тишинского рудного узла, где в процессе разведки и эксплуатации месторождений в 60-80-е годы (Г.С.Дурнев, Ю.Ф.Олейник, В.А.Мохов и др.) были получены основные данные, позволившие установить и общие закономерности строения рудных полей этого региона. Параллельно велись тематические исследования структуры месторождений, условий их формирования и генезиса, минералогии и метаморфизма полиметаллических руд и окolorудных пород (В.В.Авдонин, И.В.Покровская, В.В.Попов, В.И.Старосин, В.Б.Чекваидзе, Г.Н.Щерба, Г.Ф.Яковлев и др.).

В результате работ, проведенных на отдельных участках Кедровско-Бутачихинской зоны (КБЗ), были составлены разномасштабные геологические карты, изучены основные породные ассоциации и показано, что зона в целом характеризуется высокой, но неравномерно проявленной степенью расслабления пород вдоль системы крупных разломов, что в ее пределах широко развиты метасоматические образования по осадочно-вулканогенным отложениям среднедевонского возраста, что полиметаллическое оруденение ассоциирует с зонами развития гидротермально-измененных пород и пр. Однако, наряду с бесспорными, вытекающими из наблюдений выводами о строении КБЗ, было высказано множество интересных, но требующих дальней-

шей проверки тезисов о ее структурной зональности, геологической природе и структурном положении оруденения, роли вулканических сооружений в строении зоны смятия и связи с ними полиметаллических руд и т.п.

В предлагаемой статье на основе данных геологической съемки, рудничной геологии и детального исследования структуры характерных участков КБЗ обсуждаются отдельные вопросы ее строения в связи с необходимостью уточнения геологических факторов контроля оруденения. Среди этих вопросов наиболее существенными полагаются:

- 1) принципы определения границ и детализации структуры зоны смятия;
- 2) роль динамометаморфизма в ее формировании;
- 3) новообразованные метаморфические породные ассоциации и общие принципы их картирования;
- 4) структурная позиция полиметаллического оруденения и критерии его регионального прогноза на слабоизученных участках.

В литературе, посвященной геологии КБЗ, вопросы ее выделения обычно ограничиваются указанием ("находится там-то"), поэтому положение границ зоны до сих пор остается спорным. Иногда они "определяются контактом среднедевонских пород с породами метаморфической толщи и белоубинской свиты" /13, с.68/ или обособлением "линзы" вулканогенно-осадочных пород зйфельского яруса "между метаморфическими породами предположительно низов среднего девона и осадочными породами шипуновской свиты живетского возраста" /15, с.43/. Несовершенство такого "стратиграфического" определения границ зоны смятия очевидно, поэтому предлагается в качестве главного использовать принцип порога, или скачка дислокационного преобразования разновозрастных осадочно-вулканогенных и плутонических комплексов в этой зоне.

Дислокационный метаморфизм и, как следствие, ярко выраженная анизотропия породных ассоциаций являются главным признаком выделения КБЗ и всегда принимаются во внимание при характеристике литологических подразделений в ее пределах. К сожалению, при геологическом картировании (даже крупномасштабном), построении разведочных планов и разрезов он часто рассматривается в качестве второстепенного, наложенного признака и нередко мысленно "снимается"; руководящей характеристикой остается возраст или мест-

ная стратификация выделяемых литолого-петрографических единиц. Представляется, что выделяя характерные породные ассоциации КБЗ, следует прежде всего ориентироваться не на отложения тех или иных свит региональной стратиграфической шкалы, а на разнообразные динамокластиты, возникающие в процессе формирования зоны смятия, а также метасоматиты, играющие существенную роль в строении Тихинского и Габриэлевского рудных полей.

Экспериментальные исследования влияния динамометаморфизма на минералогические преобразования и изменение петрографического состава исходных пород, а также детальное структурное (и микроструктурное) изучение породных ассоциаций в зонах смятия показывают, что в условиях стресса происходит не только изменение физико-механических свойств деформируемых пород, но также существенное преобразование первичного субстрата на минеральном, породном и слоевом уровнях, ведущие к кардинальному нарушению первичных геологических соотношений и появлению новых формаций геологических тел.

Повсеместно установлено, что образование милонитов и рассланцевание сопутствует сдвиговым деформациям /1,6,21/; катаклиз и милонитизация пород в зонах смятия всегда сопровождаются частичной или полной перекристаллизацией в твердом состоянии /3,19, 20,22/, а также новообразованиями минеральных парагенезисов зеленосланцевой, реже амфиболитозой фагий /5,23/. Иными словами, в зонах смятия образуются новые, динамометаморфические комплексы пород, в которых, естественно, сохраняются реликтовые блоки с отдельными чертами строения исходного субстрата (элементы первичной слоистости, текстуры и состава). Эти реликты позволяют определять исходные условия и природу новообразований, но ни в коей мере не дают основания при анализе наблюдаемой структуры удревнять их возраст, в значительной степени произвольно менять ("восстанавливать") литолого-петрографические характеристики и генезис. Не называем же мы вторичный псевдоморфозный лимонит шпиритом или аркозовый песчаник, гранитом даже в случае их бесспорной генетической связи с предшествующим состоянием! Поэтому, выделять в КБЗ свиты в общепринятом понимании, тем более распространять такую интерпретацию на область развития ультрадинамокластитов, по-видимому, нецелесообразно. Отдельные части свит Лениногорского района в КБЗ могут диагностироваться лишь в обо-

собленных блоках зоны смятия, относительно слабо затронутых дислокационным метаморфизмом. Соответственно, в процессе картирования и детализации структуры зон, подобных Кедровско-Бутачихинской, необходимо выделять участки (подзоны) развития комплексов тектонических брекчий, катаклазитов и милонитов по определенным типам пород, акцентируя внимание на их петрографическом составе, агрегатном облике и морфологии обособления, а также степени метасоматического преобразования.

С учетом опыта исследования зон милонитизации в различных регионах среди динамокластитов КБЗ выделяются следующие основные текстурно-породные группы: тектономикститы (тектонические брекчи), катаклазиты и милониты, общая характеристика которых дана в таблице.

Главной особенностью строения КБЗ является ярко выраженная плоскостная анизотропия на всех иерархических уровнях геологических образований – расщепление пород и ориентировка крутопадающих геологических тел по ее простиранию. В связи с этим обращает на себя внимание несоответствие элементов залегания первичной слоистости и сланцеватости; в одних случаях это несоответствие выражается разницей в углах падения и простирания всего до  $10-15^{\circ}$ , а в других – наблюдаются торцовые соотношения.

Породные комплексы КБЗ неоднородно катаклазированы и милонитизированы, что позволяет различать: 1) собственно динамокластиты (см. таблицу) и 2) реликтовые блоки и линзы, сложенные породами, первичное (домилонитовое) состояние которых уверенно диагностируется /17/. Их распределение в пространстве создает картину линзовидно-полосчатой структурной зональности, контрастность которой усиливается морфологически выраженными разломами. На участке между речья Громатухи и Кедровой эта зональность выражается обособлением подзон (пластин), сложенных в разной степени милонитизированными осадочно-вулканогенными образованиями, в том числе кварц-полевошпатовыми и кварц-хлоритовыми blastsмилонитами, а также metabрекчиями и различными метасоматитами.

Повсеместно проявленные расщепление, кливаж разлома и течения местами переходят в структуры ламинарного (пластинчатого) скольжения; реже в участках интенсивного динамометаморфизма встречаются структуры катакластического и пластического течения. Характерны элементы механического разрушения геологических тел и

Динамокластиты Кедровско-Гутацкинской зоны смятия

Текстурно-породная группа	Общая характеристика класса и разновидности	Условия образования
Тектономик-ститы	Моно- и полипородные тектонические брекчии с катаклазито-милонитовым матриксом; по степени преобразования - слабометаморфизованные уплотненные и уплотненные, а также метабрекчии	Неравномерное разрушение породного массива в зонах скальвания; при перемещении и перемешивании разнообломочного материала в матриксе - меланге
Катаклазиты	Продукты разрушения и уплотнения пород <i>in situ</i> ; древесноподобный или гранулированный агрегат с элементами сферовидной отдельности; локальное проявление кинг-бэндов, структур трения, вращения и катакластического течения; под микроскопом - дробление, деформация и дифференциальное смещение микрореальных зерен По степени динамометаморфизма - прото-, собственно и ультракатаклазиты	Механическое разрушение пород и минералов в условиях всестороннего обжатия ("изометричный" тип разрушения) с частичной рекристаллизацией; начальные ступени зеленосланцевой метаморфизма
Милониты	Продукты интенсивного разрушения и рассланцевания пород в зонах скальвания; общим свойством являются ориентированные сланцевато-полосчатые текстуры с широким развитием структур трения, вращения и течения; обычны бластезы с выделением кварца, альбита и других минералов (до 1 см), реже встречается локальный расплав (псевдотахиты); под микроскопом - ориентированные полосчатые, линзовидно-полосчатые, ромбически-сетчатые, пятнисто-полосчатые и финш-структуры По степени динамометаморфизма и перекристаллизации - прото-, собственно и ультрамилониты	Тонкое механическое разрушение пород и минералов в условиях ориентированного нагружения; существенная перекристаллизация исходного субстрата с линейризацией минеральных новообразований в плоскости течения; зеленосланцевая фация метаморфизма

породного субстрата (дробление, будинаж, расклинивание, развальцевание), а также механического и ремобилизационного перераспределения вещества по направлению рассланцевания. В процессе формирования наблюдаемой структуры КБЗ стрессовый динамометамор-

физм проявлялся неоднократно, что выражается повторным (наложенным) брекчированием, катаклазом, милонитизацией. К тому же, динамокластиты зонально метасоматически изменены вплоть до образования вторичных кварцитов и псевдопорфиров, что нередко приводит к ошибкам диагностики пород и интерпретации геологического строения зоны смятия.

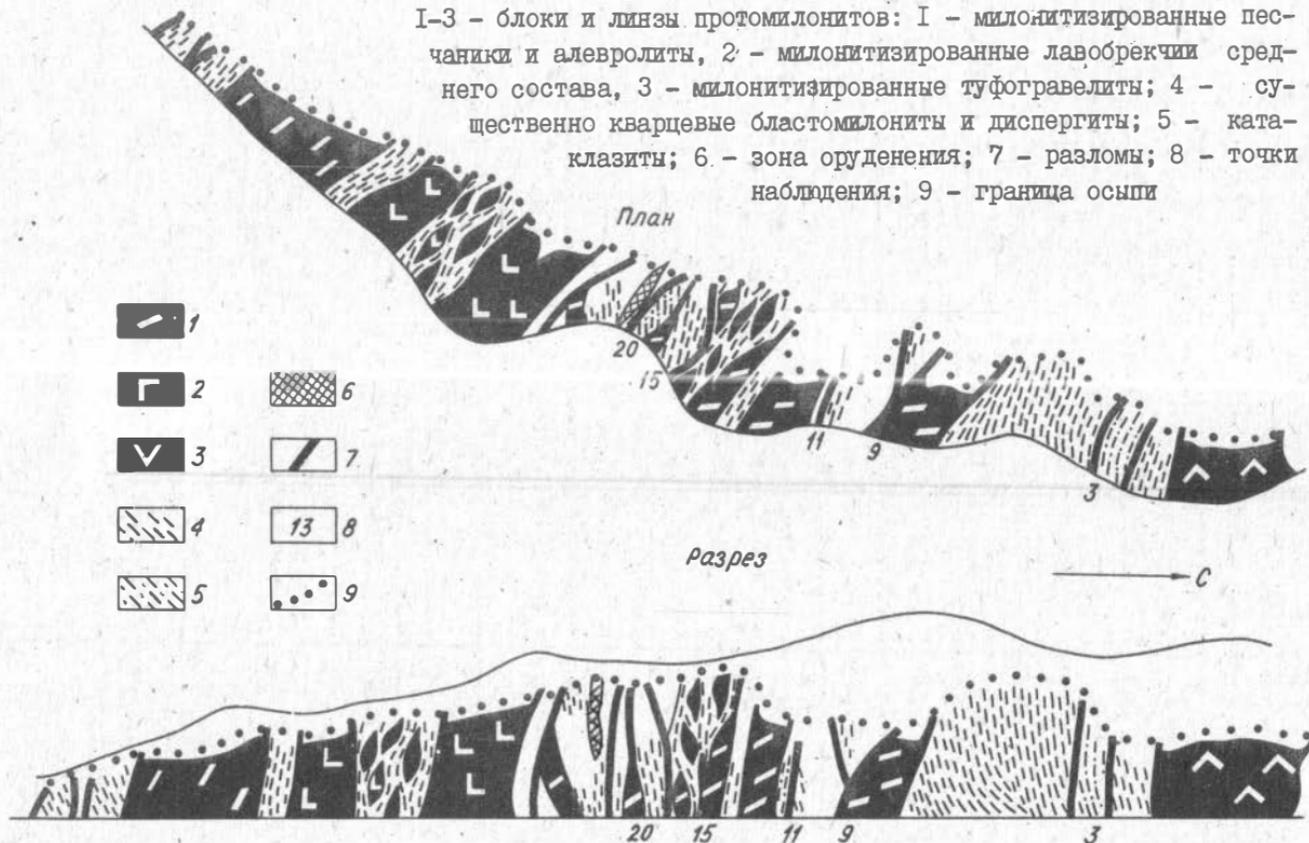
На структурном профиле по участку скального правобережья р.Тихой (рис.1) показано, что здесь практически не сохранилось первичных, в той или иной мере не милонитизированных или метасоматически не замещенных пород; аналогичная картина наблюдается в карьере и подземных выработках Тишинского месторождения, а также в долине Громатухи. Вместе с тем, на общем "милонитовом" фоне встречаются блоки или реликтовые участки относительно слабо метаморфизованных пород; катаклазитов и протомилонитов, исходный состав которых распознается с той или иной степенью уверенности. Это позволяет условно выделять на профиле интервалы милонитизированных алевропелитов, туфогравелитов, туфобрекчий или альбитофиринов, сопоставимых с аналогичными породами известных в районе свит. Обычно эти интервалы разделены морфологически выраженными разломами с кварцевыми жилами или обохренными диспергитами (см. рис.1).

К наиболее характерным элементам на профиле относятся зоны слабоуплотненных (сыпучих) диспергитов и более плотных бластомилонитов, в которых наблюдаются различные типы структур катакласического течения: струйчатые, вращательные, субпараллельные и пр. Зонально проявлен метасоматоз, примером экзотического проявления которого могут служить глыбовые "псевдоморфозы" хлорит-серицит-кварцевых метасоматитов по алевролит-песчаниковой слоистой толще. Часто встречаются глыбовые брекчии с милонитовым матриксом. Более крупные пластинчатые блоки с первично-слоистой структурой, относительно слабо переработанной в процессе расланцевания, выступают в качестве своеобразных "целиков"; их особенностью является сложное соотношение слоистости и сланцеватости, примером чего служит часто наблюдаемое перераспределение материала отдельных, обычно более мощных слоев по сланцеватости. В плане эти целики имеют линзовидно-пластинчатую форму, причем по простиранию на их окончании наблюдаются клиновидно-фестончатые соотношения с линзами милонитизированных пород иного состава.

Рис.1. Структурный профиль по р.Тихой (составили А.Н.Соловьев, Б.М.Чиков).

1-3 - блоки и линзы протомилонитов: 1 - милонитизированные песчаники и алевролиты, 2 - милонитизированные лавобрекчии среднего состава, 3 - милонитизированные туфогравелиты; 4 - существенно кварцевые blastsмилониты и диспергиты; 5 - катаклазиты; 6 - зона оруденения; 7 - разломы; 8 - точки наблюдения; 9 - граница осыпи

65



Сопоставление данных по различным частям КБЗ показывает, что в ее пределах к основным видам дислокационного метаморфизма относятся: деформации слоистых осадочно-вулканогенных толщ, разрывы и перемещения геологических тел, их будинаж, брекчирование, катаклиз и милонитизация пород, региональное кливажирование и рассланцевание, образование структур катакластического течения и ламинарного скольжения. В качестве главных этапов деформаций этой зоны намечаются следующие:

I – складчатость первично-слоистой среды (осадочно-вулканогенных отложений среднедевонского и более древнего возраста);

II – собственно формирование дислокационной зоны (магистральные разломы сдвигового типа, кливаж течения и рассланцевание, катаклиз и милонитизация породных ассоциаций складчатого комплекса в региональной зоне разломов, образование динамокластитов и структур течения);

III – регенерация и новообразование разломов в КБЗ с брекчированием динамокластитов по сдвиговым зонам; основной этап формирования рудных тел, гидротермальное изменение и метасоматоз динамокластитов;

IV – поздние деформации, осложняющие структуру зоны смятия и сопровождаемые безрудными жилами кварца и кальцита.

Каждый из выделенных этапов не следует рассматривать в качестве периода одноактного динамометаморфизма – это время, в течение которого установлено несколько фиксируемых стадий породо- и структурообразования определенной общности. Наиболее полно такая стадийность изучена на примерах деформаций в рудных полях /7,8/. По данным Г.С.Дурнева, главный этап формирования рудных тел в районе Тишинского месторождения распадается на следующие стадии: серно-колчеданную, медно-цинковую и полиметаллическую; причем в последней намечается две подстадии. Между этими стадиями (а, возможно, и в процессе рудоотложения) неоднократно проявлялись тектонические подвижки различной интенсивности. Наиболее существенные деформации (брекчирование, секущие трещины) отмечаются после отложения основной массы серно-колчеданных руд, которые в ряде случаев, сопровождались образованием брекчий с последующей цементацией обломков минералами медно-цинковой и полиметаллической стадий.

К числу постоянно дискутируемых относятся вопросы структур-

ного положения, возраста и генезиса оруденения в КБЗ. Одни исследователи, реконструируя обстановки геологического прошлого, связывают оруденение с деятельностью среднедевонских вулканов /15, 18/, другие главным считают связь с порфировыми комплексами, а третьи полагают, что рудные тела образуются "путем метасоматоза" в узких зонах интенсивного динамометаморфизма /13/. В этом отношении наиболее содержательна информация по структуре Тишинского месторождения, в течение многих лет систематизируемая Г.С.Дурневым (1964–1987 гг.). Погоризонтные планы, разрезы, документация горных выработок позволили установить:

1) общую билатеральную структурную зональность рудного поля, элементами которой являются: осевая зона дробления (брекчирования) и интенсивного кварцевого метасоматоза → зоны клиновидно-блокового строения → зоны развития плейчатости или структур катакластического течения ← внешние зоны преимущественно плоско-параллельных структур или структур ламинарного скольжения;

2) общее блоковое строение месторождения, обусловленное наличием морфологически выраженных разломов (Марьинского, Главного, Центрального и др.), и различие блоков по интенсивности дислокационного метаморфизма;

3) широкое развитие метабрекчиевых структур (от глыбовых до мелкообломочных), различных типов динамокластитов и структур течения, часто принимаемых за микро- и мелкоскладчатые пликативные деформации изгиба;

4) приуроченность месторождения к сложной зоне метабрекчий, генерально ориентированной согласно общей ориентировке расщепления и не зависящей от положения контакта выделявшихся здесь ранее ильинской и сокольной свит;

5) тесную ассоциацию оруденения с серицит-кварцевыми, кальцит-кварц-серицитовыми, кальцит-хлорит-серицит-кварцевыми сланцами, серицитовыми кварцитами и микрокварцитами, образованными по осадочно-вулканогенным породам;

6) прямую зависимость интенсивности метасоматоза от степени дислокационного метаморфизма субстрата, но менее выраженную корреляцию метасоматоза и состава первичных пород;

7) связь морфологии рудных залежей и брекчиевой морфологии структуры зоны оруденения, особенно наглядно иллюстрируемую схемами изосодержаний (рис.2).

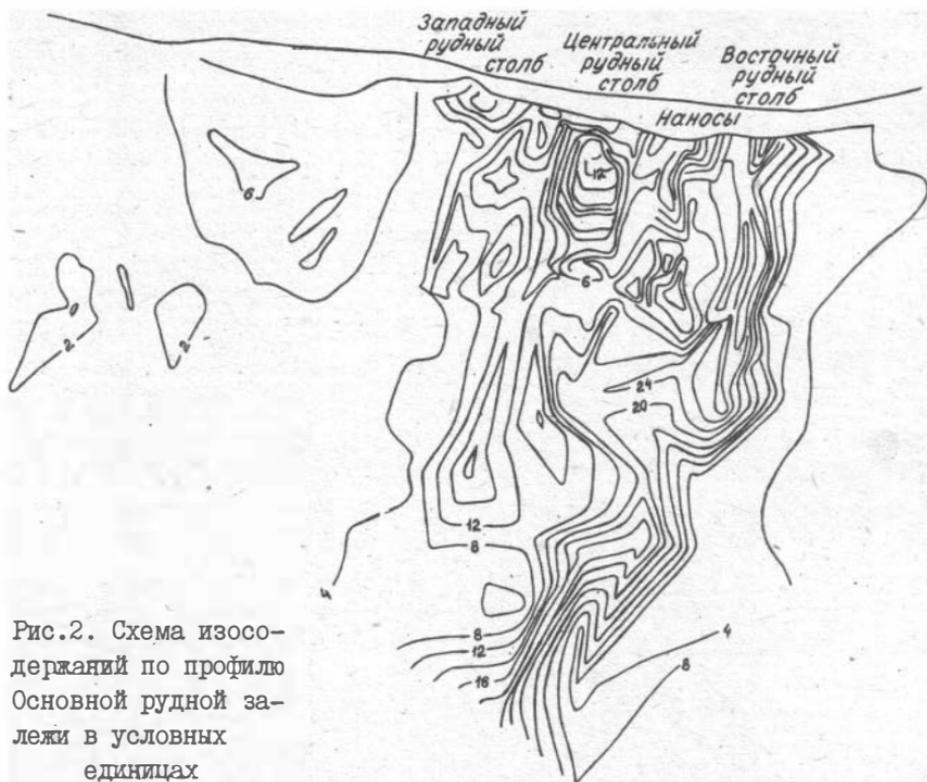


Рис.2. Схема изосодержаний по профилю Основной рудной залежи в условных единицах

Позднее В.И.Викентьев /2/ развил и убедительно обосновал с помощью петрофизического анализа представление о линзовидно-блоковой структуре Тишинского месторождения. Он подметил также связь распределения содержания цветных металлов с конфигурацией "жестких" блоков и межблоковых зон рассланцевания, показал высокий уровень динамометаморфизма руд и характер перераспределения рудного вещества при этом.

Выявленные Г.С.Дурневым, В.И.Викентьевым и другими зависимости принципиально соответствуют известным особенностям строения Габриэлевского месторождения КБЗ /12/, а также ряда месторождений Прииртышского рудного района /9,10,14/. Это позволяет говорить об устойчивости структурных характеристик подобных полиметаллических месторождений в зонах смятия, т.е. говорить о важных закономерностях, часть которых ранее указывалась

П.Ф.Иванкиным, В.В.Поповым и другими исследователями. Например, элементы мегабрекчиевой структуры и структурной зональности в участках интенсивного серицит-кварцевого метасоматоза, свойственные зоне оруденения Тишинского месторождения, установлены также на Иртышском и ряде других месторождений Прииртышья /4, II, I6/. Характерно, что эти элементы просматриваются и при альтернативной трактовке генезиса оруденения: если отвлечься от палеовулканологической интерпретации развития Тишинского рудного поля, его мегабрекчиевая структура, ассоциирующая с областью серицит-кварцевого метасоматоза, прекрасно вырисовывается на "геологоструктурной" схеме В.И.Старостина, Г.Ф.Яковлева и др. /I5/. Установленные зависимости позволяют наметить и главные геологические критерии прогнозной оценки слабоизученных районов КБЗ, обусловленные участками максимального метаморфизма зоны смятия и гидротермального метасоматоза в узких зонах сдвига и брекчирования метаморфизованных милонитов и повторно милонитизированных динамокластитов.

### Заключение

Принципиальные особенности геологического строения Кедровско-Бутачихинской зоны смятия, отличающие ее от прилежащих тектонических элементов Рудного Алтая, определяются динамометаморфическими преобразованиями ранее существовавших на ее месте складчатых комплексов среднепалеозойского и более древнего возраста, а также гранитоидов Синишинского массива. Наблюдаемая структура КБЗ сформировалась в течение, по крайней мере, четырех этапов деформаций, из которых определяющим был период расланцевания и милонитизации породных ассоциаций в региональной системе крупных сдвигов северо-восточного простирания.

К главным элементам структуры КБЗ относятся: а) зоны развития разнообразных динамокластитов, среди которых преобладают тектоносланцы; б) относительно слабо переработанные под влиянием стресса линзовидные блоки осадочно-вулканогенных отложений (аллохтонные и параавтохтонные глыбы) и в) морфологически выраженные разломы. Меньшую роль играют дайково-плутонические образования, внедрившиеся после основного этапа расланцевания.

Особое внимание привлекают динамокластитовые комплексы (см. таблицу), в которых механическое разрушение и расщепление пород сопровождается перераспределением вещества на словом, породном и минеральном уровнях, образованием структур ламинарного скольжения и катакластического течения, а также существенной перекристаллизацией исходных пород. Картирование этого динамометаморфического парагенеза возможно по принципу выделения тектоноформаций различных по петрографическому составу и текстурному облику тектономикститов, катаклазитов и милонитов. К этим комплексам приурочены наиболее крупные проявления кремнистого метасоматоза в КБЗ.

Структурная позиция основных рудопоявлений и месторождений полиметаллических руд КБЗ определяется приуроченностью к характерным участкам "постсланцевого" брекчирования и неоднократной гидротермальной переработки динамокластитов главного этапа деформаций. В зонах оруденения намечается поперечная билатеральная структурная зональность вдоль осевых сколовых деформаций, экстремальное проявление серицит-кварцевого, кальцит-кварцевого и кальцит-хлорит-серицит-кварцевого метасоматоза динамокластитов, а непосредственно в районе рудных залежей - наличие метабрекчиевых структур. Поэтому, на основе опыта исследования рудных полей КБЗ процедура регионального прогноза предусматривает: 1) районирование зоны смятия с акцентом на выделение динамометаморфических комплексов, 2) обособление в них участков метасоматически измененных милонитов и метабрекчий с сульфидной минерализацией, 3) выделение локальных парагенезов метабрекчиевых структур, милонитов и окварцевания, содержащих полиметаллы. Такая детализация структуры Кедровско-Бутачихинской зоны смятия возможна уже на стадии геолого-поисковых работ 1:50 000 масштаба.

### Литература

1. Ажгирей Г.Д., Иванкин П.Ф. Главные вопросы изучения геологии Иртышской зоны смятия // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1952. Т.27, вып.3. С.27-47.

2. Викентьев И.В. Метаморфогенные структуры Тишинского месторождения (Рудный Алтай) // Геология руд. месторождений. 1987. Т. XXIX, № 1. С.66-75.

3. Галдин Н.Е. Структурные особенности Белоусовского месторождения на Алтае // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1957, № 4. С.66-83.

4. Гармаш А.А., Стучевский Н.И., Рубо Г.Л. и др. Условия локализации лентовидных залежей полиметаллических руд в Иртышской зоне смятия (на примере Белоусовского месторождения) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970, № 12. С.32-46.

5. Дербенев В.А. Микроструктурные преобразования пород в зонах приразломного смятия // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1985, № 6. С.60-64.

6. Дистанов Э.Г. О роли сдвиговых движений в формировании Северо-Восточной зоны смятия Алтая и локализации в ней полиметаллического оруденения // Геол. и геофиз. 1962, № 2. С.52-65.

7. Дурнев Г.С. Структурная зональность и контроль оруденения на Тишинском месторождении // Геология. Тематический сборник статей аспирантов и соискателей. Вып.4. Алма-Ата, 1968. С.109-119. (Министерство высшего и среднего специального образования КазССР).

8. Дурнев Г.С. Структурно-тектонические особенности и условия локализации оруденения на Тишинском месторождении (Рудный Алтай): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Алма-Ата, 1974, 24 с.

9. Иванкин П.Ф. Полиметаллические месторождения Прииртышья. М.: Гостеолтехиздат, 1957. 248 с.

10. Иванкин П.Ф., Кузубный В.С., Иншин П.В. Околорудные изменения как поисковый признак на руды на примере месторождений Прииртышского рудного района Алтая // Тр. Алтайского горно-металлургич. ин-та АН КазССР. Т.УШ. Алма-Ата, 1960. С.84-93.

11. Козлов М.С., Шулика В.А., Услугин М.О. О формировании Белоусовского колчеданно-полиметаллического месторождения на Рудном Алтае // Геология руд. месторождений. 1982. Т.24. № 4. С.109-115.

12. Олейник Ю.Ф., Дурнев Г.С. Некоторые структурно-геологические особенности Габриэлевского медноколчеданного месторождения на Рудном Алтае // Вопросы геологии и металлогении Восточного Казахстана. Алма-Ата, 1971. С.93-99.

13. Попов В.В., Маньков Б.В., Малыгин А.А. Геолого-структурные особенности района Тишинского месторождения на Рудном Алтае // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1964. № 3. С.67-83.

14. Рудообразующие системы колчеданно-полиметаллических месторождений зон смятия / Лапухов А.С., Прокопенко А.И., Иванов Н.Б., Трубников Л.М. Новосибирск: Наука, 1986. 191 с.

15. Старостин В.И., Яковлев Г.Ф., Авдонин В.В. и др. Тектоно-вулканические структуры на Тишинском рудном поле // Сов. геология, 1973. № 7. С.43-56.

16. Услугин М.О. Структурная зональность района Иртышского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай) // Геол. и геофиз. 1985. № 2. С.71-77.

17. Чиков Б.М. К методике исследования древних линейментных структур // Геол. и геофиз. 1987. № 2. С.14-19.

18. Щерба Г.Н. Вулканогенная гипотеза генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая // Сов. геология, 1974. № 9. С.25-39.

19. Berza T., Jancu V., Hann H.P., Seghedi A. Dynamik and retrograde metamorphism: examples from the Romanian South Carpathians // Ann. Inst. geol. si geofiz. 1984. Vol.64. P.25-32.

20. Heitzmann P. Kakirite, Kataklasite, Mylonite - zur Nomenklatur der Metamorphite mit Verformungsgefügen // Eclog. geol. helv. 1985. Vol.78, N 2. S.273-286.

21. Lister J.S., Shoke A.W. S-C Mylonites // J. Struct. Geol. 1984. Vol.6, N 6. P.617-638.

22. Paterson M.S. Experimental rock deformation - the brittle field. Berlin a.o.: Springer Verlag, 1978. 254 p.

23. Simpson C. Deformation of granitic rocks across the brittle - ductile transition // J. Struct. Geol. 1985. Vol.7, N 5. P.503-511.

СТРУКТУРНЫЙ ПРОФИЛЬ БУХТАРМИНСКОЙ ЛИНЕАМЕНТНОЙ ЗОНЫ  
В РАЙОНЕ РЕК ЧЕРНЕВАЯ И БУХТАРМА

Одной из важных задач при исследовании зон интенсивного динамометаморфизма является детализация их внутренней структуры /3/. Однако применение традиционных методов геологического картирования (площадные исследования, опирающиеся на палеонтолого-стратиграфический метод) вследствие интенсивного динамометаморфизма, слабой степени обнаженности, большего разнообразия литологических толщ вкrest простирания зоны и отсутствие маркирующих горизонтов значительно затрудняют, а порой и приводят к неправильным результатам интерпретации структуры таких зон. Поэтому для выяснения внутренней структуры Бухтарминской линеаментной зоны и ее детализации нами в период полевых работ 1983-1986 гг. был составлен ряд структурных профилей вкrest простирания зоны. В настоящей работе приведены данные по одному из наиболее хорошо изученных и представительных профилей, который отражает принципиальное строение юго-западной полосы Бухтарминской линеаментной зоны.

Профиль протяженностью ~ 13 км охватывает участок зоны от с.Сокольск до устья р.Черневой и далее вверх по ее течению до устья р.Мохонов Ключ (рис.1). На всем протяжении профиля имеются хорошо обнаженные участки с глубиной эрозионного вреза до 100 метров. Участки, закрытые четвертичными отложениями, изучались на водораздельной территории. Однако информативность таких отрезков профиля значительно ниже, чем отрезков вдоль береговых обнажений реки. Детальное структурное профилирование проводилось в масштабе 1:2000 и сопровождалось детальными зарисовками отдельных обнажений с наиболее представительными элементами структуры, фотографированием и составлением фотопанорам, а также отбором ориентированных и петрографических образцов.

Полученные результаты дополняют общую характеристику внутренней структуры габброидного пояса Бухтарминской линеаментной зоны /5/, детально освещают строение юго-западной полосы, примыкающей к этому поясу, выявляют структурные взаимоотношения этих элементов зоны и типичные для них проявления деформационных структур в малых формах.

По структурно-литологическим особенностям динамометаморфизованных толщ (гетерогенность состава, степень деформационных и минералогических преобразований) в представленном профиле отчетливо выделяются две части (см. рис. I).

Северо-восточная часть (точки 70-169, длина около 7 км) характеризуется общей пластинчато-меланжевой структурой, связанной с деформированием гетерогенного субстрата, включающего силлы и дайки габброидов, юго-западная часть (точки 169-181-171, длина около 3 км) - общей кливажно-складчатой и чешуйчатой структурой, возникающей в условиях деформации песчано-сланцевых толщ монотонного состава и сложения.

Преобладающим видом дислокаций в обеих частях профиля является общее параллельное и линзовидное рассланцевание (развальцевание), милонитизация, будинирование даек и слоев осадочных пород и смятие последних в складки, однако в каждой из выделенных частей набор конкретных структурных форм, их сочетание и распространение различаются существенным образом. Некоторые различия отмечаются в первичном литологическом составе и текстуре осадочных отложений, представленных в выделенных частях разновозрастными комплексами, а также в степени и характере их динамометаморфических преобразований.

Так, в северо-восточной части профиля, которая проходит по диабазовому поясу Бухтарминской линейной зоны в разрезе преобладают пластинчатые, линзовидные тела массивных и рассланцованных габбро-диабазов, облекаемые хлорит-эпидот-актинолитовыми сланцами, возникающими за счет метаморфизма этих пород. Породы, вмещающие тела габброидов и метабазитовых сланцев, представлены песчано-сланцевыми отложениями ниже-среднедевонского возраста, /2/, подвергшимися в разной степени динамометаморфической перекристаллизации с образованием кварц-серицито-хлоритовых, хлорит-биотитовых, биотит-актинолитовых сланцев и метапесчаников, сохранивших реликтовые псаммитовые структуры. В зонах интенсивного рассланцевания эти породы развальцованы на мелкочешуйчатые агрегаты вплоть до образования тонкодиспергированных порошковидных разностей, приобретающих в участках минеральной цементации (окварцевание, реже карбонатизация) монолитную текстуру.

Изменения в полимиктовых песчаниках и гравелитах выражены катаклизом и альбитизацией первичных зерен, а также новообразо-

ваниями по цементу в виде серицит-хлоритовых с примесью карбоната агрегатов, приобретающих ориентировку вдоль общего расщепления. Микрокристаллические сланцы кварц-плагиоклаз-серицитового состава с разным содержанием эпидота и хлорита отличаются отчетливой линейной ориентировкой полосчатых агрегатов, образующих структуры облекания свежих сегрегационных выделений кварца, создающих при массовом развитии порфирировидную текстуру породы (точки I27, I28).

Милонитизированные разности пород, сцементированные кварцево-карбонатным материалом, состоят из перекристаллизованных тонкозернистых агрегатов серицита, биотита, кварца и плагиоклаза, ориентированных согласно общему расщеплению пород. Между точками I28 и I30 в разрезе преобладают мелкозернистые кварцево-плагиоклаз-серицитовые расщепленные и полосчатые породы с разным содержанием биотита и эпидота, в которых реликты структур осадочных пород не устанавливаются ввиду их полной перекристаллизации. Содержание в таких породах биотита, образующего линзы и полосы, согласные с ориентировкой кварцево-хлорит-серицитовых агрегатов, увеличивается к юго-западу к середине разреза по зоне диабазового меланжа. Эти кристаллические сланцы, развивающиеся, по-видимому, по осадочным породам, на профиле специальным знаком не выделяются, поскольку они распространены среди всех разновидностей пород, отражая избирательное развитие динамометаморфической перекристаллизации в наиболее благоприятных по структурно-литологическим свойствам породах, а также в локальных условиях проявления сегрегационных и гидротермально-метасоматических процессов. К последним относятся новообразование кристаллов полевого шпата или кварцевых срастаний в песчаниках и кварцитах ("порфиритизация", точка I27), ороговикование песчаников на контактах с габброидами (точки I33, I26 и др.), развитие кварцевых гнезд, прерывисто-линзовидной полосчатости вдоль расщепления, а также секущих кварцево-карбонатных жил.

Массивные разности габброидов представлены амфиболитизированными габбро-диабазами, состоящими из основного плагиоклаза, амфибола (роговой обманки), моноклинного пироксена с примесью хлорита, кварца, карбоната, рудных минералов, сфена и эпидота. В расщепленных и брекчированных разностях отмечается хлоритизация, карбонатизация, эпидотизация по массе породы, в трещинах

и мицдалинах вплоть до полной перекристаллизации и образования хлорит-актинолитовых сланцев (точки I26, I29, I30), облекающих шаровидные, овальные обломки массивных диабазов в зонах брекчий.

В интервале разреза между точками I32-I69, представляющем юго-западный фланг габброидного пояса, состав вмещающих диабазовые тела пород в целом сходен с описанными, отличаясь большей окварцованностью, повсеместной хлоритизацией. Тем не менее в них отчетливо устанавливается чередование измененных алевролитовых и песчаных прослоев, несогласно под острым углом рассеченных системами кливажных плоскостей, выраженных в составе породы ориентированными новообразованными хлоритовыми агрегатами (точка I82). Еще в большей степени осадочный облик пород сохранен в последних к юго-западу обнажениях диабазово-сланцевого меланжа (точка I33). Это серые и черные прямослоистые слабо рассланцованные и хлоритизированные полимиктовые песчаники с прослоями глинисто-углистых сланцев, часто будинированных и ороговикovaných в зонах непосредственных контактов с габброидами, первичные формы которых (несогласие со слоистостью) на этом участке в общем сохранены. В меньшей степени брекчированы и рассланцованы тела диабазов, в юго-западной части диабазового пояса.

За пределами последнего во внешней полосе Бухтарминской линейной зоны нами выделяется в профиле юго-западная зона кливажированных песчаносланцев, имеющих нижнекаменноугольный возраст /I/. Они представлены массивными или в разной степени рассланцованными отчетливо слоистыми песчаниками или гравелитами кварц-плагноклазового состава с карбонатным, частично перекристаллизованным цементом. Для всего интервала (точки I69-I7I) характерно развитие несогласного со слоистостью разнонаклоненного кливажа (см. рис. I), выраженного линейным расположением хлорит-серицитовых реже мусковит-биотитовых агрегатов в цементе песчаников. Алевролитовые прослои более рассланцованы, превращены в кварц-хлоритовые сланцы, сильно карбонатизированы и рассечены густой сетью кливажных плоскостей, подчеркнутых ориентировкой листоватых чешуйчатых минералов (хлорита, серицита, биотита) вдоль них.

В целом, отмеченные различия в интенсивности и характере проявления динамометаморфических преобразований (рассланцевание, милонитизация, макро- и микрокатаклиз и перекристаллизация с об-

разованием новых минеральных ассоциаций) первично-осадочных песчано-сланцевых пород и дайковых тел габброидов позволяют различать внутри выделенных в разрезе крупных структурных зон (пластинчато-глыбового меланжа и клинажированных толщ) несколько бласто-дислокационных подзон, отвечающих различным ступеням динамометаморфизма, наложенным на дометаморфическую слоисто-сладчатую структуру и первичный состав толщ.

В порядке возрастания степени дислоцированности и перекристаллизации эти подзоны располагаются в разрезе следующим образом (см. рис. I, в):

I - часто кливажированные с проявлением пластического течения слоистые песчано-сланцы кварцево-хлорит-плагноклазового состава, окварцованные, карбонатизированные, частью биотитизированные (точки I69-I80).

II - интенсивно и сложнокливажированные слоистые песчано-сланцы кварцево-хлорит-серицитового-плагноклазового состава, карбонатизированные с осложнением складчатого строения структурами пластического течения вдоль кливажа.

III - подзона метабазитовых сланцев хлорит-эпидот-кварц-актинолитового состава с разноориентированной сланцеватостью, подчиненной форме диабазовых глыб (точка I26, 4I, I30).

IV - подзона тектоносланцев линейного рассланцевания, катаклаза, милонитизации и будинирования кварцево-серицит-хлоритового с биотитом состава, перекристаллизованных с сохранением алевропсаммитовых структур (точки I25-I28) и тонкокливажированных окварцованных песчано-сланцев с сохранением первичной слоистости (точки I3I-I82).

V - бластомилониты линейно-полосчатые интенсивного рассланцованные и будинированные биотит-кварцево-плагноклаз-серицитового состава с телами и прослоями метасоматических кварцитов (точки I28-I30).

### Структурные особенности дислокаций

В дополнение к структурным формам дислокаций, показанным в обобщенном виде на профиле (см. рис. I) следует отметить следующие наиболее характерные для зон динамометаморфизма деформацион-

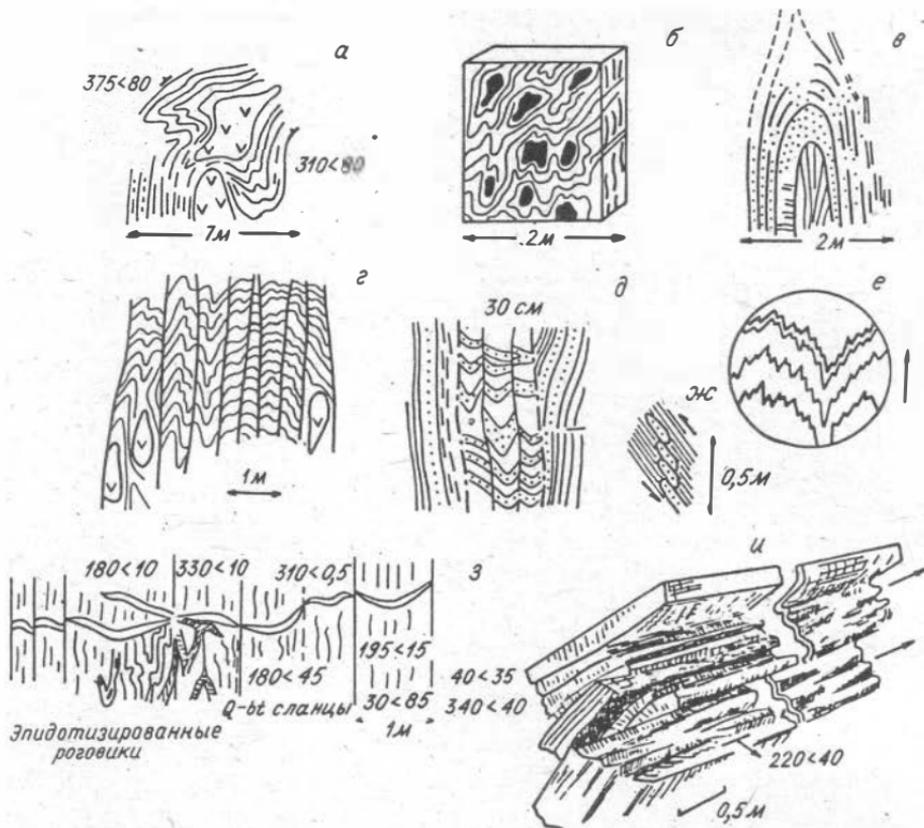


Рис.2. Примеры деформационных структур юго-западной части Бухтарминской линейной зоны смятия.

а - структуры облекания габбро-диабазовых тел рассланцованными их разностями и песчано-сланцевыми слоями точка I26; б - узловатая текстура сланцевых будин на реликтовых пластовых поверхностях песчаников в зонах рассланцевания (точка I28); в - сочетание согласного килевидного облекания антиклинали слоя песчаника с торцевой структурой в ядре складки (точка I7I); г, д, е, ж - формы межлитонного смятия, проскальзывания и сдвигового течения песчано-сланцевых слоев: г - в крупных пластинах с участием диабазовых будин (точка I30), д - субпараллельное общей слоистости проскальзывание пластин с поперечной к ориентировке смятых в них слоев (точка I7I), е - сколовая микроплойчатость слоев между плоскостями скалывания в пластинчатых блоках точки I30(г), ж -

литонизация прослоя песчаника квиважными трещинами (точка I7I); з - волнистые изгибы и изменение залегания кварцевых жил, между плоскостями разнонаправленного скольжения (точка I30); и - параллельные шарнирам общей складчатости и поперечные к напластованию гофрированные поверхности скольжения в песчаносланцах (структура муллион, точка I79)

---

ные структуры малых форм, составляющие структурную основу изученных разрезов Бухтарминской линейной зоны.

1. Зоны рассланцевания, развальцевания, милонитизации, дробления и локального сжатия.

2. Зоны линейных и хаотических брекчий.

3. Складчатые структуры и их фрагменты.

4. Плойчатость, изгибы первичных поверхностей наложения, секущих жильных выполнений.

5. Будинаж и структуры облекания обломков слоев и габброидных тел.

6. Кливаж и структуры параллельно-плоскостного скольжения.

7. Пояса излома.

Часть подобных структурных форм, закартированных при профилировании, представлена на рис.2. Перечисленные дислокации по разрезу проявляются в различных участках профиля в зависимости от их строения и литологического состава.

В зоне пластинчато-глыбового меланжа определяющими факторами структурообразования на фоне общего сжатия являются размеры и конфигурация контактирующих даек габброидов и глыб вмещающих пород. В интервалах, выполненных габброидными породами, общее рассланцевание имеет различную ориентировку и сложную форму, подчиняясь форме и расположению реликтовых блоков массивных пород и представляет, очевидно, сочетание кристаллизационной сланцеватости (метаморфизм габброидов) с механическим рассланцеванием при обжати массивных ядер (см. рис.1,а).

Сквозные межблоковые зоны рассланцевания более прямолинейны, выдержаны по ширине (0,5-1,5 м) и сопровождаются дроблением массивных диабазовых тел и окружающих их хлорит-кварцево-актинолитовых сланцев. По наиболее крупным из них, падающим на юго-за-

пад (аз.пад.  $230^{\circ} \angle 70^{\circ}$ ) и на северо-восток (аз.пад.  $350 - 0^{\circ} \angle 30-70^{\circ}$ ) на разрезе проведены тектонические нарушения.

Внутриблоковые зоны рассланцевания и брекчирования имеют извилисто-дугообразные, часто замкнутые контуры, огибающие группы каплевидных тел диабазов, расположенных в виде кулисообразных цепочек. Местами в таких зонах залегают пластовидные тела роговиков, изогнутых в складки и наследующих, видимо, складчатую структуру полностью измененных осадочных пород, которая в виде частых мелких (0,5 м) складок с единообразным погружением шарниров на запад-северо-запад (аз.пад.  $270-320^{\circ} \angle 30-50^{\circ}$ ) отчетливо проявляется в блоках, сохранивших первичный состав.

В интервале профиля (точки I26-I29), сложенном метаморфизованными песчаносланцами, широко проявлены зоны рассланцевания, развальцевания и милонитизации пород, ориентированные также на северо-восток (аз.пад.  $50-30^{\circ} \angle 75-80^{\circ}$ ) и в средней части интервала (точка I28) на юго-запад (аз.пад.  $220-250^{\circ} \angle$  до  $80^{\circ}$ ) согласно слоистости, полосчатости и общей интенсивной сланцеватости пород. Разнонаправленное залегание сопоставимых по составу песчано-сланцевых слоев часто будинированных, позволяет выявлять реликтовую складчатую структуру блоков, выраженную чередованием сильно сжатых антиклиналей и синклиналей шириной 50-100 м, разделенных зонами рассланцевания и милонитизации. К участкам, отвечающим осевым частям этих складок, приурочено локальное дробление и смятие пород, биотитизация (точка I28) и сильное их окварцевание с образованием мощных пластов (5-15 м) кварцитовидных пород (силицилиты, точка I28), местами расчлененных на S-образные будины.

Кроме широко распространенного здесь будинажа слоев песчаников и силицилитов, крупные обломки которых облекаются сланцами, характерно раздавливание маломощных сланцевых прослоев между массивными слоями песчаников с образованием на плоскостях их напластования пятнисто-узловатых текстур будинажа, имеющих в поперечном разрезе линзовидное строение (см. рис.2,б).

Выделенные в разрезах мощные зоны диабазовых брекчий различаются по составу, форме и размещению реликтовых тел массивных диабазов и ориентировке рассланцевания в окружающих их милонитизированных кварцево-актинолит-эпидотовых сланцах. В точке 4I отмечается хаотическая структура размещения обломков и беспорядоч-

ная ориентировка рассланцевания. На участке в зоне интервала точек I29-I30 зоны рассланцевания имеют общее направление с линейно расположенными цепочками округлых обломков диабазовых тел, а также с направлением разломных ограничений и общим рассланцеванием находящихся внутри зоны блоков метаморфизованных осадочных пород.

Внутри последних отчетливо проявлен субвертикальный кливаж, поперечно пересекающий полого залегающие слои измененных песчано-сланцев. Линии выхода этих слоев описывают на вертикальной плоскости обнажения точки I30 сложные рисунки систем складок скальвания антиклинорного и синклинорного типов (см. рис.1, рис.2,г). Ширина складок в ограниченных вертикальными плоскостями смещения пластинах ("литонах") 0,5-2 м. Погружение шарниров аз.пад.  $260-280^{\circ} \angle 50-70^{\circ}$ . При детальном изучении устанавливается сдвиго-сколовый характер таких складок во всей массе пород внутри пластин вплоть до проскальзывания срезанных слоев по мельчайшим (1-2 мм) микролитонам (рис.2,е).

На существование дифференцированных движений вдоль вертикально кливажированных пластин данного блока указывают также дугообразные изгибы и разнонаправленное залегание участков субгоризонтальных кварцевых жил, пересекающих эти пластины (рис.2, з). Образование жил относится, видимо, к заключительным стадиям движений пластин и общего ламинарно-сдвигового течения внутри них по мелким кливажным плоскостям, что придавало дугообразную форму поперечным разрывам во время их жильного выполнения.

Подобные, но более развитые синдеформационные изгибы и смещения кварцевых, кварцево-полевшпатовых жил, встреченные нами в других участках Бухтарминской (Большая Речка) и Иртышской (Алтайка) зон смятия не только подтверждают и иллюстрируют неравномерность сдвиго-пластического течения внутри крупных пластин, но могут, на наш взгляд, служить основой для измерения величины таких движений. Во всяком случае это применимо для количественной оценки сдвиговых смещений начиная со стадии образования поперечных течению вязких отрывов, заполняемых растворами в процессе пластической деформации, и заканчивая хрупкими сколами, смещающими части уже образовавшихся жил далее в направлении общего течения вмещающих пород.

Следующий к юго-западу блок метаморфизованных песчанослан-

цев, вмещающих согласные дайки диабазов (точки I31-I82), характеризуется общей параллельно-пластинчатой структурой, обусловленной чередованием крутонаклоненных на северо-запад удлиненных блоков кливажированных песчано-сланцевых толщ с линзовидными телами габброидов, частью сохранивших первичный характер контактов с вмещающими породами, а также общим наклоном на северо-запад разграничивающих пластины зон рассланцевания, брекчирования и милонитизации.

В целом отмеченные особенности дислокационной структуры метаморфизованных толщ в описанных интервалах профиля, а также выявленные направления относительного перемещения блоков по ориентации S-образных обломков в зонах будинирования, рассланцевания, кулисообразных трещин отрыва, указывают что основная структура зоны пластинчато-глыбового меланжа габброидного пояса Бухтарминской линеаментной зоны смятия сформировалась в условиях общего горизонтального сжатия при дифференцированных вертикальных, преимущественно взбросовых движений блоков.

Тенденция к движениям на юго-запад, но по системе более пологих чешуй заметна в строении блоков зоны кливажированных толщ (см. рис. I, г), обрамляющих габбро-диабазовый пояс с юго-запада. Учитывая, что в этих блоках существенно снижается общий уровень динамометаморфизма, достигающего высшей ступени в середине зоны пластинчато-глыбового меланжа (точки I28-I30), эти блоки можно относить к пограничной полосе всей Бухтарминской зоны смятия. Конкретное положение границы зоны внутри полосы зависит от латерального распространения динамометаморфических фаций в локальных сечениях зоны в соответствии с кулисообразной в плане разломно-блоковой ее структурой (сдвиговая модель /4/).

### Литература

1. Геология. т. XLI. Восточный Казахстан. Ч. I. М.: Недра, 1967. 471 с.

2. Козлов М.С., Дубатолова Ю.А., Дубатолова Е.В. Новые данные о возрасте Белоубинской терригенной формации Рудного Алтая // Докл. АН СССР. 1981. Т. 257, № 3. С. 695-697.

3. Чиков Б.М. К методике исследования древних линеаментных структур // Геол. и геофиз. 1987. № 2. С. 14-19.

4. Чиков Б.М., Соловьев Р.В. Структурно-метаморфическая зональность Иртышского линеймента в районе Бухтарминского линеймента // Геол. и геофиз. 1983. № 8. С.63-71.

5. Чиков Б.М., Горбенко В.П. Структурная неоднородность габброидного пояса бассейна р.Бухтарма // Геол. и геофиз. 1987. № 4. С.128-132.

С.В.Зиновьев, Е.А.Поддубастенкова

СТРУКТУРА ОСЕВОЙ ЧАСТИ ИРТЫШСКОЙ ЗОНЫ СМЯТИЯ  
В РАЙОНЕ пос.АЛТАЙКА

Иртышская зона смятия (ИЗС) - это линейментная структура проявления динамометаморфизма, результатом которого являются структурно-породные ассоциации, распространенные в полосе длиной более 500 км и шириной от 4 до 18 км. Она привлекает большое внимание исследователей в связи с особенностями строения, метаморфизма и концентрацией здесь месторождений полезных ископаемых (рудные районы, поля, месторождения полиметаллов). В результате ранее проведенных работ в пределах ИЗС выявлена неоднородность ее строения, выраженная поперечной структурной зональностью; определены основные геометрические типы дислокационных структур; установлено, что ИЗС сложена в различной степени динамометаморфизованными породными ассоциациями /3-6/. Гнейсо-гранитная подзона обособляется в осевой части ИЗС в виде мощного клина, обращенного на северо-запад, шириной до 5 км и протяженностью более 30 км. Ее главными породными комплексами, помимо гранитоидов, являются кварц-биотит-плагиоклазовые и амфибол-биотит-плагиоклазовые гнейсы и кристаллические сланцы, разнообразие которых определяется интенсивным проявлением динамометаморфизма /6/.

Целью настоящей работы является детализация строения гнейсо-гранитной подзоны. В связи с этим на изучаемой площади было проведено крупномасштабное геологическое картирование, которое сопровождалось профилированием, диагностикой и типизацией породных ассоциаций, а также изучением специфических структурных проявлений.

Традиционный стратиграфический метод картирования не дает желаемых результатов при детализации структуры изучаемого района. Выделение здесь свит представляется нецелесообразным из-за интенсивного динамометаморфического преобразования первичных пород, новообразований, а также общего сложного пластинчато-клиновидного строения района. Поэтому для картирования подобных зон возникла необходимость выбора другого рационального метода. Наиболее удовлетворяющим поставленным задачам является метод структурно-породных парагенезов. Суть его сводится к выделению и картированию упорядоченно повторяющихся сонахождений определенных структурных форм и вещественных комплексов /7/.

Однако это не означает полного отказа от стратиграфического метода. Более того, за пределами зоны смятия возможно картирование только этим методом, но для разломных зон он оказывается неудовлетворительным.

Основным результатом работ явилась структурная карта п-ова Стрелка, на которой, исходя из общей структурной модели линейментных зон /8/, выделены следующие структурно-породные комплексы: тектоносланцев и тектонических брекчий (тектониты или динамокластиты), динамокластитов разломных зон и плутонические (рис.1).

Тектониты представлены различными по составу бластокатаклазитами и blastsмилонитами (рис.2). В зависимости от генезиса пород, по которым в процессе динамометаморфизма шло образование blastsмилонитов и бластокатаклазитов, последние можно разделить на ортомилониты и парамилониты; ортокатаклазиты и паракатаклазиты. Приставка орто - означает, что преобразованию подвергались магматические породы, а пара - осадочные. Среди ортомилонитов выделены две разновидности: слюдисто-кварц-полевошпатовые и амфибол-биотит-кварц-полевошпатовые. Парамилониты, в свою очередь, подразделяются на слюдисто-кварцевые, слюдисто-кварц-полевошпатовые и графитисто-биотит-кварц-полевошпатовые. Ортокатаклазиты представлены амфибол-биотит-кварц-полевошпатовыми и слюдисто-кварц-полевошпатовыми разновидностями. Паракатаклазитов в пределах гнейсо-гранитной подзоны не обнаружено. Ранее катаклазиты и милониты рассматривались как граниты, кристаллические сланцы и гнейсы определенного состава, т.е. во внимание брался в основном вещественный состав породы, но мало учитывались ее агрегатное

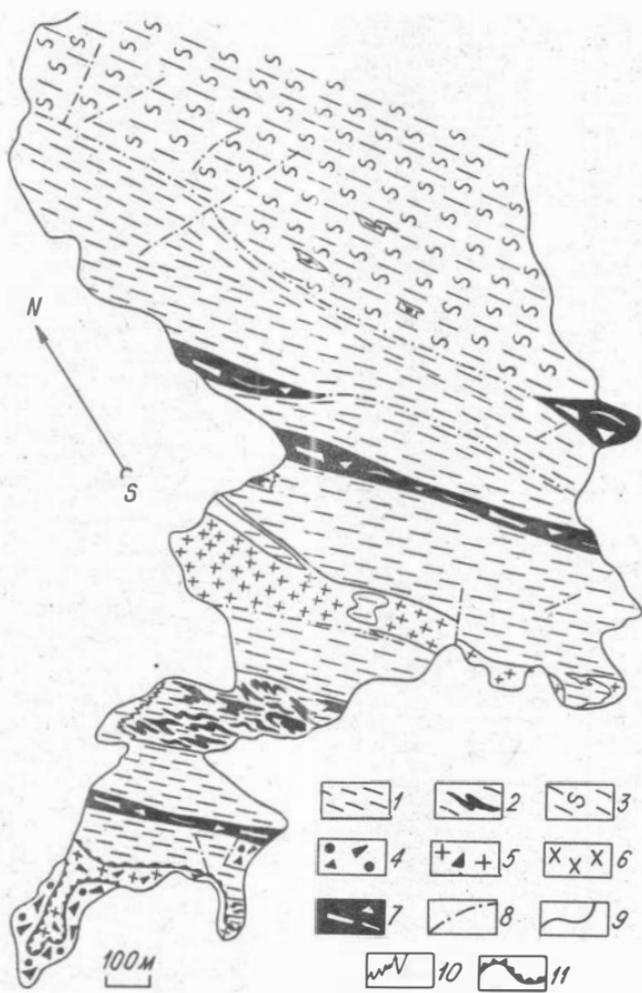


Рис. I. Структурная карта п-ова Стрелка:

I-3 милониты: со структурами ламинарного скольжения (I), со структурами пластического течения (2), со структурами течения сложного типа (3) (наложение структур ламинарного скольжения на структуры пластического течения); 4 - амфибол-биотит-кварц-полевошпатовые катаклазиты; 5 - катаклазированные гранитоиды; 6 - гнейсовидные граниты; 7 - зоны интенсивных дислокаций; 8 - разломы; 9 - резкостные границы; 10 - постепенные границы; II - надвиги



Рис.2. Схема разновидностей тектонитов гнейсо-гранитной подзоны.

\* В систематику не входят какириты и неуплотненные (рыхлые разности) милониты и катаклазиты

состояние и последствия динамометаморфизма. Детальные полевые наблюдения и микроскопические исследования показали, что мы имеем дело здесь с породами, претерпевшими механическое разрушение (катаклиз, милонитизацию) и перекристаллизацию (в большей степени она характерна для бластомилонитов и в меньшей — для бластокатаклизитов).

Неоднородное распределение разновидностей динамокластитов и гнейсированных гранитоидов позволяет наметить зональность строения п-ова Стрелка. Она обусловлена чередованием узких (от 50–100 до 400–500 м) зон, ориентированных в северо-западном направлении, отличающихся друг от друга либо по структурным, либо по структурно-вещественным признакам.

Тектониты изучаемого района характеризуются наличием более или менее отчетливо выраженных структур течения. В пределах п-ова Стрелка выделены структуры (см. таблицу): ламинарного скольжения; катакластического течения; пластического течения. Различные структуры течения являются специфическими, отражающими механизм образования тектонитов, а их пространственное распределение служит важным критерием картирования.

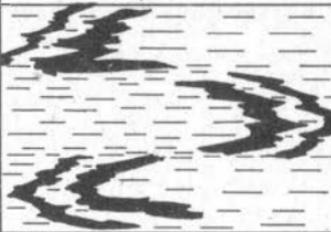
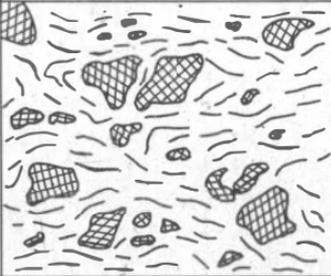
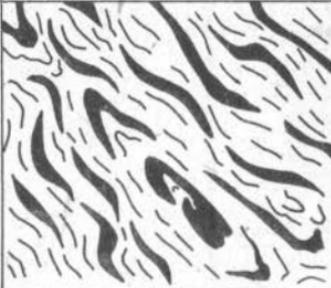
Наиболее широко распространены в пределах п-ова Стрелка структуры ламинарного скольжения, которые проявлены в различных по составу парамилонитах: слюдясто-кварцевых, слюдясто-кварц-полевошпатовых и графитисто-биотит-кварц-полевошпатовых (см. рис. I). Детальный анализ структур ламинарного скольжения позволил выделить две их основные разновидности:

1) плоскости скольжения отчетливо видны в виде серии параллельных "зияющих" трещин. Перемещения микролитов с различной скоростью в субпараллельном направлении могут приводить к возникновению складок скальвания;

2) плоскости скольжения не выражены отчетливо и угадываются по площадкам скальвания, характерным для замочных частей образцов складок.

Наибольшее своеобразие свойственно структурам пластического течения, при котором в отличие от ламинарного скольжения (где течение может наблюдаться только на границах микролитов, а не в центральных частях, находящихся в более вязком состоянии) в состоянии дислокационного крипа находится вся масса породы. Структуры пластического течения оказываются ярко выраженными

### Характеристика структурных проявлений

Процесс	Общая характеристика	Структурные элементы	Структурный рисунок
Ламинарное скольжение	Скольжение отдельных микролитонов в субпараллельном направлении по кливажным плоскостям	Кливажные плоскости Микролитоны	
Катакlastическое течение	Механическое разрушение пород и минералов, вращение обломков, частичная перекристаллизация; характерен будинаж скола и отрыва, катаклаз, милонитизация	Матрикс (мелкообломочная фракция со следами брекчирования) Обломки (глыбы, будины)	
Пластическое течение	Течение, происходящее вследствие пластической деформации пород с существенной перекристаллизацией; характерен будинаж пластического течения, милонитизация	Матрикс (пластический) Кварц-полевошпатовые обособления (линзы, будины, птитматы)	

благодаря наличию в blastsмилолитах различной величины и формы обособлений кварц-полевошпатового материала (будины, линзы, полосы, плагги). Их наличие можно объяснить сегрегационным стяжением кварц-полевошпатового материала во время кристаллизации или перекристаллизации породы в определенные "теневые" участки.

Структуры пластического течения выделяются в качестве самостоятельных зон, либо наблюдаются локально на отдельных участках (см. рис. I). По геометрии кварц-полевошпатовых обособлений можно выделить линзовидно-полосчатый, червеобразно-изогнутый и тонковолинистый подтипы структур пластического течения.

На северо-востоке изучаемого района выделена зона сложного соотношения структур течения. Здесь, по-видимому, произошло наложение структур ламинарного скольжения на структуры пластического течения. Об этом свидетельствует наличие отдельных участков со структурами "чистого" пластического течения на фоне широкого проявления структур ламинарного скольжения.

На юго-западе п-ова Стрелка выделяется зона катаклазитов по гранодиоритам. Дробление и вращение обломков первичных гранитоидов с частичной перекристаллизацией наблюдается на микроуровне. В пределах зоны закартирован останец покрова, сложенный катаклазированными гранитоидами, имеющими субгоризонтальную слоистую отдельность, среди которых встречаются участки слюдясто-кварцевых парамилонитов. В основании покровной пластины залегают амфибол-биотит-кварц-полевошпатовые ортокатаклазиты по гранодиоритам, имеющие характерную скорлуповатую отдельность.

Наиболее интересны взаимоотношения структур течения в пределах зон интенсивных дислокаций (разломных зон), где широко проявлены все виды течения, а также развито дробление и брекчирование. Поскольку переход между пластической и хрупкой деформациями является постепенным, то должен существовать непрерывный ряд структур пластического-катакласического течения. Фрагменты этого ряда и наблюдаются в разломных зонах. Структуры катакласического течения в этих зонах проявлены незначительно на отдельных участках. Для них характерно наличие в более тонком и пластичном матриксе глыб и обломков разнообразной формы с частичной перекристаллизацией вокруг них, а также прямоугольных и трапецевидных будин /2/.

Во внутренней части полуострова закартировано плутоническое

тело среднекристаллических биотит-кварц-полевошпатовых гнейсовидных гранитов, которое рассматривается как самостоятельная зона в общей структурной зональности исследуемого района. Гнейсовидность, выраженная в ориентированном расположении пластинчатых минералов, согласна границам тела и имеет общее северо-западное простирание.

Таким образом, в результате детализации строения гнейсогранитной подзоны:

1) выделены ее характерные структурные элементы: комплексы тектоносланцев и тектонических брекчий; комплексы динамокластиков разломных зон; plutонические комплексы;

2) определены характерные породные ассоциации, слагающие исследуемый район, которые представлены следующими разновидностями: слюдисто-кварцевыми, слюдисто-кварц-полевошпатовыми и графитисто-биотит-кварц-полевошпатовыми парамилонитами, а также амфибол-биотит-кварц-полевошпатовыми и слюдисто-кварц-полевошпатовыми ортокатаклазитами и гнейсовидными гранитами;

3) в пределах п-ова Стрелка выделены структурные зоны развития катаклазитов, милонитов со структурами ламинарного скольжения, со структурами пластического течения и со структурами течения сложного типа, а также зоны интенсивных дислокаций и plutонические комплексы гнейсо-гранитов;

4) существенную роль в формировании структуры гнейсо-гранитной подзоны в целом (и п-ова Стрелка в частности) сыграли процессы течения динамокластиков, а именно: катакластическое, пластическое течение и ламинарное скольжение. Причем установлен непрерывный переход от пластического к катакластическому течению. Ламинарное скольжение как бы оторвано от этого ряда и проявляется самостоятельно (хотя теоретически возможны непрерывные ряды структур ламинарного скольжения - пластического течения).

Авторы признательны проф. Б.М. Чикову за научное руководство и конструктивную помощь в работе.

#### Литература

1. Ажгирей Г.Д., Иванкин П.Ф. Главные вопросы изучения геологии Иртышской зоны смятия // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1952. Т.27, вып.3. С.27-47.

2. Громин В.И. Малые структурные формы и палеореологические реконструкции. М.: Наука, 1970. 144 с.

3. Нехорошев В.П. Тектоника и металлогения Юго-Западного Алтая // Изв. ВГРО. 1932. Т.51. Вып.15. С.249-268.

4. Нехорошев В.П. Алтайские зоны смятия, их особенности и практическое значение // Инф.сб. ВСЕГЕИ. № 3. Л., 1956. С.50-61.

5. Хорева Б.Я. Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 208 с.

6. Чиков Б.М., Соловьев Г.В. Структурно-метаморфическая зональность Иртышского линейamenta в районе Бухтарминского водохранилища // Геол. и геофиз. 1983. № 8. С.63-71.

7. Чиков Б.М. Тектоническое районирование: принципы, методология, картография. М.: Недра, 1986. 184 с.

8. Чиков Б.М. К методике исследования древних линейаментных структур // Геол. и геофиз. 1987. № 2. С.14-19.

В.П.Горбенко

#### ДИНАМОМЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД БУХТАРМИНСКОЙ ЛИНЕАМЕНТНОЙ ЗОНЫ

В настоящее время термин "динамометаморфизм" применен в традиционном понимании как процесс направленного механического и физико-химического преобразования вещества горных пород под совместным воздействием температуры, всестороннего и ориентированного давления с образованием типичных парагенетических структурно-деформационных и минеральных ассоциаций. Масштабы проявлений динамометаморфизма могут быть самыми разнообразными: от локальных зон и небольших площадей с изометричными очертаниями до протяженных поясов, обычно сопровождающих региональные системы тектонических нарушений. Линейные зоны динамометаморфизма, примерами которых являются зоны смятия (зоны глубинных разломов и т.д.), мы называем линейаментными структурами. На поверхности они выражаются поясами интенсивно метаморфизированных и дислоцированных

толщ, а также характеризуются определенными типами деформаций и набором динамометаморфических ассоциаций пород. Основным критерием их выделения является линейная конфигурация, а также высокая степень дислокационного и иных типов метаморфизма отложений на общем структурном фоне складчатой области /4/.

С целью детализации внутреннего строения Бухтарминской линейной зоны мы сделали попытку описать структурно-вещественные преобразования горных пород в условиях динамометаморфизма.

Эта зона расположена в среднем течении р.Бухтармы на Рудном Алтае и является звеном Северо-Восточной зоны смятия. Это относительно узкая ( $\sim 30$  км) и протяженная ( $\sim 150$  км), ориентированная в северо-западном направлении ( $320-340^\circ$ ) структура, разделяющая Горно- и Рудноалтайскую складчатые зоны. В качестве геологических границ зоны условно приняты разломы: на северо-востоке - Локтево-Караиртышский, на юго-западе - Белорецко-Маркакольский. Условность выделения границ зоны вызвана, с одной стороны, качественным определением степени динамометаморфического преобразования вещества горных пород, а с другой - постепенным изменением по латерали признаков, лежащих в основе выделения подобных зон.

Как было показано ранее /5/, внутреннее строение зоны, как и подобных ей зон (Иртышская, Успенская и др.), неоднородно. Эта неоднородность выражается в чередовании вкрест простирания зон относительно слабо динамометаморфизированных блоков и продольных полос максимального проявления процессов динамометаморфизма, а также зональным распределением продуктов регионального метаморфизма и кварцевого метасоматоза.

Наиболее ярким выражением динамометаморфического преобразования пород Бухтарминской линейной зоны является кливаж (рассланцевание). Он имеет в целом региональный характер распространения, стабильную ориентировку ( $320-340^\circ$ ) и определяет выделение данной зоны. Углы падения плоскостей кливажа близки к субвертикальным ( $50-90^\circ$ ) и отклоняются в северо-восточном или юго-западном направлениях в различных участках зоны. В блоках, где динамометаморфизм проявлен относительно слабо и удается установить слоистость в породах, кливаж чаще всего занимает секущее положение. В отдельных участках зоны, имеющих ограниченное распространение, устанавливается другая его морфологическая разновидность

— слоевой кливаж. В поперечном сечении зоны наблюдается весьма неравномерное развитие кливажа: здесь можно встретить толщи от практически нерассланцованных до интенсивно рассланцованных. В шлифах различных горных пород кливаж представлен: 1) ориентированными в одной (реже в двух) плоскости пластинчатыми агрегатами стресс-минералов (хлорита, серицита, биотита, реже актинолита), 2) тонкими субпараллельными сегрегационными выделениями хлорита, серицита, биотита, 3) тонкими параллельными трещинами, иногда заполненными перекристаллизованным агрегатом кварца, кальцита, эпидота, рудных минералов.

Структурная полосчатость и наличие мельчайших маркирующих прослоев в породах (кварцевых прожилков, рудных жилок и т.д.) позволяют судить о характере деформаций. В самом простом случае — это расчленение породы на мельчайшие микролитоны и относительное перемещение их вдоль кливажных плоскостей (рис. I, а). По флексурным перегибам прослоев в краевых частях микролитонов устанавливается направление их перемещения. В других случаях относительное перемещение микролитонов может сопровождаться еще и изменением угла наклона маркирующего прослоя к плоскости кливажа, что приводит к образованию изломов и сложных форм "складок" (рис. I, б). Формирование таких сложных форм, по-видимому, осуществляется за счет различной скорости микролитонов (ламинарное скольжение).

Плоскости кливажа в породе, как правило, не имеют строго определенной ориентировки, а обнаруживают отчетливую приуроченность к границам обломочных зерен. Они как бы облекают минеральные зерна и обломки пород, создавая общий полосчато-линзовидный облик породы. Линзовидная текстура, обусловленная дифракцией кливажных плоскостей обнаруживается как на микроуровне, в шлифах, так и на макроуровне, в породах, обнажениях, блоках.

В участках ступенчатости кливажных плоскостей, последние нередко бывают смяты в очень мелкие складочки, зеркало которых лежит в плоскости кливажа. Гофрировка кливажных плоскостей сопровождается развитием и повторением изгибов пластинчатыми агрегатами минералов хлорита, серицита и биотита. При пересечении кливажем слоев различной компетентности, например тонкоритмичных толщ, представленных чередованием прослоев песчаников (3–5 см) и глинистых сланцев (6–8 см), наблюдается изменение его интенсивности и угла падения. Как и кливаж, в зонах динамометаморфизма широко

а

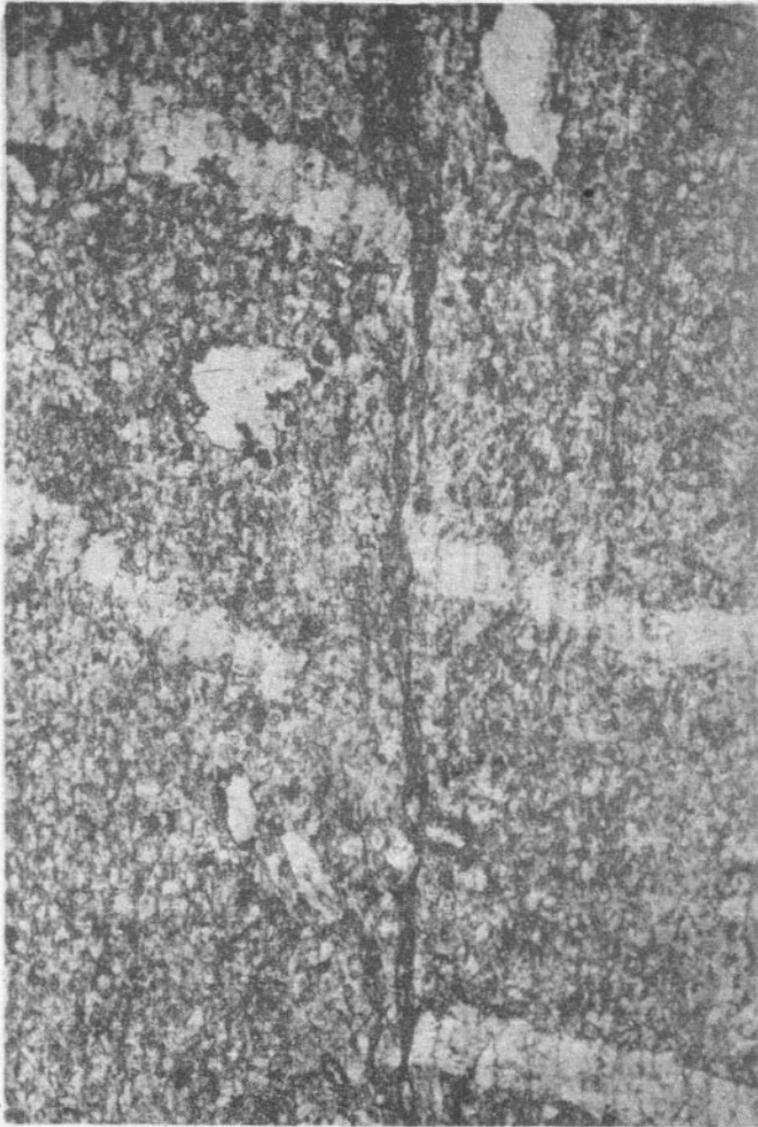


Рис. I. Характер микродеформаций в рассланцованных песчаниках:

а - сдвиг (светлое - кварцевый прожилок); б - складкоподобная трещина отрыва



распространены будинаж-структуры, являясь их неотъемлемым элементом. В изучаемой зоне будинаж-структуры приурочены главным образом к наиболее интенсивно рассланцованным участкам. Будины здесь выделяются в виде разобленных линз либо структур раздувов, пережимов или клиньев. Будинированию подвергаются прослой песча-

ников, вулканогенно-осадочных пород, кварцево-жильные образования, силлициты. Межбудинные участки заполнены сланцами различного состава. Отдельные будины располагаются обычно вдоль крутопадающих плоскостей кливажа.

Для пород Бухтарминской линеаментной зоны помимо интенсивных деформаций, которые сопровождаются структурно-текстурными преобразованиями, характерны также изменения минерально-химического состава. Породы зонально метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма /I/. Юго-западная часть Бухтарминской зоны метаморфизована в условиях низкотемпературной хлорит-эпидотовой субфации. В песчано-сланцевых отложениях характерно развитие следующих минеральных ассоциаций: хлорит+эпидот+серицит+кальцит; хлорит+эпидот+актинолит; хлорит+кварц+серицит. Пластинчатые минералы развиваются вдоль плоскостей кливажа, придавая породе сланцеватую и линзовидную текстуры. Однако в общем породы сохраняют реликты первоначальной обломочной структуры. В отдельных участках пород наблюдается собирательная перекристаллизация в виде линзо- и полосовидных мономинеральных выделений кварца, эпидота, рудных минералов. Наиболее крупные обломки зерен кварца, полевого шпата и других минералов подвергаются дроблению, растаскиванию, повороту. В процессе механического дробления обломки зерен приобретают в общем округлую и линзовидную формы, располагаясь вдоль плоскостей рассланцевания. В "тенях давления" отдельных зерен минералов наблюдается переотложение кварцевого материала.

Внутренние участки зоны (см. статью П.М.Бондаренко, В.П.Горбенко в настоящем сборнике) претерпели более высокую степень метаморфизма в условиях высокотемпературной биотит-хлоритовой субфации зеленых сланцев. Горные породы в результате перекристаллизации утрачивают практически полностью первоначальные структуры и превращаются в микрокристаллические сланцы различного состава. Для них характерны следующие минеральные ассоциации: кварц+серицит+биотит; кварц+биотит+эпидот; кварц+биотит+хлорит; кварц+биотит+кальцит. Биотит и другие пластинчатые минералы приобретают четкую линейную ориентировку в одной плоскости. Основная масса породы полностью перекристаллизована и состоит из мелкозернистого кварц-плагиоклазового агрегата, на фоне которого нередко выделяются порфиридные выделения кварца, эпидота, полевого шпата, биотита, что придает ей порфирный облик.

В зонах интенсивного расслабления и милонитизации развиты преимущественно кварц-серицитовые сланцы. Серицит в породах приобретает четкую линейную ориентировку и нередко сегрегируется в отдельные мономинеральные прослои, которые чередуются с прослоями кварца. Кварцевые зерна, собранные в тонкие ленты, также приобретают вытянутую форму в одном направлении. Отдельные зерна запечатлевают в себе следы интенсивно механической обработки — дробление и растаскивание, проворот, округлые и линзовидные формы, волнистое угасание и т.д. Основная же масса породы испытывает интенсивные пластические деформации, что фиксируется по течению отдельных кварцевых зерен, птигмоидному обособлению кварцево-жильных образований, образованию складчатых форм (рис.2).

В относительно слабо динамометаморфизированных блоках, имеющих форму линз, пластин и т.д., распространены слабоизмененные осадочные, осадочно-вулканогенные, магматические и метаморфические породы нижне-, среднедевонского возраста /2/. В этих участках в горных породах часто фиксируются реликты слоистости, различных седиментационных структур, первичные магматические тектуры пород (подушечная и призматическая отдельности) и приконтактные зоны изменения вмещающих пород. В слабоизмененных слоеподобных породах нередко встречаются отдельные складки амплитудой от нескольких миллиметров до нескольких десятков метров. Среди складок отмечается большое разнообразие форм: — это параллельные и подобные, открытые и тесно сжатые до изоклиналиных, прямые и наклонные, округлые и остроугольные, однако все они обладают выдержанной линейностью в плане, согласной с общим простиранием зоны.

Морфология складок нередко осложняется развитием в замках и на крыльях мелкоамплитудной складчатости, концентрацией в осевых частях кварцево-жильных образований и размещением небольших по мощности тел основного состава. В замках складок, вследствие пластического течения вещества нередко отмечается резкое увеличение мощности (в 2-5 раз по сравнению с крыльями). В поперечных сечениях антиклинальных складок часто наблюдается изменение формы замка (угла наклона крыльев) вдоль осевой плоскости: от остроугольной (изоклиналиной) вверху до пологоволнистой внизу. Замки же синклиналиных складок имеют округлые формы. Простирание шарниров складок, а также осложняющей мелкой складчатости в це-

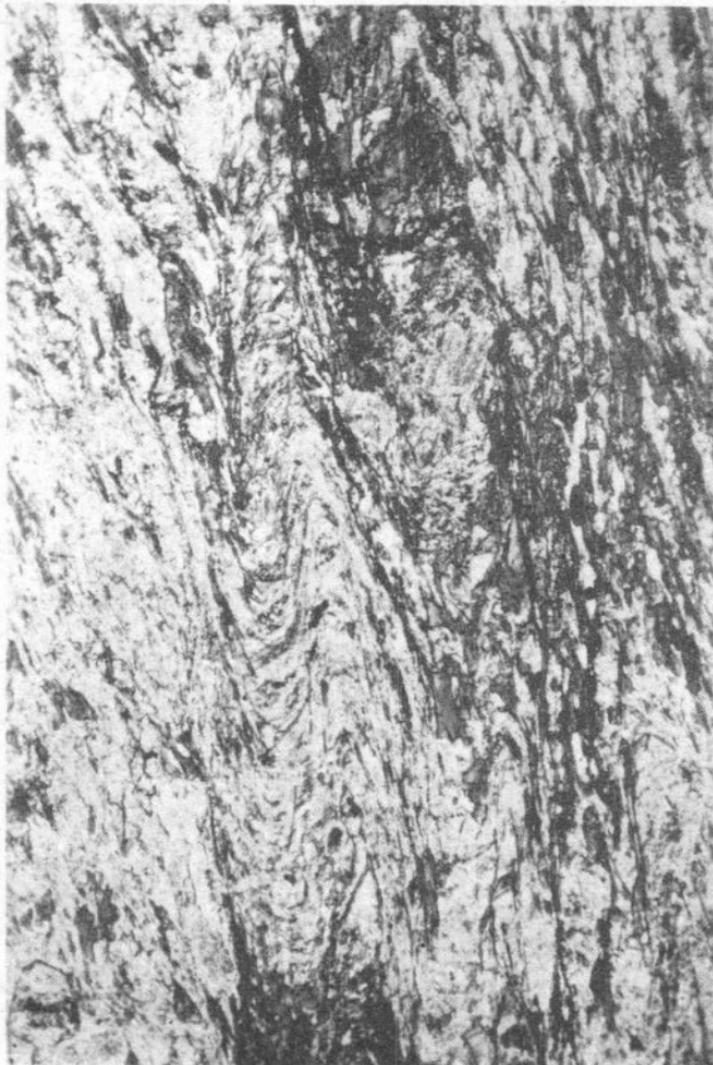


Рис.2. "Складки" пластического течения

лом имеет одинаковые направления ( $300-340^\circ$ ), а углы погружения варьируют в пределах  $0-50^\circ$ . Складки с субвертикальными ( $60-90^\circ$ ) углами погружения шарниров редки и, как правило, трудно диагностируются. Их наличие обычно предполагается в сечениях, близко

перпендикулярных к плоскости кливажа, по килевидным выступам, образованным взаимопересекающимися крутопадающими его плоскостями. В плане же такие складки вследствие крутопадающего характера кливажа и слоистости диагностируются еще труднее.

Важно отметить, что в поперечном сечении зоны складчатость не образует единой непрерывной системы, а имеет прерывистый характер. Блоки, где устанавливаются отдельные складки, в разрезе зоны разделены крутопадающими небольшими по мощности зонами интенсивного рассланцевания, милонитизации и катаклаза, в пределах которых происходит частичное уничтожение элементов первичной структуры и формирование различного типа динамометаморфических комплексов. Такие зоны характеризуются развитием в них интенсивного кливажа, трещиноватости, структур будинажа, кварцево-жильных образований, обнаруживают признаки интенсивного пластического течения вещества. Вновь сформированная плоскопараллельная и линейная текстура пород производит впечатление слоистости, с которой совпал кливаж.

Важное выражение динамометаморфического преобразования вещества горных пород связано с жильным обособлением кварца, полевого шпата и других минералов. Жилы преимущественно приурочены к наиболее рассланцованным участкам зоны, что может свидетельствовать о сингенетической природе их формирования с деформациями. Возможность такого образования кварцевых жил под влиянием ориентированного давления была доказана экспериментально /3/. По минеральному составу среди жил выделяются кварцевые, кварц-полевовишатовые, кварц-сульфидные мощностью от нескольких миллиметров до десятков сантиметров. Форма жил бывает самая разнообразная: прямолинейная, линзовидная, ветвящаяся. Нередко жилы образуют изгибы простой и сложной формы типа птигм.

Таким образом, динамометаморфические преобразования пород Бухтарминской динеаментной зоны характеризуются, с одной стороны, структурными изменениями - развитием кливажа, формированием будинаж-структур, структур катаклаза, ламинарного и пластического течения, с другой - минеральным преобразованием вещества пород: перекристаллизацией, растворением и переотложением отдельных компонентов, новообразованием слюды, хлорита, обособлением кварцево-жильных образований. Различная степень динамометаморфического преобразования пород обуславливает неоднородное строение

зоны, что выражается в чередовании вкрест простирающихся относительно слабо измененных блоков и продольных полос максимального рассланцевания, милонитизации и катаклаза.

### Литература

1. Козлов М.С. Проблемы метаморфогенного рудообразования на Рудном Алтае // Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма. М., 1981. С.162-175.
2. Козлов М.С., Дубатолова Ю.А., Дубатолова Е.В. Новые данные о возрасте Белоубинской терригенной формации Рудного Алтая // Докл. АН СССР. 1981. Т.257, № 3. С.695-697.
3. Петров В.Г. Условия золотоносности северной части Енисейского края. Новосибирск: Наука, 1974. 138 с.
4. Чиков Б.М. К методике исследования древних линеаментных структур // Геол. и геофиз. 1987. № 2. С.14-19.
5. Чиков Б.М., Горбенко В.П. Структурная неоднородность габброидного пояса бассейна р.Бухтарма // Геол. и геофиз. 1987. № 4. С.128-132.

В.А.Мохов

### ЗОНАЛЬНОСТЬ ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМА ЛЕНИНОГОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (Рудный Алтай)

Лениногорский рудный район, традиционно включающий Успенско-Карелинскую и Кедровско-Бутачихинскую ветви Северо-Восточной зоны смятия Алтая вместе с заключенным между ними блоком Лениногорского рудного поля, является одним из наиболее изученных фрагментов Рудного Алтая. В то же время, при высоком уровне изученности оруденения, вулканизма, стратиграфии, магматизма, наметилась тенденция к отставанию исследований структур района. Это проявляется прежде всего в методологическом подходе, основой которого является использование стратиграфических структурных единиц.

На всех тектонических схемах и картах ветви зоны смятия выделяются как стратиграфические подразделения, границы ветвей проводятся по контактам среднедевонской толщи с нижнепалеозойскими и верхнедевонскими образованиями; в то же время две последние толщи тоже зачастую вовлечены в смятие, подвергнуты рассланцеванию, будинированию и т.д. По мнению П.Ф.Иванкина, подобный подход "... явно недостаточен при картировании горнорудных районов в подвижных поясах" /4, с.25/.

Одним из направлений расшифровки структур смятия является изучение и картирование динамометаморфических преобразований стратифицированного разреза и интрузивных образований в пределах зон. Такого рода исследования в районе проводились в ограниченном объеме.

Впервые Северо-Восточную зону смятия как результат динамометаморфизма в окрестностях г.Лениногорска выделил В.К.Котульский в 1920 году. В последующих исследованиях В.П.Нехорошевым и Э.Г.Дистановым установлены основные особенности структур смятия, в том числе и Северо-Восточной:

- они развиваются около глубинных разломов;
- характерным морфологическим признаком являются сплюсывание и рассланцевание находящихся в их пределах горных пород;
- метаморфизм весьма неоднороден как в поперечном, так и продольном направлениях /7/;
- в Лениногорском районе зона смятия представлена серией кулисообразных ветвящихся зон рассланцевания пород, разделенных участками слабо- или нерассланцованных пород;
- рассланцеванию подвергаются практически все имеющиеся в районе породы, исключая "калбйские" гранитоиды;
- рассланцевание дифференцируется в зависимости от исходного состава пород /2/.

Перечисленные особенности практически не нашли отражения на геологических картах, структурных схемах, на которых в лучшем случае схематично нанесены зоны рассланцевания в общем виде либо показаны зоны глубинных разломов. Очевидно, что такая трактовка не позволяет решить многие вопросы строения площади района, в частности связи оруденения с тектоническими процессами.

Основным способом изучения структур смятия в настоящей работе является выделение и картирование динамометаморфических

структурно-вещественных комплексов, возникающих при наложении дислокаций на исходный субстрат. Отличаются эти комплексы от стратифицированных вулканогенно-осадочных или магматических интрузивных и субвулканических образований во-первых, специфическими динамокластическими структурами и текстурами; во-вторых, характерным химическим и минеральным составом, зависящим от глубины динамометаморфических преобразований и состава исходного субстрата. В основу расчленения динамокластитов взята классификация Б.М. Чикова (см. таблицу в настоящем сборнике, с. 59). Выделенные текстурно-структурные группы динамометаморфических пород в районе распространены неодинаково. Преобладающими в количественном отношении являются милониты, образующиеся в условиях ориентированного нагружения. В резко подчиненном количестве находятся катаклазиты, слагающие узкие линейные зоны как на границах различного вида милонитов, так и внутри них. Тектономикститы, или тектонические брекчии с милонитовым или катаклазитовым матриксом можно рассматривать как результат неполного разрушения субстрата, сохраняющегося в виде кластической фракции брекчий, состав которой обычно определяется пересекаемыми породами. Обычно брекчии находятся в эндоконтактах милонитов с вмещающими породами, слагая зоны мощностью до первых десятков метров.

Учитывая распространенность в зоне смятия пород группы милонитов, определяющих характер динамометаморфических комплексов, особенности последних можно изучить, выделив и откартировав разновидности милонитов.

Имеющийся материал и проведенные полевые наблюдения позволяют выделить в Лениногорском районе следующие типовые разновидности милонитов, отличающиеся минеральным составом и структурно-текстурными характеристиками: 1) наиболее глубоко метаморфизованные альбит-эпидот-актинолит-карбонат-кварц-хлорит-серицитовые зеленосланцевые милониты с характерными сланцевато-линзовидно-полосчатыми гофрированными или изоглиально-микроскладчатыми текстурами; 2) глубоко метаморфизованные бластомилониты кварц-серицит-полевошпатового состава с бластическими и чешуйчато-зернистыми структурами и пятнисто-полосчатыми, реже сланцеватыми текстурами (правомерность отнесения порфирированных кварц-серицит-полевошпатовых пород к динамометаморфическому комплексу может подтверждаться обоснованной в работах /3,5,6,8/ точкой зрения на

немагматический генезис порфиров района, где приведен ряд достаточно убедительных доводов в пользу их вторичной природы); 3) собственно милониты с чешуйчато-сланцевой ориентированной структурой и минеральным составом, близким к исходной породе; 4) глины трения и сланцы, выполняющие полости разломов с мощностями, не превышающими десятков сантиметров.

Из минерального состава видно, что наиболее глубокими преобразованиями вещества отличаются две первые разновидности, являющиеся результатом экстремального метаморфизма, приводящего к появлению стандартных минеральных парагенезисов вне зависимости от исходной породы.

Морфология тел динамокластитов в районе установлена в ветвях зоны смятия и в плане выглядит как узкая, шириной до 5 км, полоса развития той или иной разновидности милонитов, вытянутая вдоль зоны смятия на расстояние до 40 км.

По-видимому, их можно считать телами, выполняющими зону крупных разрывов. Контуры милонитов осложняются многочисленными субпараллельными апофизами, вытянутыми вдоль оперяющих разрывов.

Откартированные тела милонитов имеют субвертикальное или крутое залегание, с падением в северо-восточном направлении под углами  $50-70^{\circ}$  как в Успенско-Карелинской, так и в Кедровско-Бутачихинской ветвях смятия (рис. I). Они пересекают все имеющиеся здесь стратиграфические и магматические комплексы. Одной из характерных черт является строго закономерное соотношение различных типов милонитов между собой и субстратом, причем милониты в качестве целиков (обломков, останцов, глыб, будин) могут содержать только менее динамометаморфизованные разности предыдущего этапа деформации.

Чрезвычайно важное практическое значение имеет установление соотношения динамометаморфизма и колчеданно-полиметаллического оруденения. Как показал И. В. Викентьев /I/ на примере Тишинского месторождения, оруденение втянуто в процесс динамометаморфических преобразований, проявленных широкой перекристаллизацией и перераспределением рудных компонентов, резким изменением морфологии рудных тел, образованием новых структурных типов руд (шариковых) и т. д.

Характер границ тел динамокластитов между собой и вулканогенно-осадочным субстратом во всех случаях тектонический, обус-

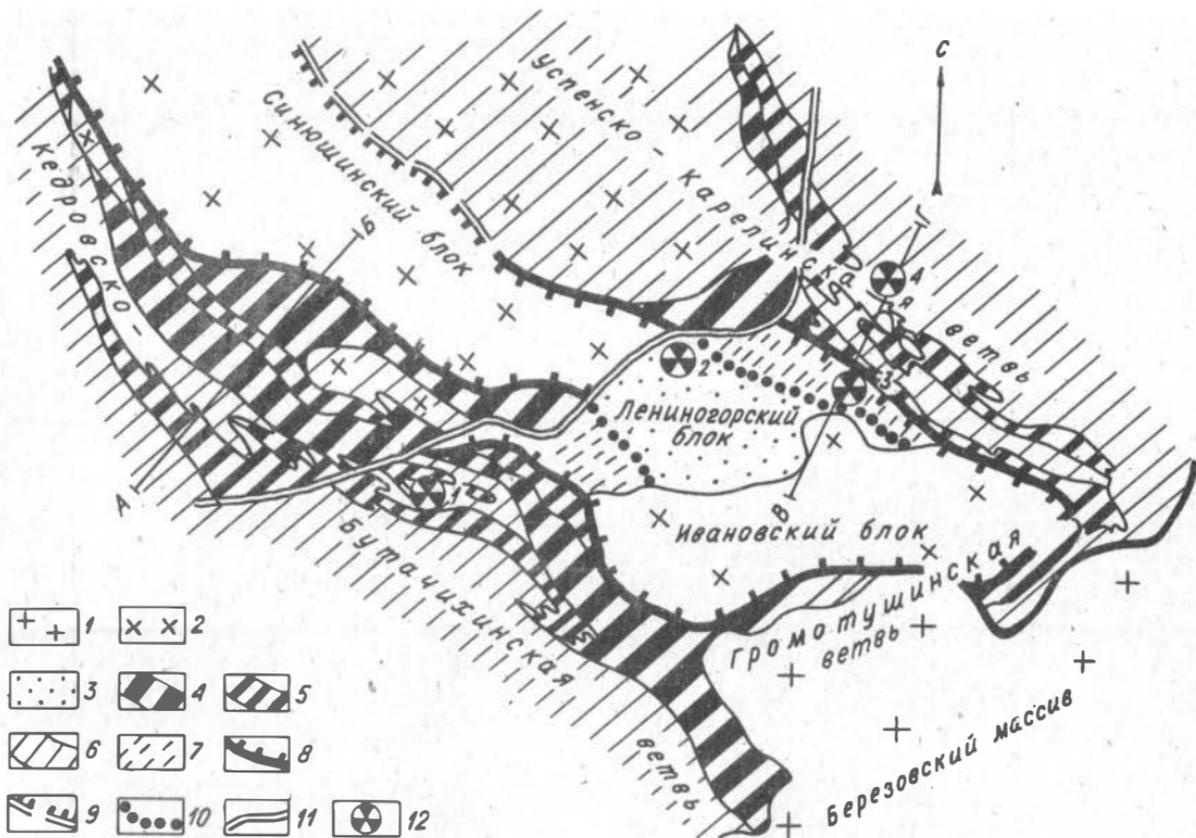


Рис. I. Схема размещения динамокластитов в Лениногорском рудном районе.  
 Гранитоиды: 1 - калбинские; 2 - эмеиногорские; 3 - недислоцированный вулканогенно-осадочный

комплекс Лениногорского рудного поля. Милониты: 4 — зеленосланцевой подзоны; 5 — кварц-серицит-полевошпатовой подзоны; 6 — подзоны рассланцевания; 7 — бластомилониты Лениногорского блока под чехлом эйфельских отложений. Границы ветвей зоны смятия с недислоцированными блоками: 8 — установленные, 9 — предполагаемые, 10 — под чехлом эйфельских отложений, 11 — Северный надвиг; 12 — колчеданно-полиметаллические месторождения: 1 — Тишинское, 2 — Риддер-Сокольное, 3 — Ново-Лениногорское, 4 — Шубинское

ловленный природой этих тел, что хорошо видно в горных выработках Тишинского и Шубинского месторождений. Контакты гранитов с зелеными сланцами интрузивные, с образованием зон контактового метаморфизма (роговиков). На Синюшинские гранитоиды накладывается лишь последний этап деформаций, приведший к рассланцеванию северо-восточной части массива.

Из рисунков 1 и 2 видно, что динамокластиты размещены симметрично-зонально относительно осевой зоны, представленной Синюшинским, Лениногорским и Ивановским блоками. Осевая зона облекается с юго-запада Кедровско-Бутачихинской, с северо-востока Успенско-Карелинской ветвями смятия, а с юга ограничена Громотушинской ветвью субширотной ориентировки.

Зональность проявлена в следующем порядке расположения зон милонитизации: непосредственно к блокам осевой зоны прилегают подзоны зеленосланцевых милонитов шириной от 1-2 до 5-7 км, затем подзоны кварц-серицит-полевошпатовых милонитов шириной до 3-5 км, далее подзоны рассланцованных пород.

В пределах Громотушинской ветви известна только подзона зеленосланцевых милонитов, разделяющая Ивановский и Березовский массивы гранитоидов.

Природа зональности обусловлена различной длительностью и соответственно различной интенсивностью динамометаморфизма разных подзон. Максимальная интенсивность отмечена подзоной зеленосланцевых милонитов, менее значительная — подзоной кварц-серицит-полевошпатовых милонитов, минимальная — подзоной сланцевых пород.

По указанным взаимоотношениям динамокластитов и субстрата можно с уверенностью

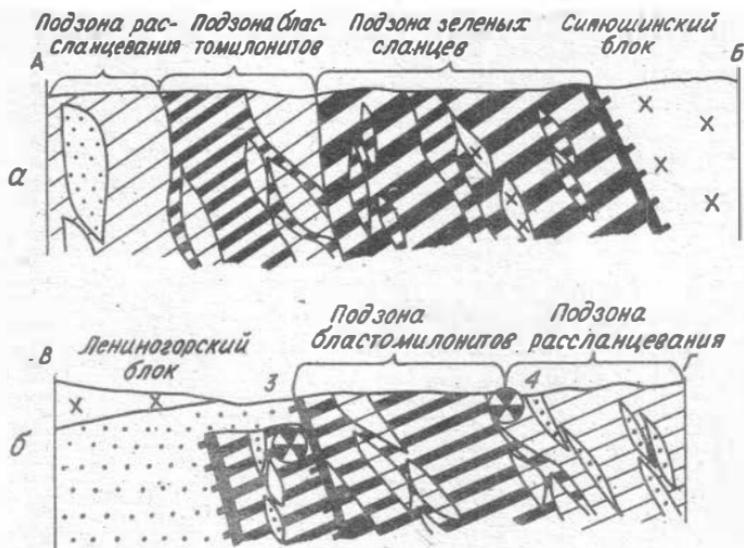


Рис.2. Структурные профили Кедровско-Бутацкинской (а) и Успенско-Карелинской (б) зон смятия. Усл. обозн. см. на рис.1

предполагать как минимум наличие трех этапов деформаций, суммирующихся в областях экстремального метаморфизма.

При этом возможны два варианта развития динамометаморфических процессов: центростремительный и центробежный. По первому на начальном этапе динамометаморфизм развивается в широкой зоне, при последующих сужается до минимума, а по второму — наоборот, развивается сначала вдоль узкой зоны, которая затем расширяется. Судя по взаимоотношениям зон смятия и Ленингорского блока, развитие динамометаморфизма шло по второму варианту, с постепенным расширением зоны смятия от блоков осевой подзоны. Это подчеркивается наличием в пределах Ленингорского блока двух сближенных древних ветвей смятия, перекрытых эйфельскими отложениями и образующих ступенчатую конфигурацию границы блока и ветвей смятия (рис.2,б). По мере удаления от осевой зоны милониты развиваются по все более молодым отложениям, включая верхнедевонскую толщу.

Отмечается асимметрия ветвей смятия, прежде всего проявляющаяся в том, что подзоны экстремального метаморфизма в Кедров-

ско-Бутачихинской ветви имеют суммарную ширину в 2-3 раза больше, нежели в Успенско-Карелинской. Кроме того, подзона зеленых сланцев в последней протягивается не на ее полную длину, а известна только на ее северо-западном фланге, в то время как в Кедровско-Бутачихинской она зафиксирована на всем ее протяжении (см. рис. I).

По-видимому, можно указать и на наличие продольной изменчивости, которая заключается в резком увеличении ширины зеленосланцевой подзоны вдоль границы с блоками гранитоидов и уменьшении ее вдоль границы с Лениногорским блоком. Ширина подзоны бластомилонитов испытывает обратные тенденции (см. рис. I).

\* \*  
\*

Характер динамометаморфических комплексов определяется различными типами широко распространенных в районе милонитов, концентрирующихся вдоль параллельных ветвей смятия, среди которых размещены слабодислоцированные блоки осевой зоны.

Установлена отчетливая билатеральная, симметричная относительно осевой зоны зональность динамометаморфизма, который усиливается по мере приближения к центру.

Поперечная зональность динамометаморфизма обусловлена его многоэтапностью, при этом на начальных стадиях он локализовался в узкой зоне, захватывая Лениногорский блок, затем зона дислокаций расширялась при каждом последующем этапе деформаций, накладываясь на предыдущие.

Отмечается продольная неоднородность динамометаморфизма, усиливающегося на границах с блоками гранитоидов.

По взаимоотношениям динамокластитов, субстрата и гранитоидов устанавливается как минимум три крупных этапа деформаций, самый ранний из которых развит на флангах Лениногорского блока и имеет доэифельский возраст, а последний захватывает верхнедевонские отложения и Синошинские гранитоиды.

## Литература

1. Викентьев И.В. Метаморфогенные структуры Тишинского месторождения (Рудный Алтай) // Геология руд. месторождений. 1987. № 1. С.66-76.
2. Дистанов Э.Г. О роли сдвиговых движений в формировании Северо-Восточной зоны смятия Алтая и локализации в ней полиметаллического оруденения // Геол. и геофиз. 1962. № 2. С.52-56.
3. Ермолов П.В., Евтушенко О.П. Проблемы изучения и картирования порфировых пород на Рудном Алтае (на примере Гусляковского рудного поля) // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1986. № 4. С.16-24.
4. Иванкин П.Ф. Пути повышения эффективности крупномасштабных геологических съемок // Сов. геология. 1987. № 3. С.24-30.
5. Каюпов А.К., Козлов М.С., Марьин А.М. и др. О природе порфировых образований Рудного Алтая в свете генезиса Алтайских полиметаллических месторождений // Проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Алма-Ата. 1977. С.112-121.
6. Лапин Б.Н. Кварц-полевошпатовые метасоматиты в рудных полях полиметаллических месторождений // Геол. и геофиз. 1985. № 11. С.30-38.
7. Нехорошев В.П. Тектоника Алтая. М.: Недра. 1966. 306 с.
8. Пучков Е.В., Найденов Б.М. О генезисе колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая // Докл. АН СССР. 1986. Т.289, № 2. С.457-461.

К.Б.Кепежинскас, В.В.Кепежинскас, В.Ю.Жиравский,  
О.Н.Майорова, Л.В.Усова

ВЗАИМОСВЯЗЬ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ  
С ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬЮ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ,  
СФОРМИРОВАВШИХ БАЯН-ХОНГОРСКУЮ ЗОНУ (МНР)

В статье мы пытаемся увязать изменения состава Са-амфиболов и типов зональности гранатов из "сквозных" пород ультрамафит-мафитового состава различного возраста, участвующих в строении Баян-Хонгорской линейной зоны Монголии, с последовательностью тектонических и сопутствующих им метаморфических событий для воссоздания истории геологического развития зоны.

Баян-Хонгорская зона протягивается с юго-востока на северо-запад на расстояние ~ 300 км при ширине до 40 км. С нашей точки зрения она представляет собой аллохтон, состоящий из пакета чередующихся протяженных линейных тектонических пластин шириной от сотен метров до 10-15 км /2/. Каждая пластина сложена одним или несколькими из четырех нами выделенных структурно-вещественных комплексов, состоящих из пяти толщ (табл. I): мигматит-гнейсовой (I), дистен-сланцево-амфиболитовой и амфиболито-сланцево-карбонатной (II-III), черносланцевой (IV) и офиолитовой (V). Необходимо подчеркнуть, что оценки P-T-условий метаморфизма сделаны без учета состава Са-амфиболов и типов зональности гранатов. Также более или менее независимыми методами среди метаультрамафит-мафитовых ортопород этих четырех структурно-вещественных комплексов довольно отчетливо зафиксированы четыре этапа регионального метаморфизма, а в некоторых случаях и дополнительный этап - стадия становления ультрамафит-мафитовых пород в условиях земной коры, диафторез до регионального метаморфизма.

На рис. I приведены составы моноклиновых Са-амфиболов из ортопород ультраосновного-основного состава из выделенных пяти толщ (за исключением четвертой) и для сравнения нанесены амфиболы дистеновых эклогитов по литературным данным /2/. Тренды изменения составов амфиболов из одинаковых геологических тел в пределах одной и той же толщи отражают как колебания валового состава, так и изменения P-T-условий образования. Для наиболее детально изученных ортопород приведены оценки P-T-условий формирования. Причем, как отмечено выше, они сделаны без учета состава

Характеристика структурно-вещественных комплексов Баян-Хонгорокой зоны

Возраст	Комп-лекс	Толща	Фации метаморфизма	Парагенезис	Формационный состав
Посткладчатые плагиограунты - верхнего кембрия					
R <sub>1-6</sub> (на основе фации)	Баян-хонгорский	У. Официальная	4. Зелено-сланцевая линзчатая и углеродистая (P <sub>1-2</sub> - 6 км)	Kв+Хл+Акт+Эп+Ка+Сер Кв+Пл+Акт+Хл+Эп+Ка Кв+Пл+Би+Сер+Хл+Эп	T-Г, E-Г, У-Г: метаморфизованные гипербазиты; метавулканомафит-мафиты расслоенной серии. Параллельные даймы и подущечные линзы базальтового и андезитово-базальтового состава окраинно-морского толщанового типа. Тонкополосчатые известячки и кремнистые породы
Основной и ультраосновной магматизм, осадконакопление - формирование первичных пород коры океанического типа толща У					
R <sub>1-2</sub> (на основе фации)	Ульзэнт-гольский	IV. Чернотоповая	3. Зелено-сланцевая низинная и умеренных (P <sub>1-2</sub> - 6 км)	Kв+Му+Хл+Хд+Сф+Грф; Kв+Эп+Акт; Kв+Пл+Хл+Би+Ка+Му+Грф; Kв+Пл+Му+Хл+Гр+Грф	Гравитосодержащие грауниты T-Г, E-Г, У-Г: Kв-углеродистые, Акт-Хл, карбонатные и Хл-сланцы, полиминтовые метапесчаники, гравелиты, прослои метавулканитов основного и кислого состава. Штокверковые кварцевые жилы
Осадконакопление, вулканизм, дайки бавитов - формирование толща IV ульзэнт-гольского комплекса					
R <sub>1</sub> (1900-2000 млн лет по широким граунитовым; P <sub>1-2</sub> - 6 км по широким K-Лг-метолитом)	Будайрагитский	III-IV. Дискрешианово-амфиболитовая и амфиболито-сланцевая карбонатная	2. Амфиболитовая и эпидиотово-файблоситовая умеренных и повышенных давлений (P <sub>1-2</sub> - 6 км)	Толща II: Kв+Пл+Кш+Гр+Эп+Амф; Kв+Пл+Би+Гр+Амф+Эп+Турм; Kв+Пл+Би+Гр+Ст+Му+Турм+Грф; (Аб, Гр, Би, Му, Хл, Ка) <sub>3-4</sub> Толща II: МП+Гр+Кв, Пл, Мо; Kв+Пл+КШ+Би+Гр; Kв+Пл+Гр+Идр+Км; [Алд, Сил, Гр]; (Би+Гр+Ст+Кл+Му+Турм); Kв+Пл+Амф+Эп (Гр, Му, Сп, Хл, Би, Акт, Аб, Ка) <sub>3-4</sub>	Рваноскелетчатые грауниты T-Г: Толща III - переслаивание Гр-Би-сланцев с параамфиболитами, мраморизованными известячками, линзами турмалинов, кварцитами. Тела и будины ортоамфиболитов с Гр. Многочисленные Kв-Турм-жилы. Толща II (диафориты по части толща I - аналог святи Кейв): Дист-Гр- и Ст-Би-Гр-сланцы с графитом, очковые гнейсы с Гр до 6 см. До 50 % объема - небольшие, часто зональные тела, линзы, будины Гр-амфиболитов (реже Ди-амфиболитов), эклогитоподобных пород и горьблядитов. Тела Му- и Кв-пегматитов Tл-Г: Толща III - полосчатые таббро-амфиболиты, часто с Гр E-Г: Толща II и III - переслаивание амфиболитов, лейкократовых гнейсов, графитовых и Fe-кварцитов, мраморов с псевдоморфозами Сп по Ол; Пл- и КШ-гнейсов с подчиненными горизонтальными Гр-Би-очковых гнейсов и Гр-Кл-Ст-сланцев (диафоритов по части толща I). Пластовые тела и будины иногда зональных полосчатых амфиболитов и горьблядитов
Осадконакопление, вулканизм и основной магматизм - формирование первичных пород толща III будайрагитского комплекса					
M <sub>2</sub> (2650-30 млн лет U-Рb хроно)	Байдарэгитский	I. Мелководно-гнейсовый	I. Гранулитовая и амфиболитовая повышенных давлений (P <sub>1-2</sub> - 8 км)	Ол+Рл+Шп+Ильм; Гр+Мл+Ск+Пл; Kв+Пл+КШ+Би+Гр; Kв+Пл+КШ+Би+МП+Рл; Kв+Пл+КШ+Гр+МП; Kв+Пл+Би+Гр+Сил; [Алд, Сил, Кл] (Амф, Акт, Му, Сер), Хл, Сп, Мо, Би, Ка) <sub>3-4</sub>	Линчатые диагрокраниты T-Г: полосчатые КШ-Гр-Би-гнейсы и мигматиты; небольшие часто расслоенные пластовые тела, линзы, будины метавулканомафитов и мафитов, превращенных в эклогитоподобные породы и Гр-амфиболиты, не превышающие 10 % от объема толща E-Г: массивные тоналитовые гнейсы и мигматиты; линзы и будины граунитов и амфиболитов
Осадконакопление, вулканизм, даймы и жилы ультраосновных и основных пород - формирование первичных пород толща I байдарэгитского комплекса					

Примечание. В квадратных скобках в столбце "Парегенез" указаны минералы контактового метаморфизма, в круглых скобках - вторичные минералы. Арабские цифры у скобок означают соответствующий этап регионального метаморфизма. Б-Г-Байдаррагин-Гол, Г-Г - Гуан-Гол, Дп-Г - Ташан-Гол, У-Г - Удальгат-Гол. Часть толщи I (метмагма-гнейсовая) по Байдаррагин-Голу, по последним данным, отнесена к нижнему архею /3/.

амфиболов. Поле составов амфиболов в избранных координатах (мас. %  $Al_2O_3$  и  $Na_2O$ ) совершенно отчетливо разделилось на три области, достоверно различающиеся между собой и P-T-условиями образования, в первую очередь давлением, величина которого весьма приблизительно может быть оценена следующими значениями (в кбар): область А - низкие ( $P < 6$ ), область Б - умеренные ( $P = 5-10$ ) и область В - высокие ( $P > 10$ ).

В область А попали вторичные тремолитовые роговые обманки из метаультрамафитов Ол+Рп+Шп+(Трем-Рог. обм.)  $I_{3-4} + (Sp, Xl) I_{3-4}$  толщи I, актинолитовые роговые обманки (с трендами  $I_{3-4}$  и  $II_{3-4}$ ) из эклогитоподобных пород (Мп+Гр+Кв+Пл, Цо, Хл, Сер, Сп, Ка) толщи I, Гр-амфиболитов толщи II и метаофиолитов фации зеленых сланцев толщи У (Акт-Рог. обм. У<sub>4</sub>).

Область Б очерчена составами роговых обманок из метаультрамафитов (Амф-пироксенитов) толщи I, Гр-амфиболитов толщи II и III, полосчатых габбро-амфиболитов с гранатом из толщи III и офиолитов толщи У стадии становления в земной коре.

Область В сложена богатыми натрием ( $> 2,5$  вес. %) роговыми обманками из дистеновых эклогитов (Пи+Омф+Дист+Са-Амф) амфиболит-гнейсовых комплексов.

Сопоставление оценок P-T-условий образования амфиболов по особенностям их состава, с P-T-условиями четырех этапов регионального метаморфизма, полученными иными способами, изучение морфологии кристаллов и характера зональности гранатов в сочетании с геологическими данными (рис. 2), позволяет наиболее логично воссоздать геологическую историю формирования каждого из четырех рассматриваемых комплексов и зоны в целом в следующем виде.

Байдаррагинский комплекс ( $AR_2$ ). Формирование вулканогенно-осадочной толщи I с маломощными телами ультраосновных и основных магматических пород либо в виде дайково-силлового комплекса типа молодого рифта Гуаймас в Калифорнийском заливе /2/, о чем свидетельствует морфология и состав тел (табл. 2), в частности отношения

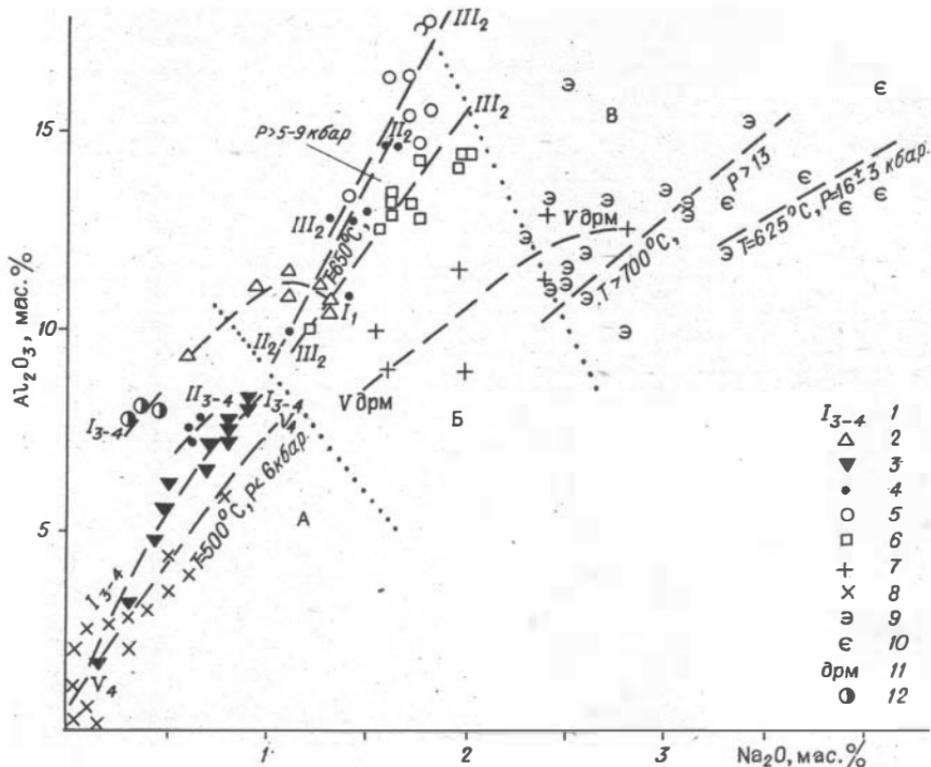


Рис. I. Соотношение содержаний  $Al_2O_3$  и  $Na_2O$  в моноклинных Са-амфиболах из ортопород Баян-Хонгорской зоны (МНР) в зависимости от физико-химических условий образования:

I - римские цифры - номер толщи, арабские - этап регионального метаморфизма; 2 - метаультрамафиты (Ол+Шп+РП+Амф I<sub>1</sub>) толщи I первого этапа регионального метаморфизма; 3 - эклогитоподобные породы (МП+Гр+Кв, Эп, Хл, Пл, Сер, Сп, Ка) толщи I; 4 - Гр-амфиболиты (+Кв, Пл, Эп) толщи II; 5 - Гр-амфиболиты (+Кв, Пл, Эп) толщи III; 6 - полосчатые габбро-амфиболиты (Гр+Эп+Пл+Кв) толщи III; 7 - офиолиты толщи У стадии становления в коре; 8 - регионально-метаморфизованные офиолиты толщи У в условиях зеленых сланцев; 9, 10 - эклогиты (пироп+омфациит+кианит+Са-амфибол) амфиболит-гнейсовых комплексов: 9 - Полярного Урала, 10 - альпийского складчатого пояса Восточной Турции; II - амфиболы, сформированные до регионального метаморфизма (дрм); I2 - метаультрамафиты толщи I из

зона локального диафтореза (Ол+РП+Шп+Трем  $I_{3-4}$ +Хл,Сп). Пунктирные линии – тренды изменения составов амфиболов из одинаковых геологических тел.

Здесь, а также в таблице и в тексте приняты следующие сокращения названий минералов: Аб – альбит, Акт – актинолит, Амф – амфибол, Анд – андалузит, Би – биотит, Гр – гранат, Грф – графит, Ди – диопсид, Дист – дистен, Жедр – жедрит, Ильм – ильменит, Ка – кальцит, Кв – кварц, Кд – кордиерит, Ки – кианит, КПШ – калиевый полевошпатовый шпат, Мг – магнетит, МП – моноклиновый пироксен, Му – мусковит, Ол – оливин, Пл – плагиоклаз, Рог. обм. – роговая обманка, РП – ромбический пироксен, Сер – серицит, Сил – силлиманит, Сп – серпентин, Ст – ставролит, Сф – сфен, Трем – тремолит, Турм – турмалин, Хд – хлоритоид, Хл – хлорит, Цо – цоизит, Шп – шпинель, Эп – эпидот

---

ряда РЗЭ (Ва/Ла, Ла/Се), или гадуцунурского комплекса в Юго-Западной Монголии, или впоследствии сильно переработанного и глубокоэродированного офиолитового комплекса.

Практически аналогами рассматриваемого структурно-вещественного комплекса (см. табл.2) в отношении возраста, морфологии тел и минеральных ассоциаций являются ультрамафит-мафитовые силло-дайки породы Малене супракrustального комплекса (древнее 2,8–3,0 млрд лет) Юго-Западной Гренландии /4/, такие же образования района шахты Томпсон (древнее 1883 млн лет, Северная Манитоба, провинция Суперьер /5/), Воронежского массива и Анабарского щита (древнее 3,4 млрд лет).

В результате первого этапа регионального метаморфизма в условиях гранулитовой фации повышенных давлений, связанного с карельской эпохой складчатости ультраосновные тела превратились в своеобразные амфиболовые пироксениты с метаморфическим парагенезисом Ол+РП+Шп+Амф<sub>1</sub>+Мг (Ильм). В пользу этого свидетельствуют следующие факты. I. Расчетные температуры, полученные по оливин-шпинелевому и оливин-ортопироксеновому геотермометрам /6,8/, оцениваются цифрами порядка 680–730 °С. В то же время для альпинотипных гипербазитов МНР, претерпевших лишь зеленосланцевый метаморфизм и сохранивших реликты магматических парагенезисов, соответствующие цифры чрезвычайно редко опускают-

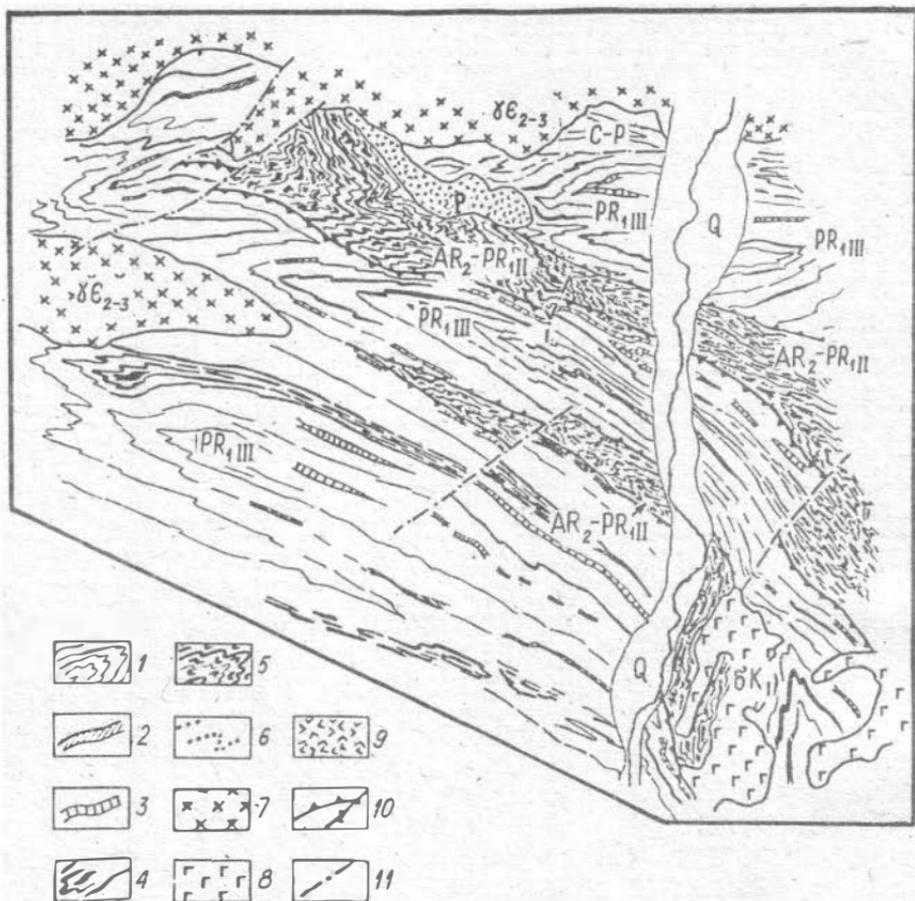


Рис.2. Наиболее характерные взаимоотношения и формационный состав толщ III ( $PR_1$ ) и II ( $AR_2-PR_1$ ) в Баян-Хонгорской зоне (МНР). Толща III ( $PR_1$ ) - амфиболито-сланцевая с карбонатами: I - плитчатые биотитовые сланцы, 2 - кварцитосланцы, 3 - мраморизованные известняки, 4 - преимущественно параамфиболиты, реже ортоамфиболиты; толща II ( $AR_2-PR_1$ ) - дистенсланцево-амфиболитовая (аналог свиты Кейв): 5 - ортоамфиболиты (будины, пластовые залежи, расслоенные силлы в Дист-Ст-Гр-Би- рафитовых сланцах), 6 - кварцевые жилы; магматические породы: 7 - плагиограниты ( $\epsilon_{2-3}$ ), 8 - базальты (KZ), 9 - риодациты (P); разломы: 10 - надвиги, 11 - прочие разломы

Характерные особенности валового состава дорифейских ультрамафит (у/м)-мафитов (м) силло-дайкивого комплекса Баян-Хонгорской зоны (МНР), его возрастных и морфологических аналогов в фундаменте платформ и современного рифта Гуаймас

Местоположение, возраст	Порода	Fe/(Fe+Mg), ат. %	TiO <sub>2</sub> , мас. %
Баян-Хонгорская зона (МНР) (AR <sub>2</sub> -PR <sub>1</sub> )	у/м	22-24 (5)	I,0-I,3 (5)
	м	46-61 (12)	I,5-4,1 (12)
Воронежский массив, Русская платформа (PR <sub>1</sub> )	у/м	17-24 (21)	0,2-0,6 (21)
	м	35-53 (30)	0,1-1,7 (30)
Анабарский щит, Сибирская платформа (AR <sub>1</sub> )	у/м	34-44 (7)	0,3-0,6 (7)
Юго-Западная Гренландия (AR <sub>2</sub> -AR <sub>1</sub> (?))	у/м	10-12 (6)	0,2-0,7 (6)
	м	32-38 (17)	0,3-2,1 (17)
Рифт Гуаймас, Калифорнийский залив	м	32-56 (67)	0,8-2,4 (67)

Примечание. В скобках указано количество анализов.

ся ниже 1000 °С. 2. Составы амфиболов I<sub>1</sub> попадают в поле метаморфических тремолит-эденитов /7/. 3. Силлоподобные и линзовидные тела метаультрамафитов деформированы совместно с вмещающими гнейсами и характеризуются структурным рисунком, отвечающим первому этапу деформации.

В это же этап регионального метаморфизма по базитам возникли эклогитоподобные породы, впоследствии диафторированные локально процессами третьего и/или четвертого зеленосланцевых этапов (Гр+МП+Кв, Пл, Цо, Хл, Сер, Сп, Ка), и амфиболиты.

Бумбутерский комплекс (PR<sub>1</sub>) - гетерогенный. Состоит из толщ II и III (см. рис.2). Последовательность событий оценивается в

следующем порядке. Происходит формирование самостоятельной первично-осадочно-вулканогенной толщи III с базитовым, магматизмом, проявленным как в виде согласных с вмещающими породами маломощных линз, пластов, так и более крупных расчлененных тел габброидов.

В конце этапа - складчатость, региональный метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций умеренных и повышенных давлений и внедрение плагиомикроглиновых гранитов.

При этом толща III, сформированная в нижнепротерозойское время, претерпела прогрессивный региональный метаморфизм с образованием по metabазитам полосчатых гранатовых амфиболитов, часто с зональным строением, а по осадочным породам - преимущественно  $Kv+Mu+Bi+Gr+St+Turm$  сланцев и реже параамфиболитов, часто с гранатом. В соответствии с высокими значениями в первую очередь давления (порядка 5-10 кбар) и отчасти температуры регионального метаморфизма, содержания  $Na_2O$  и  $Al_2O_3$  в са-амфиболах толщи III - максимальны. По содержанию  $MnO$  гранаты резко зональные с градиентом концентраций на краю и в центре кристаллов в среднем 4-6 вес.%, редко больше (см. рис.2), что говорит в пользу кратковременности этого этапа метаморфизма. Кроме того, это подтверждается и сравнительно небольшими размерами зерен граната в толще III, их практической недеформированностью и насыщенностью твердофазными газово-жидкими включениями. Иногда в них обнаруживается очень своеобразная зональность по  $CaO$ , что объясняется нами влиянием более поздних (третьего и/или четвертого) этапов регионального метаморфизма. При этом новообразованная в третий или четвертый этапы кайма является максимально чистой в отношении разного рода включений по сравнению с ядром, образованным во втором этапе.

В этот же второй этап регионального метаморфизма часть толщи I, сформированной в позднеархейское время, подверглась регрессивному воздействию и превратилась в диафориты - образовалась "новая" толща II - аналог свиты Кейв, представленная в основном кианит-гранатовыми и ставролит-гранатовыми породами, иногда гигантозернистыми. Регрессивное воздействие вызвало появление минералов, характерных для дистен-сланцевой формации, и частичное перераспределение в них компонентов. Это в первую очередь нашло отражение в образовании ха-

рактерной синусоидальной зональности по  $MnO$  в гранатах в части толщи I бумбугерского комплекса. Размеры гранатов, степень деформации и чистоты сопоставимы с гранатами из толщи I.

Эклогитоподобные породы, содержащиеся в этой части толщи I, при наложении регрессивного метаморфизма почти полностью превратились в гранатовые амфиболиты. Состав амфиболов в них (Амф  $P_2$ ) соответствует составам новообразованных в прогрессивную стадию амфиболов толщи III (Амф  $III_2$  - на рис. I). Метаультрамафиты (амфиболовые пироксениты толщи I с ассоциацией  $Ol+Pl+Шп+Амф I_1+Mg$  (Ильм) превратились в линзы, прослой пород, состоящие из различных сочетаний  $Sp$ ;  $Xl$  (клинохлора), талька и тремолита.

Таким образом, гетерогенный бумбугерский комплекс состоит, по крайней мере, из двух частей: I) толщи III, целиком сформированной в нижнепротерозойское время и 2) части толщи I, сформированной в позднеархейское время и преобразованной регрессивным по отношению к ней вторым этапом регионального метаморфизма в диафориты, т.е. толщу II.

Отметим, что другая часть толщи I не подверглась регрессивным преобразованиям во второй этап метаморфизма. Это, в первую очередь, те участки, где среди метаультрамафитов видим сохранность ассоциаций  $Ol+Pl+Шп+Амф I_1+Mg$  (Ильм) и/или  $Ol+Pl+Шп+$  (Трем-Рог. обм.)  $I_{3-4} \pm (Sp, Xl, Ser, Ka)$ , а среди базитов, превращенных на первом этапе регионального метаморфизма в эклогитоподобные породы, встречены лишь амфиболы, характерные для P-T-условий третьего-четвертого этапов.

Таким образом, как нами многократно отмечалось /I/, в дорифее в рассматриваемой зоне была сформирована континентальная кора, находящаяся в субплатформенном режиме.

Ульдзит-гольский комплекс ( $R_{1-2}$ ). Подробные данные, которые позволили бы охарактеризовать аналогичным образом амфиболы этого черносланцевого комплекса, у нас пока отсутствуют, поэтому сразу перейдем к офиолитовому комплексу, сказав лишь, что формирование третьего (ульдзит-гольского) комплекса также завершилось складчатостью, внедрением плагиогранитов и зеленосланцевым метаморфизмом (третий этап).

Баян-хонгорский офиолитовый комплекс ( $R_3-C_1$ ). Вопросам формирования коры океанического типа, ее вещественному составу, преобразованиям и метаморфизму как для МНР в целом, так и для зоны

в частности, посвящено большое количество работ /I и др./, поэтому кратко изложим лишь основные выводы.

Заключительный этап регионального метаморфизма нами оценивается условиями фации зеленых оланцев умеренных давлений. Этому не противоречит и состав амфиболов в регионально-метаморфизованных магматических и осадочных членах толщи У офиолитового комплекса. В то же время состав и структурно-текстурные особенности других амфиболов в ультрамафит-мафитовых телах этого же комплекса указывают на их формирование до этапа регионального метаморфизма на стадии становления в условиях коры (Амф У<sub>дрм</sub> на рис. I).

Третий и четвертый зеленосланцевые этапы регионального метаморфизма оказали регрессивное воздействие на породы байдаргинского (I) и бумбугерского (II) комплексов. Это отразилось в первую очередь в появлении в толще I и II актинолитовых и тремолитовых роговых обманок с трендами I<sub>3-4</sub> и П<sub>3-4</sub> (см. рис. I), а также в резком скачке концентраций CaO в зональных гранатах толщи III /2/ и пятнистом характере диафтореза указанных толщ с образованием вторичных Хл, Сер, Акт-Трем, Сп, Эп, Ка.

Деформация и метаморфизм офиолитов, надвигание их фрагментов на континентальные окраины параллелизуются нами с раннекаледонским тектономагматическим этапом.

В связи с утолщением литосферы произошло плавление ее нижних частей, что фиксируется внедрением плагιοгранитов танцуольского типа. Область вступила в новый субплатформенный этап развития, после которого начали преобладать вертикальные перемещения, "осложнив" надвиги и образовав мозаику блок-пластин, с заключенными в них также и плагιοгранитами.

Таким образом, применение ряда минералогических критериев, в первую очередь состава Са-амфиболов и типов зональностей гранатов, их структурных взаимоотношений с другими минералами, позволило восстановить последовательность метаморфических и сопутствующих им магматических и тектонических событий, согласующихся с комплексом других геологических и петрологических данных. Это в свою очередь оказывает большую помощь при средне- и крупномасштабном картировании докембрийских комплексов МНР.

Необходимо также подчеркнуть и прикладное значение работы. Впервые для Центрально-Азиатского пояса вообще, и для Монголии в

частности, доказано существование комплекса пород, аналогичных свите Кейв на Кольском полуострове. Последняя содержит промышленные запасы целого ряда метаморфогенных полезных ископаемых: мусковита, графита, высокоглиноземистого и абразивного сырья. Мы не исключаем находок стратиформного шеелита.

### Литература

1. Кепежинскас К.Б., Кепежинскас В.В., Зайцев Н.С. Эволюция земной коры Монголии в докембрии-кембрии. М.: Наука, 1987. 168 с.

2. Кепежинскас К.Б., Шираковский В.Ю., Кепежинскас В.В. Минералогические критерии структурно-метаморфической эволюции земной коры Баян-Хонгорской зоны (МНР) // Геол. и геофиз. 1987. № 7. С.44-56.

3. Козаков И.К. Докембрийские инфраструктурные комплексы палеозойд Монголии. Л.: Наука, 1986. 144 с.

4. Chadwick B. Field relations, petrology and geochemistry of Archaean amphibolite dykes and Malene supracrustal amphibolites, NW Buksefjorden, SW Greenland // Precambrian Res. 1981. Vol.14. P.221-259.

5. Dogan Paktunc A. Metamorphism of the ultramafic rocks of the Thompson mine, Thompson nickel belt, Northern Manitoba // Canad. Mineral. 1984. Vol.22. P.77-91.

6. Fabries J. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes // Contr. Mineral Petrol. 1979. Vol.69. P.329-336.

7. Jamieson R.A. Metamorphism during ophiolite emplacement - the petrology of the St. Anthony Complex // J. Petrol. 1981. Vol.22. - P.397-449.

8. Stroh J.M. Solubility of alumina in orthopyroxene plus spinel as a geobarometer in complex systems. Applications to spinel bearing alpine-type peridotites // Contr. Mineral. Petrol. 1976. Vol.54. P.173-188.

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие .....	3
Раздел I. СТРУКТУРНО-ПОРОДНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ПРИРОДА СТРЕСС-МЕТАМОРФИЗМА .....	5
Б.М.Чиков. Физико-механические и механохимические предпосылки структурообразования в условиях стресс-метаморфизма .....	5
В.И.Молчанов, О.Г.Селезнева, С.Л.Осипов. Тонкое диспергирование горячих пород как предпосылка петрохимических преобразований в условиях динамометаморфизма .....	29
С.Ю.Беляев, П.П.Кузнецов, В.А.Симонов. Ультрабазиты в зонах смятия .....	42
Раздел II. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗОНЫ ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМА .....	59
Б.М.Чиков, Г.С.Дурнев, В.А.Мохов, А.Н.Соловьев. Динамометаморфизм и критерии регионального прогноза оруденения Кедровско-Бутачихинской зоны Рудного Алтая .....	59
П.М.Бондаренко, В.П.Горбенко. Структурный профиль Бухтарминской линеamentной зоны в районе рек Черневая и Бухтарма .....	73
С.В.Зиновьев, Е.А.Поддубастенкова. Структура осевой части Иртышской зоны смятия в районе пос.Алтайка .....	83
В.П.Горбенко. Динамометаморфические преобразования пород Бухтарминской линеamentной зоны .....	91
В.А.Мохов. Зональность динамометаморфизма Лениногорского рудного района (Рудный Алтай) .....	100
К.Б.Кепежинскас, В.В.Кепежинскас, В.Ю.Жираковский, О.Н.Майорова, Л.В.Усова. Взаимосвязь состава минералов с последовательностью геологических событий, сформировавших Баян-Хонгорскую зону (МНР) .....	109

Темат. план выпуска самостоят. изданий  
СО АН СССР, 1988 (сборники), поз.77

СТРУКТУРА ЛИНЕАМЕНТНЫХ ЗОН  
ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМА

Сборник научных трудов

Ответственные редакторы  
Владимир Алиевич Соловьев  
Борис Маркович Чиков

Утверждено к печати  
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

Редакторы

Л.А.Довгаль, Э.В.Белоусова

Технический редактор Н.Н. Александрова

---

Подписано к печати 24.03.88. МН 09178.  
Бумага 60x84/16. Печ.л. 7.5 +1вкл. Уч.-изд.л. 7.0.  
Тираж 500. Заказ 163. Цена 50 коп.

---

Институт геологии и геофизики СО АН СССР  
Новосибирск, 90. Ротапринт.

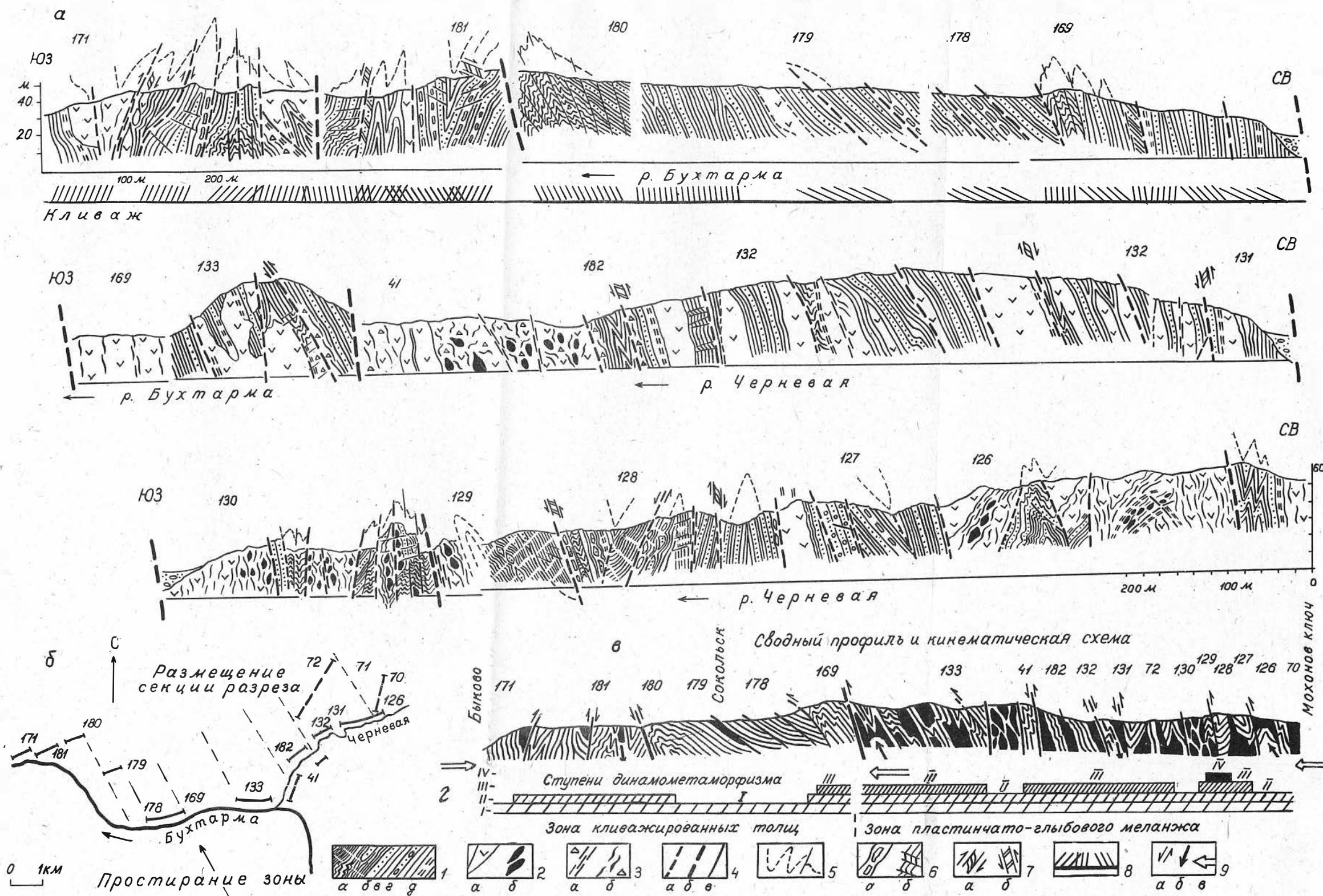


Рис.1. Структурные соотношения блоков габбро-диабазовых и метаморфизованных песчано-сланцевых пород в юго-западном звене Бухтарминской линейной зоны динамометаморфизма.

а - секции профиля; б - план размещения секций; в - сводный профиль, кинематическая схема; г - ступени динамометаморфизма по профилю (описание подзон в тексте). 1. Рассланцованные кварцево-плаггиоклаз-серпичитовые породы, кварцево-серпичит-хлоритовые сланцы, полимиктовые песчаники и контактовые роговики; 2 - габбро-диабазы (а) и диабазовые брекчи (б); 3 - сквозные зоны рассланцевания и дробления в породах (а), рассланцевание и дробление в диабазовых (б); 4 - тектонические нарушения: мелкие (а), крупные (б) в секциях разреза и на сводном профиле (в); 5 - предполагаемое продолжение складчатых структур; 6 - участки будничивания слоев (а) и полосы излома (б); 7 - зоны развальцевания (а), системы трещин отрыва (б) и восстанавливаемые по ним направления движений; 8 - направление падения кливажа в плоскости разреза; 9 - направления относительных движений по разломам (а), предполагаемого движения блоков (б) и общее смещение (в) на сводном профиле. Цифры на рисунке - точки наблюдений