

АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ
ІНСТИТУТ ГЕОЛОГІЧЕСКИХ НАУК

На правах рукопису

УДК 551.243:551.73(574)

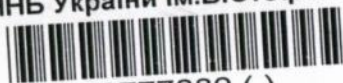
ЛУКИЕНКО Александр Иванович

ТЕКТОНИКА СЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНІЙ
(НА ПРИМЕРЕ ПАЛЕОЗОІД КАЗАХСТАНА)

Спеціальність: загальна і регіональна
геологія – 04.00.01 і геотектоніка –
04.00.04

Автореферат дисертації
на соискание ученой степени доктора
геолого-минералогических
наук

Киев, 1993



00777880 (.)

АВ 29.296

робота виконана в Інституті геологічних наук
ім. К.И.Сатпаева ЦАН РК.

Официальные оппоненты: доктор геолого-минералогических наук
О.Б.Гинтов (институт геофизики
им. С.И.Субботина АН У),
доктор геолого-минералогических наук,
профессор В.С.Зайка-Новацкий
(Киевский университет им. Т.Шевченко),
доктор геолого-минералогических наук,
профессор А.А.Сиворонов (Львовский
университет им. И.Франко)

Ведущая организация: Казахское научно-производственное
объединение "Казнедра" Министерства
геологии и охраны недр РК, Алматы.

Защита диссертации состоится "13" квітня 1994 г.
на засіданні спеціалізованого ради Д 016.54.01 при
Інституті геологічних наук АН У по адресу: 222054,
Київ, ул. Чкалова, 55^а.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Института
геологических наук АН У

Автореферат разослан "4" магт 1994 г.

Ученый секретарь
специализированного совета,
кандидат геолого-минералогических
наук Б.Л.Крупский

Диссертационная работа выполнена по проблеме тектонофа-
циального анализа (системного структурно-парагенетического под-
хода к оценке природных деформаций на кинематической основе с
учетом РТ-условий земной коры) и посвящена одному из важнейших
направлений этого анализа - учению о тектонофациях (дислокаци-
онных, деформационных фациях и их латеральных рядов - струк-
турной зональности).

Актуальность темы. Актуальность данной работы обусловлена
необходимостью разработки новых, находящихся на стыке разных
направлений геологической науки, структурных методик и подго-
товки соответствующих этим методикам атласных научно-методи-
ческих пособий для структурного обеспечения геолого-съемочных
и тематических, металлогенических, стратиграфических, геофи-
зических и других исследований. Кроме того, её подготовка сти-
мулировалась и общей тенденцией современной структурной геоло-
гии - поисками новых решений по качественной и количественной
оценке степени деформированности пород.

Казахстан для изучения таких проблем структурной геологии
является уникальным объектом, так как в пределах сосредоточен-
ных на его территории складчатых сооружений палеозой в разных
масштабах (нередко даже в миниатюре) фактически проявлено
большинство характерных для других подобных образований мира
генетических типов дислокационных структур. Причем многие из
таких структур прекрасно обнажены и доступны для изучения во
всех аспектах (макро-, мезо- и микро-) деятельности.

Цели и задачи работы. Целью работы является дальнейшее
развитие научных основ тектонофа-циального анализа по проблеме
диагностирования по десятибалльной шкале тектонофаций таких
важнейших дислокационных структур складчатых сооружений как
брахиформные (открытые, германотипные) складки, флексуры,
хрупкие, хрупко-вязкие, субвязкие разломы нижней эпизоны,
вязкие кливажные разломы верхней мезозоны, вязкие кливажно-
кристаллизационно-сланцеватые (и их кливажно-гнейсоватые ана-
логи в гранитоидах) разломы нижней мезозоны, вязкие кристал-
лизационно-сланцеватые (и их гнейсоватые аналоги в гранитои-
дах) разломы катазоны, вязкие протрузии гранитоидов

(локальная катазона на фоне мезозоны).

Основными задачами, стоящими перед автором, были следующие: 1) типизация мезо- и микроструктурных признаков по десятибалльной шкале тектонофаций всех перечисленных выше дислокационных структур на основе углубленного изучения морфологии этих структур на мезо- и микроуровне, расшифровки соответствующих им механизмов формирования (и в том числе выяснение роли и места в кливажном дислокационном процессе зеленосланцевого метаморфизма) с учетом характера влияния на дислокационный процесс породного состава (литологии) и первичной структуры (наличия или отсутствия слоистости, протектоники и т.п.) геологических сред; 2) изучение тектонофациальной структуры всех перечисленных выше дислокационных структур и определение диапазона тектонофаций (по десятибалльной шкале), которым охватываются эти структуры; 3) составление атласа мезо- и микроструктурных признаков тектонофаций по эволюционному принципу всех перечисленных выше типов дислокационных структур; 4) изучение в опытном порядке петрофизических признаков (магнитная восприимчивость, плотность, анизотропия упругих свойств и электросопротивления пород, общая и эффективная пористость) тектонофаций вязких кливажных разломов верхней мезозоны.

Научная новизна работы.

1. Дополнительно к ряду уже достаточно изученных в тектонофациальном отношении дислокационных структур в складчатых сооружениях палеозойд Казахстана выделены и описаны субвязкие разломы нижней эпизоны, вязкие кливажно-кристаллизационно-сланцеватые (и их кливажно-гнейсоватые аналоги в гранитоидах) разломы нижней мезозоны, гнейсоватые разломы (аналоги кристаллизационно-сланцеватых в гранитоидах) катазоны.

2. Описаны вязкие протрузии гранитоидов как производные вязкостной инверсии горячих (при температуре, отвечающей термальному режиму катазоны) плутонических и реоморфных гранитоидных масс в палеозойском чехле сравнительно холодных (находящаяся в термальном режиме мезозоны) осадочных и вулканогенных образований.

3. Описаны мезо- и микромеханизмы формирования дислокационных структур и в том числе рассмотрена роль зеленосланцевого метаморфизма при кливажных дислокациях.

4. Типизированы мезо- и микроструктурные признаки тектонофаций всех перечисленных выше дислокационных структур и на этой основе по эволюционному принципу составлен атлас мезо- и микроструктурных признаков тектонофаций этих образований.

5. Описана тектонофацальная структура и показаны диапазоны тектонофаций, которыми маркируются дислокационные структуры перечисленных выше типов.

6. Определена как приемлемая для диагностики тектонофаций (по десятибалльной шкале) дислокационных структур верхней мезозоны анизотропия упругих свойств и электросопротивления.

Основные запищаемые положения.

1. В складчатых сооружениях палеозойд Казахстана тектонофации важнейших дислокационных структур (брахиформные складки, хрупкие, хрупко-вязкие, субвязкие и вязкие разломы, вязкие протрузии) характеризуются статистически устойчивыми наборами мезо- и микроструктурных признаков (структурными и структурно-динамометаморфическими парагенезисами), отображающими РТ-условия (нижняя эпизона, верхняя и нижняя мезозона, катазона) формирования этих структур и соответствующие этим условиям механизмы дислокационных преобразований пород, характер влияния на формы реализации этих механизмов литологии и первичной структуры (наличие или отсутствие слоистости, прототектоника) геологических сред и относительную величину (по десятибалльной шкале тектонофаций) структурной анизотропии.

2. Каждая дислокационная структура характеризуется определенным диапазоном (по десятибалльной шкале) тектонофаций, отвечающим необходимой для ее формирования интенсивности деформационного процесса. Это диапазон в брахиформных (германотипных) складках соответствует тектонофациям I-IV, во флексурах - I-VI, хрупких разломах - IX-X, хрупко-вязких разломах - V-X в несложных средах и VII-X в слоистых средах, субвязких и вязких кливажных разломах - V-X во всех средах, кливажно-кристаллизационно-сланцеватых и кристаллизационно-сланцеватых (и гнейсоватых их аналогов) вязких разломах - III-X, вязких протрузиях гранитоидов - I-X.

3. Внутреннее строение дислокационных структур всех отмеченных выше типов отображается в тектонофацальной зональности - ритмах (минимум-максимум-минимум), в составе которых относительно максимальная (по десятибалльной шкале) тектонофацация

маркирует участки наибольшей деформационной преобразованности пород - шов или номинальное место шва во всех типах разломов, контакт между разновязкостными массами в вязких протрузиях, места наибольшего изгиба слоев в крыльях силацион и осевые или примыкающие к разломам части флексур.

4. В вязких протрузиях гранитоидов тектонофацальная зональность, отмеченного характера, во вмещающих породах совмещена с латеральной зональностью РТ-обстановки (тектонофацальный максимум принадлежит катазоне, а более низкобалльные тектонофацации - последовательно, по мере удаления от контакта, нижней и верхней мезозоне). Такое совмещение зональностей является следствием термально-механического взаимодействия твердых горячих (разогретых до температуры, отвечающей РТ-условиям катазоны) гранитных масс со сравнительно холодными (находящимися в более низкотемпературных РТ-условиях) вмещающими породами.

Практическая ценность. Типизация мезо- и микроструктурных и отдельных петрофизических признаков тектонофацаций и составление по эволюционному принципу атласа соответствующих этим признакам мезо- и микродислокационных структур имеет непосредственную практическую значимость для геологической практики и, в частности, крупномасштабного (от 1:50000 и крупнее) и весьма детального (документализационного в горных выработках) геолого-структурного картирования. Диссертационная работа может служить научно-методическим пособием для структурного анализа рудных полей и месторождений, а также для обеспечения детальных тематических исследований по стратиграфии, интерпретации данных сейсморазведочных и электроразведочных работ и др.

Фактический материал. В основу работы положены результаты почти двадцатилетних исследований автора по проблеме тектонофацального анализа, начатых еще на производстве в качестве аспиранта-заочника (1973-1975 гг.), а затем в 1975-1991 гг. продолженных в лаборатории тектоники ИГиН НАН РК по тематике Института и хозяйственным работам.

Для изучения тектонофацаций были специально подобраны опорные участки и опорные профили, отличающиеся хорошей обнаженностью, тектонотипичностью развитых в их пределах дислокационных структур. Их подбор был осуществлен по результатам составления автором региональных тектонофацальных разрезов (их

общая протяженность составила около 600 п.км) складчатых зон Южного, Центрального и Восточного Казахстана (в работу эти разрезы не включены), а также опытного детального тектонофациального картирования ряда рудных объектов в Кендыктасе, Мугоджарах и Чу-Илийских горах. Эти участки рассеяны по всей территории Казахстана и в определенной мере точно охватывают большинство структурно-формационных зон складчатых сооружений палеозойд этого региона.

По каждому участку составлялась тектонофациальная карта или опорный разрез масштабов от 1:200000 до весьма детального; детально документировались и фотографировались (с составлением фотопанорам) характерные обнажения и их детали (отсняты сотни роликов пленок); описывались под биноклем и поляризационным микроскопом несколько тысяч полированных штудов и прозрачных шлифов; определялись физические свойства 600 ориентированных образцов; изучались прецизионными методами (в пучке отраженных электронов на микроволне JСХА-733, рентгено-структурным анализом, электронографии, Rb-Sr и K-Ar радиохронологической изотопией) около 150 проб, микростудов.

Работа оформлена в атласно-монографическом виде (теоретические выкладки в ней соединены с обширным иллюстративным материалом). Причем ее атласная часть, в отличие от аналогичных работ в области структурной геологии и структурной петрологии, построена на эволюционном принципе (вместо отдельных структур иллюстрируются их сериальные, эволюционные ряды) с использованием приемов мультипликации и телескопирования. Значительная часть конкретных описаний тектонофаций в работе сведена в таблицы или перенесена в развернутые подрисовочные подписи.

Объем работы. Диссертация состоит из "Введения", пяти глав и "Заключения" общим объемом 347 страниц; содержит 298 иллюстраций и 13 таблиц. Список использованной литературы включает 76 наименований.

Апробация работы и публикации. Основные результаты работы докладывались на республиканских и всесоюзных совещаниях и в т.ч. на петрографическом совещании в Свердловске (1987 г.), I-ом Всесоюзном тектонофациальном совещании в Алматы (1989 г.), научно-практической конференции во Львове (1981 г.), производственных семинарах в Алябиноке (1989 г.), Новокузнецке,

Душанбе (1990 г.), Иркутске, Чите, Магадане (1991 г.). Кроме того, лекции по материалам данной работы в течение 1988-1991 гг. автор читал в Алма-Атинском филиале Всесоюзного института повышения квалификации геологических работников.

По теме диссертации опубликовано 29 работ.

Работа выполнена в лаборатории тектоники Института геологических наук им. К.И.Сатпаева НАН РК. Исследования по ее тематике были организованы членом-корреспондентом НАН РК Б.И.Паталахой и научно направлялись им на всем протяжении их выполнения.

В работе за основу описания дислокационных структур приняты используемые в тектонофациальном анализе структурно-координатные оси *а*, *в*, *с* (*ав* - плоскость кливажа, кристаллизационной оланцеватости; ось *а* совпадает с линейностью, наибольшим удлинением зерен, включений; *с* *ав*, *в* - ось складки).

Приняты сокращения: Аб - альбит; Акт - актинолит; Анд - андезит; Би - биотит; Гем - гематит; Гр - гранат; Дол - доломит; Ка - карбонат; Кв - кварц; КШ - калиевый полевой шпат; Эп - эпидот; Мг - микрогранит; Мк - микрокварцит; Му - мусковит; Пл - плагиоклаз; Рог - роговая обманка; Руд - рудный; Сер - серцит; Сф - сфен; Хл - хлорит; Цл - цеолиты.

СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

1. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ИССЛЕДОВАНИЙ. Настоящая работа базируется на основных теоретических положениях тектонофациального анализа, который был разработан в лаборатории тектоники ИГи НАН РК (научная школа, возглавляемая членом-корреспондентом НАН РК Б.И.Паталахой). Как геологическая концепция он состоит из четырех начал: 1) учение о вертикальной зональности земной коры складчатых областей как функция РТ-условий (выделение эпизоны, мезозоны, катазоны); 2) учение о шовной (приразломной) складчатости (тектонических потоках) во всех трех РТ-зонах; 3) учение о тектонофациях; 4) учение о листрических разломах.

Учение о вертикальной зональности посвящено изучению зависимости механизмов дислокационного процесса от термодинамических (главным образом температурных) условий, которые

диктуют вязкостные свойства и формы реологического течения вещества. Согласно этому учению эпизоны отвечают области низового метаморфизма (температура менее 100 °C) и в том числе участки земной коры, где господствуют гидропластические формы течения вещества (верхняя эпизона - бассейны седиментации и литогенеза) и изгибные и хрупкокатакластические деформации (нижняя эпизона - приповерхностный горизонт, сложенный холодными изверженными, метаморфическими и высокодиагенезированными осадочными породами). При этом верхней эпизоне свойственны поверхностно-гравитационный (осадочный меланж, оплывины, покровы и т.п.) и глубинно-гравитационный (глиняные, соляные и т.п. диапиры) генетические типы дислокационных структур, тогда как нижней эпизоне - отраженный (открытые складки, флексуры, хрупкие и хрупко-вязкие разломы), вулкано-тектонический (аналог отраженной в вулканических толщах) и шовный типы дислокационных структур.

Мезозона соответствует области цеолитового и зеленосланцевого метаморфизма. Ей отвечают кливажная (верхняя мезозона) и комбинированная, кливажно-кристаллизационно-сланцеватая (нижняя мезозона) формы дислокационных преобразований (течения) горных пород и шовный тип складчатости.

Катазона охватывает области роговиковой, эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма и ультраметаморфизма. Для нее характерна кристаллизационно-сланцеватая (в гранитоидах гнейсоватая) форма течения горных пород и шовный и глубинно-гравитационный (гнейсово-купольный) генетические типы дислокационных образований.

Учение о шовной складчатости касается принципиально нового понимания дислокационного процесса как приразломного смятия (а не просто бокового пластического смятия в традиционном понимании), реализующееся как своеобразное вязкое сдвиговое (в форме тектонического потока) приразломное смятие на стыке литосферных плит или блоков земной коры всех масштабов. Согласно этому учению, важнейшими макроэлементами шовных зон являются вязкие разломы (субклинальные в нижней эпизоне, кливажные в верхней мезозоне, кливажно-кристаллизационно-сланцеватые в нижней мезозоне, кристаллизационно-сланцеватые в катазоне).

Учение о тектонофациях посвящено проблеме структурной

зональности. Его предметом исследований является структурный (и в том числе структурно-динамометаморфический) парагенезис, развернутый в осязательный эволюционный ряд, демонстрирующий кинематические ступени (тектонификации) нарастания деформации на мезо- и микроуровне.

Сердцевиной учения о тектонификациях является десятибалльная шкала тектонификаций, основанная на обобщении огромного наблюдательного материала (регионального, локального, микроскопического) в сочетании с теоретическими и экспериментальными данными в кинематическом аспекте.

Тектонификационный анализ имеет свои определенные, также базирующиеся на парагенетическом подходе, аналоги за рубежом. Это стрейн-анализ (количественно-аналитическое исследование деформаций) в англоязычных странах и Западной Европе, парагенетический анализ на основе структурных рисунков (ГИН, Москва; А.В.Дукьянов и др.), анализ структурно-породных комплексов (ИГиЛ, Новосибирск; Б.М.Чиков и др.), а также ряд методов, разрабатываемых М.А.Гончаровым, О.Б.Гинтовым, В.С.Завка-Новоаппем, В.М.Милеевым и др. От тектонификационного анализа их отличают несколько иные принципы определения состава структурных парагенезисов и систематики структурных элементов этих парагенезисов. Однако общим для этих аналогов, во всяком случае московской и новосибирской школ, и тектонификационного анализа является одинаковый подход к оценке метаморфизма некоторых фаций как составной части дислокационного процесса (стресс-метаморфизм).

2. ТЕКТОНИФИКАЦИИ ДИСЛОКАЦИОННЫХ СТРУКТУР НИЖНЕЙ ЭПИЗОНЫ
Изучены тектонификации брахиформных (открытых, германотипных) складок, флексур, хрупких, хрупко-вязких и субвязких разломов. При этом в качестве брахиформных складок принимались овальные, ланцетовидные, ромбовидные и т.п. в плане структуры, ядра которых представляют собой реликты первичной моноклинали, а крылья - очень пологие (углы падения слоев менее 40°) флексуры, замкнутые в плане. В свою очередь в качестве флексур (как самостоятельных дислокационных образований) рассматривались линейные в плане коленчатые изгибы слоев до 60° , часто сопряженные с хрупко-вязкими разломами. Что же касается разломов, то их морфологические типы выделялись согласно

принятой в тектонофациальном анализе классификации по соотношению хрупкого и вязкого компонентов амплитуды смещения (Пата-лаха, 1989). Согласно такой классификации хрупкие разломы представляют собой либо единичную плоскость скольжения, либо очень узкий (обычно мощностью не более первого десятка метров) миллиметровый или выполненный глинками трения шов. Хрупко-вязкие разломы, наряду с таким швом, имеют сравнительно небольшую (шириной от десятков до первых сотен метров) зону интенсивной деформации пород. Субвязкие разломы, в отличие от хрупких и хрупко-вязких, не обладают четко выраженным швом и проявлены в виде довольно мощных (от первых сотен метров до первых километров) зон суббилливания пород.

Изучение механизмов формирования перечисленных структур показало, что при возникновении брахиформных складок и флексур ведущую роль играет изгиб слоев в сочетании с концентрическим скольжением по межслоевым плоскостям в сопровождении развития ортогональной системы трещин (R_1 - скалывания, параллельные поверхностям слоев; R_2 - скалывания и отрыва, нормальные к поверхностям слоев и примерно совпадающие с линией падения; R_3 - отрыва, нормальные к поверхностям слоев и примерно совпадающие с линией простирания). Во флексурах, кроме того, на участках, где угол падения более $40-50^\circ$, в небольшом объеме проявляется будинаж слоев. Причем развитие трещиноватости носит литологически избирательный характер, и в алевролитах, например, густота трещин в равных ситуациях на три-четыре порядка выше, чем в песчаниках. Поэтому, например, в тектонофациях I-IV делимость в алевролитах (и в других тонкообломочных породах) имеет призматический, карандашный и т.п. габитус (ложно воспринимается как клявж), тогда как в песчаниках развита только грубая плитчатость.

В формировании хрупких разломов ведущую роль играет микрокатаклиз (многократное разрушение зерен и фрикционное скольжение частиц) и милонитизация (истирание до пылевидных частиц). В хрупко-вязких разломах микрокатаклиз и милонитизация хорошо подствуют только во шве, тогда как в обрамлении последнего проявляется дробление (брекчирование), реализующееся в виде густой сети разнонаправленных трещин скалывания и отрыва, координируемых в осадочных толщах слоистостью, а в неслоистых

средах - прототектонической или иной другой первичной трещи - новатостью. В слоистых средах, кроме того, отмеченные преобразования сопровождаются изгибом и дезинтеграцией (разлинзованием, будинажем) слоев.

Субвязкие разломы являются производными субкливажного течения горных пород, реализующегося как смещение микрочастей, этих пород по мириаде односистемно (ав) ориентированных плоскостей скольжения (им отвечают хрупкие и субвязкие микроразрывы сдвигового типа). Такой процесс сопровождается образованием сколовых складок и дезинтеграцией слоев (разлинзованием, будинажем). При этом субкливаж морфологически имеет примерно те же черты, что и нормальный (течения) кливаж - форма микролитонов линзовидная, линзовидно-пластинчатая и т.п. Однако от последнего отличается тем, что с ним не связаны минеральные изменения пород. Отвечающие ему микроразрывы в тектонофациях У-УП нитевидные, а в тектонофациях УШ и особенно IX и X подобные микроразрывы имеют тончайшие швы, выполненные микрокатакластическим и истертым материалом и в отдельных случаях гидрослюдами (приобретают черты вязких).

Процессы субкливажирования часто сопровождаются развитием структур пересечения кливажом слоистости (типа муллион-структур и др.).

Разломы всех перечисленных типов нижней эпизоны находятся в динамическом единстве и связаны взаимопереходами по вертикали. В частности, данные детального тектонофациального изучения их на западном фланге Западно-Мугоджарского мегаблока (участок Кундзэды) и выполненных на его основе реконструкции показали, что в близповерхностном горизонте земной коры такие разломы образуют колонну клиновидной формы в поперечном сечении, обращенную острием вверх и состоящую из вложенных друг в друга частных клиньев (нижнему отвечает субвязкий разлом, среднему - хрупко-вязкий разлом, а верхнему, замыкающему колонну, - хрупкий разлом).

Мезо- и микроструктурные признаки тектонофаций. Мезо- и микроструктурные признаки тектонофаций рассматриваемой группы дислокационных структур описаны: в хрупких разломах на примере двух хорошо обнаженных разрывов этого типа, нарушающих кремнистые

отложения бурубайтальской свиты (нижний ордовик) и флишевидные отложения дуланкаровой свиты (нижний ордовик) в Сыртумской шовной зоне и в Селетн-Чу-Илийском прогибе соответственно (Чу-Илийские горы); в брахиформных складках на примере открытых складок нижнекаменноугольных красноцветных отложений (таскайнарская свита) в одноименном наложенном прогибе на юго-восточном фланге Кендытасской антиклинорной шовной зоны (горы Кендытас) и в таких же осадочных отложениях фаменского яруса в аналогичном прогибе в краевой, южной части Джалаир-Найманской антиклинорной шовной зоны (Чу-Илийские горы); во флексурах и хрупко-вязких разломах в слоистой среде на примере так называемой Чокпарской флексуры (название обобщенное; получено из-за великолепной структурной выраженности и по месту нахождения у пос. Чокпар), одновременно объединяющей в себе собственно флексуру (согласно приведенному выше определению) и хрупко-вязкий разлом, также в красноцветных отложениях фаменского яруса в пределах наложенного прогиба в Джалаир-Найманской шовной антиклинорной зоне; в хрупко-вязких разломах в неслоистой среде на примере одной из западных ветвей Центрально-Казахстанского разлома, проявленной в границах кызылрайского (позднепермского) комплекса (участок Кызылрай вблизи одноименного поселка в Северном Прибалхашье) и сравнительно более высокопорядкового подобного разлома, нарушающего граниты эокайзальского (среднедевонского) комплекса (участок Западно-Кайрактынский в Центральной части Мугоджар); в субвязких разломах в слоистой среде на примере одной из крутопадающих ветвей глубинного краевого Западно-Мугоджарского разлома (участок Кундызды) в сравнительно грубослоистых (типа молассы) алевролитопесчаниково-гравелитовых отложениях зилаирской свиты (фаменский и турнейский ярусы) и зоны довольно крупного (шириной до 0,3 км) и наклоннопадающего (60°) подобного нарушения во флишеидных отложениях дуланкариновой свиты (верхний ордовик) на юго-восточном фланге Джалаир-Найманской антиклинорной шовной зоны (участок в Чу-Илийских горах); в субвязких разломах в неслоистой среде на примере одного из частных разломов Западно-Мугоджарской шовной зоны (отвечает одноименному крайнему глубинному разлому), проявленной в базальтоидах мугоджарской толщи (нижний - средний девон).

Полученные данные по мезо- и микроструктурным признакам

тектонофаций на основе расшифровки внутреннего строения и механизмов формирования всех вышеперечисленных дислокационных образований обобщены в табл. I.

Выполненные исследования показали также, что каждая дислокационная структура (из числа рассматриваемых в работе) характеризуется вполне определенным диапазоном (по десятибалльной шкале) тектонофаций, отвечающим необходимой для формирования этой структуры интенсивности дислокационных преобразований.

Хрупкие разломы характеризуются тектонофацией X или IX-X. Этим тектонофациям отвечают швы, выполненные глинами трения или истертым материалом (милонитовой массой), содержащим в небольшом количестве (до 12-15 % общего объема) микрообломков вмещающих пород. Эти тектонофации за пределами швов (во вмещающих породах) скачкообразно (буквально на расстоянии 0,3 - 0,5 м от шва) сменяются тектонофациями фоновыми (вплоть до первой).

Брахиформные складки, флексуры и хрупко-вязкие разломы обычно проявлены на одном и том же гипсометрическом уровне (относительно палеоповерхности) и нередко связаны взаимопереходами. Они отличаются между собой по тектонофаціальным характеристикам. В частности, брахиформные складки маркируются тектонофациями I-IV. Во флексурах этот диапазон расширяется до тектонофации VI, а в хрупко-вязких разломах в неслоистых средах он отвечает тектонофациям У-X и в слоистых средах - УП-X. Причем в хрупко-вязких разломах относительно максимальная тектонофация маркирует шов, а относительно минимальная - краевые части этой структуры по обе стороны от шва. В брахиформных складках наоборот относительно минимальная тектонофация фиксирует ядро складки, а максимальная - участок наибольшего изгиба слоев в крыльях. В свою очередь во флексурах тектонофация-максимум охватывает осевую или примыкающие к разлому ее части, а минимальная - крылья. Показательной в этом отношении является упомянутая Чокпарская структура. В ней от периферии (тектонофация I) к центру (тектонофация X) происходит: поступательное увеличение угла падения слоев в сопровождении возрастания интенсивности литологически избирательной трещиноватости; появление структур будинажа в тектонофации У; скачкообразный переход трещиноватости в дробление в тектонофации УП; проявление

Таблица I. Мезо- и микроструктурные признаки тектонофаций дислокационных структур нижней эпизоны
(на примере вертикальнопадающих разломов и складок с вертикальными осевыми плоскостями)

Тип дислокационной структуры	Механизм деформации	Балл тектонофаций	1) Угол падения слоев; 2) угол между плоскостями слоев; тошты и кливажа	Дезинтеграция геологических тел	Форма (габитус) блоков, обломков, частиц, микролитонов	Размер в поперечнике блоков, обломков, частиц; тошты на микролитонов	Текстура породы	Структура породы	Минеральные изменения породы
I	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Брахиформная складка (открытая, германотипная)	Изгиб; крупное скалывание и отрыв по ортогональной системе трещин	I	I) до 10	Не проявлена	Субплитчатая, субпризматическая в слоистых средах и субизометрическая многогранниковая в неслоистых средах	I) 150 см; 2) 5 см ^х	Сохраняется первичная	Сохраняется первичная	Нет
		II	I) до 20			I) 50-149 см; 2) 3-5 см			
		III	I) до 30			I) 25-49 см; 2) 1,8-3 см			
		IV	I) до 40			I) 1,2-24 см; 2) 1,2-1,8 см			
Флексура и хрупко-вязкий разлом	Изгиб; крупное скалывание и отрыв по ортогональной системе трещин	У	I) до 50	Чуть заметны следы грубого разлинзования и будинажа (намекаются шейки будин)	Плитообразная субпризматическая в слоистых средах, субизометрическая многогранниковая в неслоистых средах	I) 8-1,1 см; 2) 0,8-1,1 см	Очень грубого дробления	В основном сохраняется первичная с чертами катаклизической	Нет
		UI	I) до 60	Очень грубое разлинзование и будинаж (хорошо проявлены шейки будин)	Субизометрическая многогранниковая с чуть сглаженными углами	I) 3-7 см; 2) 0,5-0,7 см			
Хрупко-вязкий разлом	Изгиб; сильное дробление	UII	I) до 70	Грубое разлинзование и будинаж (проявлен распад слоев)	Шарообразная овоидная, эллипсоидная и т.п.	I) 1,8-2,9 см; 2) 0,3-0,5 см	Грубое дробления	Грубоскатная, реликтовая первичная	Тончайшие микропленки хлорита или серицита на
		UIII	I) до 80	Сильное разлинзование и будинаж (раскалывание)		I) 0,8-1,7 см; 2) 0,1-0,3 см			

Продолжение таблицы I.

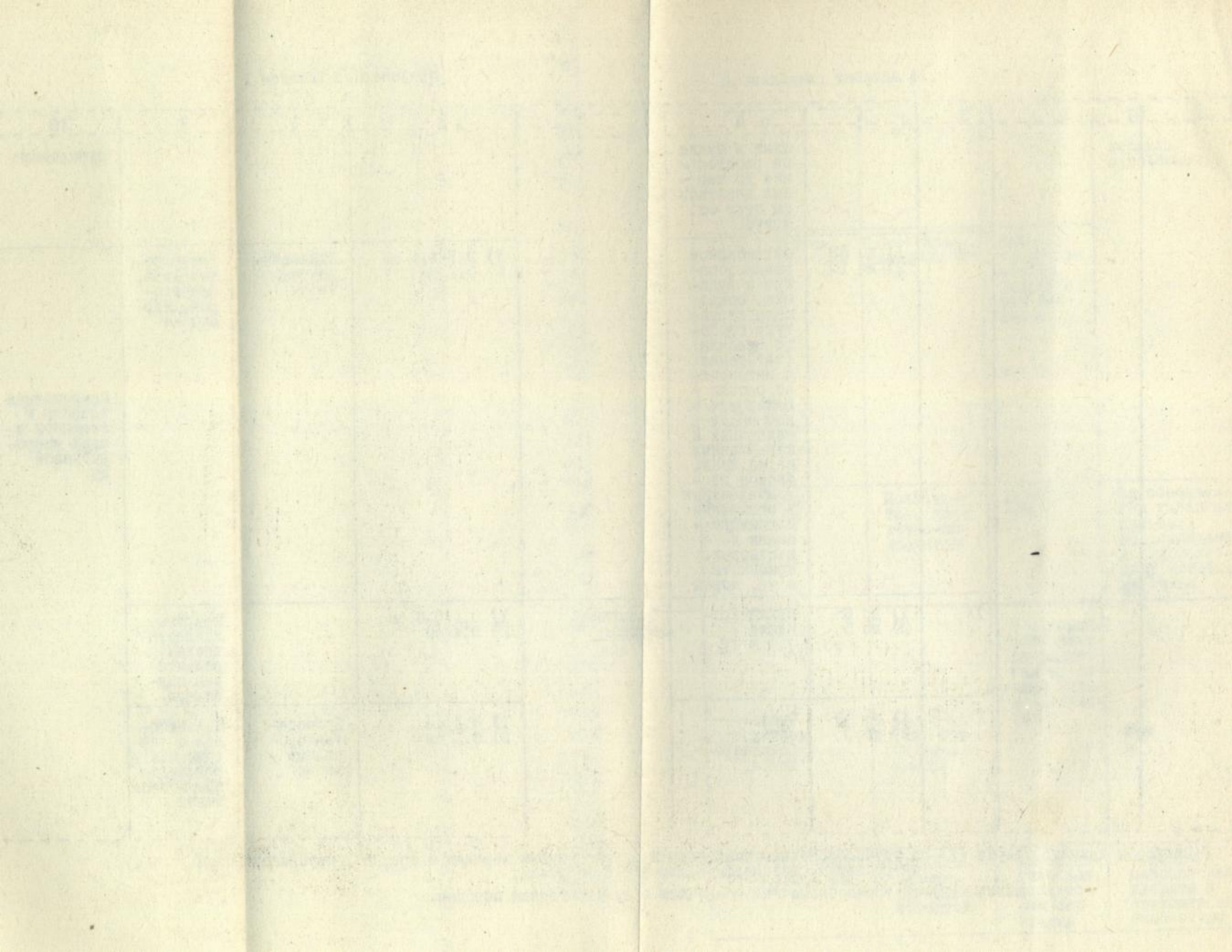
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
				частей сло- ев на рас- стояние до первых мет- ров)					зернах скольжения
Хрупкий и хрупко-вяз- ный разлом	Микродробле- ние (ката- клав), враще- ние, волооче- ние частиц	IX	I) до 85	Очень сильное разлинование и будинаж (псевдоконг- ломераты: за- тирание ок- руглых частей слоев грубо- зернистых осадочных по- род в субми- лонитизиро- ванной массе тонкообломоч- ных осадоч- ных пород)		I) 0,1-1,7 см	Брекчеви- дно-полосча- тая	Микрока- такластиче- ская, релик- товая пер- вичная	
	Микроката- клав, ис- тирание	X	I) до 90	Полное пре- образование пород до однородной милонитовой массы		1) 0,1 см 2) 0,1 см	Полосча- тая, лен- точно-по- лосчатая	Милони- товая	На обводнен- ных участках замещена гидрослюдами и гидроксис- лами железа, марганца
Субвязкий (вязкий субкливаж- ный) раз- лом	Субкливажи- рование	У	I) до 50	Чуть замет- ны следы грубого разлино- вания, бу- динаж	Груболинзо- видная	1) 8-12 см 2) 0,7-1,5 см		В основном сохраняет- ся первич- ная со сле- дами ката- кластиче- ской	Нет
		UI	1) до 80 2) до 30	Грубое раз- линование и будинаж (но слои в основном сохраняют свою це- лостность)		1) 3-7 см 2) 0,3-0,7 см	Брекчеви- дная, гру- болинзо- видная		
		UII	1) до 70 2) до 20	Разлинова- ние и буди- наж, выра- женные в удалении	Линзовид- ная	1) 1,5-2,9 см 2) 0,1-0,3 см	Брекчеви- дная, гру- болинзо- видная	Катаклас- тическая, реликто- вая пер- вичная	Тончайшие микроплени хлорита и серпикита по плоскостям

Продолжение таблицы I

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
				линз и будин на расстоя - ние до пер - вых десятков м друг от друга					субкливажа
	УШ	1) до 80 2) до 10		Интенсивное разлинзова - ние и буди - наж, созда - ющее струк - туру грубо - го меланжа (затирание в интенсив - но раскли - важирован - ной массе осадочных и изверженных пород линз, блоков не - компетентных в отношении кливажиро - вания из - вестковых, кремнистых и др. пород		1) 0,7-1,4 см 2) 0,1 см	Линзовид - но-полос - чатая	Катаклас - тическая, реликто - вая, пер - вичная	Микроплотки хлорита и серицита в швах микро - разрывов <u>ав</u>
	IX	1) до 85 2) до 5		Меланжиро - вание	Пластин - чатая	1) 0,1-0,6 см 2) 0,1 см		Микрона - тапласти - ческая, реликто - вая пер - вичная	
	X	1) до 90 2) до 0		Очень сильное меланжиро - вание		1) 0,1 см 2) 0,1 см	Полосча - тая суб - сланце - ватая	Милонито - вая с чер - тами мик - ролепидо - гранобла - стовой	

*) Цифровые данные: сверху (1)-по грубообломочным осадочным и вулканогенным породам и средне-, крупнозернистым интрузивным, метаморфическим и т.п. породам;

внизу (2)-по тонкообломочным осадочным и вулканогенным породам.



микрокатаклаза пород в тектонофация IX и смена последнего милонитизацией в тектонофация X.

Тектонофациальная структура субвязких разломов близка к хрупко-вязким. Однако, в отличие от последних, она во всех средах характеризуется диапазоном У-Х. Причем тектонофация X маркирует номинальное место шва, а тектонофация У - краевые части этой структуры по обе стороны от шва. В неслоистых средах такие разломы имеют сравнительно простое строение (зональный по интенсивности субкливаж практически в чистом виде), тогда как в слоистых средах, наряду с субкливажом, широко развиты структуры дезинтеграции слоев.

Тем не менее и в слоистых средах морфология таких разломов варьирует в зависимости от их состава и степени проявленности в них слоевой анизотропии. Например, во флишеидных толщах такие разломы отличаются "угнетенным" (поглощенным тонкой слоистостью) субкливажом, главным образом проявленным в алевролитах (в песчаниках появляется только в тектонофациях, начиная с УШ), но зато сопровождается широким развитием в них разлинзования и будинажа слоев некомпетентных в отношении субкливажирования пород (песчаников, гравелистов) и пачек слоев, в составе которых преобладают грубозернистые породы.

В данной работе внутреннее тектонофациальное строение (и отвечающие ему морфологические особенности) рассмотренных дислокационных образований нижней эпизоны иллюстрируются специальными структурными зарисовками, детальными тектонофациальными картами или разрезами, отдельными фотопанорамами крупных обнажений. Мезо- и микроструктурные признаки тектонофаций в атласной форме охарактеризованы сериями (охватывают непрерывные ряды деформационных преобразований) фотографий обнажений на нескольких уровнях детальности, микрофотографий шлифов под микроскопом разных по составу пород (учтено влияние на формы реализации деформаций литологического фактора), и микрофотографий тонкообломочных осадочных пород в пучке отраженных электронов (сканирующий электронный микроскоп).

Следует отметить, что электронная микроскопия показала, что избирательно интенсивное (кливажеподобное) развитие трещиноватости в алевролитах в значительной мере обусловлено очень большой их пористостью (объем пор - в сущности

микроучастков с нулевой вязкостью - достигает 15 % объема породы).

Всего в данном разделе работы приведено 77 иллюстраций.

3. **ТЕКТОНОФАЦИИ ДИСЛОКАЦИОННЫХ СТРУКТУР МЕЗОЗОНЫ.** Особым актом тектонофациального изучения явились вязкие разломы двух морфологических типов: кливажные и гибридные - кливажно-кристаллизационно-сланцеватые. Первый тип характерен для верхней мезозоны (РТ-условия цеолитовой фации и добититовых субфаций зеленосланцевой фации), а второй - для нижней (РТ-условия бититовой субфации зеленосланцевой фации). При этом и тот и другой представляет собой линейные зоны кливажного или комбинированного кливажно-кристаллизационно-сланцеватого течения горных пород в сопровождении дезинтеграции слоев и смятия их в складки. Причем в идеальном случае (при одноактном смещении) такому разлому в слоистой среде отвечает флексура, а в реальных ситуациях, производных дифференцированных смещений, - пакеты складок ламинарного течения с кливажом (или сланцеватостью) осевой плоскости, структуры пересечения кливажом слоистости, разлинзования, будинажа, тектонического меланжа, вторичной моноклинализации складок и др. В этом случае кливаж как явление неизменно сопровождается изменением текстуры, структуры и минерального состава породы.

Микромеханизмы дислокаций и зеленосланцевый метаморфизм. В РТ-обстановке мезозоны кливажные и комбинированные, кливажно-кристаллизационные дислокации осуществляются в сопровождении или при участии цеолитового или зеленосланцевого метаморфизма пород с помощью целого ряда микромеханизмов, в числе которых ведущую роль играют следующие: 1) вязкий катаклиз; 2) озообразная сверхпластическая деформация относительно маловязких включений (типа кальцитовых и хлоритовых миндалин, карбонатных конираций и т.п.); 3) полигонизация зерен (распад на свободные от напряжений субзерна) породообразующих минералов (главным образом кварца); 4) пластическое формоизменение зерен породообразующих минералов в связи с трансляционным скольжением, двойникованием и т.п. в кристаллической решетке.

Под вязким катаклизом понимается (Паталаха, Лукиенко,

1986) компенсированное синкинематической (синдеформационной) рекристаллизацией пластическое сдвиговое и раздвиговое микро- смещение частей породы по микроразрывам ав (микросдвиги) и вс (микрораздвиги). Микроразрывы ав при этом имеют четко выраженный шов, выполненный слоистыми силикатами и окислами. Такие швы образуют в породе линзовидно-ячеистую сеть, деля породу на линзовидные микролитоны. При относительно небольшой деформации (тектонофации У-УП) эти разрывы извилисты и максимумально используют первичную структурную неоднородность породы (в песчаниках, например, облекают частички псаммитовой размерности). В высших (УШ-Х) тектонофациях они линейны и субпараллельны между собой.

Микроразрывы вс располагаются субнормально к микроразрывам ав и нередко с ними связаны взаимопереходами. Однако они не имеют такого столь четко выраженного шва, как у микросдвигов. Более того, часто очертания их швов распычатые, пламенеобразные. Причем в их строении, наряду со слоистыми, участвуют минеральные фазы с более объемной кристаллической решеткой (альбит, кварц, карбонаты, актинолит и др.). Как правило эти фазы образуют волокнистые, микрослоистые и т.п. сегрегации, волокна, чешуйки, микрослойки которых, независимо от конфигурации стенок шва, имеют ориентировку ав. При сравнительно небольших деформациях (тектонофации У-УП) микроразрывы вс преимущественно концентрируются в торцах зерен в цементе или основной массе) и соответствующие им швы морфологически напоминают шлейфы, конусы, т.е. все то, что называется "теньями давления". При очень больших деформациях (тектонофации УШ-Х) такие швы захватывают и крупные зерна, деля их на более мелкие частички. В этом случае они нередко совместно с микросдвигами создают в породе структуру микробудинажа.

Протяженность и мощность швов микроразрывов обоих типов находится в прямой зависимости от амплитуды микросмещений. Так, в тектонофации У обычно такая амплитуда в грубозернистых породах составляет лишь тысячные доли мм и соответственно протяженность их не более первых сотых долей мм, а мощность также не более тысячных долей мм. В последующих тектонофациях, синхронно с увеличением этих амплитуд, увеличивается мощность и протяженность швов (например, в тектонофации УП они достигают десятых долей мм, а в тектонофации Х - они в

большинстве пород сливаются в единое целое, вследствие чего породы приобретают новое петрографическое качество).

Кливажная форма течения горных пород в основном обусловлена реализацией преимущественно первых трех механизмов и в их числе в наибольшей мере вязким катаклизмом, тогда как кливажно-кристаллизационно-сланцеватая форма такого течения вызывается проявлением сразу всех четырех микромеханизмов при наиболее существенной роли третьего и четвертого. Что же касается роли и места в этих процессах метаморфизма отмеченных фаций и субфаций, то она разная для РТ-обстановок верхней и нижней мезозоны. В частности, метаморфизм добититовых субфаций зеленосланцевой фации является составной частью кливажного дислокационного процесса, инициируясь деформацией (наряду с РТ) и сам участвуя в обеспечении пластических форм этой деформации (стресс-метаморфизм в современном понимании), тогда как метаморфизм биотитовых субфаций зеленосланцевой фации представляет собой явление более независимое от деформации, но все же также принимающее частичное участие в обеспечении пластических форм деформации.

Метаморфизм добититовых субфаций заслуживает особого внимания. Он осуществляется в две стадии: первая - синкинематическая (синдеформационная) как составная часть вязкого катаклаза и вторая - посткинематическая, проявляющаяся непосредственно после завершения деформации породы в целом или на отдельных ее микроучастках, где она завершилась раньше.

Синкинематическая рекристаллизация напоминает эффект докристаллизации пластической деформации в металлах (по Дж. Райсу, 1976). Об этом свидетельствует весь приведенный в работе материал по мезо- и микроскопии зеленосланцевых измененных пород (и в т.ч. данные табл. 3 и серии аналогичных таблиц, которые приведены только в диссертационной работе). В их числе можно отметить следующие факты: 1) такая рекристаллизация в породе проявлена неравномерно и только, как отмечено выше, в швах микроразрывов сдвига и раздвига, т.е. в микродеформационных обстановках, где концентрируются сдвигающие и растягивающие напряжения; 2) распределение минеральных новообразований в микродеформационных обстановках носит избирательный характер по симметрии кристаллической решетки этих

образований: в швах микросдвигов развиты исключительно слоистые фазы, а в швах микрораздвигов, наряду со слоистыми, присутствуют и фазы с более объемной кристаллической решеткой; 3) все удлиненные и уплощенные чешуйки и зерна, сростания (микрослойки) зерен синкинематических минералов в швах микро-разрывов обоих типов предпочтительно ориентированы параллельно оси a или плоскости ав; 4) размеры зерен и чешуек находятся в прямой зависимости от степени деформированности породы и микроамплитуды смещения по микроразрывам и возрастают в каждой последующей тектонофации; 5) продуктивность рекристаллизации также зависит от степени деформированности породы в целом и увеличивается в каждой последующей тектонофации синхронно с увеличением микроамплитуд смещения по микроразрывам; 6) на продуктивность рекристаллизации оказывает влияние эффективность сопряженных с нею микромеханизмов дислокаций и она тем ниже, чем выше эффективность последних (например, резко снижает рекристаллизацию рассматриваемого типа сверхпластическая деформация миндалин).

Решение проблемы инициирования подобного метаморфизма в общем геохимическом (и даже физическом) плане имеет далеко идущее значение. В физике и химии она получила лаконичное и выразительное название "эффект гидростатического давления плюс сдвиг" (Н.С.Вениколюпан, А.В.Верещагин). Речь идет о выдающемся значении сдвигающих (анизотропных, девиаторных) напряжениях на фоне гидростатического давления. В частности, в настоящее время экспериментально уже доказано, что, например, при полимеризации органических мономеров и железо-графитовых соединений в подобного рода системах (высокое давление + сдвиг) вещества переходят в состояние высоко химически активных, в результате чего скорость химических реакций повышается на много порядков (Соловьев, Жорин и др., 1978; Жорин и др., 1981), причем подобное состояние, как полагают авторы экспериментов, достигается за счет дробления вещества до частиц в несколько ангстрем и резким (до шести порядков) возрастанием электропроводности и другими явлениями.

Минеральные фазы второй, посткинематической стадии представлены отдельными мономинеральными, нередко даже имеющими кристаллографические очертания, зернами, а также гнездовидными их скоплениями и жилами альпийского типа, корродирующими

или пересекающими швы вязких микроразрывов. К числу таких фаз принадлежат минералы со сравнительно высокой поверхностной энергией (цоизит, эпидот, титанаты, пирит, магнетит, доломит и др.). Состав же жил альпийского типа всегда в вещественном отношении согласуется с составом пород. Некоторые из таких жил несут золото и рудную минерализацию. Продуктивность минералогенезиса этой стадии, хотя непосредственно не связанной с деформацией, косвенно коррелируется со степенью деформированности пород, что выражено возрастанием количества зерен, гнезд, жил и мощности жил в каждой, начиная с пятой тектонофаии. Нередко в тектонофаии X жил альпийского типа настолько много, что они сливаются в штокверки мощностью до десятков метров. Что же касается природы минеральных образований этой стадии, то, вероятнее всего, они являются производными сепарации вещества и отторжения из микродеформационных обстановок таких "ненужных" для них компонентов, как, например, тяжелые металлы, а также избыточный кремнезем, щелочи и др.

Метаморфизм биотитовой субфаии, в отличие от добиотитовых субфаий, менее зависит от деформации. Полученные данные по дислокационным структурам нижней мезозоны свидетельствуют, что он одновременно инициируется и региональными P -факторами и деформацией (микродеформацией сдвига и раздвига). При анализе микроструктурных особенностей метаморфизованных осадочных пород и гранитов отчетливо различаются две группы минеральных фаз: первая — равномерно распределенные в породе биотит, альбит, кварц, эпидот и в отдельных случаях роговая обманка, гранат и другие, характерные для этой субфаии минералы, вторая — локализованные в швах микроразрывов мусковит (часто в сростании с биотитом), хлорит, графит и др. Причем минералы первой группы развиты и в недеформированных породах (тектонофаия I-II), тогда как второй проявляются только в деформационно преобразованных породах (тектонофаия III и выше).

При этом обращает на себя внимание тот факт, что продуктивность минералообразования второй и отчасти первой групп коррелируется со степенью деформированности пород и возрастает в каждой последующей тектонофаии.

Тектонофаии вязких кливажных разломов. Тектонофаии вязких кливажных

разломов изучались с учетом влияния на морфологию таких разломов литологии и первичной структуры геологических сред. В связи с этим отдельно рассмотрены тектонофации: в тонкослоистой среде на примере курайлинской свиты (венд) и Большом Каратау (Аксумбинское обнажение); в песчаниках и алевролитах на примере сравнительно грубослоистых кремнисто-терригенных отложений джамбулской свиты (верхний кембрий - нижний ордовик) на участке Жингильды в Чу-Илийских горах и щербактинской свиты (средний ордовик) на участке Колгуты в горах Кендыктас; в крайне грубослоистых средах на примере кристаллоластических туфов андезитов ргаитинской свиты (средний-верхний ордовик) на участке Колгуты, миндалекаменных андезитов-базальтов амгинского яруса кембрийской системы на участке Чингизском в одноименном хребте, туфов кварцевых порфиров сарнобинской свиты (средний девон) на участке Шакоман в верховье речки Атасу, а также в неслоистой среде на примере биотитовых гранитов узунжальского (позднерифейского) комплекса на участке Жамантас на Атасу-Мойнтинском водорозделе. Все перечисленные участки представляют собой фрагменты крупных шовных зон в рифтовых комплексах (участки Жингильды и Чингизский), островодужных комплексах (участки Колгуты, Аксумбе, Жамантас), активный континентальной окраины (участок Шакоман).

Описание тектонофаций и иллюстрирование их признаков построено по тем же принципам, что и в предыдущем разделе: по каждому участку приведены детальная, отвечающая масштабам 1:25000 - 1:50000, геологическая и тектонофациальная карта, специальные детальные геолого-структурные зарисовки и в отдельных случаях фотопанорамы обнажений (участок Аксумбе), серии фотографий обнажений, иллюстрирующие структурные элементы на уровне пачек слоев, отдельных слоев, и мезотекстуру породы, и микрофотографий шлифов под оптическим микроскопом, а по алевролитам в пучке отраженных электронов, демонстрирующие микроструктуру породы. При этом данные по Аксумбинскому обнажению иллюстрируют мезоструктурные признаки тектонофаций VI-VIII по степени сжатости малых складов ламинарного течения и тектонофаций IX-X по структурам дезинтеграции, линейаризации этих складов. В свою очередь по участку Жингильды специально отгечена специфика литологической избирательности кливажа в разных по гранулометрическому составу осадочных породах и

и эволюция габитуса, размеров микролитонов в песчаниках в латеральном ряду тектонофаций IV-X и, главное, на примере полимиктовых разностей этих пород показаны особенности микро- тектонических (и динамометаморфических в целом) преобразова- ний. Материалы по алевролитам дают представление о микродис- локационном процессе в тонкообломочных осадочных породах по данным электронной микроскопии. В частности, эти данные свиде- тельствуют, что микротектоника в них гораздо миниатюрнее, чем в песчаниках, и размерность микротектонических элементов соиз- мерима с размерами зерен. Кроме того, на примере этой породы установлено, что минеральные ее преобразования практически за- вершаются в тектонофациях V-VI и дальнейшее совершенствование ее структуры в тектонофациях VII-X происходит только за счет распада, утонения и растяжения зерен первичного (в данном слу- чае терригенного) кварца. Что же касается тектонофациальной информации по вулканогенным породам и гранитам, то она акцен- тирована на признаках тектонофаций по текстурным и микрострук- турным изменениям.

В работе по этому разделу приведено 110 иллюстраций.

Вся гамма мезо- и микроструктурных признаков тектонофа- ций вязких кливажных разломов показана в табл. 2 и 3.

Петрофизические признаки тек- тонофаций. Изучались плотность, магнитная восприимчи- вость полимиктовых песчаников и туфов кварцевых порфиров, об- щая эффективная пористость и анизотропия упругих свойств^{*} полимиктовых песчаников, кристаллокластических туфов, минда- лекаменных андезито-базальтов и туфов кварцевых порфиров и анизотропия электросопротивления^{**} (совместно с Р.И.Кимом)

^{*} Исследования проводились в лабораторных условиях в образцах кубической формы с помощью технологического ультразвукового дефектоскопа ДУК-60. При этом измерялась скорость распростра- нения продольных волн по осям а, в и с. Коэффициент упру- гой анизотропии вычислялся по формулам

$$K_{ac} = \frac{V_a - V_c}{V_a} \quad \text{и} \quad K_{cs} = \frac{V_b - V_c}{V_b}$$

^{**} Изучение электросопротивления раскливажированных пород осуществлялось в полевых и лабораторных условиях с помощью специальной установки, разработанной ст. преподавателем Ка- захского Политехнического института Р.И.Кимом. Величина анизотропии электросопротивления характеризуется коэффици- ентом К, который принят как отношение электросопротивления, измеренного поперек кливажа (по оси а) и вдоль кливажа (по оси с).

Таблица 2. Важнейшие мезоструктурные признаки тектонофаций вязких кливажных разломов (У-Х) и околоразломных участков (I-IV) верхней мезозоны

Балл тектонофазии	Угол наклона слоев, градусы	Угол между плоскостями кливажа и слоистости (*)	Породы, в которых проявлен кливаж (литологическая избирательность кливажа)	Габитус микролитов	Толщина микролитов, см	Морфологический тип складок и степень их скатости (угол между крыльями в градусах)	Дезинтеграция слоев	Жилы альпийского типа
1	2	3	4	5	6	7	8	9
I	до 10	0	Тонкообломочные осадочные породы	Груболинзовидный	3,0-5,0	Не фиксируется	Не заметна	Крайне редки
II	до 20	0-5		Линзовидный	1,6-2,9	Полосые, отлогие (до 120)		
III	до 30	6-10			0,9-1,5			
IV	до 40	11-20	Тонкообломочные осадочные породы	Линзовидно-пластинчатый	0,4-0,8	Открытые (до 100)		
		30-40	Алевропесчаники	Грубо-линзовидный				
У	до 50	5-10	Тонкообломочные осадочные породы	Листоватый	0,1-0,3	Открытые (до 80)	Появляются шейки будин; заметно смещение частей	Еди-ничные, мощностью до первых см
		30-40	Грубообломочные осадочные и средне-грубозернистые изверженные породы	Крайне груболинзовидный	8,0-15,0			

Продолжение таблицы 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
							слоев по диагональным мезо-разрывам с амплитудой до первых см	
У I	до 60	до 30	Тонкообломочные осадочные и вулканогенные породы	Тонколистоватый (сланцеватый)	0,1	Открытые, слабо сжатые (до 60)	Смещение частей по диагональным мезо-разрывам с амплитудой до первых десятков см	Единичные, мощностью до первых см
			Большинство (за исключением доломитов и кремнистых) средне- и грубообломочных пород и средне-крепно-зернистые изверженные породы	Груболинзовидный	3,1-7,0			
У II	до 70	до 20	Средне- и крупно-зернистые осадочные и изверженные породы	Линзовидный	1,6-3,0	Сжатые (до 40)	Будинаж и разлинзование, за исключением тех, чья мощность более первых метров, при	Единичные, мощностью до первых десятков сантиметров

Продолжение таблицы 2

1	2	3	4	5	6	7	8	9
							удалении линз, будин друг от друга до первых метров	
УШ	до 80	до 10	Средне- и крупнозернистые осадочные и изверженные породы	Линзовидный	0,8-1,5	Сильно сжатые (до 20)	Очень сильный будинаж и разлинзование; удаление будин и линз друг от друга достигает десятков метров	Множественность до десятков саний - метров
			Кремнистые породы и доломиты	Груболинзовидный	8,0-15,0			
IX	до 85	0	Большинство осадочных и изверженных пород	Тонколинзовидно-пластинчатый (субсланцеватый)	0,3-0,7	Фрагменты (клинья, линзы) сильно сжатых складок	Линзы, будины настолько разобщены, что толща приобретает структуру меланжа (линзы кремнистых пород, доломитов затерты в массе	Множество, и в том числе мощностью до первых метров; птигматитовые складки
			Кремнистые породы и доломиты	Груболинзовидный				

Продолжение таблицы 2

I	2	3	4	5	6	7	8	9
							расклива- жирован - ных по - род	
X	до 90	0	Большинство оса- дочных и извер - женных пород	Тонкопласт- инчатый сланце- ватый	< 0,3	Вторичная монокли- наль	Соответ - ствует тектони- ческому меланжу (линзы кремни- стых по - род и доломитов затерты в расслан- цованной массе)	Множест- во, встре- чается их што- кверки; сильно сжатые пигма - титовые складки
			Кремнистые по- роды и доломиты	Линзовид- ный	3,0-5,0			

*) Для случая вертикальнопадающего разлома.

Таблица 3. Тектурно-структурные и минералогические признаки тектонофаций
вязких кливажных разломов на примере песчаников джамбулской свиты

Балл тектонофаций	К-во продуктов динамометаморфизма, %	Фации и субфации метаморфизма	Частные минеральные ассоциации		Текстура	Структура	
			синематические в швах микроразрывов	посткинематические			
			ав	вс			
IV	0	Цеолитовая, (гидрослюды, ломонит)	Нет	Нет	Нет	Массивная	Псаммитовая
V	I-5	Хлорит-серицитовая	Хл+Сер	Сер	Эп+Руд	Массивная, крайне груболинзовидная	
VI	6-10		Хл+Сер+Гем	Хл+Сер		Груболинзовидная	
VII	11-20	Хлорит-серицит-альбитовая	Хл+Сер+Гем; Ст+Хл+Пр	Аб+Сер; Аб+Сер+Хл	Эп+Руд+Ка+Дол	Линзовидная	Псаммитовая с участками микрогранолепидобластовой
VIII	21-40	Хлорит-серицит-мусковит-альбитовая	Хл+Сер+Му	Аб+Сер+Му+Хл+Кв		Линзовидно-полосчатая	
IX	41-70		Хл+Му+Сер			Линзовидно-полосчатая, сланцеватая	Микролепидогранобластовая, реликтовая псаммитовая
X	71-100	Хлорит-мусковит-альбит-кварцевая	Хл+Му	Аб+Му+Хл+Кв		Сланцеватая	

песчаников, туфов, андезитов и кварцевых порфиров. Данные этих исследований обобщены в табл. 4 и 5 (в автореферате приведены лишь их фрагменты), и из них вытекает, что магнитная восприимчивость, плотность и пористость существенно не изменяются при квиважных деформациях (динамометаморфизме), в то время как значения анизотропии упругих свойств и электросопротивления самым непосредственным образом коррелируются с ростом микроструктурной преобразованности пород (в каждой, начиная с У, последующей тектонофазии возрастает скорость продольных волн по оси *в* и в еще большей мере по оси *а* при синхронном уменьшении этой скорости по оси *с* и уменьшении электросопротивления).

Таблица 4. Признаки тектонофазий по анизотропии упругих свойств в полиминтовых песчаниках джамбулской свиты

№ образца	К-во образцов	Балл тектонофазии	Скорость продольных волн, км/ч			K _{ас}	K _{вс}
			а	в	с		
3493	20	У	5,93	5,58	5,36	0,107	0,041
3496	20	УП	5,91	5,61	5,21	0,134	0,077
3495	22	УШ	6,04	5,61	5,26	0,148	0,067
3489	22	IX	6,11	5,65	4,91	0,244	0,130
3490	10	X	6,45	5,84	3,77	0,711	0,549

Таблица 5. Признаки тектонофазий по значению коэффициента анизотропии электросопротивления в полиминтовых песчаниках джамбулской свиты.

№ образца	Число измерений	Среднее значение коэф-циента анизотропии	Коэф-фициент вариации	Балл тектонофазии	
				по геологическим признакам	по данным расчетов
8265	25	1,14	17,1	У	У
8266	25	1,89	15,8	УП	УП
8267	25	2,35	24,2	УШ	УШ
8268	25	2,78	17,6	IX	IX

Тектонофации вязких кливажно-кристаллизационно-сланцеватых разломов. Тектонофации вязких кливажно-кристаллизационно-сланцеватых разломов изучались в слоистых (осадочные породы) и неслоистых (гранитоиды) средах. При этом в слоистой среде они охарактеризованы на примере тонкослоистых карбонатно-глинисто-кремнистых (с углеродистым веществом) отложений такырской свиты (фаменский ярус) на северо-западном фланге Иртышской зоны смятия. Причем описано конкретное обнажение в борту р. Иртыш на окраине пос. Барашки, охватывающее фрагмент крупного кливажно-кристаллизационно-сланцеватого разлома, представленного серией высокопорядковых вязких мезоразрывов разной зрелости (проявлены в диапазоне тектонофаций от III-Y до III-X). В работе приведены тектонофаціальная и кинематическая схемы этого фрагмента разлома и серия фотографий обнажений, характеризующая тектонофации по изменению габитуса микролитонов и структур пересечения слоистости кливажом-сланцеватостью в тектонофациях III-VII, микрофотографии шлифов, иллюстрирующие особенности микроструктурных и минеральных преобразований алевролитов в условиях биотитовой субфации зеленосланцевой фации метаморфизма в тех же тектонофациях.

Тектонофации в неслоистой среде описаны на примере биотитовых гранитов узунжальского комплекса (того же, на примере которого рассмотрены тектонофации вязких кливажных разломов) на участках Жамантас и Киик (расположен вблизи ст. Киик на перекрестке между ст. Моинты и Агадырь). Вязкие кливажно-кристаллизационно-сланцеватые разломы в этих породах представлены полосами кливажирования-разгнейсования пород шириной до 2-3 км, проявленных в диапазоне тектонофаций III-X. Чаще всего такие разломы концентрируются в краевой части массивов.

Специфика дислокационного преобразования гранитов заключается в синхронном пластическом формоизменении зерен породообразующих минералов и вязкого катаклаза (развития системы вязких микроразрывов ав в сопровождении генерации среднечешуйчатого мусковита, альбита). Поэтому в этих породах даже в тектонофациях IX и X сохраняется значительная часть (около 50 %) породообразующих минералов и в т.ч. биотита, вследствие чего породы приобретают ложный облик двуслюдяного гнейса.

В работе даны описания и приведен иллюстративный

материал, характеризующий мезоструктурные признаки тектонофаций (серия фотографий полированных штуфов) и микроструктурные признаки (серия микрофотографий при параллельных и скрещенных николях) тех же тектонофаций. Результаты этих описаний обобщены в табл. 6 и 7.

4. ТЕКТОНОФАЦИИ ДИСЛОКАЦИОННЫХ СТРУКТУР КАТАЗОНЫ. В работе рассмотрены тектонофации только палеозойских дислокационных структур катазоны и в их числе вязких кристаллизационно-сланцеватых разломов и вязких протрузий гранитоидов.

Тектонофации катазоны, в сравнении с аналогичными фациями мезозоны, отображают высокопластичные формы течения горных пород, реализующихся через посредство кристаллизационного рассланцевания (уплощения, удлинения и предпочтительного ориентирования чешуек, зерен и агрегатов зерен породобразующих минералов). Подобные деформации обусловлены несколькими, независимыми друг от друга, микромеханизмами, в числе которых, как известно, решающую роль играют трансляционное скольжение и двойникование в кристаллической решетке, миграция границ зерен, обеспечиваемые диффузионной транспортной дислокационного крипа (поднятием дислокаций), и полигонизация зерен.

Реализация кристаллизационно-сланцеватых форм течения сопровождается пластическим формоизменением (смятием в складки, разлинованием, будинажем) всех геологических тел (слоев, мигматитовых полос и пятен, шлиров, ксенолитов, жил и т.п.). Кроме того, в палеозойских структурах Казахстана катазональные дислокации почти повсеместно сопровождаются мигматизацией, формированием жильных тел гранит-аплитов, аплитов, пегматитов, а также нередко порфиروبластезом. Подобные наложения уничтожают (цементируют) кристаллизационную сланцеватость матрикса, возникшую на первом этапе дислокаций, но, как правило, и их продукты так же подвергаются дислокационному преобразованию и нередко в РТ-режиме катазоны и часто в том же структурном плане, который несет матрикс. Поэтому катазональные дислокационные образования чаще всего представляют собой суммированные структуры, в составе которых относительно самые высокобалльные тектонофации проявлены в матриксе, а самые низкобалльные — в мигматитах и жильных образованиях. При этом характерными формами преобразования мигматитов и жильных тел

Таблица 6. Мезоструктурные признаки тектонофаций вязких кливажно-кристаллизационно-сланцеватых разломов (III-X) и околоразломных участков (I-II) нижней мезозоны

Балл тектонофация	Угол между плоскостями кливажа и слоями в крутопадающих дислокационных структурах	Габитус микролитов	Толщина микролитов в грубо-зернистых породах, см	Морфологический тип складок и степень сжатости складок (угол между крыльями в градусах)	Структуры пересечения или впадом слома - тосте	Дезинтеграция некомпетентных в отношении кливажирования и рассланцевания горизонтов, слоев пород	Жилы альпийского типа и их деформация
I	2	3	4	5	6	7	8
I	8I-90	Плitchатолнзовидный	7,0-15,0	Не фиксируются	Очень грубая гребенчатость	Не проявлена	Крайне редки
II	7I-80		4,0-6,9				
III	6I-70	Груболинзовидный	2,5-3,9	Отлогий (до 100)	Волнистая (плазная) гребенчатость	Развиты шейки	Единичные, мощностью до первых десятков см; пегматитовые складки
IV	5I-60		1,5-2,4	Открытый (до 100)			
V	4I-50	Линзовидный	0,9-1,4	Открытый (до 80)	Муллион-структуры	Линзы, будины удалены друг от друга на расстояния до первых см	
VI	3I-40	Тонколинзовидный	0,3-0,8	Открытый (до 60)		Линзы, будины удалены друг от друга на	

Продолжение таблицы 6

I	2	3	4	5	6	7	8
УП	2I-30	Линзовидно-полосчатый	0,1-0,3	Сжатый (до 40)	Стреловидные муллитон-струны	расстояние до первых десятиков сантиметров Слабое (на расстояние до первых метров) рассредоточение будин, линз	
УШ	II-20			Сильно сжатый (до 20) со следами дезинтеграции крыльев	Вторичная линзовидность слойков кремнистых, карбонатных пород	Сильное (на расстояние до десятиков метров) рассредоточение линз, будин	Множество мощностью до десятиков метров; структуры дезинтеграции птагматитовых складов
IX	6-10	Сланцеватый	0,1	Изометрический, с расчлененными крыльями	Вторичная линзовидность, полосчатость кремнистых и карбонатных пород	Структуры типа меланжа (будины, линзы рассредоточены настолько, что воспринимаются как экзотические)	
X	I-5			Вторично-моноклиновый			

Таблица 7. Текстурно-структурные и минералогические признаки тектонофаций
клинважно-кристаллизационно-сланцеватых разломов (III-X)
и оксидоразломных участков (I-II) нижней мезозоны

Балл	Количество минеральных новообразований (в % от общего объема породы)	Метаморфические ассоциации минералов*)	Деформация зерен, агрегатов зерен породы, конкрементов, шпиров (a : c)	Текстура породы	Структура породы
I	до 30	Би+Эп	I,0	Массивная, крайне груболизовидная	Сохраняется первичная
II			I,0-I,1		
III			I,11-I,25		
IV	до 50	Би+Эп+(Му+Хл)	I,26-I,50	Груболизовидная	В основном сохраняется первичная с линейными микроучастками микрогранобластовой и микролепидобластовой
У	до 60	Би+Эп+(Му+Хл+Акт)	I,6-2,0		
VI			2,1-2,7		
VII			2,8-3,5		
VIII			3,6-5,0	Сланцеватая (гнейсовитоподобная в гранитоидах)	Реликтовая первичная (преобладают микроучастки с микрогранобластовой и микролепидобластовой)
IX	до 100	Би+Гр+Эп+(Му+Хл+Акт+Гр)	5,1-7,0		
X			>7,0		

*) Минеральные фазы, заключенные в скобках - производные рекристаллизации породы в швах вязких микроразрывов ав.

являются структуры уплощения и растягивания, разлинзования, будинажа, а также смятия некоторых из них (тех, которые пересекают кристаллизационную сланцеватость под углом) в птигма-титовые складки. При очень больших деформациях, отвечающих тектонофазиям IX-X, все вторичные, возникающие при распаде, тектонические тела, преобразуются в тонкие ленты, а толща в контурах вязкого разлома приобретает характерную для зон сдвига-вого течения вторичную полосчатую, линзовидно-полосчатую и т.п. мега- и мезоструктуру, нередко ошибочно воспринимаемую как "теневую", первичнослоистую.

Тектонофазии вязких кристаллизационно-сланцеватых разломов. Вязкие кристаллизационно-сланцеватые разломы представляют собой линейные зоны кристаллизационного рассланцевания метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород, а также гранитоидов, сопровождаемого в слоистых толщах формированием складок ламинарного течения, птигматизацией, разлинзованием, будинажем и др. явлениями. Разломы этого типа маркируются тектонофазиями III-X. Однако в таком диапазоне тектонофазий они встречаются только в неслоистых средах и преимущественно в гранитоидах, тогда как в слоистых средах они обычно образуют пакеты, перекрывающие краевые части друг друга, и поэтому представлены вышшими, чаще всего УШ-X тектонофазиями. Причем, следует заметить, что подобные пакеты имеют структуру вторичной моноклинали и поэтому ложно воспринимаются как нормально стратифицированные толщи метаморфизованных пород.

Тектонофазии вязких разломов в слоистых средах изучались на отрезке Иртышской зоны смятия в районе пос. Верхняя Березовка, которая сложена здесь метаморфизованными в амфиболитовой фации (ставролит-кианитовая и силлиманит-альмандиновая субфации) осадочными отложениями орловской свиты (нижний-средний девон) и габброидами, диоритами, гранитоидами змеиногорского (средне-позднекаменноугольного) комплекса. На этом отрезке зона смятия представлена крутонаклоннопадающим (60-90-70°) пучком сильно сближенных (в матриксе состыкованных тектонофазиями УП или УШ) вязких кристаллизационно-сланцеватых разломов, которые являются производными, по крайней мере, четырех взаимосменяющих друг друга во времени этапов деформации и

мигматизация, жилообразования, и в тектонофациальном отношении носят телескопированный характер (матрикс несет преимущественно тектонофазию УШ-Х, а геологические образования последующих фаз - от I до Х).

В работе описаны и иллюстрируются в виде серии зарисовок и фотографий обнажений типовые мезоструктурные элементы (складки, структуры будинажа, текстуры кристаллизационного рассланцованных метаморфических пород), характеризующие тектонофазии UI-Х в матриксе, и такие же элементы, а также птитимитовые складки жил, структуры дезинтеграции таких складок, разлинзования и преобразования во вторичные полосчатые образования мигматитовых тел, характеризующие тектонофазии Ш-Х в мигматитах и жильных телах.

Качественные и количественные характеристики признаков тектонофаций вязких кристаллизационно-сланцеватых разломов приведены в табл. 8.

Тектонофазии вязких протрузий гранитоидов. Вязкие протрузии гранитоидов в палеозойских структурах Казахстана проявлены в шовных зонах антиклинального типа, наложенных на синклинальные участки складчатых сооружений. Они представляют собой структуры, производные вязкостной инверсии горячих (при температуре, отвечающей режиму катазоны) плутонических, если они в сферу дислокационных преобразований вовлечены на ранней стадии теплового становления, остывания, и реоморфных гранитоидов в чехле сравнительно холодных, находящихся в тепловом режиме мезозоны, осадочных и вулканогенных пород.

Такие протрузии и их тектонофазии изучались в разных районах Казахстана и описаны на примере полихронного Курдай-чатуркульского гранодиорит-гранитного комплекса^{*)}.

Гранитоиды этого комплекса слагают серию массивов овальной, линзовидной и линзовидно-ленточной формы и тектонически контактируют с вмещающими их осадочными и вулканогенными отложениями нижнего палеозоя (и в том числе среднего ордовика). На основе выполненных тектонофациальных исследований

*) Возраст гранитоидов этого комплекса по данным Rb-Sr и K-Ar радиохронологических определений характеризуется тремя датами: 1409 ± 33 млн. лет, 713 ± 10 млн. лет, 446 ± 23 млн. лет, из которых последняя отвечает времени формирования протрузий.

Таблица 8. Мезо- и микроструктурные признаки тектонофазий дислокационных структур капазона

Балл тектонофазий	Морфологический тип складов и их сложность (угол между крыльями в градусах)	Деформированность зерен, их агрегатов и кающихся структур, а также ксенолитов, шаров (а : а)	Угол между длинными осями (а) или большими плоскостями (ав) линейных и уплощенных зерен	Дезинтеграция изобирательно относительно слабо кристаллизационно-рассланцованных или разгнейсованных тел	Текстура породы	Структура породы
I	2	3	4	5	6	7
I-II	Не фиксируются	I,0-I,2	50	Не проявлена	Крайне грубо-линзовидная	Сохраняется первичная
III-IV	Отлогий (до 100)	I,3-I,8	31-50	Чуть заметны шейки будин	Груболинзовидная с чертами сланцеватой или гнейсоватой	В основном сохраняется первичная, но с чертами грано- или лепидобластовой и т.п. Зерна кварца слабо полигонизированы
V-VI	Открытый (до 60)	I,9-4,0	26-30	Начало распада слоев, жальных тел	Линзовидная с чертами сланцеватой или гнейсоватой	Реликтовая первичная, грано- или лепидобластовая. Зерна кварца сильно полигонизированы и часть их имеет волнистое погасание

Продолжение таблицы 8.

1	2	3	4	5	6	7
УП-УШ	Сжатый изоклиналь- ный (до 20)	4, I-8, 0	6-15	Сильная (линзы, бу- дины удале- ны друг от друга на расстояние до десятков метров)	Полосчатая, сланцеватая или гней - соватая	Гранолепидоблас- товая, лепидоблас- товая и т.п. Поли- гонизация зерен кварца настолько велика, что от - вечающие ей участки породы приобретают мик- роговиковую структуру. Кварц имеет волнистое погасание. Не - редко он и поле- вые шпаты не - сут структуры типа планарных
IX-X	Вторично монокли - нальный (до 0)	8, I-30, 0	0-5	Тектоничес- кий меланж (линзы, бу- дины рас - средоточе - ны настолько, что воспри- нимаются как экзотич- еские)		

установлено, что в чехле палеозойских отложений они представляют собой вязкие протрузии — производные плотностной инверсии при вторичном разогреве и вязкостной инверсии при вязко-разломных дислокациях. Характерными структурными особенностями этих образований являются:

1. Гармоничное вписывание их тел в шовную складчатую структуру (конформное их облекание вязкими разломами в эндо- и эндоконтакте) и формирование ими вместе с вмещающими породами дислокационных структур типа перфоскладок, ядра которых сложены гранитоидами, а крылья — вмещающими породами (сланцеватость, кливаж и осевые плоскости складок во вмещающих породах параллельны контакту, копируя его конфигурацию по падению и простиранию).

2. В эндо- и экзоконтактных частях таких гранитоидных тел проявлена зональность по степени дислокационного преобразования пород, и при этом в экзоконтакте тектонофациальная зональность совмещена с латеральной зональностью РТ-обстановок. В частности, относительно максимальная тектонофация (чаще всего X) маркирует непосредственно контакт (границу раздела разноразогретых и соответственно разновязкостных масс в момент деформации). Внутри протрузивных тел она подчеркивается интенсивным разгнейсованием, а во вмещающих породах у контакта — кристаллизационным рассланцеванием (сланцеватые биотитовые, биотит-роговообманковые и т.п. "роговики"), отвечающие РТ-условиям катазоны. По мере удаления от контакта такая сланцеватость во вмещающих породах сначала сменяется менее интенсивным (отвечает тектонофациям IX, УШ) кливажом-кристаллизационной сланцеватостью в сопровождении метаморфизма пород в условиях биотитовой субфации зеленосланцевой фации (нижняя мезозона), а затем последовательно — умеренным (отвечает тектонофациям УП-УІ) и слабым (отвечает тектонофации У) кливажом в сопровождении диа-нометаморфизма пород, соответствующего альбит-хлорит-серпентинитовой (мусковитовой) субфации зеленосланцевой фации (верхняя мезозона). Внутри гранитоидного тела в эндоконтакте зональность не сопряжена с изменением РТ-обстановок и выражена лишь в уменьшении (по отношению к контакту) степени разгнейсования пород. При этом характер таких преобразований внутри протрузии отвечает диапазону тектонофаций I-X, а во вмещающих породах — тектонофациям У-X.

Ширина зон вязкого течения горных пород в дислокационных образованиях рассматриваемого типа зависит от объема перемещаемых масс и непосредственно в гранитоидных телах колеблется от первых сотен метров до первых километров, тогда как во вмещающих породах редко превосходит первый километр (вероятно, определяется шириной зоны теплового градиента в обрамлении тела гранитоидов), а катазоная составляющая этой зоны обычно не превосходит первых сотен метров.

В работе с целью отئенения влияния породного фактора на текстурные формы выраженности кристаллизационно-сланцеватого течения отдельно рассмотрены тектонофаии в гранодиоритах (курдайская составляющая данного комплекса), биотитссых гранитах (чатыркульская составляющая этого комплекса) и вмещающих осадочных (песчаниково-алевролитовых) отложениях (щербактинская свита - средний ордовий) и в том числе в гранитизированных их разностях. Даны описания и приведены серии фотографий штурфов и микрофотографий шлифов при параллельных и скрещенных николях, характеризующие текстурные и микроструктурные особенности этих пород в тектонофаиях I-II, III-IV, V-VI, VII-VIII, IX-X. При этом специальная серия микрофотографий динамометаморфизованных осадочных пород в эвзоконтакте демонстрирует смену микроструктурных механизмов деформации (течения) пород в связи с изменением по латерали термальных условий реализации этого процесса. Кроме того, небольшая, состоящая из трех фотографий обнажений, серия иллюстрирует процесс преобразования пятнистых агматитов во вторичные полосчатые породы.

Всего по этому разделу работы приведено 49 иллюстраций.

5. ПРИМЕРЫ ТЕКТОНОФАЦИАЛЬНОГО КОНТРОЛЯ ОРУДЕНЕНИЯ. Тектонофаиальный контроль оруденения может быть прямым и косвенным. При первом оруденения представляют собой непосредственный продукт деформации, динамометаморфизма пород, а также динамометаморфогенного преобразования руд, тогда как при втором оно является производным рудогенерирующих (главным образом гидротермальных) процессов, не связанных с деформацией (во всяком случае на тех гипсометрических отметках относительно палеоповерхности, где происходит рудообразование), и "используемых" деформационные структуры лишь в качестве фильтрационных каналов и структурных ловушек. Поэтому в первом случае

продуктивность оруденения прямо коррелируется с балльностью тектонофаций (наиболее крупные рудные массы приурочены к высшим тектонофациям), а во втором такие взаимоотношения носят более сложный характер.

В данной работе затронуты примеры только косвенного и комбинированного такого контроля. Для этих целей использован авторский материал по структурной позиции медно-порфирового оруденения Чатыркульского рудного поля и флюоритового оруденения месторождения Таскайнар в Кендыктасском антиклинорной шовной зоне (горы Кендыктас) и золото-сульфидного оруденения месторождения Юбилейное в Шулдак-Мынжасарской шовной зоне в Зеленокаменной части Мугоджар.

В горах Кендыктас отмеченное оруденение обоих типов по данным геологических и свинцово-изохронных датировок (В.М.Найденков и др.) имеет позднекаменноугольно-пермский возраст и накладывается на нижнепалеозойские вязкоразломные и гранитоидные протрузивные структуры и пространственно сопряжено с позднепалеозойскими хрупко-вязкими разломами, образующими динамосистемы (дугообразные связки, тыльная сторона которых составлена надвигами, а крылья - сдвигами). Однако промышленное оруденение приурочено только к крыльям таких динамосистем, где проявлены дробление и катаклаз пород (тектонофации У-УШ нижней эпизоны) и притом только к тем участкам нижнепалеозойского каркаса, где породы не несут влияния или гнейсоватости (им отвечают межвязкоразломные участки и тектонофации I-IV мезозоны и локальной катазоны соответственно). Подобное сочетание, благоприятных для рудолокализации, тектонофаций, вероятно, обусловлено тем, что породы, лишенные структурной анизотропии, лучше поддаются хрупко-вязким преобразованиям, чем породы имеющие такую анизотропию. Вполне возможно, что межвязкоразломные участки при наложении на них хрупко-вязких дислокаций преобразовывались в своеобразные тектонические щели, окна, каналы, благоприятные для фильтрации гидротерм.

Золото-сульфидное оруденение месторождения Юбилейное, в отличие от рассмотренного Кендыктасского, контролируется только нижеэпизональными дислокационными структурами. Оно, в частности, располагается в пределах шовной зоны, составленной субвязкими разломами (тектонофации У-Х нижней эпизоны), нарушающими зеленокаменно измененные базальтоиды мугоджарской толщи

(нижний-средний девон), осадочные и средне-кислые вулканогенные отложения и субвулканические тела мильнашинской толщи (средний девон). Но внутри этой зоны оно локализуется в области субвязкими разломами позднедевонского шток плагигранитов, избирательно несущим лишь хрупко-вязкие (дробление, катаклиз) дислокации (тектонификации У-УШ). Вероятно, и в этом случае шток плагигранитов сыграл роль дренажного канала.

Оба примера, конечно, не захватывают весь спектр возможных тектонификационных ситуаций на рудных объектах. Однако и они позволяют оттенить те новые стороны структурного контроля оруденения, которые касаются роли в этом отношении интенсивности дислокационных преобразований, литологической избирательности деформаций, степени локализации деформации и др.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ. Основные результаты проведенных исследований сводятся к следующему.

1. Типизированы по морфологическим признакам и по соотношению компонентов амплитуды хрупкого и вязкого смещения разломы складчатых сооружений палеозойского Казахстана, а также дополнительно выделены и описаны разломы, имеющие гибридный облик хрупко-вязкие, субвязкие и вязкие кливажно-кристаллизационные (и их кливажно-гнейсоватые в гранитоидах) разломы.

2. Выделены и описаны плохо изученные в Казахстане и за рубежом вязкие протрузии гранитоидов и показано, что такие образования являются производными вязкостной инверсии относительно горячих (при температуре, отвечающей термальному режиму катазоны) гранитоидных масс (плутонических или реоморфных) в чехле сравнительно холодных осадочных и вулканогенных пород.

3. На основе изучения мезо- и микромеханизмов деформаций и выяснения роли и места зеленосланцевого метаморфизма в кливажных дислокациях типизированы мезо- и микроструктурные признаки тектонификаций и на этой основе составлен атлас тектонификаций по эволюционному принципу таких важнейших для складчатых сооружений дислокационных структур как брахиформные (открытые, германотипные) складки, флексур, хрупкие, хрупко-вязкие и субвязкие разломы нижней эпизоны, вязкие кливажные и кливажно-кристаллизационно-сланцеватые разломы мезозоны, вязкие кристаллизационно-сланцеватые (и их гнейсоватые аналоги в гранитоидах) разломы катазоны, вязкие протрузии гранитоидов.

4. Для каждой (из числа перечисленных в п.3) дислокационной структуры определен диапазон баллов маркирующих ее тектонофаций и характер распределения этих фаций по латерали.

5. В опытным порядке установлено, что для диагностики тектонофаций дислокационных структур мезозоны приемлемы значения анизотропии упругих свойств и электросопротивления пород.

Весь комплекс приведенных в работе данных по мезо- и микроструктурным и петрофизическим признакам тектонофаций позволяет допустить, что формирование дислокационных структур всех рассмотренных типов является следствием процессов, направленных на развитие равновесных для условий сдвигового течения анизотропных, снижающих вязкость пород, структур на всех уровнях (мега-, мезо-, микро-) системы.

Основные положения диссертации опубликованы в следующих работах автора:

1. Особенности посторогенной тектоники в горах Кендыктао// Материалы республиканской конф. молодых ученых. Алма-Ата, 1976. С. 298.

2. Пример складчатого гранитоидного магматизма в Кендыктаоских горах//Информационный сборник научно-исследовательских работ. Алма-Ата, 1977. С. 297-298.

3. Особенности тектоно-магматизма Кендыктаса//Известия АН КазССР, Сер. геол. 1977, № 4. С.1-5.

4. Шовная складчатость и ее роль в эндогенной металлогении //Металлогения орогенных этапов развития Тянь-Шаня. Ташкент, 1978. С.87 (в соавторстве с Е.И.Паталахой и А.В.Смирновым)

5. Гранитоидный плутонизм и тектоника Восточного Казахстана//Известия АН КазССР. Сер. геол. 1980, №1. С.28-35 (в соавторстве с Е.И.Паталахой).

6. Общая схема деформационных структур палеозойд Восточного Казахстана// Известия АН КазССР. Сер. геол. 1980, №3. С.19-26 (в соавторстве с Е.И.Паталахой, А.В.Смирновым, В.А.Белым, В.В.Коробкиным, А.В.Дербеневым).

7. Парагенетический ряд делимости пород при динамометаморфизме// Геология и геофизика. 1982, №12. С.130-134 (в соавторстве с Е.И.Паталахой и В.А.Дербеневым).

8. Тектонофацальный анализ (новые данные)//Проблемы тектоники Казахстана. Алма-Ата, 1981. С.162-169 (в соавторстве с

Е.И.Паталахой, В.А.Дербеневым и А.В.Смирновым).

9. Опыт изучения анизотропии как критерия оценки степени деформированности пород//Докл. АН СССР. 1981. Т.260, № 3. С.693-701 (в соавторстве с Е.И.Паталахой и В.А.Дербеневым).

10. Тектоника Чу-Илийского региона// Чу-Илийский регион. Т.1; Геология Чу-Илийского региона. Алма-Ата, 1980.С.326-490 (в соавторстве с Е.И.Паталахой, А.А.Абдулиным, М.К.Аполлоновым, В.В.Коробкиным).

11. О деформационной природе зеленосланцевых изменений пород в зонах смятия (по данным тектонофациального анализа)// Деп. в ВИНТИ.1984, №7474. 11с.(в соавторстве с В.А.Дербеневым)

12. О микромеханизмах течения пород в зонах разломов// Деп, в ВИНТИ. 1984, № 7473. 8с.

13. Тектонофациальный анализ - детальный вариант//Известия АН КазССР. Сер.геол. 1984, № 5.С.14-20 (в соавторстве с Е.И.Паталахой и В.А.Дербеневым).

14. Примеры картирования вязких разломов методами тектонофациального анализа//Деп. в КазНИИНТИ. 1986, №1464. 13с.

14. О природе динамометаморфизма мезозоны//Известия АН КазССР. Сер.геол. 1986, №1. С.3-11 (в соавторстве с Е.И.Паталахой).

16. Детальное картирование зеленосланцевых комплексов складчатых сооружений методами тектонофациального анализа// Метаморфические комплексы Урала, Свердловск, 1986. С.86 (в соавторстве с Е.И.Паталахой).

17. Динамометаморфизм и тектоника гранитоидов при деформации их тел на субсолидусной стадии теплового становления// Деп. в КазНИИНТИ. 1987, № 1746. 6с.

18. Тектонофаии мезозоны; (Атлас микроструктур). Алма-Ата, 1987. 183с. (в соавторстве с Е.И.Паталахой и В.А.Дербеневым).

19. Динамометаморфизм гранитоидов при деформации их тел на пост-солидусной стадии их становления//Петрография и минералогия Казахстана. Алма-Ата, 1988. №1. С.122-123.

20. Полиптия олюд в зеленосланцево измененных породах Атасуйского и Джалаир-Найманского разломов Казахстана как индикатор условий динамометаморфизма//Петрография и минералогия Казахстана.Алма-Ата,1988,№1.С.124(в соавторстве с Г.К.Бекеновой).

21. Позиция промышленного оруденения в горах Кендыктао по данным тектонофациального картирования//Известия АН КазССР. Сер.геол. 1988, № 4. С.48-55.

22. Зеленосланцевый метаморфизм дообитативных субфаций как одна из форм преодоления предела текучести и пластической деформации пород в верхней части мезозоны//Деп. в КазНИИГТИ. 1989, № 2877. 14с.

23. Атлас тектонофаций и их значение для картографии//Тектонофациальный анализ и его роль в геологии, геофизике и металлогении.Алма-Ата,1989.С.21(в соавторстве с В.А.Дербеневым).

24. Тектонофациальное картирование неслоистых комплексов (на примере гранитоидов)//Деп. в КазНИИГТИ. 1990, № 3082.19с. (в соавторстве с Е.И.Паталахой).

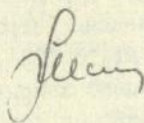
25. Тектонофации гранитоидов//Тектонофациальный анализ и его роль в геологии, геофизике и металлогении. Алма-Ата, 1991. С. 62-73.

26. Опыт использования коэффициента анизотропии для диагностики тектонофаций дислокационных структур верхней мезозоны// Известия НАН РК. Сер.геол. 1992, № 3. С.80-88 (в соавторстве с Р.И.Кимом).

27. Изотопное датирование гранитоидов курдай-чатыркуль -ского комплекса//Известия АН РК. Сер.геол. 1992, № 3. С.45-47 (в соавторстве с В.А.Ильиным).

28. Тектонофациальный анализ и практика картирования метаморфических комплексов // Известия АН РК. Сер. геол. 1992, № 4. С.35-40 (в соавторстве с Е.И.Паталахой, А.В.Смирновым, И.И.Никитченко, В.В.Коробиним).

29. Тектонические потоки и *shear zones* как фундаментальное понятие современной геологии//Известия НАН РК. Сер.геол. 1993, № I. С.3-9 (в соавторстве с Е.И.Паталахой, А.В.Смирновым, В.В.Коробиним, А.А.Чугункиной).



А.И.Дукменко. Тектонофации складчатых сооружений (на примере палеозойд Казахстана). Алматы. 1993. 2 п.л.

Ротапринт ИГиН НАН РК.

В печать 24 ноября 1993г.

Заказ № 164. Тираж 100 экз.

AB 29.296