

Шакин С.С.

**ЛОКАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ СЖАТИЯ: ЗАРО-
ЖДЕНИЕ, СТРОЕНИЕ, РУДОГЕНЕЗ**

2002

**©ШАКИН СЕРГЕЙ СЕРГЕЕВИЧ.
ЛОКАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ СЖАТИЯ: ЗАРОЖДЕНИЕ,
СТРОЕНИЕ, РУДОГЕНЕЗ ; СПб, 2002. 108с.**

В работе отражены особенности возникновения и строения локальных зонах тектонического сжатия, а также специфика протекания в них процессов рудогенеза.

Может представлять интерес для специалистов – геологов, ведущих разведку и обеспечивающих эксплуатацию месторождений твердых полезных ископаемых и студентов и преподавателей геологических специальностей.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время в теории локализации руд активно обсуждается вопрос о тектонических режимах рудообразования [111]. Если ранее считалось, что рудоконцентрация в частности и минералообразование в целом ограничиваются участками растяжения, то сегодня картина видится более сложной. В некоторых концепциях (например, [12]) обстановка тектонического сжатия рассматривается как совершенно необходимое условие для концентрации рудного вещества. Локализация руд в условиях сжатия представляется в настоящее время тоже весьма вероятной, особенно для метасоматического способа минералообразования. Это связано с расширением круга известных процессов миграции вещества, к которым в настоящее время добавились пленочный перенос, капиллярный эффект, бародиффузия. Эти процессы более интенсивны и эффективны в отношении массопереноса в областях сжатия, и связанная с ними рудолокализация более вероятна именно в этих областях. Явно недостаточная изученность этих вопросов делает проблему рудообразования и рудолокализации в зонах сжатия актуальной. Новое знание об эндогенном рудообразовании в зонах сжатия, составляющее суть данной работы, значительно облегчит геологоразведочные работы в зонах сжатия, как на стадии общей оценки, так и в период разведки и эксплуатации. Основными промышленными месторождениями зон сжатия являются месторождения железа и золота, разведка и эксплуатация которых важна для экономической ситуации в России.

1. СТРУКТУРЫ АВТОВОЛН ДЕФОРМАЦИИ

1.1. Общая характеристика

При полевых работах геологи давно обратили внимание на характерную черту геологических структур - повторяемость элементов их строения в пространстве с некоторым постоянным шагом [17,55,141]. Эти наблюдения породили ряд физических моделей формирования геологических структур, в которых использовалось представление о волновой природе процессов структурообразования [16,60,77,119]. Однако единственными известными до последнего времени волнами в горных породах были упругие волны землетрясений, приливов и т.п., распространяющиеся со скоростью, близкой к скорости звука. При формировании пространственной деформационной структуры эти волны должны интерферировать с образованием стоячих волн. В геологии в основном разрабатывались концепции интерференции при отражении, причем разные авторы предполагали интерференцию при отражении от разных преград: от земной поверхности и поверхности геологических контактов [16] до граней некоторого гипотетического куба, на которые порода разбивается под действием тяжести вышележащих толщ [119]. В зависимости от формы поверхностей отражения формировалась соответствующая интерференционная картина: "арбузные корки" [16] и объемная восьмилучевая "звезда" [119].

Признавая возможность действия подобного механизма, особенно для прожилково-штокверковых руд, следует отметить невозможность объяснения с его помощью фактов регулярного чередования зон складчатости разной интенсивности, зон фаций метаморфизма, а также пространственной периодичности проявлений других, сравнительно медленно развивающихся геологических процессов. Автор полагает наиболее распространенным для подобных структур автоволновой механизм формирования.

Автоволны образуются в среде, элементы которой при воздействии показывают взаимодействие «с отрицательной обратной связью», то есть не только с прогрессирующим, но и с тормозящим взаимовлиянием элементов. Перемежаемость участков с разными соотношениями противоречивых взаимовлияний и дает волновую картину процесса. Очевидно, что при реализации автоволн связи между элементами среды должны быть нелинейны. Конкретный вид элементов среды может быть самый разнообразный: молекулы (автоволны химических реак-

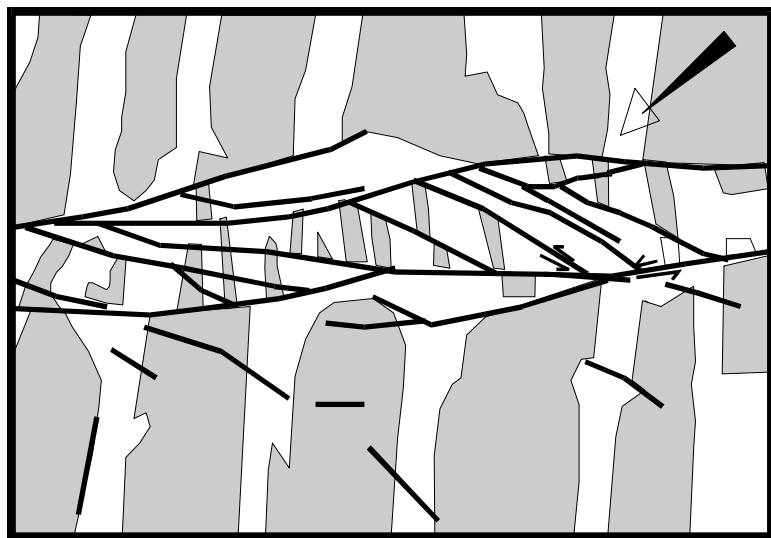


Рис. 1 . Моделирование микрзоны сжатия со сдвигом на каолине [161]. 1-области сжатия, частицы каолина в которых ориентированы примерно перпендикулярно основному сжатию; 2 - области сдвига и растяжения, частицы каолина примерно параллельны основному сдвигу, длинной оси рисунка; 3- разрывы; 4- направление внешнего сжатия

ций), зерна металла или горной породы, межтрещинные блоки горных пород, трещины и дефекты структуры [74] и т.п.

Наиболее детально процессы образования автоволн изучены при деформации металлов. Выделяется [48] два вида автоволн: подвижные и неподвижные. Тип автоволнового процесса по [48] зависит от свойств материала. Если для материала кривая напряжения – деформация имеет участки с малым или нулевым значением коэффициента деформационного упрочнения (площадка текучести или легкое скольжение), то скольжение обычно осуществляется по одной системе параллельных плоскостей, сильных концентраторов в структуре металла нет и возникают пучности упругой волны, которые медленно перемещаются вдоль образца (т.е. подвижная автоволна). Если кривая напряжение – деформация имеет параболический вид, то скольжение обычно осуществляется по пересекающимся плоскостям, в металле появляются наведенные неоднородности, создающие системы концентраторов напряжений, которые с развитием процесса не перемещаются, а только усиливают свою интенсивность.

Следующим этапом приближения к геологическим структурам является моделирование на эквивалентных материалах. Наиболее ранней из известных автору работ с подобными волновыми структурами является [161]. При моделировании микроразрушения на каолине Дж.Чаленко были получены волны в виде регулярного чередования областей поворотов частиц по и против часовой стрелки (рис.1). При моделировании структур сжатия на сыпучих материалах (песке) [64] также были получены волны деформации вдоль образца. И, наконец, в сложном и длительном эксперименте, проведенном на глине в ИЗК СО РАН, было детально изучено поведение этих волн при раз-



витии разрывной зоны [21].

Следующий шаг к собственно геологическим волновым структурам помогают сделать исследования в области горного дела.

Известно (рис.2), что горным породам свойственна кривая напряжение – деформация параболического типа. При этом нелинейность их поведения усиливается свойствами дилатансии (увеличения объема при сжатии), сжимаемости, двухфазности (сложное взаимодействие скелета породы и флюида в порах) и т.п. Некоторые исследователи предполагают у горных пород эффект обратной связи [80]. Появление «стоячих» автоволн при такой ситуации не является неожиданностью, как при математическом моделировании деформации [4,37,79,85], так и фактически наблюдаемых в горных выработках.

Вероятно первым на автоволны в горных породах обратил внимание В.А. Борисовец [18], установивший для ряда физиче-

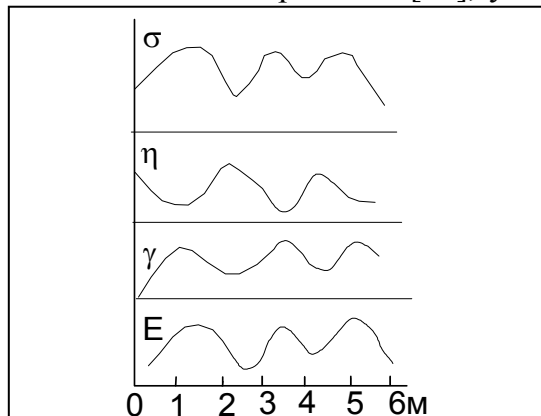


Рис.3. Волновые колебания

значений физических констант на разных расстояниях от стенок выработок вглубь массива (горизонтальная ось) σ - критическое напряжение; η - эффективная пористость; γ - плотность горной породы; E- модуль Юнга [18]

ских характеристик горных пород колебания их значений при удалении от стенки выработки вглубь массива в интервале 0-7м (рис.3).

Позднее был установлен эффект зональной дезинтеграции горных пород вокруг подземных выработок [129], наблюдаемый на мно-гих месторождениях полезных ископаемых. Зоны дезинтеграции являются, по существу, стоячими автоволнами, что четко

фиксируется при их математическом моделировании [4,37,79,85]. Для этих зон отмечается свойство иерархичности с коэффициентом перехода между уровнями равным трем [129].

В процессе тектонической деформации толщи автоволны деформации возникают в горных породах с началом сжатия, и далее их геометрия влияет на все последующие процессы структурообразования данного периода деформации. Они представляют собой чередование участков сжатия и растяжения, между которыми располагаются участки максимального сдвига. В трехмерном пространстве области сжатия и растяжения (в наиболее простом варианте) должны иметь форму трехосных эллипсоидов, расположенных регулярно. Между ними формируются области сдвига (рис.3). Такая геометрия структур наиболее проста, возможность ее реализации в природе подтверждена геологическими наблюдениями [84], однако, вероятно, не единственна. Теоретически [8, рис.46] может иметься 14 видов геометрии подобных структур.

Период (т.е. длина) волн деформации, как параметра самоорганизации, зависит в частности, от физико-механических свойств среды, что и предопределяет разную периодичность для разных участков. Кроме

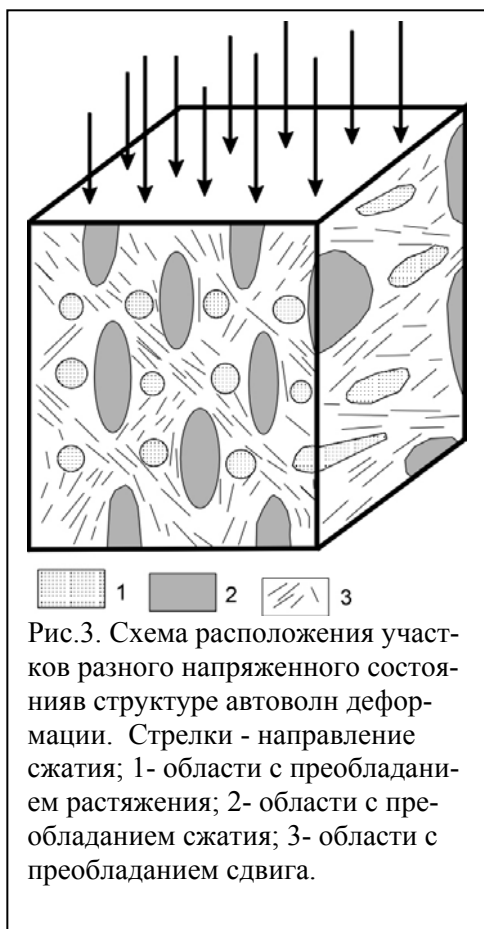


Рис.3. Схема расположения участков разного напряженного состояния в структуре автоволн деформации. Стрелки - направление сжатия; 1- области с преобладанием растяжения; 2- области с преобладанием сжатия; 3- области с преобладанием сдвига.

того, период волн подчиняется иерархическому закону порядков, т.е. имеет несколько масштабных уровней.

Примеры геологического картирования подобных структур разрозненны, хотя и довольно разнообразны по формам выражения. Наиболее четко волны деформации проявляются в докембрийских формациях. Дело в том, что в докембрии, как отмечал О.И.Слензак [108], происходит метаморфическая дифференциация - перераспределение вещества в полях напряжений сложной формы с образованием структур, отражающих эту форму. Форма тел создается не механическими деформациями, а диффузионным перераспределением вещества, причем "овеществление" поля напряжений происходит достаточно интенсивно. Уже на начальной стадии деформации при этом возникают специфические структуры: мульда - купол, очаговые некинематические структуры. Проявленные наиболее четко структуры волн деформации изучал В.Н.Мораховский [83,84]. Он констатировал их форму как трехосный эллипсоид и отметил свойства шага и иерархичности, причем шаг оказался разным для разных районов.

Откартированные В.Н.Мораховским [84] эллипсоиды очаговых структур являются областями растяжения при суперпозиции двух волн деформации, распространяющихся во взаимно перпендикулярных направлениях. При этом для параметров волн (длины волны и начальной фазы) необходима некоторая согласованность, иначе периодической системы областей растяжения эллипсоидной формы не получится.

Способы выражения волн деформации в докембрии изучал также Н.П.Семененко [107], который на большом фактическом материале установил периодическое распределение ступеней метаморфизма, метасоматических фаций, концентрации рудных элементов. Автор склонен приписывать этой периодичности деформационный смысл, что в целом согласуется с последними исследованиями метаморфизма [68]. В этом смысле интересна работа [5], где проведено исследование P - T условий метаморфизма гипербазитов Урала

на микроуровне. Полученная пространственная неоднородность объяснялась исследователями как первично деформационная, "управляющая" процессом метаморфизма.

В более молодых геологических структурах волны деформации выражены слабее и для своего выделения требуют специальных количественных методов. Пример разработки и использования такой методики приводится ниже при описании рудоносных структур Карнабского оловорудного месторождения. Но один факт картирования автоволн деформации в песчаниках все же был установлен [147]. В областях тектонического сжатия в описываемом случае снижается пористость и возникает более плотная упаковка зерен. Тектоническая природа деформации подтверждается вхождением надвигов и наблюдаемых полос уплотнения в единый структурный парагенез.

Следы протоструктуры автоволн деформации при образовании разрывов выражаются в волнообразном затухании трещиноватости при удалении от разлома (рис.4). Здесь интересно отметить, что максимумы микротрещиноватости и макротрещиноватости в структурах автоволн деформации пространственно разобщены [66]

При складкообразующих деформациях протоструктуры

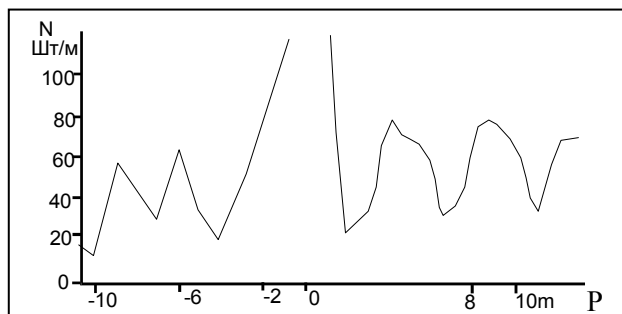


рис.4. Строение разрывных зон в Западном Прибайкалье [76]
по абсциссе-интенсивность трещиноватости,
по ординате - расстояния от центра зоны

автоволн деформации выражаются в разной интенсивности складчатости. Полосы интенсивной и ослабленной складчатости соответствуют волнам сжатия и растяжения, а разде-

ляющие их надвиги - зонам интенсивной сдвиговой деформации (касательных напряжений) (рис.5).

Подобные трудно выявляемые полосы деформации возникают при картировании интенсивности метаморфизма, в частности тектонофаций [78]. Вероятно, подобные структуры часто картируются при работе со слабопроявленными площадными метасоматитами. Однако такие работы в основном проводятся

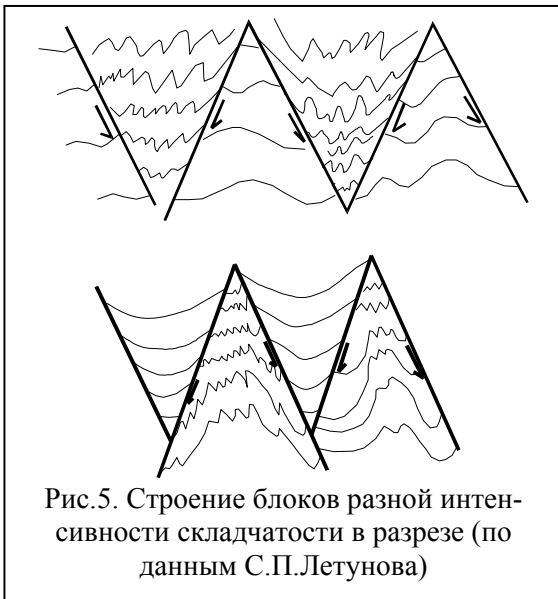


Рис.5. Строение блоков разной интенсивности складчатости в разрезе (по данным С.П.Летунова)

при геологической съемке, при малой глубинности исследований, поэтому очаговая форма этих структур не отмечается.

Практически интересным является вопрос о способах разделения структур, образованных движущимися и «стоячими» автоволнами. В модели движущейся автоволны зона сжатия мигрирует через толщу горных пород, и

получает способность "прокачивать" поровый раствор через большие объемы породы. При «стоячей» автоволне зона сжатия не перемещается в пространстве в процессе развития, а только усиливается по интенсивности. В этом случае величина перемещения порового раствора ограничивается длиной полуволны. Наблюдая реликты метасоматической зональности, можно восстановить смену обстановок в пространстве и времени, что позволяет сделать вывод о типе волновой структуры.

Автором подобные структуры, образованные по типу «стоячей» автоволны, картировались на детально разведанном бурении Карнабском оловорудном месторождении.

1.2. Пример картирования структур автоволн деформации - Карнабское оловорудное месторождение (Узбекистан)

Карнабское касситерит-силикатно-сульфидное месторождение (детальное описание в [59, 73]) расположено в Зирабулак-Зиаэтдинском рудном районе Западного Узбекистана. Оно приурочено к юго-западной эндоконтактной части одноименного гипабиссального интрузива позднепалеозойских гранитов, прорывающего ядерную часть сложнопостроенной антиклинальной складки запад-северо-западного направления, несколько опрокинутой к югу. Крылья складки сложены мраморизованными известняками силура, известняками и доломитами девона. Северный и южный контакты интрузива близсогласны с элементами залегания вмещающих осадочных пород и осложнены разрывными нарушениями, в частности, крупным Карнаб-Лапасским разломом, прослеженным вдоль юго-западного контакта интрузива. На западе массив перекрыт поздне меловыми и четвертичными конгломератами, песками и глинами мощностью до 150м. В составе интрузива преобладают крупнозернистые порфиroidные биотитовые граниты и гранодиориты. Встречаются блоки пегматоидной текстуры, шпиры, обогащенные темноцветными минералами, а также значительные по площади участки, насыщенные крупными (до 4 см) порфиroidными выделениями микроклина. Более поздними являются дайки аплитов, пегматитов и микрогранитов. Завершают магматический процесс субширотные дайки лампрофиров и монцогранодиорит-порфиров.

Рудные тела месторождения контролируются линейно-прожилковыми и штокверкоподобными минерализованными зонами дробления и расщепления протяженностью до 200-300м. Они представляют собой крутопадающие оловоносные кварцевые, кварц-турмалиновые и кварц-сульфидные жилы, многие из которых были отработаны в древности до глубины

15-20м. Горно-эксплуатационные работы как в древности, так и позднее, в 1952-1958 гг., велись в центральной части месторождения. Западный участок, перекрытый чехлом рыхлых отложений, разведывался бурением колонковых скважин с 1984г. В составе руд главными минералами являются кварц, серицит, турмалин, арсенопирит, пирит, сфалерит; второстепенными - альбит, микроклин, халькопирит, галенит, касситерит, сульфосоли серебра, флюорит, хлорит, анкерит и др.

В сложной и длительной истории формирования современного структурного облика Карнабского месторождения выделяются два важнейших этапа, в течение которых возникали деформационные структуры, сыгравшие важную, а иногда и определяющую роль в локализации оловянного оруденения. Ранний этап был близок или совпал с периодом становления гранитного массива, когда вещество гранитов еще обладало высокой пластичностью; возможно, что часть этого вещества еще находилась в жидком или полужидком состоянии. Поздний этап протекал после завершения консолидации гранитного тела. В той или иной мере поздние структуры наследовали структурные формы раннего этапа, но вместе с тем отличались определенным своеобразием.

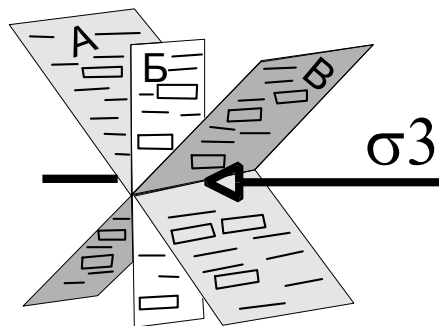


Рис. 6. Взаимное расположение поверхностей листоватости (А, Б, В) и линейности (прямоугольники и штрихи), σ_3 -направление действия сжатия

Деформации раннего этапа нашли свое отражение в возникновении директивных - листоватых [87] и линейных текстур гранитов, а также в пространственном распределении даек микрогранитов и меняющейся в пространстве интенсивности процесса автometасоматической фельдшпатизации (калишпа

тизации). Под листоватостью (foliation в англоязычных работах) понимается плоскостная текстура, выраженная в параллельной ориентировке прерывистых, обогащенных кварцем слоев, чередующихся со слоями, обогащенными полевыми шпатами. Иногда плоскостная текстура бывает подчеркнута тонкими линзочками или полосками биотита, чешуйки которого располагаются чаще всего плоской стороной параллельно поверхности слоев. Линейная текстура характеризуется наличием удли-



Рис. 7. Вид листоватости в керне: *а* - одного направления; *б* - двух направлений, образующих характерный клиновидный узор; *в* - трех направлений; *г* - переход к С-С милонитам; короткая сторона керна - 4 см

ненных минеральных индивидов, ориентированных в пространстве взаимно параллельно. Листоватость присутствует в гранитах почти повсеместно, но в обнажениях на поверхности плохо различима. В керне разведочных скважин листоватость видна более отчетливо, при этом наблюдаются участки как с одним, так и с двумя, редко с тремя пересекающимися направлениями листоватости (рис.6). Систематические наблюдения над листоватостью и линейностью позволили выяснить их взаимное расположение (рис.6, 7).

В разведочных скважинах, заданных под углом около 80° с наклоном на юг, поверхности листоватости А и В ориентированы примерно под углом 40° к оси керна, направле-

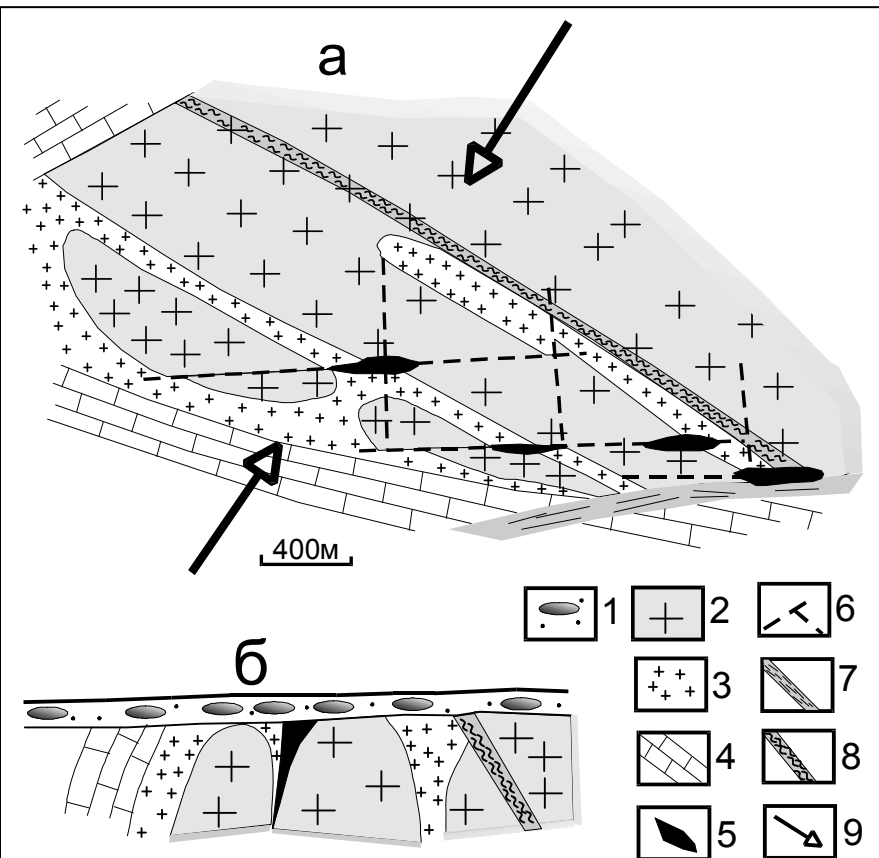


Рис. 8. Геолого-структурная схема строения Западного участка Карнабского месторождения: *а* - план; *б* - разрез в северо-восточном направлении; мезозойско-кайнозойский чехол снят
 1 - мезозойско-кайнозойские отложения; 2- интенсивно фельдшпатизированные граниты (С); 3 - слабо фельдшпатизированные граниты (С); 4 - известняки (D); 5- рудные зоны; 6 - зоны сдвигов; 7 - Карнаб-Лапасский разлом; 8 - "вязкий" взброс; 9 - направление действия сжимающих усилий

ние Б параллельно оси зерна, а линейность минеральных индивидов ориентирована параллельно линии пересечения плоскостей листоватости, т. е. примерно под углом 70° к оси зерна.

Пространственная ориентация и взаиморасположение тектурных элементов указывает на их тектоническую при-

роду: сжатие массива было направлено перпендикулярно плоскости листоватости Б, при этом породы массива были достаточно пластичны. Листоватость Б при этом являлась структурой сплющивания [3], а листоватости А и В - соответствуют сопряженными сколам. Параллельно плоскости Б в пластичных гранитах развивались зоны текучести ("вязкие взбросы"), наиболее крупный и хорошо откартированный из которых показан на рис.8. В этих зонах граниты переходят в *C-S* милониты, приобретая типичные черты зон сжатия [87, 144]. Здесь можно отметить, что в стенках подземных горных выработок и обнажениях легко распознается только линейность, для наблюдения листоватости необходимы специально выпиленные образцы.

Тектоническую интерпретацию текстурных элементов подтверждает и микроструктурный анализ. Ориентировка оптических осей зерен кварца определялась в ориентированных шлифах, отобранных из шахты, пройденной в восточной части изученного участка. Всего было изучено 10 шлифов из разных участков шахты. Они показали сходную картину ориентировки оптических осей зерен кварца, образующих цилиндрический или конический пояс вокруг направления минеральной линейности.

Следующей отмечающейся неоднородностью гранитного массива являются дайки микрогранитов, представляющие собой породы, которые по составу близки гранитам, слагающим Карнабский интрузив, но более мелкозернистые. Отличаются они также более кислым составом плагиоклаза (менее и около №10 по сравнению с № 10-35 в гранитах главной фазы).

Микрограниты слагают дайки с нечеткими, извилистыми контактами, лишенными зон закалки. Типичной является также "пропитка" гранитов микрогранитовым материалом. "Пропиткой" автор называл цементирование микрогранитовым материалом крупных зерен кварца, плагиоклаза, реже микроклина. Иначе говоря, крупные зерна образуют как

бы каркас; в промежутках которого располагаются агрегаты зерен минералов микрогранита. Наблюдения в подземных горных выработках показывают, что форма обособлений микрогранитов обычно неправильная, они распространены в виде пятен, хотя группы таких пятен иногда вытягиваются в виде цепочек. Часто тела микрогранитов залегают согласно с листоватостью.

Для картирования внутренней структуры массива, подчеркиваемой микрогранитами, по керну скважин рассчитывалась средняя суммарная мощность даек микрогранитов на 50 м проходки, в случае даек в виде "пропитки", описанных выше, бралось 10 % мощности "пропитанного" интервала. Эти данные усреднялись и наносились на планы и разрезы.

Фельдшпатизация гранитов выражается в образовании крупных (до 4 см) вкрапленников микроклина, в которых иногда видны реликты первичной структуры гранитов. Они возникают как в гранитах, так и в микрогранитах и, следовательно, образуются после внедрения даек микрогранитов, вероятно в еще неостывшем массиве, возможно автометасоматическим путем. Автор полагает, что интенсивность фельдшпатизации в первом приближении пропорциональна пористости породы, т.е. определяется элементами прототектоники. Отсюда следует возможность использовать систематические наблюдения над проявлением фельдшпатизации для изучения внутреннего строения гранитного массива и фиксации протоструктур, аналогично работам Н.В.Котова [58].

Оценку интенсивности фельдшпатизации автор осуществлял по специально разработанной методике. В керне разведочных скважин, в горных выработках и обнажениях замерялось количество и размер всех вкрапленников микроклина размером более 1 см по максимальному измерению, встреченных на площадках стандартной площади (600 кв. см для подземных выработок и естественных обнажений и 1260 кв. см для керна скважин, т.е. для цилиндрической поверхности керна длиной 1 м и диаметром 4 см). Размеры вкрапленников

замерялись с точностью до 0,5см. После производства замеров для каждой площадки измерений строилась гистограмма размеров вкрапленников, рассчитывались произведения количества вкрапленников данной размерности на их величину в сантиметрах и полученные произведения суммировались. Итоговая величина пропорциональна объему вторичного микроклина в исследуемой породе, т. е. является мерой интенсивности фельдшпатизации.

Первоначально такие замеры производились через 10м по керну скважин и через 5-10м в горных выработках. Но после документации примерно 5км керна и увязки трех разрезов выяснилось, что данные замеров достаточно устойчивы и по масштабному уровню отвечают структурам размером 100-300м, что позволило увеличить расстояние между точками замеров без снижения достоверности результатов. Последующие замеры производились по керну скважин через 50м.

В процессе обработки полученных результатов установлено следующее: 1) с глубиной интенсивность фельдшпатизации в целом возрастает; 2) при разделении гранитов на три разновидности по интенсивности проявления фельдшпатизации (сумма вкрапленников более 100, 50-100 и менее 50шт.см/м керна) границы между разновидностями оказываются достаточно информативными для геометризации структур, контролирующих формирование фельдшпатолитов; 3) отсутствие "опрокинутого залегания" границ между разновидностями гранитов позволяет изобразить их рельеф в изолиниях.

Обобщение информации, накопленной по тектонике древнего этапа, дает возможность предположить, что не вполне остывший интрузив подвергался сжатию в северо-восточном направлении, в результате чего возникли протоструктуры в виде валов сжатия - растяжения, перпендикулярных максимальной сжимающей силе. В связи с тем, что сдвигению масс оказывалось некоторое сопротивление и в другом (северо-запад-юго-восток) направлении, возникла ун-

дуляция шарниров валов растяжения. Так как пористость в валах растяжения увеличивалась, то фельдшпатолитовый автотасоматоз наиболее интенсивно проявился в протоструктурах растяжения, сделав видимыми протоструктуры валов - куполов северо-западного простирания.

Максимальная плотность расположения даек микрогранитов отмечается как в "провалах" сжатия, так и на склонах валов (область максимальных сдвигов - сколов). Для "ям" сжатия характерны микрограниты с полигональными очертаниями зерен кварца и полевых шпатов. Вероятно, они являются продуктами кристаллизации остаточных расплавов, сохранившихся в жидком состоянии после кристаллизации основной массы гранита. Участки микрогранитов с зубчатыми очертаниями зерен приурочены к краевым ("склоновым") частям валов растяжения. Возможно, они возникли при перемещении в результате отжатия магматических расплавов из областей максимального сжатия. Скопления микрогранитовых даек этого типа пространственно совпадает с рудными зонами. Такое их расположение позволяет предполагать, что микрограниты - это либо продукт кристаллизации незастывшего до проявления северо-восточного сжатия остаточного расплава, либо они порождены гранитной массой, заново расплавленной в результате стрессового метаморфизма. В обоих случаях микрогранит будет слабо обособлен и трудноотличим от основной массы гранита, что и наблюдается в действительности. Такая интерпретация валов северо-западного простирания, откартированных по фельдшпатолитам, подтверждается микроструктурным анализом шлифов, отобранных в подземных горных выработках. Промежуточная ось деформации B по замерам ориентировки оптических осей зерен кварца близгоризонтальна и имеет северо-западное простирание, т.е. направлена вдоль оси вала. Теоретически именно такое направление оси B должно быть при указанной выше ориентировке внешней силы. Однако в предполагаемом напряженном состоянии должны возникать и

разломы северо-западного простирания, причем при горизонтальном положении оси *B* теоретически это должны быть взбросы. Полоса гранитов с милонитовыми текстурами в северной части рудного поля является, по нашему мнению, таким "вязким" взбросом, локализованным в пластичных неостывших породах.

Таким образом, все тектонические проявления раннего этапа удается объяснить единым планом деформации, т. е. свести их в единую достаточно простую схему. Описание структур древнего этапа показывает, что Карнабский интрузив является синтектоническим, то есть его застывание и деформация происходили одновременно. В отечественной петрологии в качестве синтектонических принято изучать только ультраосновные интрузивы ([6,120], и др.), поэтому обращаемся к англоязычным работам. Общая схема развития текстур синтектонического интрузива дается в [151,152] и включает четыре разновозрастные стадии структурообразования: 1- магматическая, поток – подобие суспензии; 2- субмагматическая, твердый скелет, по порам которого фильтруется магматический расплав, оставшийся после кристаллизации скелета; 3- пластическая высокотемпературная, пластические деформации; 4- твердая низкотемпературная. Как понятно из приведенного описания, валы – купола образовались по этой классификации в конце субмагматической стадии, а гнейсовые и С-S текстуры, аналогичные В- тектонитам и полосам сдвига – в высокотемпературную пластическую стадию.

В следующий, предрудный этап деформации, возникли четко проявленные разрывные структуры в виде широтных зон милонитов сдвигового характера, параллельных Карнаб-Лапасскому разлому. Рудные тела месторождения локализованы в этих зонах, однако увеличение их мощности, усиление метасоматического преобразования гранитов и интенсификация оловянного оруденения наблюдаются только в участках пересечения широтных зон милонитов с древними структу-

рами север-западного простираения, прежде всего на склонах фельдшпатолитовых валов (рис.8).

Распространение оруденения на северо-восток ограничено "вязким" взбросом. По нашему мнению, это связано с опусканием по нему южного блока, что предопределило в пределах этого блока сохранность от эрозии апикальной части интрузива, в которой локализуются рудные тела.

С точки зрения структурного контроля оруденения наиболее интересными являются трещины и разрывные нарушения, формировавшиеся непосредственно перед рудоотложением. Такими, исходя из временной последовательности образования минеральных ассоциаций, являются трещины, фиксированные минералами продуктивных стадий: хлоритом, серицитом, кварцем, турмалином, касситеритом. Именно такие трещины изучались автором.

В неориентированном керне разведочных скважин для всех наблюдаемых трещин с бороздами и штрихами скольжения измерялся угол с осью керна, частота встречаемости, а также "угол подвижки" [125] - острый угол между бороздами и штрихами скольжения и условной линией падения трещины. Этот угол принимался положительным, если при взгляде по направлению падения борозды "уходят" влево от условной линии падения, и отрицательным при противоположном направлении склонения борозд. Всего было проанализировано около 30 тыс трещин. Наблюдения показали, что разрывные нарушения, в том числе рудовмещающие, локализуются преимущественно на участках перехода от преобладания отрицательных углов борозд скольжения к положительным, т.е. связаны со своего рода "переломами" структуры. Кроме того, для участков с разноориентированными скважинами автором разработана методика определения истинных элементов залегания трещин по замерам в керне скважин [125]. Это позволило построить структурную схему участка, на которой хорошо видно его блоковое строение, создаваемое сетью милонитовых зон широтных взбросо-сдвигов с крутым (70-80°)

падением на север и меридиональных сдвигов с небольшой взбросовой составляющей, наклоненных на запад под углом 60-70°.

Широтные и меридиональные разрывные нарушения возникли вследствие того же северо-восточного сжатия, которое обусловило образование структур раннего этапа, однако в предрудный этап максимальная и средняя оси деформации меняются местами.

Таким образом, каждый тектонический этап деформации месторождения или рудного поля начинается с возникновения "протоструктур" автоволн деформации. Эти структуры, очевидно, нельзя считать структурами сжатия, т.к. в них присутствуют разные виды напряженного состояния материала, да и образуются они при разном характере внешнего воздействия. Но, если какой либо объем недр подвергается тектоническому сжатию, то зарождение более поздних структур происходит на фоне ранних автоволновых, что и определяет их функцию «протоструктур». Каковы взаимоотношения этих структур с некинематическими структурами В.Н.Мораховского? Некинематические структуры [83] образуются при перераспределении и стеснении вещества в недрах в связи с минеральными преобразованиями. Если объем недр, подвергаемый сжатию, предварительно напряжен из-за неравномерного минералообразования, то при потере устойчивости такого объема итоговая структура "учтет" эти напряжения. И наоборот, если образовалась автоволна потери устойчивости в виде участков сжатия - растяжения, то начавшееся минералообразование может усилить созданную неоднородность и в части механических напряжений, т.е. эти два процесса в недрах "поддерживают" и "учитывают" друг друга, являясь двумя способами самоорганизации геологического вещества под действием притока энергии извне в виде внешнего сжатия.

2. СТРУКТУРЫ СЖАТИЯ И ИХ ДИСКРЕТНОСТЬ

2.1. Определение и полевая диагностика



Традиционно в тектонофизике и структурной геологии применяются понятия из механики твердого деформируемого тела - тензор напряжений и деформаций. Тензор напряжений можно задать величиной девяти напряжений (сил на единицу площади), действующих на гранях некоторого элементарного кубического элемента деформируемой среды (рис.9). Из этих напряжений три - перпендикулярные граням, являются нормальными

(сжатие - растяжение) - σ_{11} , σ_{22} , σ_{33} , а шесть - касательными (сдвиги в некоторой плоскости) - τ_{12} и τ_{21} равны. Ориентировка элементарного кубического объема в деформируемом теле произвольна, можно выделить объем среды иначе, с поворотом осей X_1 , X_2 , X_3 . Тогда напряжения, действующие от внешних сил на данный элементарный объем, перераспределятся и будут другими. При повороте элементарного объема сохраняются неизменными только особые комбинации величин напряжений - инварианты, которые для целей данной работы не существенны. В механике доказано, что всегда может быть найдено такое положение элементарного кубического объема, при котором растягивающее и сжимающее напряжения максимальны по абсолютной величине. Оси X_1 , X_2 , X_3 в этом положении называются осями главных нормальных напряжений (или осями эллипсоида напряжений), а величины этих напряжений по осям X_1 , X_2 , X_3 называются главными напряжениями. Главные напряжения ранжируются по величине, причем в отечественной тектонофизической литературе принято обозначать мак-

симальное сжимающее σ_3 , минимальное сжимающее или растягивающее σ_1 , а в физике твердого тела и англоязычных работах - наоборот. Среднее главное нормальное напряжение обозначается σ_2 . Соотношение величин напряжений по главным осям называется напряженным состоянием. Грубо выделяют три вида напряженного состояния: $|\sigma_3| > |\sigma_1|$ - сжатие; $|\sigma_3| \cong |\sigma_1|$ - чистый сдвиг; $|\sigma_3| < |\sigma_1|$ - растяжение. Деформация сдвига в напряженном состоянии сжатия или растяжения называется простым сдвигом. Выделяемый элементарный объем может быть любого размера.

В данной работе *структурами сжатия* называются структуры, объемная область локализации которых испытывала напряженное состояние сжатия при их образовании.

Способов диагностики напряженного состояния при геологических наблюдениях довольно много. Во-первых, можно определить напряженное состояние, вызываемое внешними силами, в участках слабого влияния формирующихся структур, используя для этого, например, кинематический метод О.И.Гущенко [130] или микроструктурный анализ.

Во-вторых, можно определить напряженное состояние по индикаторам деформации, как в самой формирующейся структуре, так и в ее окружении, принимая линейный характер связи напряжения с продуцируемой им деформацией. В англоязычной литературе они рассматриваются как индикаторы состояния чистый сдвиг - простой сдвиг. В зонах

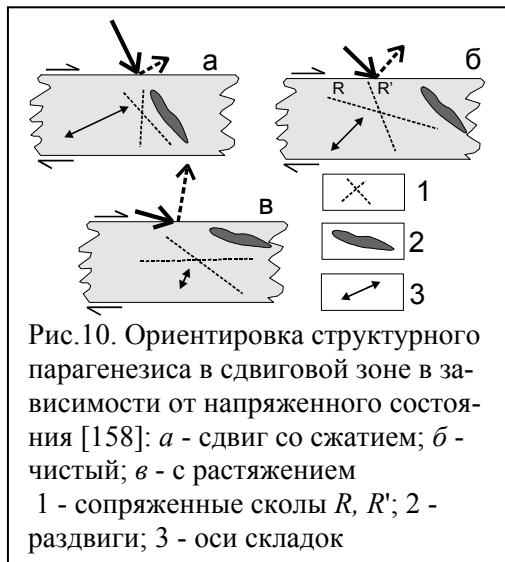


Рис.10. Ориентировка структурного парагенезиса в сдвиговой зоне в зависимости от напряженного состояния [158]: а - сдвиг со сжатием; б - чистый; в - с растяжением
1 - сопряженные сколы R, R'; 2 - раздвиги; 3 - оси складок

простого сдвига наблюдается ротация и тени давления различных жестких включений в основной породе: от отдельных зерен минералов до ксенолитов и обломков. Кроме того, в этих условиях наблюдается вращение самих структур в процессе роста, в частности, поверхности сместителей. В напряженном состоянии чистого сдвига разрыв должен представлять собой плоскость. Это следует, в частности, из симметричности поля касательных напряжений вокруг кончика сдвиговой трещины, растущей за счет касательных напряже-

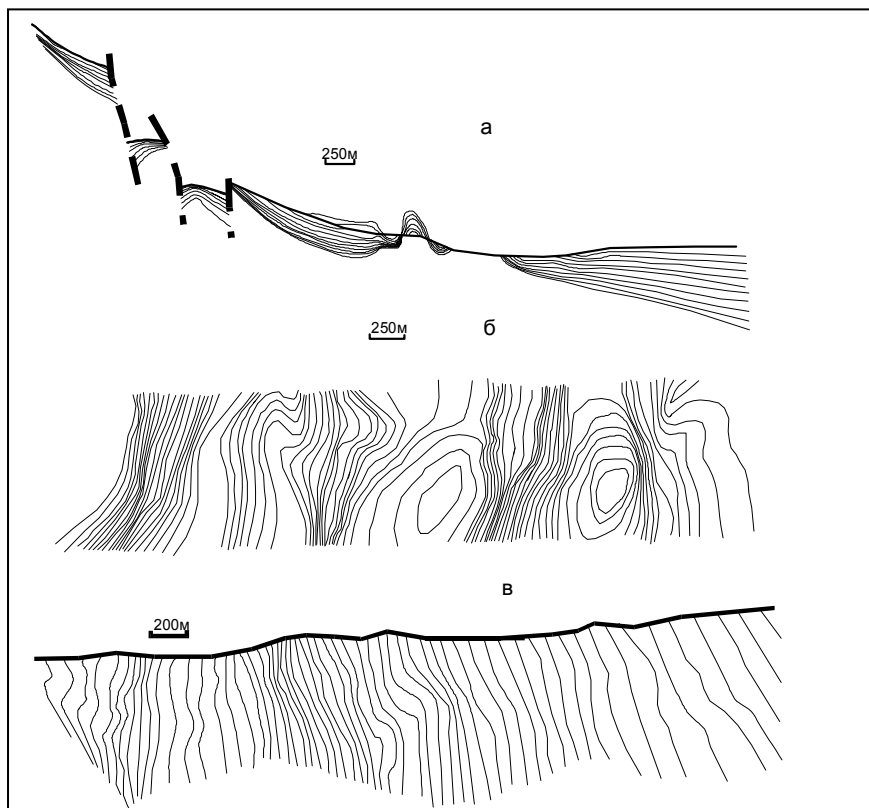


Рис.11. Форма швов естественных разрывов. Напряженное состояние, близкое к простому сдвигу (а, б) и чистому сдвигу (в): а - план поверхности сместителя в горизонталях; б, в - изолонги на проекции на вертикальную плоскость (данные Шашорина Б.Н. и Шафикова А.Х.)

ний [72]. Разрывы по деформации сдвига со сжатием должны иметь изогнутую поверхность в связи с отсутствием подобной симметрии. На рис.11 приведены примеры подобных разрывов. Изгибы при кручении приблизительно прямолинейных до деформации объектов также могут служить индикаторами простого сдвига.

Следующим видом индикаторов может служить строение разрывных зон в интересующем объеме. Marchini W.R.D. и Sanderson D.J. [158] дают схему ориентировки классического структурного парагенезиса зоны в зависимости от напряженного состояния, представленную на рис.10. Автору сколы Риделя (R и R'), складки и отрывы в сдвиговой зоне области чистого сдвига представляются мало вероятными. Более вероятно присутствие в зонах чистого сдвига только элементов, параллельных или перпендикулярных плоскости зоны.

Индикатором напряженного состояния может быть также определенный вид ориентировки зерен минералов, в частности кварца.

Типичными для зон сжатия можно считать также C - S текстуры (структуры) и дуплексы [65]. Дуплексы – сочетание двух разрывов, образующих «чечевицу» или ромб в сечении. C - S структуры (рис.7, 2, 12) - особое строение милонитов зон сдвига при сжатии [87,139], когда одна плоскость листоватости (C) ориентирована параллельно основному сдвигу, а вторая (S) расположена к нему под некоторым углом. По внушающим доверие наблюдениям [139] угол между S и C тем меньше, чем ближе к чистому сдвигу напряженное состояние при формировании структуры. Специфические текстуры также могут являться индикаторами определенного напряженного состояния. Такими текстурами являются для зон растяжения брекчии, а для зон сжатия - текстуры течения вещества. Конечно, это относится только к преобладающей текстуре, так как в любой разрывной зоне есть локальные участки, находящиеся в разных напряженных состояниях.

Дальнейшим развитием зон *C-S* структур являются дуплексы сжатия, где по *S*-линоватости развиты сдвиги второго порядка.

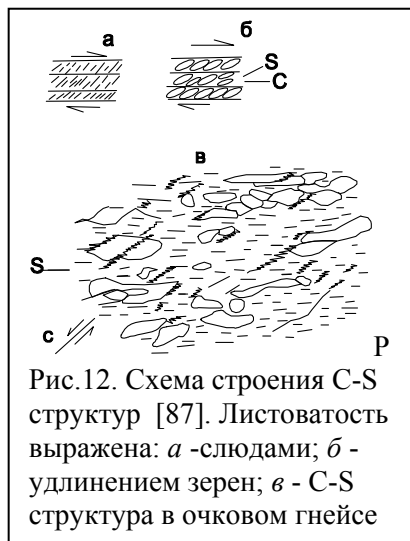


Рис. 12. Схема строения *C-S* структур [87]. Листоватость выражена: *a* - слюдами; *б* - удлинением зерен; *в* - *C-S* структура в очковом гнейсе

Наконец, последний тип зон разрывов со сжатием - структуры содвига, в виде стилолитовых швов, трещин сплющивания, кливажа сплющивания.

Структурами сжатия принято также считать складки продольного сжатия, а структурами чистого сдвига - складки поперечного изгиба.

Индикаторами вида напряженного состояния могут быть также более простые соотношения между трещинами в горных породах,

чем предусмотренные кинематическим методом О.И.Гущенко. С.И.Шерманом с соавторами [131] показано, что для областей сжатия характерно как наличие трех примерно перпендикулярных друг другу систем сопряженных трещин, так и угол более 90° между сопряженными трещинами.

Имеются также данные (устное сообщение С.П.Летунова), что в зонах сжатия плоскости трещин являются касательными к конусу, осью которого является ось сжатия.

Особым видом индикаторов напряженного состояния являются физические свойства горных пород. Л.И.Звягинцев [47] показал, что в одних и тех же породах с увеличением всестороннего давления пористость уменьшается, а плотность увеличивается. В областях растяжения при гравитационной съемке В.В.Филатов и Г.Г.Кассин наблюдали эффект снижения плотности горных пород [116].

В 60-70-х годах в СССР проводились работы по использованию в качестве индикатора напряженного состояния структурной рыхлости минеральных индивидов, образующихся одновременно с деформацией [50]. Структурная рыхлость определялась по формуле $\omega = M/(dn)$, где M - молекулярная масса; d - плотность; n - число атомов (ионов) в структуре минерала ((ОН), H_2O , $(H_3O)^+$ учитываются как одна частица). Наиболее надежным индикатором напряженного состояния в те годы была признана частота прожилков, по которой и была в двух случаях проверена предложенная методика. Достаточно хорошая сходимость пространственного распределения известного индикатора с предлагаемым [50] доказывала возможность использования. В 80-е годы эти работы были прекращены и возобновлены только в настоящее время [39], однако в других масштабах (сравниваются рудные районы с различными геодинамическими условиями). Усовершенствование способов химического анализа минералов может дать дальнейший толчок этому направлению.

Для изучения вида напряженного состояния можно также изучить ближний порядок некоторых точечных объектов в породе, например центров зерен [126]. Приведенный краткий обзор индикаторов напряженного состояния очевидно не является исчерпывающим. Более подробные сведения содержатся в работах [28,98,155,159].

2.2. Ячейка расплющивания - элемент дискретности зон разрывов

Рассмотрение разрывов как трехмерных геологических тел принято геологами достаточно давно. Внутренняя их дискретность по простиранию и падению тоже отмечается достаточно давно. Наиболее четко это проблема была поставлена В.А.Невским [86]. Из последних можно назвать работы Р.М. Лобацкой [75,76], Шахтырова В.Г. [128], В.С.М Милеева [81]. В качестве "маркера", проявляющего внутреннюю стру-

ктуру разрывной зоны, Р.М.Лобацкая использовала дисперсность - плотность более мелких разрывов. По данным картирования дисперсности по простиранию разрывных зон она выделила три типа инфраструктуры зон разрывов: равномерно-дисперсная; дискретно-дисперсная и линейно-концентрированная. Однако выражение регулярной дискретности в объеме даже в этих последних работах не рассмотрено.

В данной работе доказывается, что строение разрывных зон, как по простиранию, так и по падению имеет некоторую периодичность, симметрию трансляции, которая выражается в примерно одинаковом устройстве разных участков разрывной зоны. Разрывную зону как трехмерное тело можно представить состоящей из некоторого количества примерно одинаково построенных и близких по размерам блоков - ячеек. Эти ячейки должны иметь некоторую симметрию, соответствующую симметрии внешних сил, формировавших разрыв. Большинство разрывов сжатия с точки зрения механики - это области пластичного сдвигового течения, ориентированные под некоторым углом (углом скалывания) к основному сжатию. Таким образом, каждый из возникающих элементов дискретности должен иметь центр инверсии в плоскости, перпендикулярной формирующейся разрывной зоне, в которой лежат основные сжимающие усилия (плоскость XZ , рис.13), т.е. при повороте на 180° вокруг оси Y происходит самосовмещение фигуры. Ячейка также должна иметь плоскость симметрии XZ (рис.13), также как формирующая ее система внешних сил.

Физический (или тектонофизический) смысл появления элементов дискретности в виде ячеек состоит в растекании вещества вдоль сдвиговой зоны. Зону разлома можно представить как зону пониженной вязкости (вязкой жидкости), по которой как по смазке двигаются контактирующие жесткие блоки. Как известно, движение жидкости, в том числе и вязкой, не всегда ламинарно. При некоторых соотношениях ши-

рины потока, вязкости жидкости и скорости ее течения движение переходит в турбулентное, имеющее завихрения через примерно равные пространственные отрезки. Если один из параметров изменяется (как в сторону увеличения, так и уменьшения), то изменяются и расстояния между завихрениями вплоть до смены характера движения. Эти завихрения и будут являться границами ячеек. Такая модель пригодна, в частности, для современных разломов Средней Азии, для древних разломов Украины.

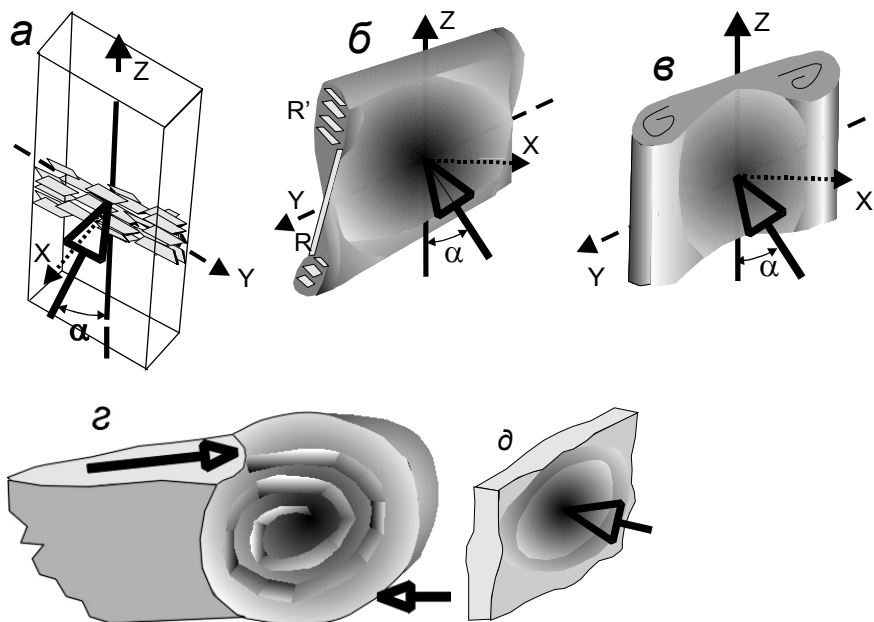


Рис.13. Форма ячейки расплющивания при разной величине вязкости: *a* - жесткий блок; *б* - ячейка средней жесткости, *в* - вязкая ячейка, *г* - ячейка кручения при расплющивании с вращением и малым углом приложения сил, *д* - ячейка в дизъюнктиве расплющивания, когда сжатие перпендикулярно плоскости дизъюнктива, α - угол приложения силы; *R, R'* - сопряженные сколы Риделя

Наклонные в плоскости XZ силы (рис.13), приложенные к жестким блокам, можно разложить на две составляющие: параллельную зоне и обеспечивающую смещение блоков, и перпендикулярную зоне, "расплющивающую" ее. Под

действием этого расплющивания в сдвиговой зоне начинается растекание вещества, в результате которого формируются будины, являющиеся ячейками расплющивания, т.е. предметом обсуждения в настоящей главе. Их строение зависит, главным образом, от того, насколько пластичен материал зоны разлома. Второстепенным фактором является угол приложения силы (рис.13). При сравнительно жестком материале возникают области растяжения - разрыва, аналогичные структурам оловорудных месторождений Сихоте-Алиня (рис.13а)

При малой вязкости (рис.13, в) материал зоны начинает течь, и область, где приложено максимальное давление, прогибается, приобретая дугообразную в плане форму. В центре ячейки происходит утонение разрывной зоны с течением материала в латеральном направлении вдоль оси Y . В краевых частях зоны формируются раздувы с отслоениями, т.е. участки максимальной проницаемости. При этом же процессе иногда формируются тектонические клинья в виде "капель", расширенных в направлении течения [36,65] (аналогичные "капли" известняков наблюдал на железорудных месторождениях А.Л.Кулаковский [63]).

Таким образом, структура ячейки расплющивания и положение в ней участков максимальной проницаемости зависит от вязкости вещества зоны. Для "жестких" зон участки повышенной проницаемости находятся в центре ячейки, они параллельны основному перемещению и испытывают пережимы на границах ячейки. Для зон средней вязкости максимальная проницаемость смещается на границу ячейки, во фронтальный промежуток между ячейками, где ее зона расположена перпендикулярно основному вектору смещения. Именно этот случай наиболее известен геологам. При малой вязкости основные участки проницаемости локализуются в областях на боковых границах ячейки. Здесь области повышенной проницаемости опять параллельны основному перемещению. Они могут возникать по механизму отслаивания [36].

Влияние угла приложения внешнего сжатия на форму ячеек расплющивания иллюстрируют рис.13 г и д. В случае предельно малого угла деформирования возникает структура «скрученной капли», подробно обсуждаемая в разделе 2.5. При дизъюнктиве сдвига, когда деформирующая сила перпендикулярна плоскости дизъюнктива, ячейка расплющивания приобретает эллиптическую (в общем случае) форму с принципиально одинаковым строением в любом центральном сечении. Области проницаемости в такой ячейке расположены равномерно по всей периферии.

Особым является вопрос о форме ячейки, т.е. о соотношении ее размеров по осям Y и Z . Этот вопрос решался на основе многочисленных детальных наблюдений в угольных шахтах [31], полученные результаты были перенесены затем без проведения детальных работ на золоторудные жильные месторождения [82]. Выяснено, что разрывы на угольных месторождениях имеют форму плоских эллипсов, длинная ось которых ориентирована перпендикулярно основному перемещению. Если наблюдаемые разрывы были разрывами сжатия (о чем в [31] не упоминается), то ячейка расплющивания таких разрывов должна вытягиваться по оси Y , так как весь разрыв и есть самая большая ячейка. Такую форму ячейки автор выявил на Центральном-Ломоносовском месторождении (раздел 2.3.5.)

Однако подобная форма противоречит механике разрушения. Коэффициенты интенсивности напряжений при росте сдвига максимальны в фронтальной части [72], т.е. трещина должна вытягиваться вдоль основного сдвига (ось Z) [20].

Кроме того, данные по месторождению Эль-Ромераль (раздел 2.3.6) также доказывают существование ячеек локальных структур, вытянутых вдоль основного сдвига. Для региональных структур независимость положения осей эллипса разрыва от направления приложения сжатия можно считать доказанным [143,149] – длинные оси эллипсов разры-

вов региональных структур всегда параллельны земной поверхности.

Это противоречие в настоящее время сохраняется, поскольку влияние вязкости и напряженного состояния на форму

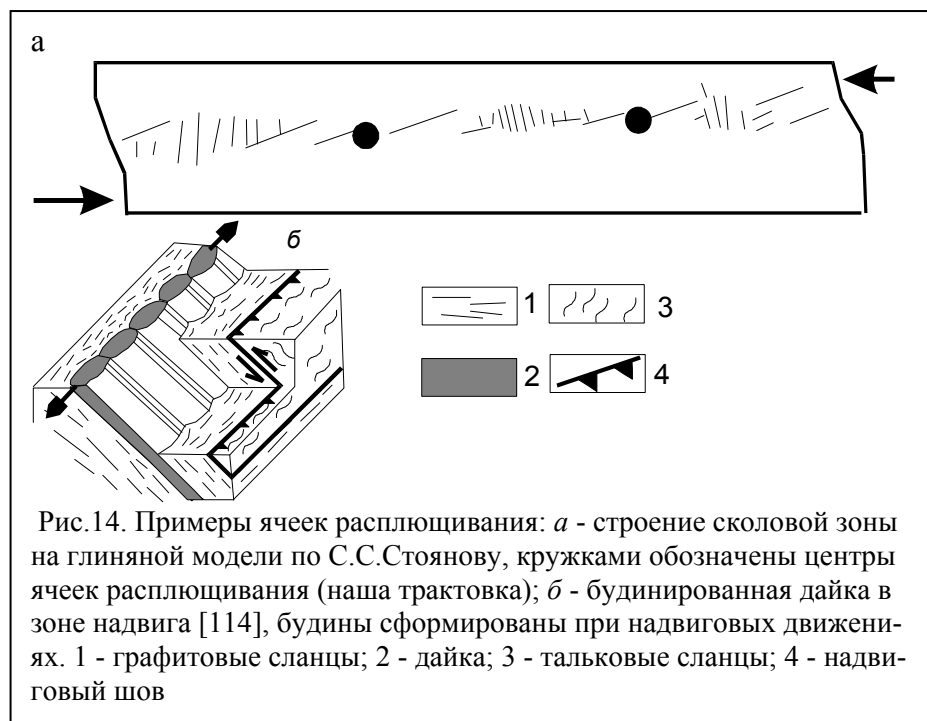


Рис.14. Примеры ячеек расплющивания: *а* - строение сколовой зоны на глиняной модели по С.С.Стойнову, кружками обозначены центры ячеек расплющивания (наша трактовка); *б* - будинированная дайка в зоне надвига [114], будины сформированы при надвиговых движениях. 1 - графитовые сланцы; 2 - дайка; 3 - тальковые сланцы; 4 - надвиговый шов

ячейки остается неизученным. Поэтому, принимая наиболее вероятной вытянутость ячейки по оси Y , нельзя считать этот вопрос окончательно решенным.

Следующий вопрос, возникающий в связи с ячейками расплющивания, - вопрос о закономерности расположения их центров внутри разрывной зоны. Можно представить два наиболее простых варианта: прямоугольная сеть с короткими сторонами, параллельными основному перемещению (рис.14,б), или "шахматный порядок" в плоскости зоны. Вероятно, в природе возможны оба случая, но по мнению автора наиболее вероятен первый вариант, то есть соосность осей Z и Y для группы ячеек и зоны в целом. Этот вывод базируется

на наблюдении над формой сместителя разрывов Средней Азии.

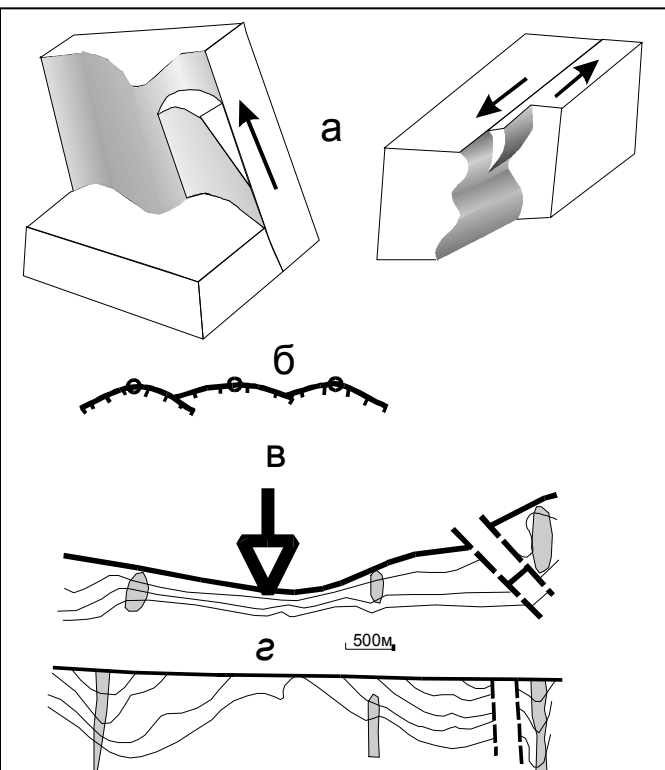


Рис 15. Примеры ячеек расплющивания: *a* - волнообразная форма сместителя в сечениях, перпендикулярных основному сдвигу [132]; *б* - дугообразный вид сбрасывателя надвигов в сечении, перпендикулярном основному сдвигу по [145] (кружками обозначены центры ячеек расплющивания, штрихи указывают направление падения), объемное картирование надвига на урановом месторождении по Б.Н.Шашорину; *в* - план; горизонтали поверхности надвига через 300 м по вертикали; *г* - проекция на вертикальную плоскость, изолонги через 100м. Точками обозначены области максимальной проницаемости, стрелкой - направление действия внешнего сжатия и центр ячейки расплющивания

Ю.С.Шихин [132] установил, что в плоскости $УХ$ сечение конечного шва разрыва имеет форму волн, гребни которых параллельны оси Z (рис.15, *a*). Эти волны являются ячейками разрушения, своими гребнями фиксируют боковые границы ячеек, и отсутствие изгибов на гребнях говорит в пользу первого варианта расположения центров ячеек.

Примеры ячеек расплющивания показывают их значительное разнообразие. Во-первых, они представлены чередованием участков сколов

R и R' в сдвиговой зоне (рис.14, а). Участки сколов R' - участки нагнетания вещества, соответствуют фронтальному промежутку между ячейками. Во-вторых, ячейки находят свое отражение в дугообразной форме разрывов в плоскости XU .

Интересный пример принадлежностей раздвигания, перпендикулярного направлению движения, приведен также в [114] (рис.15, б).

Необходимо упомянуть также работу [137], где на полевом материале показано строение дуговых надвиговых ячеек расплющивания в плоскости YX , и при этом отмечается интерференция двух направлений складчатости на границах ячеек, в зоне максимальной проницаемости при высокой пластичности. Интересно также трехмерное строение надвиговых ячеек, откартированное Б.Н.Шашориным (рис.15, в, г).

В работе [65] в схему строения ячейки добавляется особый элемент - "закатыш" - вращающийся тектонический блок, расположенный в центре ячейки. Такой блок имеет форму веретена, вытянутого поперек направления перемещения.

В работах [94,160] показывается, что в определенных случаях края эллипса разрыва начинают «гофрироваться» и уже не отвечают модели плоскости (рис.16). Теоретически такое поведение разрыва следует из структуры околотрецинных напряжений [123].

Новым типом соотношения элементов дискретности разрыва явилось наблюдение [148] «папуаски» (рис.17) – структуры, состоящей из двух эллипсов разрыва, пересеченных на треть и падающих в разные стороны. Подобные структуры вполне могут наблюдаться на локальном уровне и вмещать (или осложнять) рудные тела – например автор наблюдал подобной формы слюдяные пегматитовые жилы на месторождении Лопатова Губа (жила №128А, Северная Карелия). Нарушение E2 (шахта Комсомольская, ОАО Воркута-

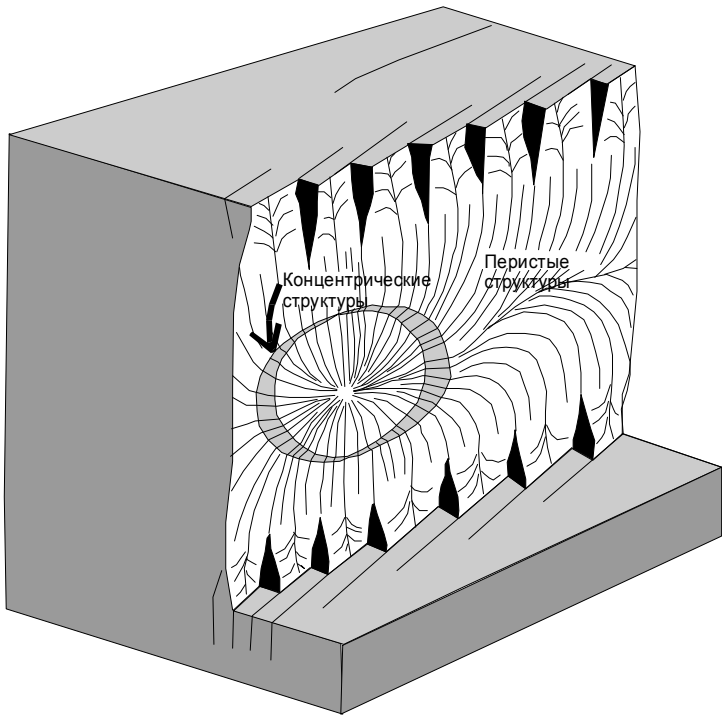


Рис.16.Схема строения разрыва по[160]. Видно «гофрирование» плоскости разрыва в периферических участках

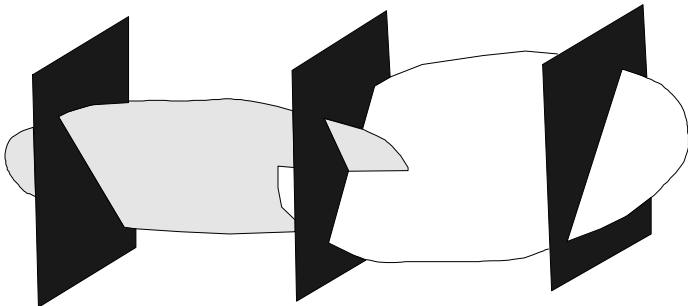


Рис.17. Строение надвига в виде двух пересекающихся на треть эллипсов районе острова Тимор (Папуа – Новая Гвинея) по [148].(черные квадраты – сечения, в которых наиболее детально наблюдалось строение надвига.) (данные сейсмического зондирования).

уголь), по устному сообщению М.В.Никулина, также имеет подобную форму.

Наиболее полно морфология ячеек расплющивания выявляется при геологоразведочных и эксплуатационных работах на месторождениях полезных ископаемых, примеры которых приводятся ниже.

2.3. Месторождения, локализованные в ячейках расплющивания

Реальность приведенной выше схемы строения зон разрывов лучше всего просматривается на месторождениях полезных ископаемых, потому что это практически единственные участки земной коры, объемное строение которых известно достаточно детально. Данный раздел включает описание структур месторождений, от наиболее "вязких" к наиболее жестким. Более детально описаны объекты собственных исследований автора - месторождения Совиное и Центрально-Ломоносовское.

2.3.1. Месторождение хромитов Войдолакос (Греция)

Месторождение является примером локализации руд при максимальной пластичности вмещающих пород. Оно описано по данным работы [140]. Вмещающими породами являются дуниты, которые разорваны зонами вязких надвигов, сформировавшихся в еще не остывшем массиве. Линейность минералов вмещающих пород (ортопироксен, шпинель) ориентирована по падению надвигов, а листоватость этих минералов параллельна плоскости надвигов. Шарниры складок в надвиговых зонах, как в руде, так и в околорудном пространстве, ориентированы по линейности, т.е. по падению надвиговых зон. Такое положение шарниров складок говорит об очевидном перемещении вещества перпендикулярно основному смещению по надвигам (иначе, перемещение веще-

ства вдоль оси Y ячейки расплющивания). Рудные тела массивных руд имеют форму цилиндрических "коконов", локализованных в зонах взбросов, и ориентированных по направлению линейности и шарниров складок (рис.18). Таким образом, образованные при первично-магматической дифференциации руды хромитов в пластичной среде еще полужидкого интрузива мигрировали в области разгрузки от давления, т.е. в участки максимальной проницаемости. Такими участками являлись краевые части ячеек расплющивания (рис.13в) зон вязких взбросов, которые оказались в результате местами расположения тел массивных хромитовых руд.

Примеры структур сжатия с несколько большей вязкостью материала мы находим при изучении разрывных зон сжа-

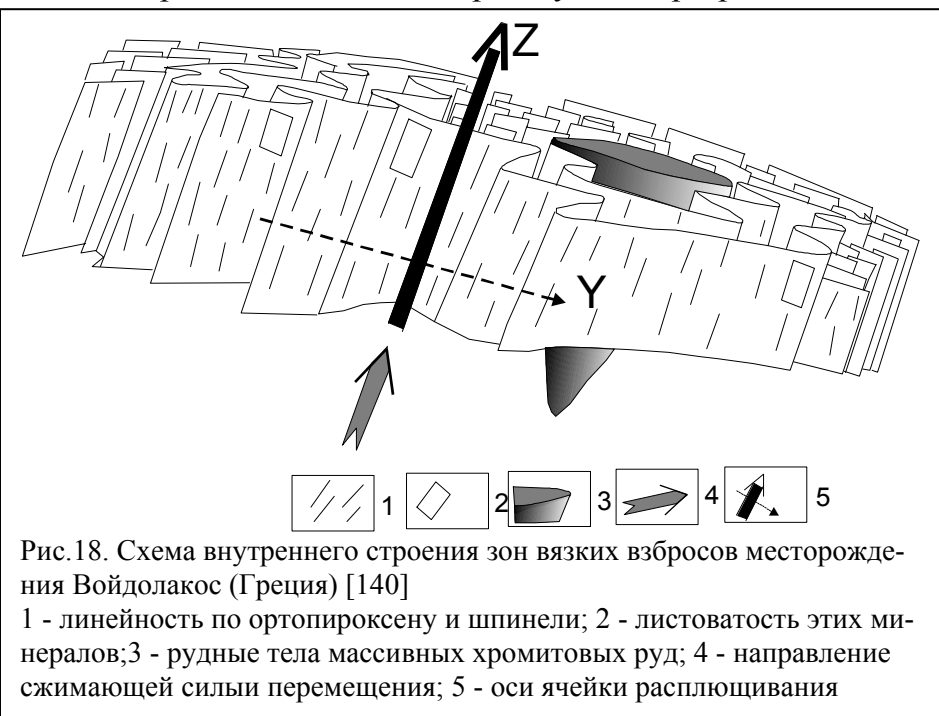


Рис.18. Схема внутреннего строения зон вязких взбросов месторождения Войдолакос (Греция) [140]

1 - линейность по ортопироксену и шпинели; 2 - листоватость этих минералов; 3 - рудные тела массивных хромитовых руд; 4 - направление сжимающей силы перемещения; 5 - оси ячейки расплющивания

тия в алевроито-филлитовых толщах, иногда с небольшим количеством углеродистого вещества, в которых располага-

ются, в частности, золоторудные месторождения черносланцевой формации.

В качестве общих черт месторождений этой группы Х.К.Каримов с соавторами [51] указывали: рудовмещающие мощные углеродистые флишоидные толщи, линейные зоны шарьяжей - надвигов и динамометаморфизма, мобилизация рудного вещества из вмещающих пород, идентичный набор минералов - носителей золота, весьма слабое развитие интрузивной деятельности. К этой группе относятся, в частности, ряд золоторудных месторождений Востока России, из которых здесь описано три: Бадран, Совиное и Любавинское.

2.3.2. Золоторудное месторождение Бадран (Якутия)

Приступая к анализу строения Бадранского месторождения, следует упомянуть о некоторых нетрадиционных способах интерпретации диаграмм трещиноватости, предложенных С.П.Летуновым. Эти способы, которые приводятся здесь без детального обоснования, представляются автору вполне действенными и применимыми.

Первым из предлагаемых способов является фиксирование конусов трещиноватости, изображаемых на диаграмме дугами малых кругов. Осью таких конусов обычно является главная ось тензора напряжений. По направлению векторов подвижек, согласно представлениям О.И.Гущенко [130], можно определить, какая это ось (σ_1 , σ_2 , σ_3). Если известен индекс оси, вокруг которой выявлен конус, можно определить вид напряженного состояния. Если конус вокруг оси сжатия - преобладает сжатие, если вокруг оси растяжения - преобладает растяжение, если вокруг промежуточной оси - напряженное состояние близко к чистому сдвигу.

Второе дополнение традиционной схемы интерпретации диаграмм относится к такому рисунку векторов подвижек, когда они располагаются в одной плоскости, но в ее пределах направлены произвольно. Такие плоскости интерпрети-

руются как плоскости "растекания вещества", зоны пластичного течения.

Бадранское золотокварцевое месторождение находится в Верхнеиндигирском районе Якутии. Вмещающими породами являются среднезернистые полимиктовые песчаники Верхоянского комплекса верхнетриасового возраста, в них развиты алевропелитовые тектоно-метасоматиты и милониты. Это очень пластичные толщи, легко подвергающиеся пластическому течению под действием внешних усилий. Месторождение локализовано в надвиговом шве, и представляет собой кварцевозолоторудную пластину с чередованием участков обеднения и обогащения. Выявление мест локализации обогащенных участков (рудных столбов) представляло задачу структурных исследований коллектива геологов (А.В.Татаринов, А.А.Матвейчук, С.П.Летунов) в 1992-1993гг., результатами которых воспользовался автор, переинтерпретировав собранные материалы. Позднее на месторождении были проведены исследования В.Ю.Фридовским [117], показавшим, что надвиг, проходящий через месторождение, является фрагментом более крупной сдвиговой разрывной зоны, что обычно для подобных структур (см. например [157]).

Переинтерпретация материалов на основе концепции ячеек расплющивания показывает, что в зоне надвига можно выделить две ячейки расплющивания (рис.19). В центральных их частях наблюдаются малые (1-10м) складки, шарниры которых в основном параллельны надвиговому шву. В местах сочленения ячеек шарниры складок слегка отходят от направления шва надвига, причем в разные стороны (см.рис.19). При этом возникает предсказанная в работе [137] интерференция двух направлений складчатости в межячейковых промежутках. Кроме того, при удалении в надвиговой плоскости от центра ячейки появляются складки, шарниры которых хотя и стремятся занять положение, перпендикулярное движению по надвигу, но имеют сильный разброс направлений погружения. В целом на периферии ячейки возрастает "хаос" в

ориентировке шарниров складок, что является следствием процессов растекания вещества при формировании ячеек расплющивания.

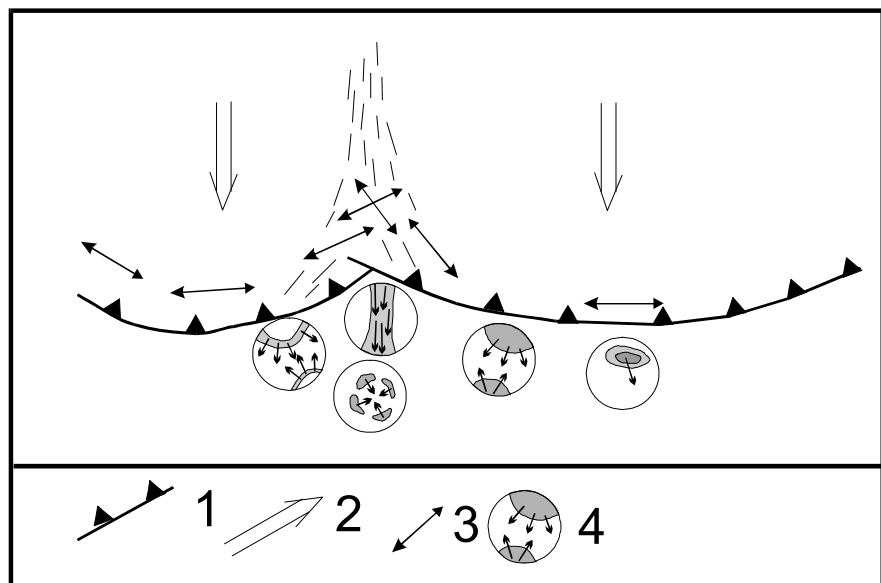


Рис.19. Строение ячейки расплющивания на месторождении Бадран
 1 - поверхность надвига; 2 - направление сжатия и центры ячеек; 3 - шарниры малых складок; 4 - диаграммы трещиноватости: линии - высокая плотность полюсов трещин; стрелки - кинематические вектора перемещений О.И.Гуценко [130]; штрихи - межячейковая область

Характер изменения напряженного состояния вдоль рудной зоны выражается также в ориентировке трещиноватости и соответственно в стереограмме трещиноватости. В центральных частях ячейки расплющивания стереограмма имеет один максимум, отвечающий напряженному состоянию сдвига вдоль плоскости надвига. Напряженное состояние близкое к чистому сдвигу. При приближении к краевым частям ячейки ориентировка трещин сначала приобретает вид конуса вокруг оси сжатия, затем зоны пластического течения, и, наконец - в участке отслоения между ячейками отмечена ориентировка трещин, соответствующая напряженному состоянию

растяжения (конус вокруг оси растяжения). Схема строения таких ячеек показана на рис.19.

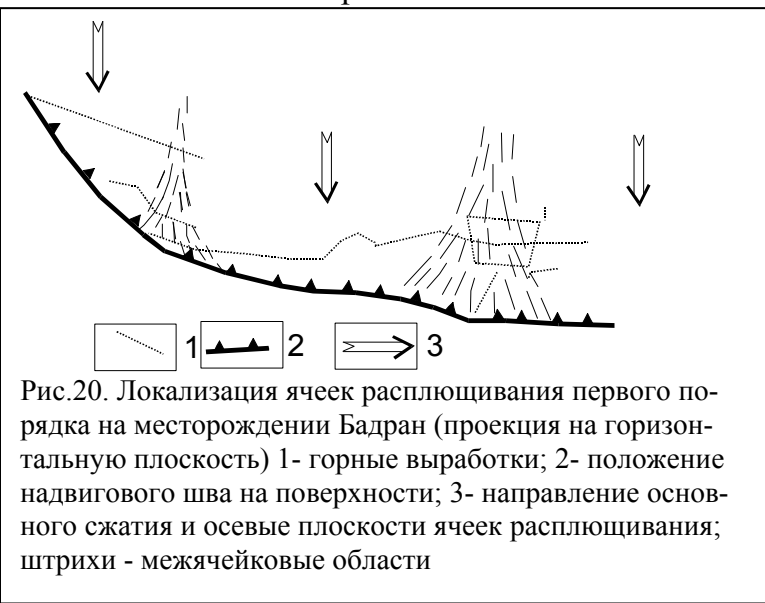


Рис.20. Локализация ячеек расплющивания первого порядка на месторождении Бадран (проекция на горизонтальную плоскость) 1- горные выработки; 2- положение надвигового шва на поверхности; 3- направление основного сжатия и осевые плоскости ячеек расплющивания; штрихи - межячейковые области

В участках разгрузки на границе ячейки расплющивания локализируются рудные столбы месторождения, ориентированные длинными осями субпараллельно перемещению

по надвигу.

В заключение необходимо отметить, что рис.20 показывает только ячейки расплющивания первого порядка. На месторождении имеются ячейки и рудные столбы в них второго и, вероятно, более высоких порядков, но исследования такой детальности не проводились.

2.3.3. Фрагмент золоторудного месторождения Совиное (Чукотка)

Месторождение находится в Шмидтовском районе Чукотки, локализовано в породах мезозойской песчано-сланцевой толщи. Его геология в целом освещена в литературе довольно полно [33,52]. Наши работы на этом объекте ограничивались изучением строения в принадвиговой полосе шириной около 200м. Изучение структурной и вещественной зональности надвиговой зоны проводилось на небольшом

участке размером 200x200м в северной части месторождения. Наблюдения выполнялись в трех квершлагах на одном горизонте, перпендикулярных надвиговому шву (номера квершлагов с севера на юг: 36, 46, 56). Изученный фрагмент месторождения является зоной интенсивной деформации, в которой породы подверглись структурно-вещественной организации, в результате чего вещественные характеристики приобрели структурный смысл. Разные структурно-вещественные парагенезисы маркируют зоны разного напряженного состояния. Поэтому описание вещества зоны приводится здесь достаточно подробно.

Методика полевых исследований была ориентирована на изучение тектонофаций и выявление структурной зональности надвига на основе картирования структурно-тектонических индикаторов. В числе последних автором в поле были выделены кливаж течения и трещины с бороздами скольжения.

Под *кливажом* понимают систему сближенных поверхностей скольжения, возникающих в процессе формирования складок и надвигов и обычно параллельных осевым плоскостям складок. Интенсивность кливажа по Е.И.Паталахе [89] является одним из признаков для выделения тектонофаций, что позволяет использовать эту величину в качестве меры величины напряжений. По своему геологическому смыслу кливаж относится к элементам первого (надвиго-складчатого) этапа деформаций. Однако выделить признаки, по которым каждую наблюдаемую трещину (чаще всего без видимых подвижек) можно было бы отнести к какому-либо этапу деформаций, автору не удалось. Поэтому в ходе полевых наблюдений под интенсивностью кливажа понималось количество субпараллельных трещин, имеющих близмеридиональное простирание (параллельное надвигу и осевой поверхности складок) и замеренных на отрезке длиной 20см, расположенном перпендикулярно их следам на стенке квершлага, обычно близперпендикулярной плоскостям трещин. Угол па-

дения измеренных трещин обычно составлял $80-90^\circ$ и лишь в единичных случаях уменьшался до $30-40^\circ$. С целью устранения влияния физико-механических свойств пород в условиях переслаивающейся толщи с неоднородным литологическим составом производились замеры только трещин, расположенных в средне-крупнозернистых разновидностях песчаников и гравелитов. Площадки для замеров выбирались в среднем через 5-10м, так, чтобы они наглядно характеризовали трещиноватость в выбранном интервале надвиговой зоны. Сеть наблюдений сгущалась или разряжалась в зависимости от степени неоднородности тектонической проработки пород. В общей сложности замеры были выполнены на 73 площадках в пределах кваршлагав 36 и 46. В связи с резким преобладанием в разрезе алевропесчаников и сланцев замеры по кваршлагу 56 не выполнялись.

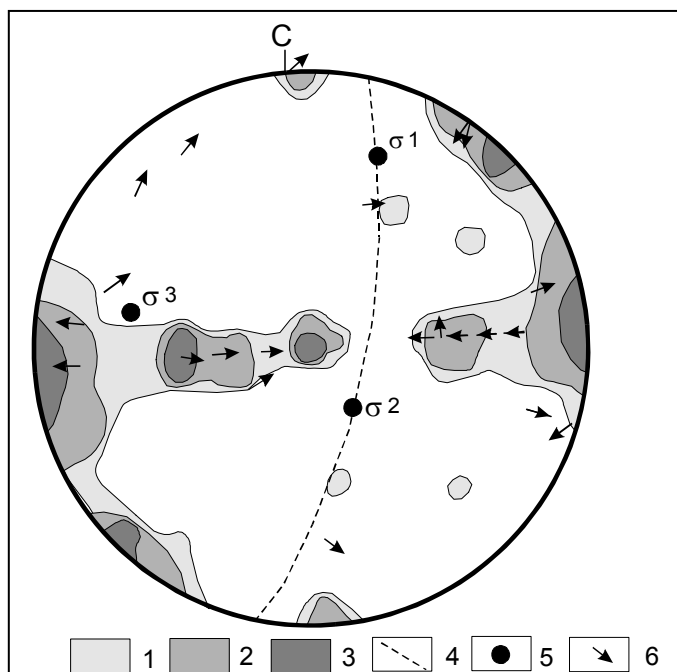
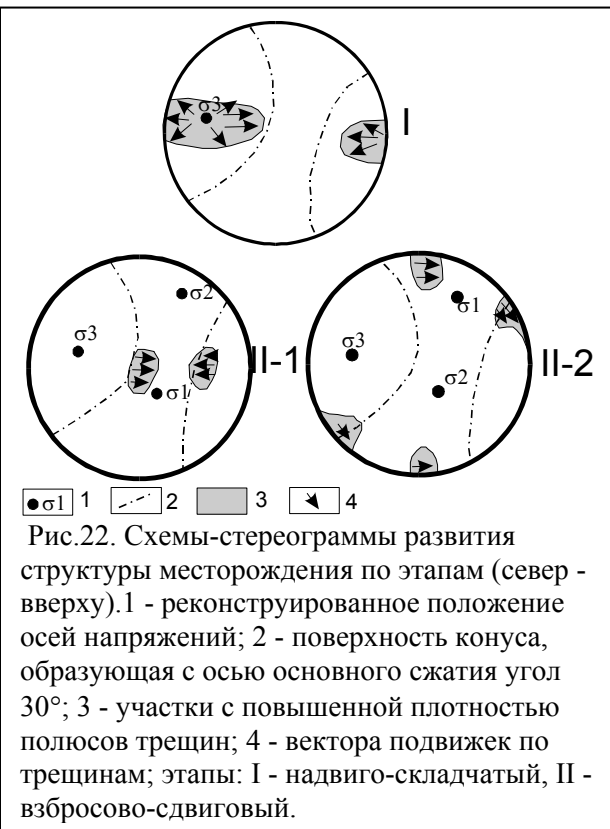


Рис.21. Кинематическая диаграмма для трещин с известными направлениями перемещения блоков ($N=156$). 1 - низкая плотность полюсов всех замеренных трещин на стереограмме; 2 - средняя; 3 - высокая; 4 - плоскость, перпендикулярная оси основного сжатия; 5 - реконструированное положение осей напряжений; 6 - полюса трещин с известным вектором подвижек и направление перемещений.

Трещины с бороздами скольжения. Анализ трещин, вдоль которых установлены относительные перемещения соседних блоков горных пород, является эффективным методом палеотектонических реконструкций. Замеры каждой трещины включали определение элементов ее залегания, угла ныряния борозд и направления относительного перемещения блоков. Последний параметр устанавливался по теням давления на плоскостях скольжения и по перемещению пластов осадочных пород. Систематические наблюдения позволили выделить значительное количество подобных трещин (156 замеров). Затем данные структурно-геологических наблюдений подверглись обработке различными методами. Результаты изучения кливажа в виде значений удельной трещиноватости пород были вынесены на графики и использованы для анализа зональности надвиговой зоны. Замеры трещин с бороздами скольжения обрабатывались по стандартным методикам исследования полей напряжения [130]. Результаты вычислений отображены на кинематической диаграмме, построенной по методу О.И.Гущенко (рис.21). Диаграммы позволяют определять ориентацию осей напряжений и вид напряженного состояния (сжатие - растяжение) в массиве горных пород, где измерены трещины. На диаграмме северного блока месторождения хорошо видно "разбегание" векторов от некоторой точки в западной части рисунка. Такая точка "разбегания" является осью основного сжатия. Однако второй оси - преобладающего растяжения (точки "сбегания") на диаграмме достаточно ясно не отмечается, что свидетельствует о преобладании интенсивных напряжений в одном направлении (одноосное напряженное состояние, в данном случае одноосное сжатие). Правда, при внимательном рассмотрении можно установить точки сбегания - разбегания на плоскости, перпендикулярной направлению σ_3 (они соответствуют осям σ_1, σ_2). Однако эти оси выражены менее интенсивно и, вероятно, напряжения вдоль них действовали не весь период формирования рудоносного блока.

Опираясь на полученные данные и принимая за основу тезис о постоянном увеличении хрупкости разрушения пород со временем (тезис вполне логичный, учитывая снижение температуры и интенсивности сжатия от ранних к поздним этапам формирования месторождения), сделана попытка реконструкции эволюции поля напряжений в изучаемом блоке (рис.22). Выделено два этапа структурообразования. Первый этап - надвиго-складчатый (рис.22, I). При высоком уровне пластичности течение вещества происходило либо вдоль линии максимального сжатия - нагнетания, либо в плоскости, перпендикулярной ей.



Второй этап - взбросово-сдвиговый, который в отличие от первого этапа характеризовался трехосным напряженным состоянием: кроме оси σ_3 появились оси σ_1 и σ_2 , в результате чего возникла пара трещин скалывания, ориентированная под углом около 30° к оси σ_3 и пересекающаяся по оси σ_2 (подэтап II-1). Этому этапу соответствуют субгоризонтальная и меридиональная системы взбросов. В результате последующей переориентации поля напряжений со сменой местами осей σ_1 и σ_2 (за счет уменьшения сжатия вдоль оси σ_3 в ходе

Второй этап - взбросово-сдвиговый, который в отличие от первого этапа характеризовался трехосным напряженным состоянием: кроме оси σ_3 появились оси σ_1 и σ_2 , в результате чего возникла пара трещин скалывания, ориентированная под углом около 30° к оси σ_3 и пересекающаяся по оси σ_2 (подэтап II-1). Этому этапу соответствуют субгоризонтальная и меридиональная системы взбросов. В результате последующей переориентации поля напряжений со сменой местами осей σ_1 и σ_2 (за счет уменьшения сжатия вдоль оси σ_3 в ходе

подвижек по трещинам при релаксации действующих усилий) сформировались субширотные и северо-западные сдвиги (подэтап II-2). Описанная последовательность подтверждается наличием более тонких борозд скольжения на трещинах этапа II-1, что определяет большую пластичность среды и, соответственно, более ранний возраст подвижек, и отвечает общей закономерности

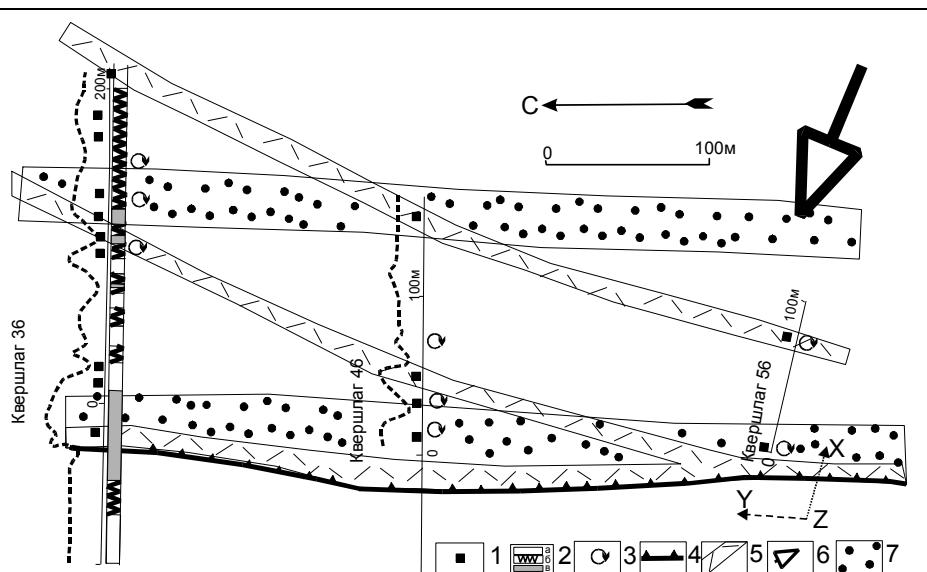


Рис.23. Структурная схема фрагмента месторождения Совиное

Графики вдоль квершлагов - интенсивность кливажа; 1 - пробы с кондиционным содержанием золота; 2 - характер деформации по данным ориентировки зерен кварца (*a* - растяжение; *b* - сдвиг; *в* - сжатие); 3 - наличие кристаллов карбоната, повернутых поздней деформацией; 4 - основной надвиговой шов; 5 - зоны, где отмечается сдвиговая трещиноватость; 6 - направление действия сжимающей силы; 7 - зоны интенсивной деформации зерен кварца в шлифах; X, Y, Z - проекции осей ячейки.

сти большинства жильных рудных полей - переходу оси σ_2 из горизонтального положения в вертикальное.

В целом вся совокупность перемещений в хрупкий (II) этап деформаций может быть объяснена единой деформационной схемой - сжатием в направлении восток-запад, причем

сжимающая сила имела наклон на восток под углом 20-30°. Примерно такая же ориентация усилий имела место на надвиго-складчатом этапе I, что свидетельствует о наследовании структурного плана двух этапов формирования структуры месторождения.

Пространственное распределение изученной трещиноватости подчинено следующим закономерностям. Трещины этапов I и II-1 на изученном фрагменте месторождения развиты практически повсеместно, хотя их плотность волнообразно меняется при удалении от основного надвигового шва примерно согласно с изменением плотности кливажа. Позиция трещин этапа II-2 заметно различается. Одна из систем - широтные сдвиги - развита исключительно на поверхности. Другая (северо-западные и меридиональные сдвиги) отмечается только в подземных горных выработках и на поверхности не встречается. Причем развита она не повсеместно, а в пределах двух полос север-северо-восточного простирания (рис.23).

Анализ структурно-вещественных особенностей вмещающих пород и жильной минерализации базировался на микроскопическом изучении 340 прозрачных петрографических шлифов стандартного размера (2x2см). При распиловке образцов обязательно учитывались их текстурные характеристики. В сланцеватых разновидностях пород плоскость разреза располагалась поперек направления сланцеватости, в прожилках - перпендикулярно зальбандам. При исследовании разворота кристаллов распиловка образцов производилась вдоль видимых борозд скольжения на плоскостях сланцеватости. Если борозды отсутствовали, то выпиливались два шлифа во взаимно перпендикулярных направлениях.

По своим литологическим свойствам породы, слагающие рудоносную толщу, относятся к образованиям типа терригенного флишоида. В изученной части разреза он представлен ритмичным переслаиванием песчаников, алевропесчаников и филлитовых сланцев, реже гравелитов с заметным

преобладанием песчанистых разновидностей. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, а вблизи надвига подвержены интенсивным дислокационным преобразованиям с широким развитием складчатости, кливажа, катаклаза и зон кварцевого прожилкования.

Текстурные особенности тектонитов. Условия стресса, которые доминировали на ранних этапах формирования месторождения, способствовали возникновению и широкому распространению в породах текстур кливажа и сланцеватости. Согласно определению геологического словаря под сланцеватостью понимается одна из разновидностей кливажа, связанная со способностью пород расслаиваться на тонкие пластинки по плоскостям делимости (трещинам), параллельным направлению удлинения таблитчатых, чешуйчатых или игольчатых минералов. Поверхности сланцеватости обычно ориентированы перпендикулярно сжимающим силам. В связи с очевидной близостью отмеченных понятий, термины "кливаж" и "сланцеватость" удобно использовать для различных масштабов наблюдений. С этой точки зрения кливаж наиболее полно характеризует ориентированную трещиноватость на уровне обнажений и горных выработок, сланцеватость - микротрещиноватость на уровне образцов пород и петрографических шлифов.

Сланцеватость песчаников выражена рядом признаков. Типоморфной ее особенностью является широкое развитие субпараллельных микротрещин извилистой формы, делящих породу на множество мелких линзовидных блоков. Вследствие этого песчаники нередко приобретают ячеистую текстуру. Микротрещины обладают средней протяженностью от долей миллиметров до 2-3мм при ширине раскрытия стенок порядка 0,01мм и, как правило, выполнены тонкоперетертой массой серицит-карбонатного состава с примесью слабо прозрачного вещества, плохо диагностируемого обычными методами. Они часто располагаются на границах зерен кварца,

огибая или, крайне редко, пересекая их. Отчетливо секущей микротрещиноватость является по отношению к порфиروبластам карбоната. Интенсивность трещиноватости определяется в общем случае величиной сжимающих усилий и находится в обратной зависимости от размера обломочных зерен и их содержания в породе. Часто трещиноватость подчеркивается субпараллельным расположением отдельных чешуек и шнуровидных агрегатов серицита (кристаллизационная сланцеватость), а также удлиненных зерен обломочного кварца (следствие их механического поворота).

Филлиты отличаются от песчаников более совершенной сланцеватостью. Она характеризуется густой сетью сближенных трещин линейной или слабо волнистой формы, разбивающих породу на пластинки толщиной 0,02-0,03мм. В пределах пластинок, сложенных тонкозернистым кварцево-слюдистым агрегатом, ориентировка серицита может быть как субпараллельной, так и беспорядочной. Трещины частично огибают, частично пересекают порфиробласты карбонатов; в ряде случаев по их изгибам фиксируется вращение порфиробласт. По отношению к слоистости сланцеватость занимает секущее положение. В числе разновидностей сланцеватых текстур филлитов особое место занимают плейчатые текстуры.

Согласно проведенным нами исследованиям, интенсивность сланцеватости, как меру палеонапряженного состояния породы, можно количественно оценить величиной удельной трещиноватости. Она численно равна количеству замеренных трещин, приходящихся на 1см в направлении, перпендикулярном плоскости сланцеватости. Замеры осуществляются по шлифам при средних и малых увеличениях; контроль достоверности получаемых значений достигается путем повторных измерений. Данная методика применима при изучении среднезернистых и мелкозернистых песчаников и алевропесчаников. Показано, что величина их удельной трещиноватости изменяется в широких пределах (от нуля в

массивных разностях до соответственно 50 и 130 трещин на 1 см в сильно сланцеватых средне- и мелкозернистых разностях) и может служить эффективным признаком для выделения тектонофаций пород [89].

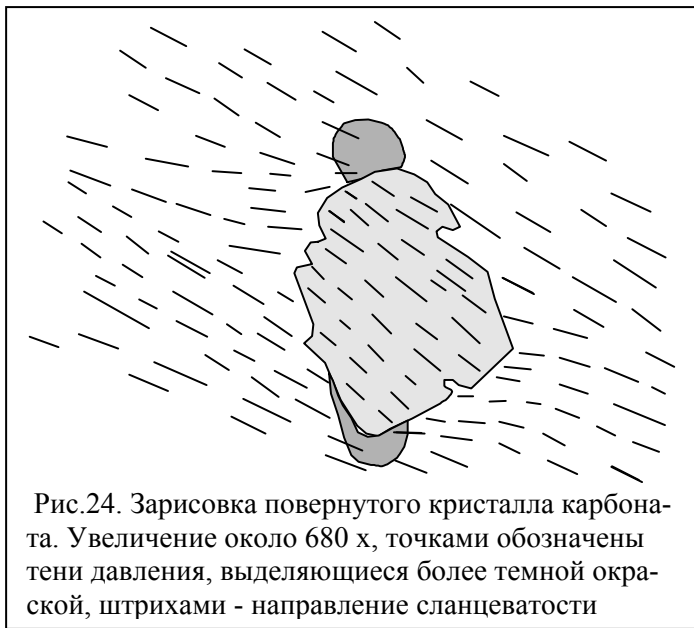


Рис.24. Зарисовка повернутого кристалла карбоната. Увеличение около 680 х, точками обозначены тени давления, выделяющиеся более темной окраской, штрихами - направление сланцеватости

В случае филлитовых сланцев проведение подобных замеров затруднено как по чисто техническим причинам (большая сложность и трудоемкость наблюдений), так и вследствие вероятного достижения породами предельного значения трещиноватости при сравнительно небольших величинах приложенного давления.

Однако в филлитах есть другой индикатор деформации - **повернутые кристаллы карбонатов** (рис.24). Поворот может быть измерен по следам сланцеватости внутри кристалла, которые повернуты вместе с ним. Повернутые кристаллы имеют и тени давления, т.е. обладают всеми признаками поворота после кристаллообразования. Число точек, в которых были сделаны замеры поворотов, составило 39.

Изучение оптических ориентировок кварца песчаников. Наряду со сланцеватостью, одним из результатов напряженного состояния пород может являться частичная перекристаллизация и связанный с этим разворот оптических осей некоторых минералов. Традиционно для исследования по-

Наряду со сланцеватостью, одним из результатов напряженного состояния пород может являться частичная перекристаллизация и связанный с этим разворот оптических осей некоторых минералов. Традиционно для исследования по-

добных явлений применяется микроструктурный анализ. Автором предпринята попытка изучения ориентировок оптических осей обломочного кварца песчаников. В целях экспрессности определения ориентировок проводились в "плоском" варианте метода, без применения федоровского столика, т.е. проецированием оптических осей на плоскость шлифа. Замеры выполнялись с помощью гипсовой пластинки путем достижения компенсации. В каждом шлифе анализировалось положение осей 42 случайно выбранных зерен кварца относительно произвольно намеченного направления. Всего таким образом было исследовано 49 шлифов по кваршлагу 36. По результатам замеров строились розы-диаграммы. Сравнение диаграмм между собой (в различных вариантах поворотов, учитывающих неориентированность шлифов) выполнялось на компьютере с помощью алгоритма В.Б.Вяткина [30] через информационный вес отражения $P = Z^2 \lg(Z + 1) / 2881$, где Z - участок перекрытия площади сравниваемых диаграмм.

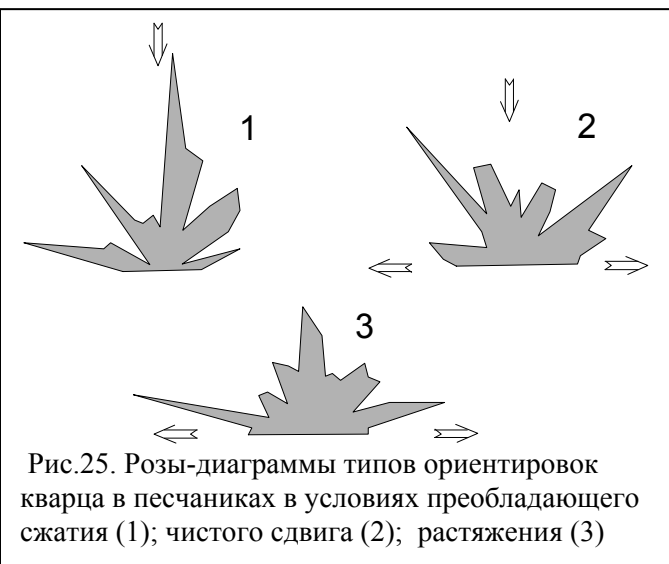


Рис.25. Розы-диаграммы типов ориентировок кварца в песчаниках в условиях преобладающего сжатия (1); чистого сдвига (2); растяжения (3)

В итоге было получено 3 группы диаграмм, отражающих микроструктурные особенности 29 шлифов (остальные 20, вероятно, имеют либо неблагоприятные сечения для проведения замеров, либо содержат слабо тектонически проработанный кварц)

и соответствующих различным тектонофациям напряженного состояния (рис.25). Такое заключение базируется на ряде работ по мик-

роструктурному анализу [106], в которых показано существование конуса оптических ориентировок вокруг осей напряжений. Построенные диаграммы отличаются соотношениями интенсивностей разных пиков. На диаграмме 1 выделяется один пик наибольшей интенсивности по направлению сланцеватости. Это типичная картина *S*-тектонитов, формирующихся в участках сжатия.

Диаграмма 2 (рис.25) имеет два главных максимума с углом 90° между ними, что соответствует *B*-тектонитам, образующимся в условиях равенства сжатия и растяжения (чистого сдвига). Диаграмма 3 характеризуется двумя пиками макси-

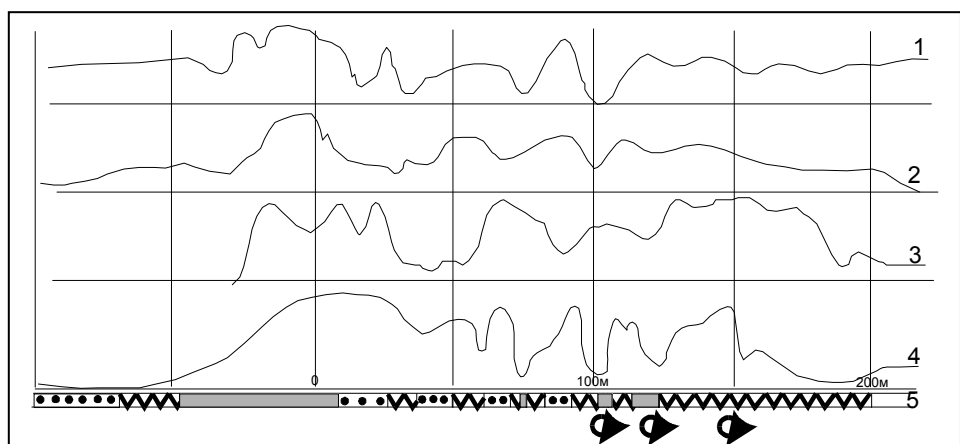


Рис.26. Распределение интенсивности тектонических индикаторов вдольквершлага 36 1 - кливаж; 2 - сланцеватость в шлифах; 3 - прожилкование; 4 - степень деформации кварца в шлифах; 5 - типы ориентировки кварца в шлифах песчаников, сплошная закрапка - сжатия, зигзаг - сдвига, точки - растяжения; кругами со стрелками обозначено наличие кристаллов карбоната с поворотом более 10°

имальной интенсивности, ориентированными поперек сланцеватости и одним пиком параллельным сланцеватости. Эти максимумы должны образовывать конус вокруг оси растяжения, т.е. подобная картина характерна для областей относительного растяжения. Распределения типов ориентировок кварца в квершлагае 36 показаны на рис.23, 26.

Типы деформаций жильного кварца. С момента своего возникновения и до конца периода структурообразования кварцевые жилы неоднократно подвергались активному тектоническому воздействию. На это указывают признаки метаморфизма жильного кварца. Разнообразие наблюдаемых деформационных структур сводится к хорошо известному из литературы ряду элементарных типов деформаций [43]:

А. Структуры, связанные со скольжением по базальным плоскостям. К ним относятся пластинки деформаций и бемовская штриховка, отличающиеся от вмещающей матрицы по показателю преломления и оптической ориентировке.

Б. Структуры сопряженных изгибов решетки. Проявляются в виде волнистого угасания различной интенсивности.

В. Структуры, вызванные фрагментацией индивидов. Представлены системами полос деформаций, развитых параллельно граням основных ромбоэдров и разбивающих первично единый индивид на систему фрагментов, а также участками мозаичного угасания зерен (так называемый блокованный кварц).

Г. Структуры хрупкого разрушения кварца. Выражены в появлении трещин скалывания и отрыва в кристаллах, характеризующих зоны катаклаза (брекчированный кварц).

Все описанные типы структур являются типоморфными для пород фации зеленых сланцев. Первые три типа отвечают случаям исключительного развития пластических деформаций (А, Б - слабой интенсивности, В - высокой интенсивности), четвертый тип превалирует в условиях, когда превышен предел прочности кристаллического вещества.

Деформация кварца оценивалась по петрографическим шлифам в бальной системе. С этой целью выделялись типы кварцевых агрегатов с различной степенью проявленности тех или иных структур деформаций (см. выше): 1 - кварц однородный, с волнистым угасанием и бемовской штриховкой; 2 - кварц однородный, с волнистым угасанием и подчиненным развитием деформаций типа пластинкования, мозаично-

го угасания и блокивания; 3-4 - кварц однородный и с волнистым угасанием при существенном проявлении сильно деформированных разностей - пластинкованного кварца (3), мозаичного или блокового кварца (4); 5 - мозаичный и блоковый кварц с широким распространением полос деформации; 6 - брекчированный кварц.

Интенсивность прожилкования является интегральной характеристикой рудного штокверка, учитывающей густоту и мощность кварцевых прожилков. Этот параметр оценивался визуально по отрезкам горных выработок длиной 5м в пятибалльной шкале: 1 - прожилкование очень слабое или отсутствует; 2 - слабое; 3 - среднее; 4 - сильное; 5 - очень сильное (седловидные жилы).

Распределение типов тектонических индикаторов по двум кварцшлагам - сечениям, перпендикулярным надвиговому шву,

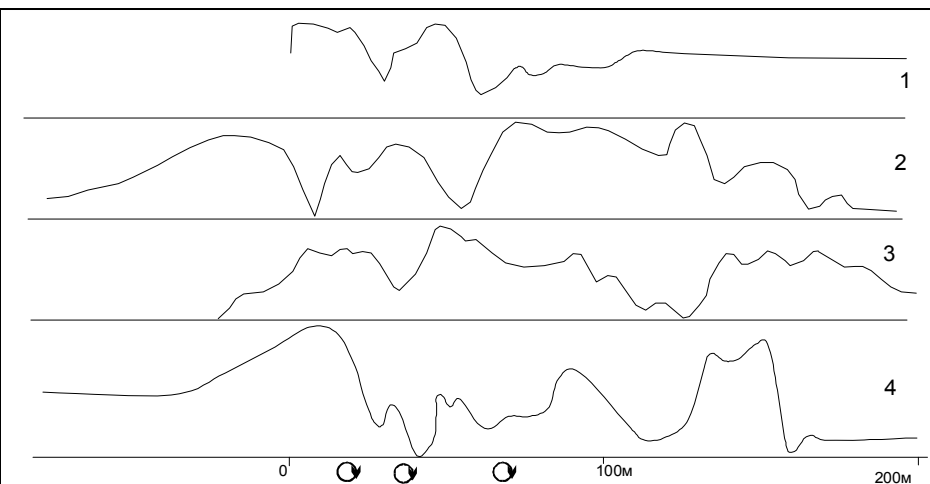


Рис.27. Распределение интенсивности тектонических индикаторов вдоль кварцшлага 46: 1-кливаж; 2- сланцеватость в шлифах; 3- прожилкование; 4- степень деформации кварца в шлифах; кругами со стрелками обозначено наличие кристаллов карбоната с поворотом более 10°

показано на рис.26, 27. Видно, что прожилкование и степень деформации кварца идентичны в обоих кварцшлагах, т. е. они образуют структуру, параллельную надвиговому

шву, а значит, принадлежат к I этапу деформации. Зона резких изменений интенсивности кливажа, напротив, имеет разную ширину в сечениях, т.е. подчеркивает расширение структуры в северном направлении. Таким образом, эта зона сформировалась уже в этап деформации II-1.

Наличие двух форм нахождения золота, сосуществующих с различными сульфидными парагенезисами, для месторождения можно считать доказанными [33,52]. Им, видимо, соответствуют два уровня рудных концентраций, обусловленных первичным накоплением золота совместно с пирит-арсенопиритовой минерализацией и его последующим переотложением или повторным привнесом, синхронным с формированием галенита и сфалерита.

Изложенные факты строения северного блока месторождения Совиное позволяют сделать следующие заключения. Изученный участок представляет собой половину принадвиговой ячейки расплющивания, с центром в районе кварцшлага 56. Ячейка изучаемого масштабного уровня сформировалась в два этапа.

В этапе I (соответствующему структурному этапу I, см. рис.22) ячейки расплющивания изучаемого масштаба не существовало в виде четко проявленной структуры; перетекание пластичного вещества образовывало более крупные или более мелкие ячейки. При снижении вязкости горизонтальное растекание вещества сформировало ячейку изучаемого масштаба, проявив ее структуру в интенсивности кливажа и расположении зон сдвиговых трещин. Централь-

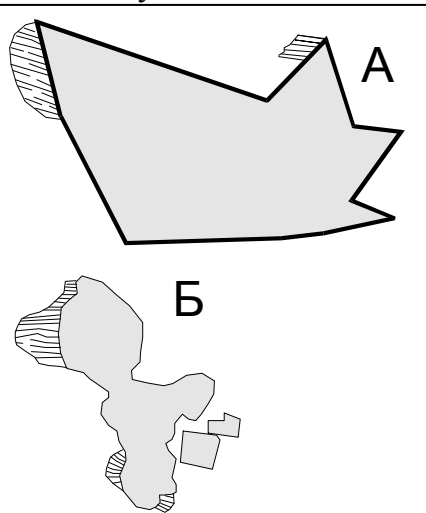


Рис.28. "Бороды" нарастания кварца в тенях давления на арсенопирите (а) и пирите (б). Увеличение 680х

ная часть ячейки представляет собой зажатую зону без каналов проницаемости. Рудолокализация в ней слабая. Краевая часть ячейки имеет повышенную проницаемость в связи с наличием относительного растяжения, что способствовало локализации оруденения. Результаты разведки дают основание предполагать наличие второй подобной зоны, симметричной относительно центра ячейки. Таким образом, месторождение представляет собой в структурном отношении одну принадвиговую ячейку расплющивания. Золото локализуется в сдвиго-надвиговых зонах, ограничивающих ячейку, причем интенсивность золотого оруденения прямо коррелирует с удалением от центра.

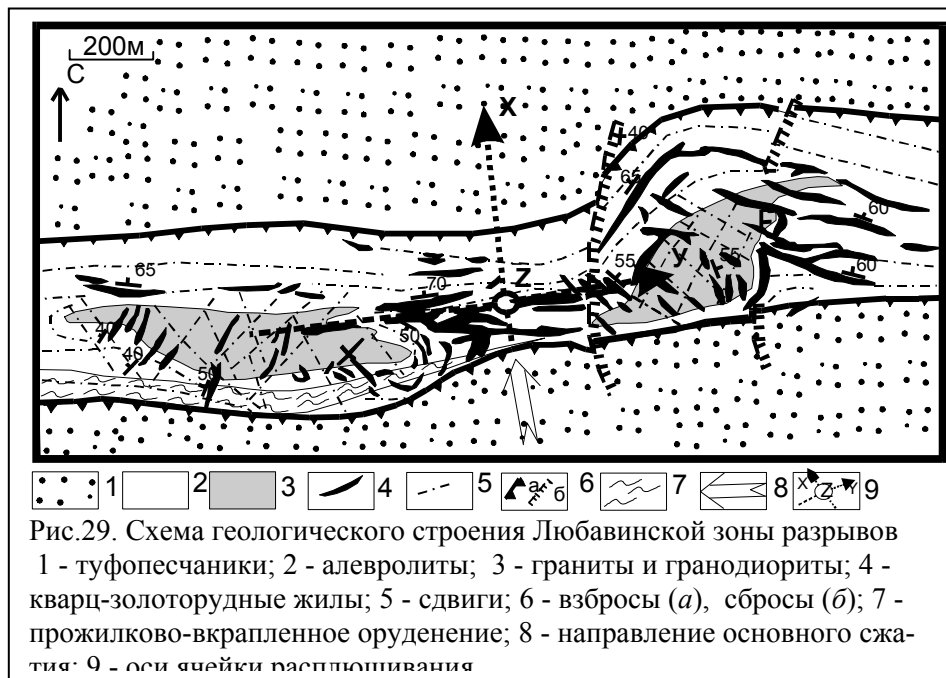
Два этапа разновозрастного накопления золота, по-видимому, совпадают во времени с этапами деформации (см. рис.22), так как в тенях давления кристаллов пирита и арсенопирита, с которыми связан по геохимическим данным первый этап золотонакопления, наблюдаются "бороды" кварца, образованные во второй этап деформации (рис.28). "Бороды" в тенях давления - традиционный индикатор деформации, поэтому наличие послеоарсенопиритовой деформации сомнений не вызывает.

2.3.4. Любавинское золоторудное месторождение (Забайкалье)

Месторождение находится в Восточном Забайкалье. Из его довольно разнородных по геологическому строению участков интерес для данного исследования представляет Любавинская зона разрывов (рис.29). Она изучена тем же коллективом исследователей, что и месторождение Дарасун (Ж.В.Семинский, С.П.Летунов). Основным мотивом развития структуры, по мнению этих исследователей, является трансформация поля напряжений, выраженная в изменении субширотного сжатия на субмеридиональное, причем в обоих

этапах, кроме прочих структур, формировались кварцевые прожилки.

По мнению автора, имеющиеся факты не противоречат другой интерпретации, основанной на признании факта формирования ячейки расплющивания в надвиговой зоне. Тогда первый этап деформации характеризуется субмеридиональным сжатием с формированием надвиговых швов, второй этап - растеканием вещества вдоль надвигов с образованием ячеек расплющивания, что будет выглядеть как субширотное сжатие (и, соответственно, растяжение при релаксации). Такую последовательность структурообразования наблюдал автор на месторождении Совиное (см. раздел 2.3.3.).



Несколько большему уровню жесткости среды отвечают скарново-магнетитовые месторождения, среди которых рассматриваются месторождения Соколовско-Сарбайского рудного района и месторождение Эль-Ромераль в Чили.

2.3.5. Железородные месторождения Соколовско-Сарбайского рудного района (Казахстан)

Район находится в Северном Казахстане в Тургайском прогибе. В строении района выделяется 2 структурных этажа: верхний, сложенный горизонтально лежащими платформенными отложениями мощностью 100-200 м, и нижний, сложенный палеозойскими осадочно-вулканогенными породами. Железородные месторождения находятся в нижнем структурном этаже. Характерным элементом строения района является цепочка интрузивных массивов диоритов. Они сопровождаются полями развития вулканических толщ и образуют с вулканическими породами единый вулcano-плутонический комплекс [95].

В центре кольцевой (точнее, эллиптической) структуры находится депрессия, заполненная молодыми красноцветными отложениями. Эти особенности строения района позволили Г.С.Поротову [95] доказать, что цепочка интрузивных массивов фиксирует кольцевой разлом с опущенным центральным блоком, и интерпретировать структуру района как вулcano-тектоническую депрессию.

Впоследствии породы района испытали складчатость, которая выразилась в образовании серий субмеридиональноориентированных надвигов. Несмотря на определенную разновозрастность вулcanoгенного и складчатого периодов деформации, следует отметить наследование как общего плана деформации, так и положения основных разломов в ранний вулканический и поздний складчатый периоды. По мнению всех исследователей, изучавших район [61,95], в период складчатости структура района формировалась в условиях широтного сжатия. Однако вулканическая структура также имеет вытянутость в меридиональном направлении, т.е. при заложении доскладчатых структур также имело место широтное сжатие. Поздние разломы этапа складчатости чаще всего омолаживали более ранние разломы вулканического этапа.

В работах [42,95,124] было показано, что железорудные месторождения района локализованы в зонах долгоживущих разломов, заложенных в вулканогенный этап развития района, которые можно квалифицировать как структуры сжатия. Разло-

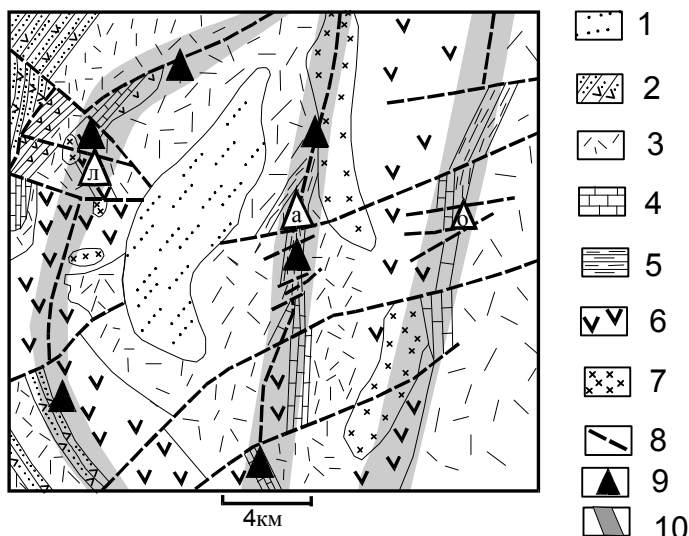


Рис.30. Фрагмент схематической геологической карты палеозойского фундамента Соколовско-Сарбайского рудного района по Н.Г.Пиуну. 1 - песчаники полимиктовые, маркируют центр вулканической депрессии (P); 2- алевролиты, аргиллиты и песчаники с примесью туфогенного материала (C₁); 3 - туфы андезитобазальтовых порфиров (C₁); 4 - известняки (C₁); 5 - туффиты (C₁); 6 - андезитобазальтовые порфиры (C₁); 7 - диориты (C₁); 8 - разрывные нарушения молодого возраста; 9- железорудные месторождения и рудопроявления (Л - Центрально-Ломоносовское, А - Сарбайское, О - Соколовское); 10- зоны разломов, вмещающие скарново – рудные зоны и месторождения.

мы должны выделяться по следующим признакам:

- 1) большой мощности вулканических пород, железорудным месторождениям и как следствие, положительным магнитным аномалиям;
- 2) наличию массивов диоритового интрузивного комплекса;
- 3) наличию более мелких молодых разломов.

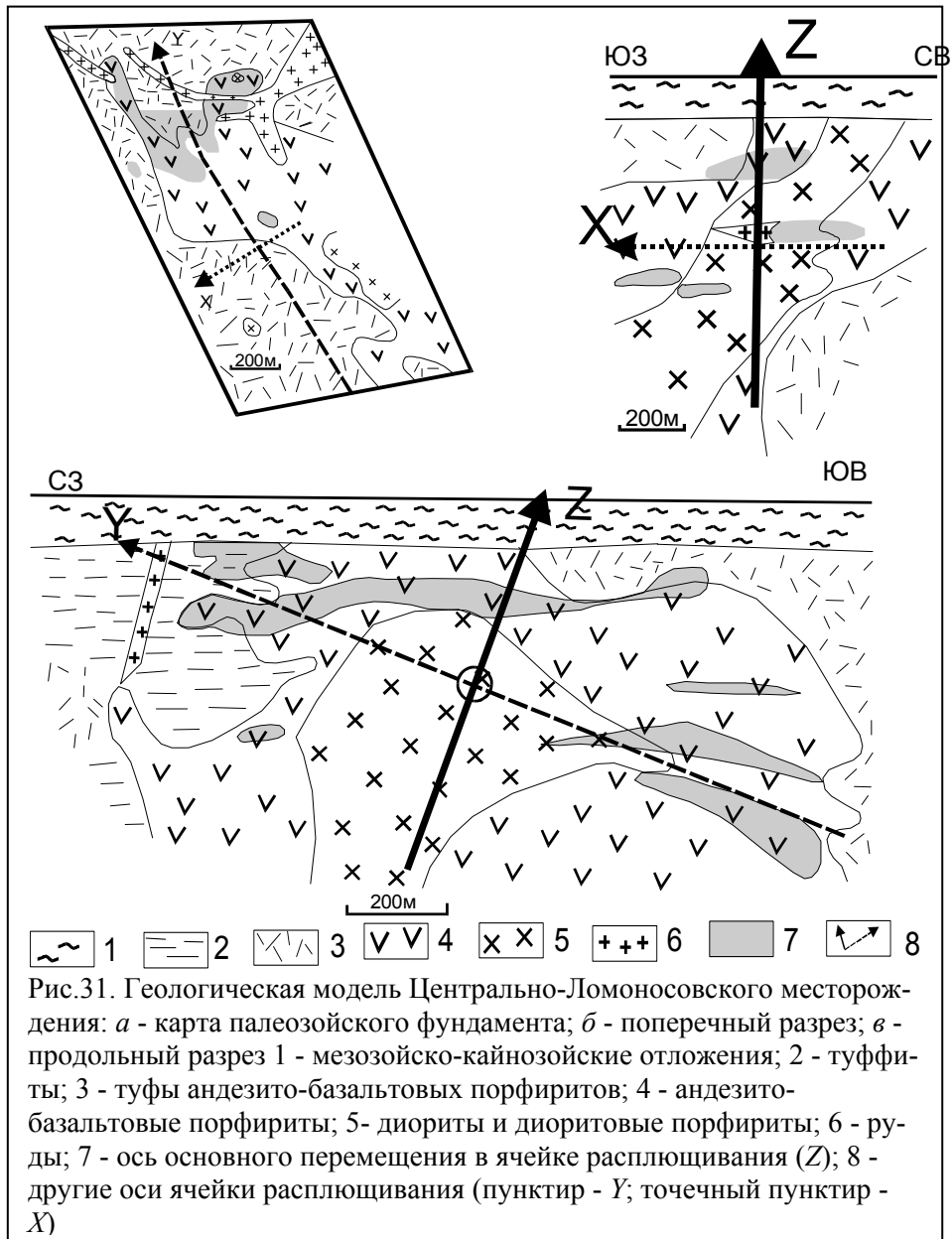
Последовательность формирования минералов околорудных метасоматитов и руд на месторождениях района едина и различается на разных месторождениях только деталями. В целом она может быть представлена следующей схемой сменяющихся во времени стадий минерализации. Скарновая стадия - самая ранняя, в нее выделялись пироксен и гранат; рудная стадия - выделялся магнетит; сульфидная стадия с основной массой сульфидов - пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом; и гидросиликатная стадия - наиболее поздняя, в нее входят цеолиты, хлорит, а также кальцит.

Руды месторождений подчиняются нескольким механизмам контроля и, кроме того, их геометризация в недрах вызывает споры. Наиболее четко ячейки расплющивания проявлены на Центрально-Ломоносовском и Сарбайском месторождениях.

Центрально-Ломоносовское месторождение находится в разрывной зоне, окаймляющей с запада вулканическую депрессию (рис.30, 31). Фрагмент разрывной зоны, вмещающей месторождение, вероятно, имеет вертикальное падение и взбросовый характер. Эти параметры были определены при картировании трещиноватости в керне вертикальных скважин, пройденных при разведке месторождения. Картировались сорудные сколовые трещины, на стенках которых имеются следы магнетита или скарновых минералов. Эта трещиноватость отвечает временному интервалу от вулканогенного развития района до проявления складчатости. Наибольшее количество трещин, встреченных в керне, имеет вертикальное падение, а борозды скольжения на 60% трещин вертикальны, а на 10% - горизонтальны (всего около 5000 замеров).

Хотя четко выраженных разрывов на месторождении не обнаружено, оно имеет строение, подобное ячейке расплющивания. В центральной части (в данном случае в зоне растяжения) локализовано тело диоритов; вокруг которого расположены порфириты и руды с сохранением симметрии по отношению к направлению перемещения. В сечении, пер-

пендикулярном взбросовой зоне, месторождение имеет центр



инверсии - некоторую точку (рис.31). Таким образом, месторождение характеризуется той же симметрией относительно

структурных осей, что и ячейка сплющивания в зоне пониженной вязкости. Это дало право автору воспользоваться этой моделью при интерпретации структуры месторождения [124].

Сжатие при образовании месторождения подтверждается широким развитием участков сколов и тектонического пластического течения в породах и рудах месторождения (рис.32).

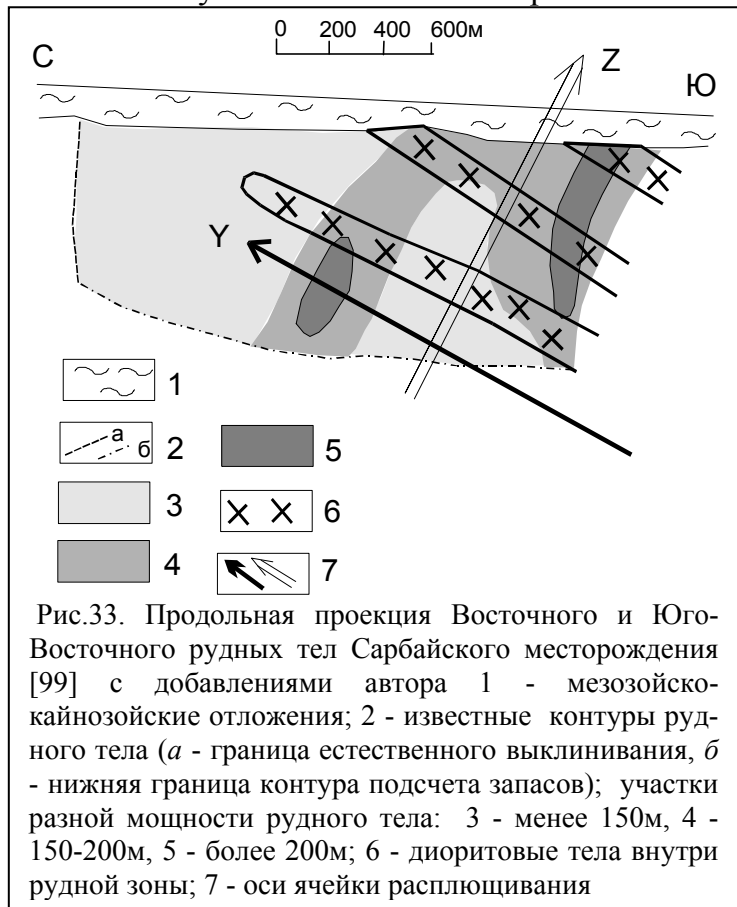


Рис.32. Проявление пластического течения в магнетитовых рудах Центрально-Ломоносовского месторождения (ширина образца 5 см) Темное - участки, обогащенные скарново-рудными минералами; стрелки указывают направление сжатия.

Сарбайское месторождение находится в разрывной зоне, окаймляющей с востока вулканическую депрессию. Месторождение локализовано в вулканогенно-осадочных и осадочных породах - туффи-тах и известняках. Рудовмещающая толща прорвана диоритовыми интрузиями и подвергнута интенсивным метасоматическим изменениям. Месторождение представлено тремя компактными рудными залежами: Западной, Восточной и Юго-Восточной.

Существуют разные мнения о структуре месторождения. Результаты наиболее детального изучения структурной обстановки этапа рудообразования приведены в [127]. Материалом для этой работы послужили детальные на-

блюдения над рудными прожилками в Сарбайском карьере. Основной вывод авторов работы [127] - господство широтного (перпендикулярного рудному телу) сжатия и меридионального растяжения в дорудный и рудный этапы развития месторождения. В этих условиях частично образованное в это время скар-



ново-магнетитовое тело слабо будинировалось с образованием широтных магнетитовых прожилков, повсеместно встречающихся в карьере. О пространственной ориентировке осей этих напряжений в дорудный период авторы [127] умалчивают, но автор полагает, что вектор основного перемещения (и, соответственно, напряжение) дорудной и синрудной деформации был наклонен под углом около 70° на север (рис.33). Об этом говорит форма раздувов мощности рудного тела, параллельных этому направлению; также как и форма раздувов диоритовых тел внутри рудной зоны (рис.33). Эти раздувы, по мнению автора,

ново-магнетитовое тело слабо будинировалось с образованием широтных магнетитовых прожилков, повсеместно встречающихся в карьере. О пространственной ориентировке осей этих напряжений в дорудный период авторы [127] умалчивают, но автор полагает,

могут быть отнесены к муллион - структурам [114], т.е. они обусловлены приоткрываниями, вытянутыми вдоль средней оси деформации (вдоль оси Y ячейки расплющивания). Опираясь на эти наблюдения, автор считает, что Восточная и Юго-Восточная рудные залежи, сформировавшиеся в скарново-рудной зоне, представляют собой единую ячейку расплющивания с осями, ориентированными, как показано на рис.33. Такая гипотеза не противоречит твердо установленным фактам строения месторождения.

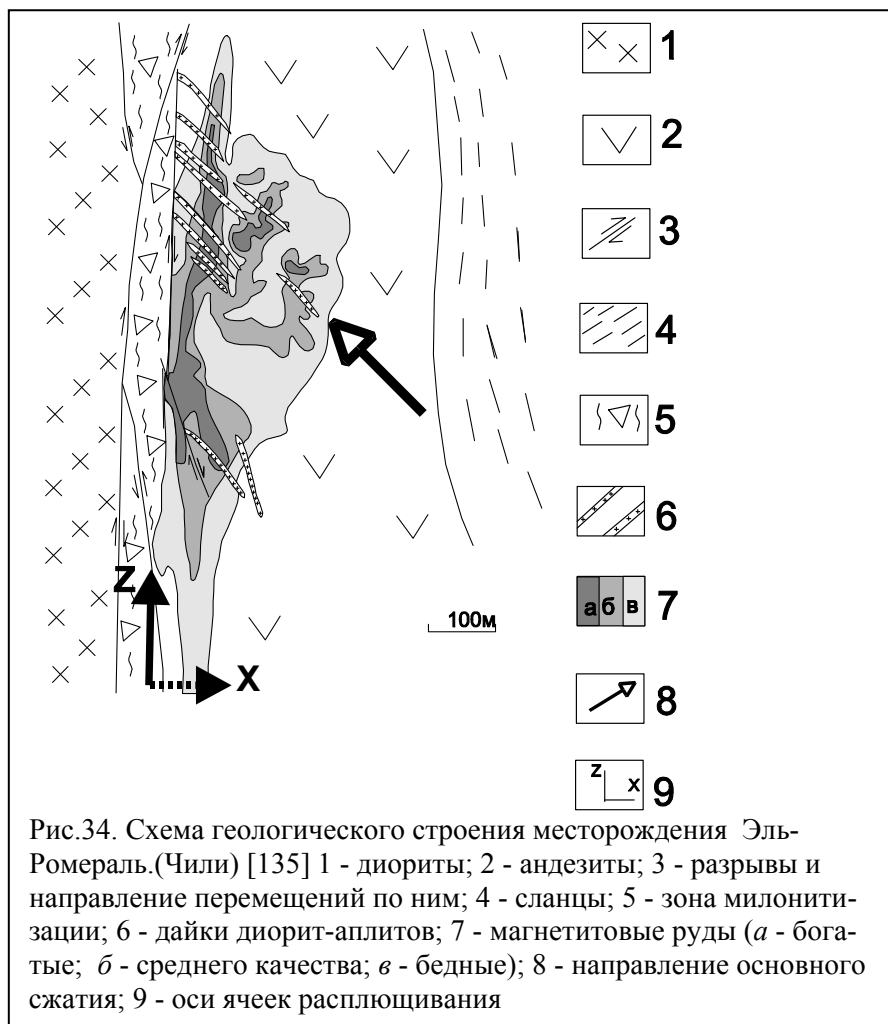
Наибольшее число разногласий вызывает послерудное нарушение, разделяющее Западную и Восточную рудные залежи [61,99]. Обращает на себя внимание отсутствие структурных аргументов в поддержку той или иной гипотезы. Автору кажется наиболее правдоподобным опускание блока, наиболее близкого к центру вулканической депрессии и сохранение в целом общего плана деформации от дорудного к послерудному времени. В этом отношении он поддерживает схему И.А.Кочергина [61]. Интересно отметить, что аналогичная ориентировка осей отмечена на Центрально-Ломоносовском месторождении, расположенном симметрично с Сарбайским относительно центра тектонической депрессии.

2.3.6. Железорудное месторождение Эль-Ромераль (Чили)

Из зарубежных скарново-магнетитовых месторождений, формирующихся в ячейках расплющивания, можно назвать Эль - Ромераль в Чили [135]. Оно сложено магнетитовыми рудами, локализованными в диорито-андезитовом массиве около крупной тектонической зоны. Зона в целом является левым сдвигом, судя по ориентировке даек диоритов-аплитов (рис.34) и направлениям перемещений по разрывным швам. Однако в ней значительную роль сыграло расплющивание, так как перемещение по швам внутри зоны соответствует как правым, так и левым сдвигам. Такие противополож-

ные перемещения внутри одной зоны характерны для структур сжатия, в частности, расплющивания.

Рудное тело локализовано в лобовом участке ячейки расплющивания. Обращают на себя внимание его размеры и форма: 850м - длина; 250м - ширина; 400м - глубина, т.е. рудное тело вытянуто по оси перемещения, соответствующей оси Z ячейки расплющивания.



2.3.7. Оловорудные месторождения Приморья

Примеры наиболее хрупкой реакции зоны деформации на расплющивание дал В.П.Уткин [115] на примере месторождений

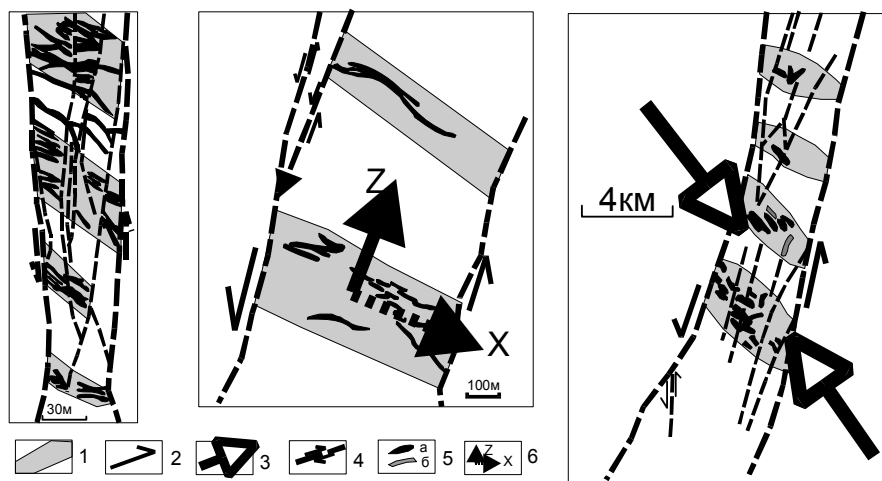


Рис.35. Схемы строения будинированных сдвиговых зон различных масштабов [115] 1 - рудо- и дайколокализирующие зоны растяжения; 2 - направление основного сдвига; 3 - направление сжатия; 4 - мелкие сдвиги и направления перемещений по ним; 5 - рудные тела (а); дайки (б); 6 - направление осей ячеек расплющивания

олова Дальнего Востока (рис.35). Здесь перетекание вещества затруднено и возникают будинаж-структуры. Будинируемым объектом является сама разрывная зона как трехмерное тело. В этом случае происходит раскрытие центральной части ячейки расплющивания, в которой образуется зона растяжения, имеющая максимальную проницаемость и заполняемая дайками и рудными телами.

Имеются примеры реализации описанных механизмов и на более низком масштабном уровне. Так А.В.Плотниковым [93] в качестве разрывной зоны описан Криворожский рудный район, и в этом масштабе видна реализация ячеек расплющивания и динамика изменения каналов проница-

емости, связанная с изменением вязкости вещества деформируемой зоны.

2.5. Дизъюнктивы нагнетания и ячейки кручения

В классической механике разрушения принято считать, что при напряженном состоянии сжатия разрушение горных пород совершается касательными напряжениями, которые ориентированы под углом около 45° к основной сжимающей нагрузке. При этом трещины, перпендикулярные и параллельные основному направлению сжатия, не растут или не образуются, так как на этих площадках согласно традиционной схеме нет касательных напряжений и все три коэффициента интенсивности напряжений равны нулю. Только в последние годы, с созданием нелинейной механики разрушения на основе теории устойчивости твердого деформируемого тела такие задачи начали рассматриваться в рамках "неклассических проблем механики разрушения" [38]. Около трещин, перпендикулярных или параллельных оси наибольшего сжимающего напряжения, возникает локальная потеря устойчивости, что и позволяет им зародиться или расти.

Геологические аналоги трещин, перпендикулярных основному сжатию, - это дизъюнктивы расплющивания, ориентированные перпендикулярно основной сжимающей нагрузке (сдвиги в терминологии Л.М.Расцветаева), были введены в вузовские курсы структурной геологии Г.Д.Ажгиреем [3], и с тех пор обрели полное право на существование. Такие дизъюнктивы образуются при расплющивании - раздавливании "ослабленного" (например, сильно трещиноватого) блока горных пород между сходящимися более жесткими, менее дефектными поверхностями. При этом происходит перераспределение вещества деформируемой зоны с образованием раздувов и пережимов, которые и являются элементами строения таких зон. Эти элементы должны быть изометричны

и иметь симметрию круга, т.е. бесконечное число плоскостей симметрии, перпендикулярных плоскости зоны и проходящих центр элемента - ячейки.

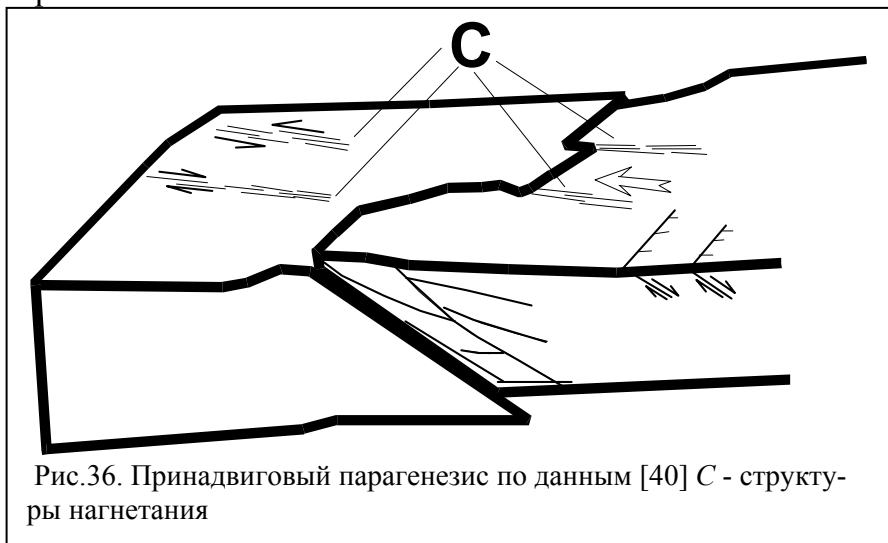


Рис.36. Принадвиговый парагенезис по данным [40] C - структуры нагнетания

Дизъюнктивы параллельные основной сжимающей нагрузке, не имеют специального названия до сих пор. Встречаясь с ними при полевых работах, геологи ограничиваются их названием по направлению смещения (шарнирные сбросы, взбросы, сдвиги). В этих названиях не выражается специфический характер разрушения в зонах и их специфическое внутреннее строение. Механизм образования этих дизъюнктивов можно пояснить на примере развития кливажа. В большинстве курсов структурной геологии приводится механизм образования складок поперечного изгиба и образования кливажа. Этот кливаж имеет очень близкий к нулевому угол скалывания, т.е. несмотря на то, что трещина располагается вдоль основного сжатия, по трещине происходит подвижка и она не является трещиной отрыва.

Кливаж - рассредоточенная структура, равномерно развитая по всей области складчатости (в идеальном варианте). Сосредоточенная же структура, образованная группой подоб-

ных трещин, будет являться дизъюнктивом, но особого типа, со специфической внутренней структурой. Такие дизъюнктивы, ориентированные под очень малым углом к основному сжатию, предлагается называть дизъюнктивами *нагнетания*. В последние годы [90] их образование было теоретически осмыслено в рамках концепции тектонических потоков как следствие случайных различий скорости движения между струями тектонического потока (бифуркаций сдвигового течения). В литературе автор трижды встретил описание подобных структур, выявленных в парагенезисе с надвигами. Во-первых, это работа [40], где они описаны на

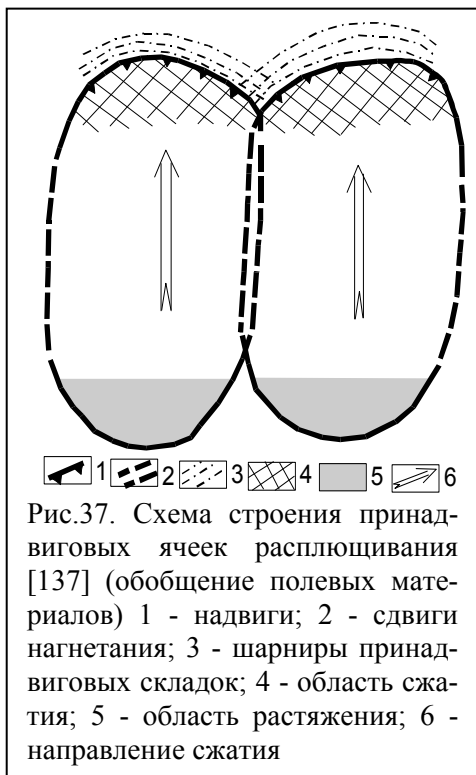


Рис.37. Схема строения принадлежков ячеек расплющивания [137] (обобщение полевых материалов) 1 - надвиги; 2 - сдвиги нагнетания; 3 - шарниры принадлежков складок; 4 - область сжатия; 5 - область растяжения; 6 - направление сжатия

с надвигами. Во-первых, это работа [40], где они описаны на



Рис. 38. Зарисовка обнажения со структурами нагнетания [137]

фронте надвига перпендикулярно его простиранию (рис.36).

Во-вторых, это работа [137], где указано, что они разделяют надвиговые ячейки (рис.37), и наблюдаемы в обнажении (рис.38). Ав-

тор также наблюдал подобные структуры в малых формах на Центрально-Ломоно-

совском месторождении, где в керне скважин виден кливаж нагнетания, параллельный сжимающей силе.

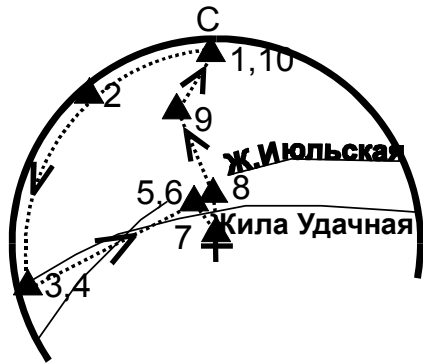


Рис.39. Схема миграции оси основного сжатия при развитии структуры Дарасунского месторождения (стереографическая проекция) Стрелки - направление миграции оси во времени; цифры - номера этапов деформации; треугольники - основные структуроформирующие этапы.

Структура нагнетания обладает очень специфической дискретностью. Действующие сжимающие силы редко располагаются на одной прямой, чаще они образуют крутящую пару, приводящую к продольному кручению всей зоны. Возникают ячейки продольного кручения. В результате образуются специфические полости отслоения, имеющие поворотную симметрию. Типичными примерами являются жила Удачная Дарасунского золоторудного месторождения и Соколовское скарново-магнетитовое место-

рождение.

Из геологических объектов со структурами продольного кручения наиболее изученным является жила Удачная Дарасунского сульфидно-золоторудного месторождения. Детальные работы на

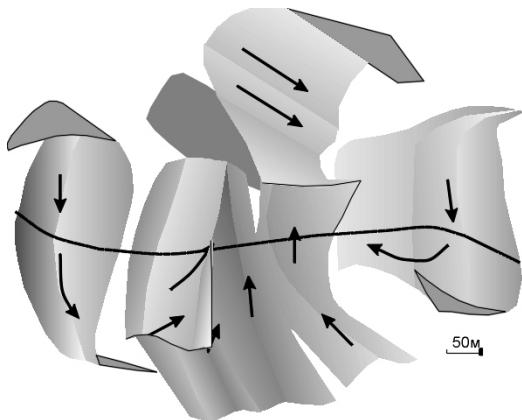


Рис.40. Блок-схема поверхности жилы Удачная Стрелки - закартированные перемещения ближнего к зрителю крыла жилы в рудный этап деформации; окружности - центры ячеек кручения

этом объекте проводили Ж.В.Семинский, В.В.Корж, С.П.Летунов, результатами этих работ пользовался автор.

Месторождение расположено в Восточном Забайкалье. Оно приурочено к крупному тектоническому блоку, заключенному между двумя региональными разломами, вытягивающимися на северо-запад. Развитые в пределах блока многочисленные почти параллельные золоторудные жилы имеют главным образом восток-северо-восточное простирание и крутое падение. Жилы являются результатом выполнения трещинных полостей. Они залегают в гранодиоритах, кварцевых диоритах и диоритах среднепалеозойского возраста. Руды золота представлены пирит-арсенопиритовым, халькопирит-тетраэдритовым и отчасти сфалерит-галенитовым типами.

Жила Удачная находится на Центральном участке месторождения. Этот участок испытывал многократные деформации чрезвычайно сложной истории (как и все Дарасунское месторождение). Исследователи выделяют 10 структурных этапов, в каждом из которых была своя ориентировка оси напряжений (рис.39): 1 - региональное тектоническое поле, формирование

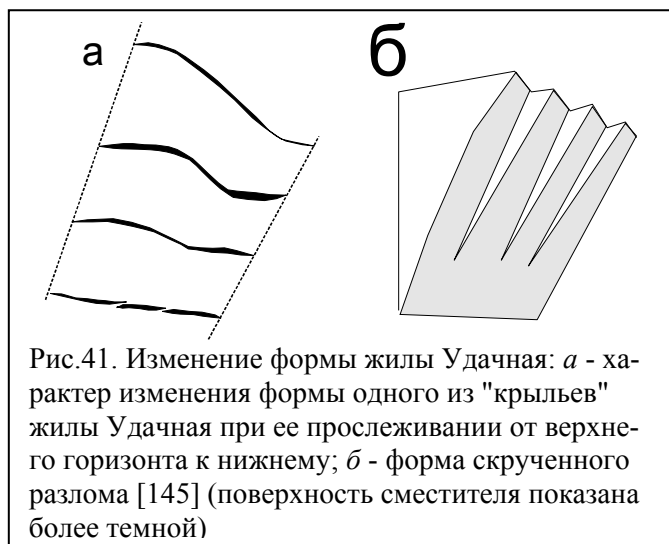


Рис.41. Изменение формы жилы Удачная: *а* - характер изменения формы одного из "крыльев" жилы Удачная при ее прослеживании от верхнего горизонта к нижнему; *б* - форма скрученного разлома [145] (поверхность сместителя показана более темной)

основных структур месторождения; 2, 3 - этапы подновления структур; 4 - формирование эпидотовых прожилков; 5 - формирование ранних прожилков сульфидов; 6 - стадия отложения золота; 7, 8 - кварц-кальцитовые про-

жилки;

9 - формирование посткальцитовых зеркал скольжения, ожелезненных трещин скола; **10** - этап развития субмеридиональных разрывов.

По крайней мере первые три этапа деформации развивались в напряженном состоянии преобладающего сжатия. Два из перечисленных этапа имели максимальное влияние на морфологию жилы Удачная. На этапе 1 структура представляла собой одну ячейку расплющивания с началом координат в центре будущей жилы и выклинивающейся к ее краям. Затем на этапе 6 при направлении сжатия почти параллельно будущей жиле произошло кручение ослабленной зоны, в результате чего внутри рассматриваемой структуры сформировались 2 ячейки кручения, центры которых показаны на рис.40. Крылья этих ячеек являются классическими скрученными разломами (wrench faulting) [145] (рис.41).

Интересно отметить, что другие близлежащие жилы (например, расположенная в 300м южнее жила Июльская, детально

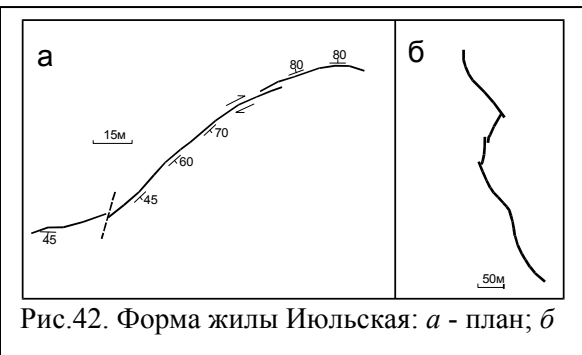


Рис.42. Форма жилы Июльская: а - план; б

изученная теми же исследователями), хотя и имеют пропеллерообразную форму (рис.42), но изначально (в этап деформации 1) формировались как сколовая зона (под углом к вектору основного сжатия) из-за несколько иной

ориентировки (см. рис.39). Вероятно поэтому кручение выразилось только в слабом пропеллерообразном искривлении сегментов жил.

Соколовское месторождение. Расположено в Соколовско-Сарбайском рудном районе, описанном выше (раздел 2.3). Геология района достаточно полно освещена в [45,109]. Вмещающими породами на месторождении являются андезитовые и андезито-базальтовые порфириды, их туфы и туфобрекчии, а также туффиты и известняки. В южной части месторождения

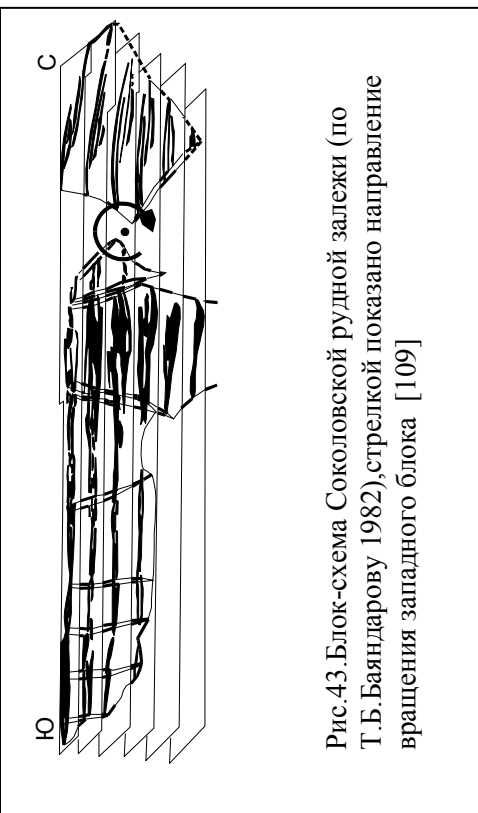


Рис.43.Блок-схема Соколовской рудной залежи (по Т.Б.Баяндарову 1982),стрелкой показано направление вращения западного блока [109]

расположен массив интрузивных диоритов. Вмещающие породы интенсивно изменены с образованием скаполит - альбитовых метасоматитов.

Собственно месторождение локализовано целиком в субвертикальной разрывной зоне меридионального простирания мощностью около 300м в центральной и южной части и до 650м в северной части. Длина месторождения около 9км. За пределы разрывной зоны рудные тела практически не выходят [45]. Н.И.Руденко [99], изучавший строение месторождения, считал рудовмещающую разрывную зону шарнирным сбросом с центром вращения в северной части месторождения. Эту точку зрения разделяют и другие исследователи.

Автору она также кажется вполне соответствующей истине. Форма рудной залежи (рис.43) действительно близка к телу вращения в плоскости разрывной зоны (продольное вращение) с центром вращения в районе разведочной линии 57 - примерно там, где его помещал Н.И.Руденко. Прицентровая часть фигуры вращения

близка по форме к типичным структурам продольного вращения, например, жиле Удачная Дарасунского золоторудного месторождения. Можно заключить, что месторождение представляет собой одну ячейку продольного вращения радиусом около 7км.

Таким образом, обобщение эмпирического материала показывает, что элементы строения дизъюнктива - ячейки имеют определенные форму и строение. Их строение, в частности, выражается в расположении и ориентировке каналов проницаемости внутри дизъюнктивной зоны. Для дизъюнктивных зон, ориентированных под углом к вектору основного сжатия, каналы проницаемости ориентированы перпендикулярно либо параллельно направлению перемещения крыльев зоны, в зависимости от вязкости вещества зоны. Для зон нагнетания (параллельных вектору основного сжатия) каналы проницаемости имеют форму фрагментов спирали, а для зон расплющивания (перпендикулярных вектору основного сжатия) - форму кольца, лежащего в плоскости зоны.

Рудные тела и рудные столбы на месторождениях полезных ископаемых в зонах сжатия "маркируют" каналы проницаемости, что и определяет практическую ценность знания внутреннего строения дизъюнктивных зон. Примеров последнего случая- кольцевого в плоскости зоны рудного тела или столба - в литературе автором не встречено. Возможность выявления кольцевых рудных тел или рудных столбов в дизъюнктивах сплющивания является тем элементом предсказания, присутствие которого желательно в любой эмпирической гипотезе.

3. ОСОБЕННОСТИ РУДОГЕНЕЗА В ЗОНАХ СЖАТИЯ

3.1 Общие положения

Особенности рудогенеза в зонах сжатия, несмотря на наличие такой графы в существующей классификации геотектонических обстановок рудообразования [111], в настоящее время еще не достаточно ясны. Даже по наиболее принципиальному вопросу: возможен ли рудогенез в зонах сжатия, мнения разных исследователей полярны. Так как выше показано, что формирование зоны сжатия начинается с протоструктуры волны сжатия, рассмотрение этого вопроса логично начать с роли протоструктур.

Сейчас уже достаточно ясно, что протоструктуры могут играть роль промежуточных рудоконцентраторов. По В.Н.Мораховскому [84], при анализе структур рудных полей гидротермальных месторождений олова, вольфрама, меди и некоторых других проявляются явные признаки их двухэтапного формирования. С начальным этапом связана мобилизация рудного вещества в протоструктуры, представленные замкнутыми объемами определенной формы и пространственной позиции среди метасоматически измененных фоновых пород; со вторым этапом - сегрегация этого вещества в жилах и штокверково-рудных зонах с образованием промышленных концентраций. С.В.Белов также считает, что тектонические поля напряжений являются инициаторами геохимических процессов, обуславливая появление областей селективного выноса одних компонентов пород и компенсационного привноса других, вызывают своеобразную "поляризацию" вещества и определяют меру концентрации рудных элементов. Этот этап является рудоподготовительным, обеспечивающим первую ступень концентрации руденения [12].

Правда, далее эти два исследователя резко расходятся в оценке характера процесса. С.В.Белов считает, что предварительное рудоконцентрирование происходило диффузионным

путем и локализовалось в структурах сжатия. Под воздействием высокоактивной высвободившейся воды растворялись рудные компоненты и стягивались в зону сжатия. Дальнейшее растяжение обеспечивает протекание второго этапа рудоконцентрации при флюидопереносе и рудоотложение в открывшихся полостях [11,12].

В.Н.Мораховский придерживается противоположной точки зрения. По его мнению, рудные элементы накапливаются в структурах растяжения и затем отлагаются при их вскрытии тектоническими нарушениями. Примерно к такому же заключению пришли исследователи в [35]. По их данным, из зоны тектонитов сжатия элементы выжимаются в тени давления не только бародиффузией, но и пленочным переносом.

Автор считает, что и тот, и другой процессы имеют место и оба они могут дать эффективную рудоконцентрацию при благоприятном стечении обстоятельств. Рассмотрение процессов отжима рудных элементов в одномасштабную зону растяжения выходит за рамки данной работы и относится к подготовительному этапу рудогенеза при растяжении. Здесь же внимание автора направлено на участки сжатия.

3.2 Эмпирические наблюдения

Прежде всего следует отметить, что месторождения, образовавшиеся в зонах сжатия, действительно существуют. Это, во-первых, месторождения, синхронные с надвигами и локализованные в надвиговых зонах. В наиболее подробной сводке И.С.Вахромеева [26] по этому вопросу рассматривается довольно большой набор полезных ископаемых, локализованных в зонах надвигов. Преобладающими в этой тектонической позиции являются золоторудные месторождения в тонкозернистых терригенных породах. Известны многочисленные месторождения золота подобного типа, в частности, на Урале, в Алтае-Саянской складчатой области, в Африке.

Подобные месторождения золота описаны Ч.Х.Арифуловым с соавторами [7] для района Южного Тянь-Шаня, причем выделены две группы объектов - приуроченные к близгоризонтальным зонам сжатия (Мурунтаусский тип* и близвертикальным зонам сжатия (Даугызтауский тип). Эти два типа месторождений несколько отличаются по геологии, минеральному составу, морфологии и т.п. Последние публикации по месторождению Сухой Лог [24] также говорят о обстановке сжатия при его формировании. Близкую точку зрения (синдеформационные месторождения в принадвиговом парагенезисе) высказывают и австралийские авторы о генезисе золоторудных месторождений провинции Виктория (Ваттл Гулли и др.[138,154]). Детально описанное выше месторождение Совиное тоже принадлежит к этому типу.

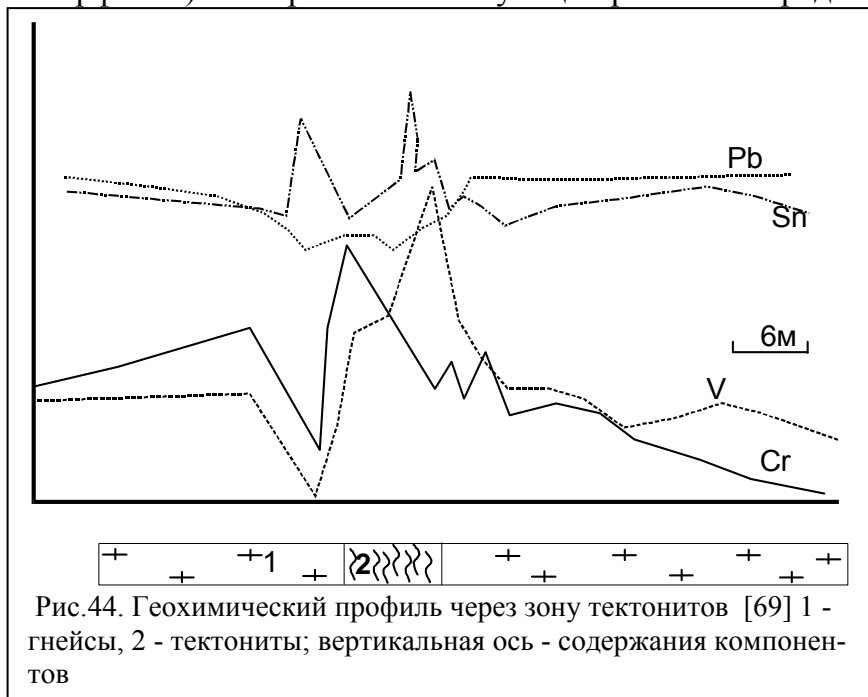
Анализ тектонической обстановки при образовании скарновых железорудных месторождений, проведенный А.Л.Кулаковским [63], показывает обязательность проявления этапа сжатия при формировании этих месторождений. С ним согласны авторы работы [112] для условий Магнитогорской мегазоны и Я.П.Баклаев для Урала в целом [9]. Собственные исследования автора на железорудных скарновых месторождениях Тургая тоже подтверждают эту точку зрения (см. раздел 2.3.5).

Из приведенного перечня можно заключить, что условия сжатия в настоящее время наиболее надежно реконструируются для периода формирования месторождений золота в мелко-тонкозернистых осадочных (чаще всего в «черных сланцах») и железа в вулканногенно-осадочных вмещающих породах. Есть данные [10,142] о способности к концентрации олова (а возможно платины, урана, ванадия) по этому меха-

*О гединамической обстановке рудообразования на этом объекте есть и другие мнения: частичное сжатие [104] и растяжение [53], но сути изложенного эта позиция не меняет)

низму, но они, по мнению автора, в настоящее время недостаточны. Возможно процессы концентрации этих элементов будут несколько специфичны, например для олова, как отмечал Ю.И.Бакулин, концентрация в зонах сжатия идет в узком диапазоне давлений, наложение нескольких процессов приводит не к концентрации, а к рассеиванию олова [10] (в противоположность золоту, для которого практически единогласно признается усиление концентрации при многостадийном деформировании).

Другим источником эмпирических геологических сведений о рудогенезе в в зонах сжатия является изучение поведения рудных элементов в зонах пластичных сдвигов (стресс-метаморфизма). Авторы соответствующих работ не определяют



вид напряженного состояния при формировании этих объектов, но очевидно, что исследуемые зоны стресс-метаморфизма маловероятны в условиях растяжения. Это обычно зоны катаклаза, милонитизации, тектонического те-

чения пород, которые в подавляющем большинстве могут возникать в напряженном состоянии сжатия и чистого сдвига. Приводимые западными геологами исключения скорее подтверждают общее правило.

Наиболее основательная работа такого плана [69] дает для разных рудных элементов разные варианты поведения в поле напряжений (рис.44). Выявляется как привнос в зону сжатия (на рис.44 привносятся Sn, V, Cr), так и вынос рудных элементов из нее (Pb на рис.44). Для некоторых элементов виден отрицательный ореол рядом с тектонической зоной, что говорит о выносе элемента из вмещающих пород в тектоническую зону.

Эмпирические работы по геохимии зон стресс-метаморфизма обобщил Б.М.Чиков [122], который считает, что в зонах стресс-метаморфизма может происходить концентрация двумя различными способами: по одному механизму V, Cr, Se, Co, Ni, Fe, Au; по другому механизму Pb, Sn, U, Th. Эта же проблема обсуждается в работах китайских геологов по моделированию зоны стресс-метаморфизма в образце доломита, подвергнутого раздавливанию (в образовавшуюся в образце зону разрушения мигрировал свинец и накапливался в ней) и на уровне месторождений ([162]), где было установлена миграция Au, Ag, Cu в зону стресс-метаморфизма. Имеющими отношение к изучаемому вопросу следует признать эмпирические работы по геохимии фаций регионального метаморфизма и поведения рудных элементов при региональном метаморфизме. Исследователи этого вопроса установили миграцию золота при метаморфизме [27, 91].

Интересны также экспериментальные данные по миграции золота в пористых образцах пород при температурах гидротермального процесса с присутствием хлора в среде [32]. Б.А.Блюман [15] отмечал также роль углерода в изменении форм нахождения золота в горных породах. По его данным в терригенных толщах с присутствием органического вещества две трети золота находится в несвязанной, миграци-

онно-способной форме. Таким образом, эмпирические факты позволяют признать принципиальную возможность концентрирования рудных элементов в зонах сжатия и особую "любовь" к концентрации в них железа и золота.

3.3. Процесс рудогенеза в области сжатия

3.3.1. Модель рудогенеза

Рудогенез в области сжатия чаще всего проходит несколько этапов, т.е. является регенерированным. Под регенерированным рудообразованием мы, вслед за [7,29] понимаем специфический процесс преобразования рудного вещества, предварительно уже сконцентрированного некоторым другим процессом. Чтобы подобный процесс можно было назвать рудообразующим, необходимо, чтобы результатом его была дальнейшая концентрация полезного вещества в недрах. Есть и другой вариант, когда ранний процесс слабо концентрирует вещество, но переводит его в подвижные формы, что позволяет последующему процессу осуществить концентрирование. Таким образом, должна иметь место, по меньшей мере, двухэтапная схема рудоконцентрации. Сам принцип последовательного рудоконцентрирования в настоящее время завоевывает довольно много сторонников среди российских геологов [44,62,103]. Позиция авторов основывается на представлении в качестве «резервуара последней предконцентрации» объема горных пород, находящегося в условиях тектонического сжатия-стресса.

В настоящее время достаточно очевидно, что области сжатия являются участками мобилизации многих металлов. Именно в участках сжатия, в связи с разрушением связности горных пород, образования разномасштабных кливажа и сланцеватости, происходит перестройка вещества всех уровней масштаба, вплоть до молекулярного. Накопленная механическая энергия в области сжатия может релаксироваться за счет повышения растворимости минера-

лов, изменения их сорбционной способности, изменение кинетического фактора медленно идущих реакций, увеличения масштабов диффузии [68]. Все это способствует образованию в поровом пространстве области сжатия состояния вещества, близкое к «мобилизату», химическая теория которого детально разработана Р.П.Котиной[57].

Кроме мобилизации, в области сжатия может происходить и концентрация полезных компонентов. При этом известно несколько природных механизмов, которые могли бы обеспечить движение компонентов в область сжатия. Это эффект капиллярного всасывания, когда жидкость мигрирует под действием сил поверхностного натяжения из более "толстых" каналов в более тонкие, это эффект растекания по вновь образованным поверхностям [102], не зависящий от перепадов давления. Это бародиффузия [101], которая не может обеспечить миграцию рудных элементов, но эффективно перераспределяет в области повышенного давления элементы - рудоносители, в частности хлор. Сжатие горных пород также создает физические поля, влияющие на перераспределение элементов, в частности электрическое поле пьезоэффекта.

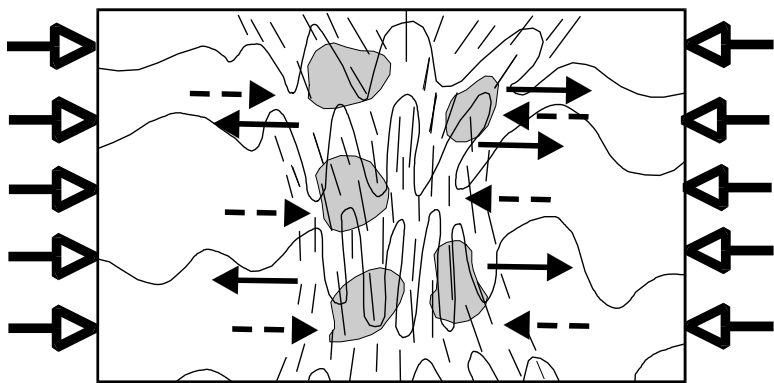
Понятно, что этот список будет возрастать с новыми исследованиями по физике, химии, физикохимии. Однако детальная физико-химическая картина процесса вряд ли может быть реконструирована в ближайшем будущем, поэтому наиболее достоверные доказательства перемещения компонентов дают геохимические работы. Исследования геохимии областей сжатия (стресс-метаморфизма) проводились разными авторами [34,69,70,96,113,121,122,] и др., и вполне определенно показана возможность перемещения компонентов под действием стресса. Правда, список элементов, способных к концентрации в напряженных зонах, у разных исследователей различный (особенно в части металлов), и часто противоположный. Последнее связано, вероятно, не только с сложностью исследований, но и с нелинейной нестабильностью подобных процессов, в которых изменение любого из парамет-

ров (температуры, давления, химического состава, кислотности флюидов; химического состава вмещающих пород, напряженного состояния участка, подстилающих пород, влияющих на состав поднимающихся флюидов и т.п.) может вызвать изменение процессов до противоположного.

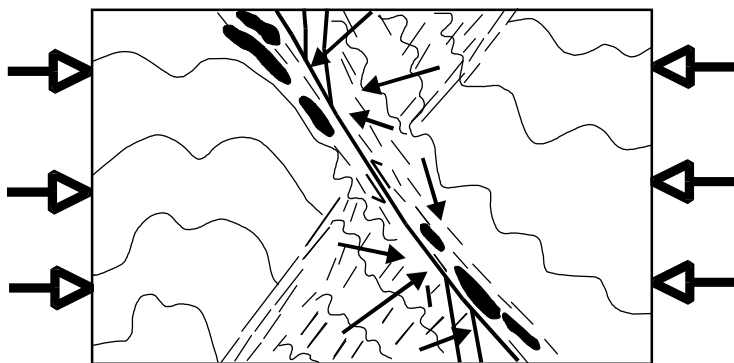
Опираясь на приведенные факты можно признать возможной формирование сравнительно большой по объему области деформации с мобилизованными рудными элементами, частично привлеченными и из окружающего пространства, что и является первым этапом рудогенеза в области локального сжатия. Мобилизованные вещества на этом этапе находятся в пленочном флюиде или во флюидах сверхмалых пор (крупные поры «задавливаются» внешним давлением). Но, как указал А.М.Блох [13,14], сверхтонкие и сверхмалые объемы флюидов имеют другие физико-химические свойства, чем объемные количества того же флюида.

О том, что подобные процессы могут протекать в геологической среде, говорит факт резкого несовпадения микро (менее 100мкм) и макро парагенезисов в горных породах [22,54]. Микроминералы образуют абсолютно запрещенные для макроминералов одновременные сочетания, что говорит о совершенно особых условиях их образования.

Хорошо известно, что следующей стадией деформации практически любого материала является стягивание дефектов (трещин, разрывов и т.п.) в некоторую узкую полосу и образование магистрального шва. Как было показано выше (раздел 2.2), в напряженном состоянии, отличном от чистого сдвига, при образовании магистрального шва образуются разгруженные участки, куда могут устремляться микропоровые растворы из всей деформируемой зоны. Но материал в этих участках не находится в состоянии сжатия, поэтому здесь могут и должны формироваться макропоры: либо под влиянием локального растяжения, либо под действием гидроразрыва при перемещении высоконапорных жидкостей из соседних более интенсивно сжатых блоков. Поровые флюиды, стекаю-



а



б

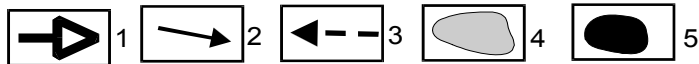


Рис.45 Схема развития рудогенеза в области сжатия. а- первый этап, б- второй этап 1- внешние тектонические силы, 2- направление фильтрации флюида в макропорах, 3- направление фильтрации флюида в капиллярах, 4- области с высококонцентрированным флюидом в микропорах, 5- рудные тела

щие в макропоры, становятся «макрофлюидами» и меняют свои физико-химические свойства, до времени не изменяя химического состава. Обогащенные ранее трудно растворимыми в «макрофлюидах» компонентами, они становятся метастабильными и резко сбрасывают этот «груз», который, в случае его промышленной ценности, формирует рудное тело

(рис.45), что и является содержанием второго этапа рудогенеза в области локального сжатия.

Геологическим следствием второго этапа предлагаемой модели должны быть во первых: термодинамически невозможные соотношения компонентов при кристаллизации метастабильных образований. Вторым следствием будет особая зональность, образующаяся при кристаллизации метастабильных образований. Внутренне равновесные, стабильные системы (например интрузивные магмы) неравновесны по отношению к вмещающей среде, и таким образом имеют максимальную скорость кристаллизации на своих контактах, что обычно выражается неоднородными разномасштабными, порфиробластовыми структурами, шаровыми текстурами, имеющим стремление к увеличению поверхности составляющих элементов (дендритные, зубчатые, лейстовые формы индивидов).

Внутренне неравновесные, метастабильные образования должны иметь максимальную скорость кристаллизации в центре геологического тела и максимальное развитие «неравновесных» текстур должно наблюдаться также в центральной части тел. Быстрота метастабильной кристаллизации должна сказываться не только на форме получающихся минеральных индивидов, но и на их внутреннем строении. Чем более «равновесна» кристаллизация, тем более совершенна структура полученного продукта.

Особенности строения зон сжатия позволяют предполагать, что именно в зонах сжатия в тонко-мелкозернистых терригенных породах условия для формирования микропорового раствора (или расплава, в зависимости от температуры) оптимальны, причем в конце первого этапа деформации, когда сжатие максимально, но разрушение ограничивается наиболее малыми по размеру структурами (кливаж и т.п.). Таким образом, в результате действия флюидных процессов совместно с деформацией в порах пород возникает сверхнасыщенный раствор или расплав, рудные компоненты которого час-

тично заимствованы из вмещающих пород, частично "вытянуты" из поровых растворов окружающего зону сжатия пространства.

Будущее месторождение уже сформировано, но еще не локализовано (рис.45, а). Локализация происходит на втором этапе развития, когда возникает разрывной шов с мелкими участками растяжения. От резкой декомпрессии при образовании разрыва микропоры выбрасывают свой материал в образующиеся макропоры, материал которых в свою очередь под действием градиента давления выдавливается в небольшие участки растяжения, образующиеся внутри дизъюнктивной зоны. В этот момент и происходит образование метастабильных гелей. Если поровый флюид, переходя в объемное состояние, не осаждает "лишние", нерастворимые в объемном состоянии вещества, а превращается в неравновесную систему, то он может существовать только перемещаясь, находясь в областях с высокими градиентами давления, т. е. обретает некоторую стабилизацию за счет энергии тектонического сжатия, аналогичным флюидным потокам, описанным в [71]. Когда приток тектонической энергии ослабевает (попадание в участок растяжения), неравновесный гель либо застывает, образуя горную породу, либо преобразуется в более равновесное образование. В последнем случае он резко изменяет свою вязкость и (или) химический состав, становясь классическим гидротермальным флюидом или магмой в условиях мозаичного равновесия с вмещающей средой.

3.3.2. Геологические наблюдения следствий рудоформирующих процессов

В связи с процессом мобилизации металлов из вмещающих пород возникает вопрос о «достаточном» их количестве. Если для железа он у большинства геологов возражений не вызывает и подытожен в [9, стр30] «мощность осветленных вулканогенных пород, сопровождающих оруденение,

прямо пропорциональна масштабам оруденения и достигает 2 км. По подсчетам Л.Н. Овчинникова, для образования 1 м^3 руды с содержанием в ней 30% железа вполне достаточно обработка послемагматическими растворами $5\text{-}8\text{ м}^3$ эффузивов или туфов», то в отношении золота вопрос более дискуссионен. Но, если учесть во-первых, региональное развитие неполнопроявленного метасоматоза в районах развития подобных месторождений, и во-вторых, факты обнаружения горизонтальных флюидных потоков в земной коре, то, не входя в противоречие с фактами, может «задействовать» такой объем горных пород, чтобы в нем было достаточно металла. Учитывая содержание золота в терригенных породах ([56], от 2 до 160 мг/т), можно рассчитать, что из 1 км^3 горных пород (объем рядовой зоны сжатия), может быть получено около 120т золота, - что составляет запасы среднего месторождения.

По мнению автора более интересен другой вопрос: существует ли в природе процесс, способный в большом объеме сконцентрировать металл, учитывая, что чем ниже исходное содержание, тем большую (в показательной степени) удельную энергию надо приложить для концентрации? Реализацию подобного процесса в настоящее время можно оценить по отрицательным геохимическим ореолам месторождений и рудных тел. Подобных исследований автору известно два: В.Г.Петрова [153], дающего оценку выноса 100-500 тонн золота из 1 км^3 породы, и В.А. Буряка, Ю.И.Бакулина и др.[25 стр.134, 24], дающих 3-5т/км³. Последняя оценка, конечно, достаточно скромна, однако, учитывая большие объемы зон мобилизации, может быть вполне значима. Сами авторы исследований рассматривают большую часть рудного золота Сухологского золоторудного района как мобилизованного, а для объекта Голец Высочайший – даже все полностью.

Понятно, что список "чудесных" свойств пленочного состояния вещества, отличающих его от объемного, будет возрастать с новыми исследованиями по физике, химии, физико-химии. Последние работы в этом направлении [97,156],

показывают все более усложняющуюся картину. Представляется, что детальная физико-химическая картина процесса вряд ли может быть реконструирована в ближайшем будущем, поэтому возможность реализации в природе модели рудоконцентрации с участием неравновесных метастабильных гелей лучше всего проверять по геологическим следствиям. Основной чертой такого геля является предельная неравновесность. Геологические выражения термодинамической неравновесности известны. Это неравновесные минеральные ассоциации, не подчиняющиеся правилу фаз Гиббса, неравновесные текстуры и структуры руд и пород. Последние более неоднородны, чем равновесные (разнозернистые, порфиробластические структуры, шаровые текстуры). Они имеют стремление к увеличению поверхности составляющих элементов (дендридные, зубчатые, лейстовые формы индивидов). Неравновесность процесса может проявляться и во внутреннем строении образующихся минералов, в виде ослабления степени кристалличности, повышенной деформируемости. При этом геологические тела, сформированные сильно метастабильными гелями, должны иметь специфическую зональность строения.

При образовании обычных магматических тел магма неравновесна с окружающими породами, но внутренне не метастабильна, и результат такого состояния проявляется в зоне зальбандов, являющейся наиболее неравновесной частью геологического тела и обладающей наибольшим количеством признаков неравновесности для типичных дайковых и силловых тел. Обычный гидротермальный раствор также внутренне равен, поэтому чем дальше процесс рудоотложения, чем больший путь прошел раствор по вмещающим породам, тем меньше неравновесность системы раствор-порода. Результатом такого развития процесса являются геологические тела (обычно жилы) с более крупными и совершенными кристаллами в центральных частях. При образовании тела из сильно метастабильных гелей должна наблюдаться обратная

картина: наибольшим количеством признаков неравновесности должны обладать центральные части геологических тел.

Автор считает, что наиболее полная реализация описанной схемы рудогенеза в зонах сжатия с участием метастабильных гелей подтверждается геологическими данными в настоящее время только для скарновых месторождений железа, не связанных с крупными интрузиями, и для месторождений золота в терригенных толщах.

Основные черты строения золоторудных объектов обсуждаемого класса достаточно четко установлены [51]. Отмечались [19,23,105] основные признаки их образования из вязких масс: рудный диапиризм, интенсивная внутренняя "тектоника" рудных жил при слабой тектонической нарушенности вмещающей толщи, «тневые» текстуры вмещающих пород в рудных жилах [92]. Была разработана также физикохимические модели процесса участия кварцевого, богатого золотом метастабильного геля в формировании золоторудных месторождений [100,134]. Выявлены факты включений золотоотлагающих агентов, содержащих 8-12% золота (что невозможно для силикатного раствора или расплава при температуре 300-600С°, общепризнанной для этих месторождений) [1]. Косвенным признаком образования из вязких масс является прямая корреляция между мощностью и содержанием в рудных телах. В пользу образования из метастабильных гелей говорит и строение рудных тел, картируемое по степени кристалличности рудного кварца. Степень кристалличности кварца определялась по отношению высоты определенной рентгеновской линии к полуширине. Чем меньше это отношение, тем ниже степень кристалличности кварца.

Малая кристалличность кварца центральных частей рудных тел по отношению к периферическим для месторождений золота показана детальным исследованием [118,133] и является установленным фактом. Аналогичная работа проведена автором на месторождении Совиное (Чукотка). Вмещающе породы представлены мезозойской песчано-сланце-

вой толщей. Месторождение локализовано в принадлежной полосе шириной около 200м, главным образом в висячем крыле надвига. В качестве геологического тела, строение которого изучается, рассматривается принадлежная пластинообразная зона переменной толщины, являющаяся рудным телом месторождения. Эта зона сложена терригенными породами, "пропитанными" кварцевыми прожилками до участков монолитного кварца. Наблюдения выполнялись в квершлагае, перпендикуляром надвиговому шву. Параллельно картировался тектонический индикатор напряженного состояния в виде конуса оптических осей кварца вмещающих пород. Диаграмма осей кварца из области относительного растяжения характеризуется пиками максимальной интенсивности, ориентированными поперек сланцеватости. Эти максимумы образуют конус вокруг оси растяжения (подробнее см. раздел 2.3.3.).

Степень кристалличности кварца анализировалась рентге-



Рис.46. Разрез через рудную зону месторождения Совино 1 - характер деформации по данным ориентировки зерен кварца (а - сжатие, б - сдвиг, в - растяжение); 2 - надвиговый шов; 3 - песчано-сланцевая толща; К - степень кристалличности кварца (чем больше значение, тем выше кристалличность).

3254 с межплоскостным расстоянием 0.07912. По результатам картирования (рис.46) видно, что степень кристалличности кварца падает в центре геологического тела и возрастает к краям, т. е. показывает закономерности, аналогичные рудам Мурунтаусского района Западного Узбекистана. Минимальная степень кристалличности приурочена не к надвиговому шву (участку максимума деформации), а к зоне растяжения - каналу проницаемости - в тектонической "тени" надвигового шва, что согласуется с предлагаемой концепцией.

Таким образом, кварц-золоторудный метастабильный гель можно принять как элемент рудообразующего процесса описываемого класса месторождений золота.

Генезис железорудных скарновых месторождений, находящихся в удалении от интрузивов, в последние полвека вызывает дискуссии с предложением самых крайних точек зрения - от вулканогенно-осадочного до собственно магматического. В настоящее время их полигенное происхождение признается практически всеми исследователями и дискуссия ведется о генезисе большинства промышленных руд. Уже с начала 50-х годов конкурируют две основные гипотезы: магматическая, с рудной магмой, образованной в результате магматической дифференциации, и гидротермально-метасоматическая, рассматривающая метасоматоз в колоннах горячих флюидов. Сторонники первой гипотезы опираются на факты резких границ рудных тел; очень высокого содержания железа в рудах (до 62%), широкого развития "жидких" текстур в рудах (обтекание минералов и обломков, рябчиковая и бурундучная текстуры расслоения); четвертичных излияний магнетит-апатитовых расплавов в районе пика Лако (Чили) [110]. Сторонники гидротермально-метасоматической гипотезы из геологических фактов опираются на широкое развитие метасоматоза и "теневых" текстур.

Необходимо отметить, что эта группа месторождений имеет все условия для образования метастабильных гелей. Месторождения локализованы в дизъюнктивных зонах, при-

чем приурочиваются к участкам сжатия [63]. На многих объек-

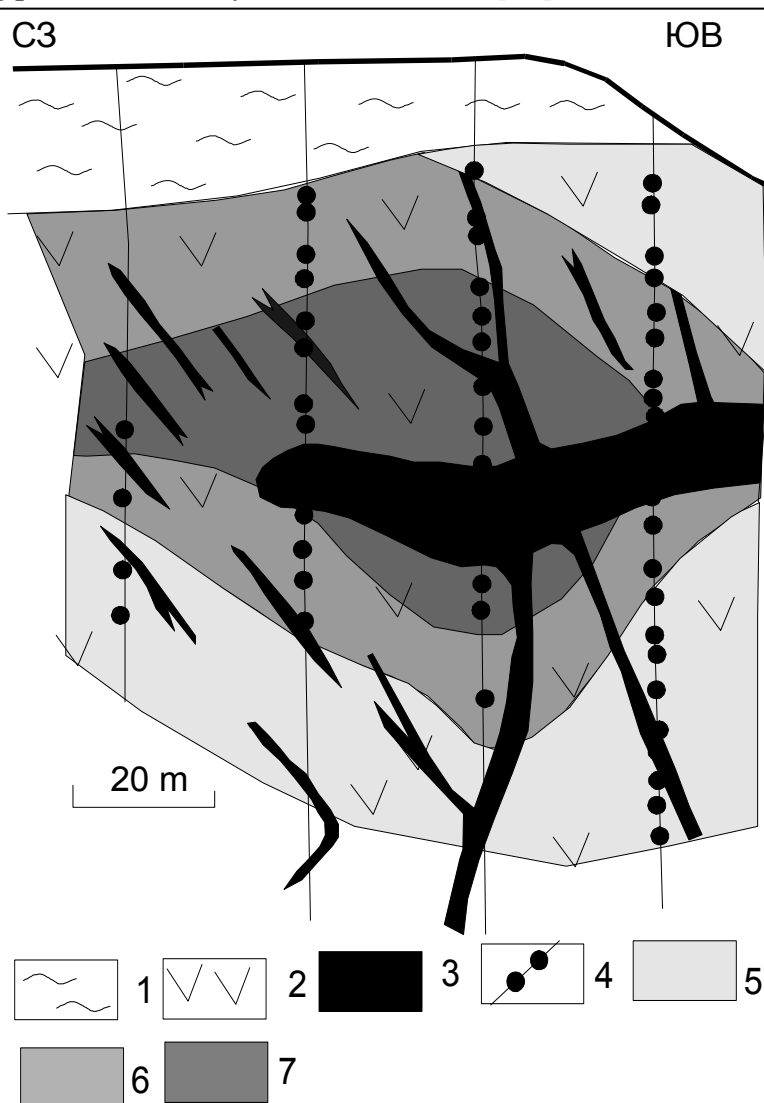


Рис.47. Геологический разрез через фрагмент рудного тела Куржункульского месторождения 1 - мезозойско-кайнозойские отложения; 2 - андезитовые порфиры; 3 - магнетитовые руды; 4 - буровые скважины с местами отбора проб магнетита; степень кристалличности магнетита (5 – высокая ; 6 - средняя; 7 - малая)

тах (в частности на всех Тургайских [88, с.125]) вокруг ме-

сторождений имеется область мобилизации железа (осветления вмещающих пород). О крайней неравновесности железоносных флюидов говорит широкое развитие дендритовых форм магнетита в рудах [150]. Кроме того, достаточно давно замечено [41,146], что магнетит-апатитовый расплав в условиях риолитового вулканизма (как в районе пика Лако) не может быть жидким, т.е. он термодинамически невозможен. Очевиден вывод о неравновесном, диссипативном характере рудного расплава или геля. Неравновесная зональность магнетитовых тел с приуроченностью зоны неравновесности к центральной части также наблюдалась С.С.Лапиным [67, с.110].

Структуры руд, степень кристалличности и зональность рудного тела специально изучалась автором на Куржункульском магнетитовом меторождении в Тургае.

Месторождение представляет собой железорудный штокверк, локализованный в андезитовых порфиритах. Его геология подробно описана в литературе [45]. Вмещающей структурой является субширотная зона деформации. Автором было проведено детальное картирование сорудной трещиноватости в эксплуатационном карьере и выяснен сдвиговый характер вмещающей структуры. Это отличает месторождение от других железорудных объектов Тургая, локализованных в преимущественно взбросовых структурах.

Автором изучался фрагмент в западной части месторождения размером 150x150x150м, разбуренный семью вертикальными скважинами и своей восточной частью выходящий в карьер. Исследуемый фрагмент в целом можно считать отдельным геологическим телом, в центре которого находятся промышленные сплошные руды, а по краям некондиционные прожилкововкрапленные (рис.47). Из участков, обогащенных магнетитом, по всему объему было отобрано 106 образцов, из которых изготавливались полированные и прозрачные шлифы и мономинеральные пробы магнетита. В последних была измерена полуширина рентгеновской линии 440, харак-

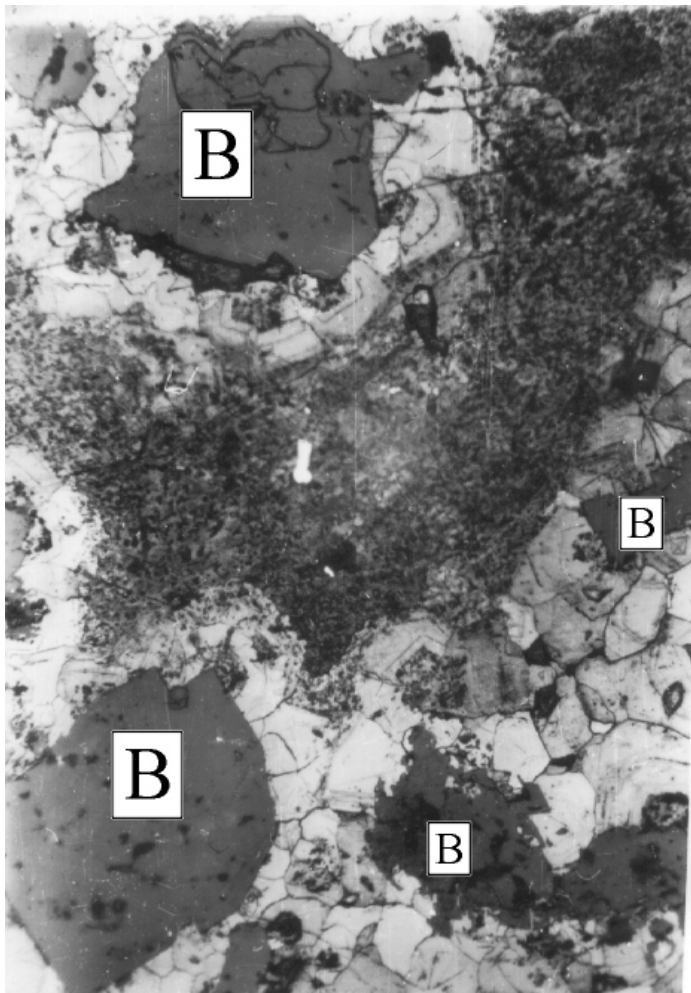


Рис.48. Неравновесные микроструктуры в магнетитовых рудах Куржункульского месторождения. Обрастание обломков вмещающих пород высококристаллическим зональным магнетитом. В центре между обломками - микрозернистый (колломорфный) магнетит (серое "крапчатое"). Увеличение 240х; протравлено. Буквой *B* выделены обломки вмещающих пород, сложенные нерудными минералами

теризующая степень кристалличности магнетита. Изменение этого параметра в пределах разреза показывает увеличение степени кристалличности к периферии геологического тела.

На микроуровне также отмечается увеличение степени кристалличности около обломков вмещающих пород в рудной массе и стенках прожилков, в виде обрастания четкозональными кристаллами магнетита (рис.48). Кроме того, отмечаются неравновесные структуры руд в виде "шаров" концентрической зональности и расщепленных кристаллов пироксена. Последние широко развиты в месторождениях подобного типа, например, в провинции Лако [150].

Таким образом, в образовании Куржункульского месторождения метастабильные гели вполне могли играть значительную роль. Противоречит предложенной модели только отсутствие напряженного состояния сжатия непосредственно в рудном поле - здесь преобладают структуры растяжения. Однако метастабильный гель мог сформироваться в другом участке разрывной зоны и мигрировать по ней до области рудолокализации. Так как вся тектоническая зона является участком деформации, то энергии деформации вполне могло хватить для поддержания текучего состояния метастабильного геля и его перемещения.

Факты метасоматического замещения вмещающих пород на рудных месторождениях считались четким доказательством гидротермального генезиса. На обсуждаемых месторождениях железа процессы метасоматоза развиты чрезвычайно широко. "Теневые" черты строения рудных тел в виде реликтов структур замещаемых пород - основная черта этих месторождений [67]. Однако "теневые структуры" характерны и для метаморфогенных гранитов при замещении пород, при нагнетании равновесной мигмы. Метастабильный гель должен в среднем обладать большей способностью к замещению по сравнению с равновесными образованиями именно из-за своей большей химической активностью в связи с неравновесной формой содержания химических соединений. Поэтому структуры замещения-метасоматоза им абсолютно не противопоказаны. Кроме того, каналы их движения и области устойчивости - это мелкие поры, а значит, метасо-

матоз и "пропитка" являются "естественными" механизмами взаимодействия метастабильных гелей с горными породами. При этом способ "отвода" веществ из зоны замещения может быть гидротермальным, через образование конвективных ячеек с участием пластовых вод за счет теплового эффекта зоны деформации и (или) ее эжекторных свойств.

Еще одним фактом, проливающим свет на метастабильные гели алюмосиликатного состава, является наблюдение даек с обратной зональностью на Корнуолле и Хибинском массиве[46,стр. 36;49, стр. 207, 136].. В этом случае более мелкозернистая зона расположена в центре дайки, а более крупнозернистая - около зальбандов. Весьма возможно образование подобных тел из метастабильных магм и гелей.

Из изложенного можно видеть неплохое соответствие геологических фактов строения месторождений золота в терригенных толщах и железорудных внеинтрузивных скарнов в вулканогенных толщах предлагаемой модели рудообразования с участием метастабильного геля, концентрирующего в себе рудные элементы, мобилизованные из вмещающих пород. Термин «регенерированные месторождения», введенный в [7] для объектов подобного генезиса, представляется удачным.

Может возникнуть вопрос: откуда взялись рудные элементы в породах зоны сжатия и ее окружения? Этот вопрос выходит за рамки настоящей работы и по существу относится к области металлогении. Однако можно отметить, что месторождения зон сжатия обычно локализуются в районах и породах с повышенным геохимическим фоном концентрирующегося в месторождении элемента (хотя известны и исключения). Более того, в зонах сжатия обычно находят и ранние руды осадочного или вулканогенно-осадочного происхождения, т. е. рудоконцентрация началась до возникновения зоны сжатия, на этапе предшествующего растяжения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Каждый этап тектонической деформации месторождения или рудного поля начинается с возникновения "протоструктур", представляющих собой структуры автоволн деформации. Позднее они трансформируются в зависимости от конкретных геологических условий. Одновременно с возникновением протоструктур начинается процесс рудообразования и закладываются основные черты структур рудолокализации.

В зонах сжатия выделяются элементы дискретности их строения (ячейки), имеющие определенное строение, которое обусловлено вязкостью материала зон, направлением действия внешней силы, кинематическим типом дизъюнктива. От этих же параметров зависит положение и ориентация участков максимальной проницаемости в зоне сжатия, которые в процессе рудообразования являются рудоподводящими каналами и областями рудоотложения.

В зонах сжатия происходят специфические процессы рудогенеза, главными чертами которых является мобилизация рудных элементов из вмещающих пород в неравновесные флюиды, мигрирующие в участки максимальной проницаемости и образующие в них рудные тела.

Изложенные выше отдельные элементы можно объединить в общую модель рудогенеза в зонах сжатия. Этот процесс делится на два этапа.

Первый этап начинается с формирования протоструктур волн сжатия. В самый первоначальный период сжатие приводит только к уменьшению пористости, но впоследствии деформация дает о себе знать на разных масштабных уровнях строения горных пород. Возникают мелкие в масштабе рассмотрения дефекты: от кливажа до волнистого погасания и трещиноватости минералов в шлифе. С их появлением возрастает капиллярная пористость и микропористость. Из минералов пород зоны сжатия в поровый флюид переходят мно-

гие рудные элементы (процесс мобилизации). В результате формируются два потока флюидов: по макропорам - из зоны сжатия, по капиллярным порам - внутрь зоны. Эти два потока фильтрации производят перераспределение химических элементов в породах. К фильтрационным потокам добавляются и диффузионные потоки, вызванные разностью давления и электрического потенциала зоны сжатия и окружающих ее пород. В микропорах зоны, созданных деформацией сжатия, образуется высококонцентрированный пленочный флюид, содержащий рудные элементы (как выщелоченные из вмещающих пород зоны сжатия, так и "вытянутые" пленочным переносом и диффузией из порового флюида близлежащих участков).

Локализация ценных компонентов в рудное тело происходит на втором этапе, когда формируется разрывная зона, которая содержит локальные области растяжения. Положение, ориентировка и форма этих областей зависят от вязкости пород и ориентировки внешнего сжатия, но само возникновение подобных локальных участков растяжения обязательно в обстановке сжатия. Пленочный поровый флюид дренируется в локальные области растяжения в разрывных зонах, в результате чего переходит в "объемное" состояние и становится термодинамически неустойчивым. Он может сохранять свою целостность только как диссипативная система, поглощающая тектоническую энергию, и существовать только в движении. Попадая в участки локального растяжения внутри области сжатия, это геологическое образование преобразуется в рудные тела со специфической зональностью.

Благодарность за поддержку, консультации и советы автор выражает доктору геол.-мин. наук, профессору Ю.В.Лиру, кандидату геол.-мин. наук С.П.Летунову, кандидату геол.-мин. наук Панфилову А.Л. Автор признателен сотрудникам и организациям, оказавшим содействие в выполнении этой работы: академику Ж.В.Семинскому; члену-корр. РАН С.И.Шерману; В.В.Ершову, А.Х.Шафикову, (ЗабНИИ, г.Чита); доктору геол.-мин. наук А.В.Татаринову, А.А.Матвейчику (Иркутский универси-

тет); доктору геол.-мин. наук Б.Н.Шашорину, кандидату геол.-мин. наук А.А.Бурмистрову (ВИМС); доктору геол.-мин. наук, профессору Ю.Б.Марину, кандидату геол.-мин. наук Ю.Л.Гульбину (СПГГИ).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Абдулин А.А. Матвиенко В.Н. Нарсеев В.А.** Наноминералогия золота золоторудных м-ний основных промышленных типов // Отеч. геол. – 2000. - №3. - С.20-40.
2. **Адигамов Н.С. Рудаев Я.И.** Уравнения состояния, учитывающие разупрочнение материала // ФТПРПИ – 1999. - №4. - С.24-32.
3. **Ажгирей Г.Д.** Структурная геология. - М.:МГУ,1966.-350с.
4. **Алексеев А.Д. и др.** Синергетические модели зональных дезинтеграционных явлений. // Эффективная и безопасная подземная добыча угля на базе современных достижений геомеханики. - СПб, ВНИМИ, 1996., - С.81-84.
5. **Алимов В.Ю. Вахрушева Н.В.** Интерпретация данных пироксеновой геотермобарометрии в гипербазитах офиолитов с позиции механизмов деформации. // Магматизм и геодинамика. Мат.1 Всер. петрографического сов. - Уфа,1995. - т.1. - С.7-8.
6. **Алимов В.Ю. Вахрушева Н.В.** Соотношение литостатической нагрузки и внутренних механических напряжений в гипербазитах офиолитов по данным пироксеновой барометрии. // Ежегодник ин-та геол. и геохимии УрО РАН - Екатеринбург, 1996. - С.59-62.
7. **Арифулов Ч.Х., Романов В.И., Вишневская Н.А.** Регенерированные золоторудные месторождения "кызылкумского" типа // Руды и металлы – 1994. - №3-5. – С.57-73.
8. **Арнольд В.И.** Теория катастроф. - М.:Наука, 1990. - 127с.
9. **Баклаев Я.П.** Металлогения скарново-магнетитовых месторождений Урала / препринт - Екатеринбург:УрО РАН,1996 - 67с.
10. **Бакулин Ю.И.** Геодинамические особенности рудоносных систем // Металлогения Тихоокеанского рудного пояса. – Владивосток. – 1982. - С.105-111.
11. **Белов С.В., Румянцев В.Н.** О роли тектонических напряжений в эндогенном рудообразовании // Изв.Вуз.Геол.и разв. – 1991. - №11 – С.62-74.
12. **Белов С.В.** Поля напряжений, магматизм и плутогенное рудообразование. Автореф.дгмн. - М.:ВИМС – 1992. - 50с.
13. **Блох А.М.** Состояние метаморфогенного рудоносного раствора. // Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма. М. – 1981. - С.94-104.
14. **Блох А.М.** Особенности метаморфогенного рудо-и минералообразо-

- вания в неметаморфизованных микропористых осадочных толщах. // Метаморфогенное рудообразование низких фаций метаморфизма складчатых областей фанерозоя. Киев.-1988. - С.82-93.
15. **Блюман Б.А.** Золоторудная "черносланцевая" формация: модель взаимоотношений регионального метаморфизма, гранито и рудообразования. // Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. – Новосибирск: Наука – 1988. - С.135-141.
16. **Богацкий В.В.** Механизм формирования структур рудных полей. – М.:Недра,1986. – 88с.
17. **Бойков И.С. и др.** Структурный шаг как фактор локального прогноза оруденения // Генетические модели месторождений и прогнозирование в оловорудных районах. - Владивосток,1989. – С.89-95.
18. **Борисовец В.А.** Неоднородности волнового характера в породах вблизи выработок, сооружаемых буровзрывным методом // Шахтное строительство. – 1972. - №9. - С.7-11.
19. **Бражник А.В.** Условия локализации золотого оруденения Зун-Холбинского месторождения: Автореф. дисс. на соискание ученой степени канд. геол.-мин. наук. М.:ЦНИГРИ. – 1995. - 24с.
20. **Брутяк А.Р., Гольштейн Р.В.** Статика и кинетика пространственных трещин сдвига. // Препринт Института прикладной математики. – 1985. - №88 - 28с.
21. **Буддо В.Ю.** Разломные зоны как автоколебательные системы. // Синергетика геологических систем, тез.докл. – 1992. – С.79-80.
22. **Булах А.Г.** Микромир минералов: границы и объекты. // Записки ВМО – 1998. – т.127. - №5. - С.124-134.
23. **Буряк В.А.** Метаморфизм и рудообразование. М. – 1982. - 256с.
24. **Буряк В.А. и др.** Сухой Лог - одно из крупнейших золоторудных месторождений мира: Генезис, закономерности размещения оруденения, критерии прогнозирования. – Владивосток: Дальнаука. – 1997 - 156с.
25. **Буряк В.А., Бакулин Ю.И.** Металлогения золота. Владивосток:Дальнаука. – 1998. - 402с.
26. **Вахромеев И.С.** Геолого-структурные позиции рудных месторождений в надвиговых зонах континентальной земной коры. – Уфа. – 1992. – 122с.
27. **Вахрушев С.Н., Панкрашова В.Д.** Поведение золота в гидротермально-метаморфическом процессе. // Метаморфогенная металлогения Урала. – Свердловск. – 1988. - С.152-153.
28. **Вихерт А.В.** Индикаторы палеотектонических деформаций и напряжений (краткий обзор литературы). Деп. в ВИНТИ 29 марта 1982г. №1406-82Деп.

29. **Волков А.В.** Регенерированные золоторудные месторождения СВ России // ДРАН – 1996.-т.351. - №6. - С.786-790.
30. **Вяткин В.Б.** Информационный вес отражения и его возможности при прогнозно - геологических исследованиях // Количественный прогноз твердых полезных ископаемых. - Алма-Ата – 1990. - С.25-26.
31. **Гарбер И.С., Григорьев В.Е., Дупак Ю.Н. и др.** Разрывные нарушения угольных пластов. М.:Недра. – 1979. – 190с.
32. **Глюк Д.С.** Экспериментальное моделирование гидротермально-метаморфогенного рудообразования. // Геохимия. – 1989. - №5. - С.641-651.
33. **Гончаров В.И, Волков А.В.** Геология и генезис золоторудного месторождения Совиное. - Магадан: Изд. СВНЦ ДВО РАН. – 2000. - 230с.
34. **Гореванов Д.Е., Конорев В.И.** Механизмы перераспределения и концентрации рудных элементов в зоне Приморского разлома. // Сдвиговый метаморфизм и рудоконтролирующие парагенезисы: Тез. докл. 3 раб. сов. по пробл. тектон. модел. структурообраз. в линейментных зонах. - Новосибирск – 1992. – С.9-10.
35. **Гореванов Д.Е.** Флюидно-геохимическая характеристика тектонитов зоны Приморского глубинного разлома (Зап. Прибайкалье) // РФФИ в Сибирском регионе (Земная кора и мантия). Тез.докл. – Иркутск. – 1995. - т.2. - С.30.
36. **Громин В.И.** Малые структурные формы и палеореологические реконструкции (на примере Восточного Забайкалья). - М.:Наука – 1970. – 144с.
37. **Гузев М.А. и др.** Моделирование зональной дезинтеграции горных пород в массиве вокруг подземных выработок // Тр. Дальневост. гос. техн. ун-та. – 1999. - №122. - С.42-45.
38. **Гузь А.Н.** О неклассических проблемах механики разрушения. // Физхим. мех. матер. – 1993. – т.29. - №3. - с.86-97.
39. **Данченко В.Я.** Петролого-геохимические особенности золотых руд в различных геодинамических условиях. // Металлогения скл.систем с позиций тектон.плит.Тез.1.Всерос.метал.сов. – Екатеринбург - С.166-168.
40. **Добржинецкая Л.Ф.** Деформации магматических пород в условиях глубинного тектогенеза М.:Наука. – 1989. - 288с.
41. **Долгушин С.С., Павлов Л.Л. и др.** Механизм формирования магнетитовых м-ний на примере Алтае-Саянской складчатой области. // Тр.ин-та Геол. и Геофиз. – 1987. - №667. – 165с.
42. **Дымкин А.М.** Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургая. – Новосибирск:Наука. – 1966. – 167с.
43. **Емлин Э.Ф.** Метаморфические структуры жильного кварца // Жильный кварц Восточного склона Урала: Тр.Свердловского горного ин-та. –

1970. - вып.66,ч.II - С.67-81.

44. **Жабин А.Г.** Рудоподготовительные процессы в черносланцевых осадочных формациях. // Отеч.геол. – 1997. – №6. - С.35-40.

45. **Железорудные** формации Зауралья. – Свердловск:УрО АН СССР. – 1988. - 255с.

46. **Зак С.И. и др.**Хибинский щелочной массив. - Л.: Недра. – 1972. - 176с.

47. **Звягинцев Л.И.** Деформация горных пород и эндогенное рудообразование. - М.:Наука – 1978. - 172с.

48. **Зуев Л.Б. и др.** Волновые картины пластического течения металлов и сплавов как основа систематизации предельных состояний // Изв.вузов. Черная.металлургия – 1997. - №1 - с.36-42.

49. **Иванова Т.Н.** Апатитовые месторождения Хибинских тундр. М. – 1963. - 287с.

50. **Ициксон Г.В.** Структура поля тектонических напряжений как фактор изменения физико-химических параметров раствора при метасоматозе. // Проблемы метасоматизма. - Л. – 1969. - С.7-17.

51. **Каримов Х.К., Добротин Ю.В., Алмазов А.М.** Геодинамические события и перспективы золотоносности черносланцевых толщ Куульского поднятия (Северная Чукотка), // Металлоген.скл.систем с позиций тект.плит.Тез.1, Всерос.метал.сов. – Екатеринбург. – 1994. – С.306-307.

52. **Колотилов А.Д.** Геохимические особенности золоторудного м-ния Соминое // Комплексн. исслед. Чукотки: пробл. геол. и биогеогр. – Магадан:Чукотск.филиал СВКНИИ. – 1999. - С.57-76.

53. **Кольцов А.Б., Захаревич К.В.** Синдеформационные метасоматические процессы в зонах разломов // Вестник СПГУ, сер.7 – 1997. - №3. - С.55-63.

54. **Конеев Р.И., Гертман Ю.Л.** Микропарагенезисы золота в золоторудных формациях восточного Узбекистана. // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях.Тез. М.:ИГЕМ,1997 - С.142-143.

55. **Константинов М.М., Стружков С.Ф.** Значение рудного шага в размещении золото-серебряных месторождений СВ России // Колыма – 1997. - №4 - С.27-36.

56. **Коробейников А.Ф.** Сравнительный анализ золотоносности черносланцевых толщ разновозрастных структур земной коры // Геохимия – 1995. - №1 - С.82-99.

57. **Котина Р.П.** Взаимодействие процессов метаморфической и тектонической дифференциации при формировании метаморфогенно - метасоматического золоторудного месторождения // Изв.вузов.геол. и разв. – 1991. - №9 - С.105-114.

58. **Котов Н.В.** Петрология гранитоидных интрузий западной части Зеравшанского хребта. Л.:ЛГУ – 1965. - 156с.
59. **Котов Н.В. и др.** Золото - черносланцевое рудообразование (Центральные Кызылкумы). СПб. – 1993. - 116с.
60. **Кочемасов Г.Г.** Кольцевое структурирование, скейлинговая инвариантность, симметрия-антисимметрия в геологии как проявление волновых процессов (синергетические аспекты) // Геол.изученность и использование недр – 1997. - №2. - С.41-51.
61. **Кочергин И.А.** Сарбайское магнетитовое месторождение Алма-Ата:КазИМС – 1971. – 157с.
62. **Кривцов А.И., Чихова И.А., Егорова И.В.** Баланс масс и содержаний в магматогенных сульфидно-силикатных рудообразующих системах // Отеч.геол. – 1996. - №1. - С.3-7.
63. **Кулаковский А.Л.** Деформационная обстановка формирования месторождений скарново-магнетитовых руд.М.:ВИМС. – 1991. – 173с.
64. **Кулюнин А.М., Турунтаев С.Б.** Динамика локализации сдвиговой деформации в сыпучей среде // Физические и сейсмогеологические основы прогнозирования разрушения горных пород. М. – 1992. – С.74-81.
65. **Кутейников Е.С. и др.** Структурный анализ при геодинамических реконструкциях. Методическое руководство. СПб:ВСЕГЕИ – 1994. - 256с.
66. **Ладыгин В.М., Ряховский В.М.** Закономерности изменения трещиноватости и физико-механических свойств горных пород в приразломных зонах // ДАН СССР – 1981. – т.259. - №6. – С.1432-1435.
67. **Лапин С.С.** Магнетитовые рудные тела. Их строение и магнитные свойства. Новосибирск. - Тр.Инст.Геол. и Геофиз. - вып.212. - 136с.
68. **Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Соловьев А.Ю.** Пластическая деформация и метаморфизм // Геотектоника – 1995. - №2. – С.29-48.
69. **Летников Ф.А., Савельева В.Б., Балышев С.О.** Петрология, геохимия и флюидный режим тектонитов. Новосибирск:Наука. – 1986. – 221с.
70. **Летников Ф.А., Балышев С.О.** Петрофизика и геоэнергетика тектонитов. Новосибирск. – 1991. - 152с.
71. **Летников Ф.А.** Процессы самоорганизации при формировании магматогенных гидротермальных рудных месторождений // Геол. Рудных. Местор. – 1997. – т.39. - №4 - С.307-322.
- 72.75. **Лир Ю.В., Шакин С.С.** Математическое моделирование напряжений на участке кулисообразных трещин // Изв.вузов. геол. и разведка. – 1988. - №9. - С.33-37.
- 73.74. **Лир Ю.В., Шакин С.С.** Тектонические условия рудообразования на Карнабском оловорудном месторождении(Западный Узбекистан) // Геология, поиски и разведка месторождений рудных полезных ископае-

- ных. Геолого - генетические модели рудно-магматических систем. – Иркутск:ИПИ. – 1991. - С.45-54.
74. **Лобанов Е.В.** О волнах повреждений в твердых телах // Вестн.МГУ.Сер.1. – 1994. - №4. - С.67-70.
75. **Лобацкая Р.М.** Дискретная зональность внутренней структуры разрывных нарушений // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. - М.:Наука – 1985 – С.266-275.
76. **Лобацкая Р.М.** Структурная зональность разломов М.:Недра – 1987. – 127с.
77. **Локтюшин А.А., Мананков А.В.** Пространственно-замкнутые динамические структуры. - Томск – 1996. - 120с.
78. **Лукиенко А.И.** Примеры картирования вязких разломов, тектонофациальный анализ. - Рук.деп.в КазНИИНТИ, 29.10.86, №1464-Ка.
79. **Метлов Л.С.** Тепловые модели самоорганизации твердых тел // Физика и техн. высоких давлений. – 1995. – т.5 - №2 - С.33-45.
80. **Метлов Л.С., Морозов А.Ф.** Механические и смешанные модели горных пород с обратной связью. // Физ. и техн.высок.давлений. – 1997.-т.7. - №4 - С.69-76.
81. **Милеев В.С.** Разломы, зоны смятия и их строение. // БМОИП, отд.геол. – 1994. – т.69. - №3. - С.39-45.
82. **Мишин Н.И., Степина З.А.** Универсальная модель структуры рудных полей в приложении к месторождениям золота. // Зап.ЛГИ. – 1993. - т.137. - С.39-49.
83. **Мораховский В.Н.** Некинематические рудоносные структуры // Зап.ЛГИ. - 1990. - т.121 - С.18-26.
84. **Мораховский В.Н.** Формирование структур эндогенных месторождений в регрессивную стадию метаморфизма: Автореф. дис. на соискание уч. ст. дгмн. - Л. – 1990 - 34с.
85. **Мясников В.П. и др.** О периодическом характере деформирования горных пород. // Пробл.мех.горных пород. Тр.11 Рос.конф. по мех. горных пород. – СПб. – 1997. - С.333-337.
86. **Невский В.А.** О внутреннем строении разломов // Геотектоника – 1967. - №1 – С.83-97.
87. **Николя А.** Основы деформации горных пород. М.:Мир. – 1992. – 166с.
88. **Павлов Д.И.** Магнетитовое рудообразование при участии экзогенных хлоридных вод. - М.:Наука. – 1975 – 246с.
89. **Паталаха Е.И.** Тектоно-фациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. - М.:Недра. – 1985. – 168с.
90. **Паталаха Е.И., Гарагаш И.А.** Бифуркация односистемного сдвигового течения - основа складкообразования. // ДАНССР – 1991. - т.317. -

№2. - С.427-430.

91. **Петров Б.В., Макрыгина В.А.** Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. – Новосибирск:Наука. – 1975. – 342с.
92. **Петров В.Г.** Условия золотоносности северной части Енисейского кряжа // Тр. Инст. Геолог. и геофиз. СО АН СССР – Новосибирск:Наука. - вып.69. – 1974. - 138с.
93. **Плотников А.В.** Тектоническое строение и развитие Криворожского рудного района как зоны глубинного разлома. // Геотектоника – 1994. - №2. - С.33-48.
94. **Плюсина Л.П. и др.** Благородные металлы в гидротермальном процессе по данным экспериментов. // Вестник ДВО РАН – 1997. - №3 - С.107-116.
95. **Поротов Г.С.** Соколовско - Сарбайский рудный район // Железорудные формации Зауралья (средняя и южная части Тургайского прогиба). - Свердловск, - 1988. - С.57-90.
96. **Поршняков Г.С. и др.** Геологическая позиция и петролого-геохимические особенности золоторудных метасоматитов в черносланцевых толщах. – СПб:СПГУ – 1995. - 295с.
97. **Птицин А.В.** Особые свойства пленочных растворов и их роль в геохимических процессах. // Геохимия – 1998. - №12. - С.1291-1297.
98. **Родыгин А.И.** Методы стрейн-анализа. – Томск. – 1996. - 170с.
99. **Руденко Н.И., Великоборец Т.А., Шаманина Н.Л.** Опыт структурной реставрации первичных размеров рудной залежи Сарбайского месторождения // Теоретические основы разведки - Л. – 1973. - С.53-61.
100. **Румянцев В.Н.** Вопросы информативности термобарогеохимии и генезис кварцевых жил выполнения // Записки ВМО. – 1981. - вып.3. - С.98-101.
101. **Румянцев В.Н.** Природа пространственной эволюции кислотности гидротерм: проявление бародифференциации разнотетраэдрических компонентов раствора. // ДАН СССР – 1985. – т.280 - №4. – С.1006-1007.
102. **Рундквист Д.В.** О влиянии распределения температуры горных пород на процессы метасоматического гидротермального минералообразования. // Записки ВМО. – 1966. – т.95. - вып.5. - С.509-525.
103. **Рундквист Д.В.** Значение периода предистории в формировании крупных месторождений благородных и редких и радиоактивных металлов. // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. - М.:ИГЕМ. – 1997. - С.63-64.
104. **Савкрук Ю.С.** Золотая минерализация Мурунтау и ее тектонофациальная позиция // Тектонофашии и геология рудных объектов. - Алма-Аата. – 1989. - С.158-165.
105. **Сазонов А.М.** Геохимия золота в метаморфических толщах. –

Томск:ТПУ – 1998 - 166с.

106. **Саранчина Г.М., Кожевников В.Н.** Федоровский метод. - Л.:Недра. – 1985 – 208с.
107. **Семененко Н.П.** Закономерности волнового распределения ступеней метаморфизма, метасоматоза и металлоносности. // Геохимия и рудообразование. – 1991. - №18 - С.3-14.
108. **Слензак О.И.** Локальные структуры зон напряжений докембрия. - Киев – 1984. - 101с.
109. **Соколовское** магнетитовое месторождение - Л.:ЛГУ. – 1979 - 247с.
110. **Старостин В.И.** Роль расплавов в формировании рудных месторождений. // Основные проблемы рудообразования и металлогении. - М.:Наука. – 1990. – С.137-154.
111. **Старостин В.И.** Геодинамические типы рудоносных структур // Вест.МГУ, сер.4. – 1990. - №3. – С.28-49.
112. **Сурин Т.Н., Мосейчук В.М.** Геодинамические условия формирования важнейших рудных формаций Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) // Металлогения скл.систем с позиций тектон.плит. Тез.1.Всерос. метал. сов. – Екатеринбург. - с.203-206.
113. **Титов В.К., Титов В.В.** О миграции химических элементов при дислокационном метаморфизме. // Метаморфогенное рудообразование. 4 Всес.симп. по метаморфизму:"Метаморфизм и метаморфогенное рудообразование раннего докембрия.» - Апатиты. – 1979.
114. **Уилсон Д.** Геологические структуры малых форм. – М.:Недра. – 1985. - 112с.
115. **Уткин В.П.** Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование М.:Наука. – 1989. – 163с.
116. **Филатов В.В., Кассин Г.Г.** Изучение дилатансионных процессов с помощью гравиметрии. // Механизмы структурообразования в литосфере и сейсмичность.Тезисы докладов. - М. – 1991. - С.110.
117. **Фридовский В.Ю.** Сдвиговые дуплексы месторождения Бадран (СВ Якутия) // Изв.вуз. Геол. и разведка. – 1999. - №1. - С.60-65.
118. **Чеботарев Г.М., Плюскина И.И., Хармламова Н.А. и др.** К типоморфизму кварца золоторудных месторождений западного Узбекистана. // Зап.Узб.отд.ВМО – 1986. - вып.39. - С.28-31.
119. **Черезов А.М., Оськин В.Н.** Метод парагенетического анализа при изучении трещинной тектоники гидротермальных месторождений. // Магматизм и металлогения рудных районов Тувы. – Новосибирск:Наука. – 1992. - С.74-83.
120. **Чернышев А.И., Гончаренко А.И., Гертнер И.Ф., Бехтер О.В.** Петроструктурная эволюция ультрамафитов. – Томск – 1997. - 160с.
121. **Чиков Б.М.** Физико-механические и механохимические предпо-

- сылки структурообразования в условиях стресс-метаморфизма. // Структура линейных зон динамометаморфизма. – Новосибирск. – 1988. – С.3-28.
122. **Чиков Б.М.** Сдвиговое стресс структурообразование в литосфере: разновидности, механизмы, условия. // Геол. и геофизика. – 1992 - №9. С.3-39.
123. **Шакин С.С.** Аналитическая модель строения зоны предразрушения разлома // Матем. и эксперим. методы в дизъюнктивной тектонике. - М. – 1986. - С.113-118.
124. **Шакин С.С.** Прогнозирование размещения оруденения на основе моделирования деформаций: Автореф. дис. на соискание уч. степени кандидата геол.-мин. наук. - Л. – 1987. - 22с.
125. **Шакин С.С.** Моделирование пространственного распределения железных руд в зонах разрывных нарушений. // Локальный прогноз и критерии оценки эндогенных месторождений. - Зап.ЛГИ. - т.121 - Л. – 1990. - С.56-63.
126. **Шакин С.С.** Разномасштабные диаграммы Фрай: новые возможности старого метода // ЗВМО – 2000. - №3 - С.110-116.
127. **Шаманина Н.Л., Мораховский В.Н.** Тектонические условия рудообразования на Сарбайском месторождении. // Геология, поиски и разведка м-ний рудных полезных ископаемых. – Иркутск. – 1990. – С.61-68.
128. **Шахтыров В.Г.** Методические рекомендации по изучению сдвигов при поисково - съемочных и разведочных работах. – Магадан. – 1987. - 67с.
129. **Шемякин Е.И., Фисенко Г.Л., Курленя М.В., Опарин В.Н. и др.** Эффект зональной дезинтеграции горных пород вокруг подземных выработок. // ДАН СССР. – 1986. - т.289. - №5.
130. **Шерман С.И., Днепровский Ю.И.** Поля напряжений земной коры и геолого - структурные методы их изучения. – Новосибирск:Наука – 1989. – 156с.
131. **Шерман С.И., Семинский К.Ж. и др.** Разломообразование в литосфере. Зоны сжатия. – Новосибирск:Наука. – 1994. – 260с.
132. **Шихин Ю.С.** Геологическое картирование и оценка рудоносности разрывных нарушений. - М. – 1991 - 229с.
133. **Юргенсон Г.А., Тимуров Г.Т.** О совершенстве кристаллического строения жильного кварца. // Изв.вуз. Геология и разведка. – 1980. - №6. - С.50-60.
134. **Юргенсон Г.А.** О механизме образования рудоносных кварцевых жил. // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных м-ниях. - М.:ИГЕМ – 1997. - С.207-208.

135. **Bookstrom A.A.** The magnetite deposits of El Romeral, Chile // *Economic geologi.* – 1977. - v.72. - №6. - P.1101-1130.
136. **Bromley A., Camm S., Glikin A.E. et al** Zoned aplite - pegmatite veins at Tremearne Cove and experimental recrystallization columns. // *Закономерности эволюции земной коры. Тез докл. Юбилейной конф. НИИЗК СПб:СПбГУ.* – 1996. - т.2. - С.199.
137. **Coward M.P., Potts G.J.** Strain patterns at frontal and lateral tips to shear and thrust zones // *J.Struct.Geol.* – 1983. - v.5. - №3/4. - P.383-399.
138. **Cox S.F. et al.** Structural and Geochemical controls on the development of turbidite-hosted gold quartz vein deposits, Wattle Gully Mine, Centrale Victoria, Auctralia. // *Econ.Geol.* – 1995. - v.90. - №6. - P.1722-1746.
139. **Cymerman Z.** Rotational ductile deformations in the Snieznik metamorphic complex (Sudetes) // *Kwart.geol.* – 1992. - v.36. - №4 - P.393-419.
140. **Grivas E. et al.** Drilling for "blind" podiform chrome orebodies at Voidolakkoc in the Vourinos ophiolite complex, Greece. // *Econ.Geol.* – 1993. - v.88. - №2. - P.461-468.
141. **Hafner W.** Stress distribution and faulting. // *Geol.Soc.Amer.Bull.* – 1951. - v.62. - P.373-398.
142. **Huang R.** Polygenetic compound tin ore deposits // *Geotecton. et metallogen.* – 1994 – 18. - №3-4 - P.49-50.
143. **King C.P.** Speculations on the geometry of the initiation and termination processes of earthquake rupture and its relation to morphology and geological structure. // *Pure and Apl. Geophys.* – 1986. – 124. - №3. - P.567-583.
144. **Lister G.S., Snoko A.W.** S-C mylonites // *J.Struct.Geol.* – 1984. - v.6. - P.617-638.
145. **Mandl G.** Mechanics of tectonic faulting model and basic concepts. – Amsterdam. – 1988. - 407p.
146. **Matthews S.J.** El Laco magnetite lava, northern Chile: a ree-bearing iron oxide phjpsate magma // *Rare Earth Miner., Chen., Origin and Ore Deposits.* – London. – 1993. - P.81-82.
147. **Mollema P.H., Antonellini M.A.** Compaction bands:a structural analog for anti-mode I cracks in aeolian sandstone. // *Tectonophysics.* – 1996. – 267. - №1-4. - P.209-228.
148. **Nicol A. et al.** Three - dimensional geometry and growth of conjugate normal faults // *J.Struc.Geol.* – 1995. - v.17. - №6. - P.847-862.
149. **Nicol A. et al.** The shapes, major axis orientations and displacement patterns of faulet syrfaces. // *J.Struc.Geol.* – 1996. - v.18. - №2-3. - P.235-249.
150. **Nystrom J.O.** Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden: ore textures and magnetitte geochemistry. // *Econ.Geol.* – 1994 – 89. - №4 - P.820-839.

151. **Paterson S.R., Vernon R.H., Tobisch O.T.** A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids // *J.Struc.G.* – 1989. - v.11. - P.349-383.
152. **Paterson S.R. et all.** Interpreting magmatic fabric patterns in plutons // *Lithos.* – 1998. – 44. - №1-2. - P.53-82.
153. **Petrov V.G.** Host rocks as a gold source in deposits of the quartz-vein type. // *Source. Tranp.and Deposit.Metals: Proc.25 Years SGA Anniv Meet.* – Rotterdam. – 1995 - P.697-698(Реферат 4Ж83 в РЖ Геология,1996)
154. **Phillips G.Neil et all.** Victorian gold deposits // *AGSOJ Austral. Geol. and Geophys.* – 1998. – 17. - №4. – P.213-216.
155. **Ramsay J.G., Huber M.I.** The techniques of modern structural geology. v.1.-Strain Analysis - London: Acad.Precc.Inc. – 1983 - 307p.
156. **Renard Francois et all.** Water films at grain-grain contacts: Debye-Huckel, osmotic model of stress, salinity, and mineralogy denedensce. // *Geochim.et cosmochim.acta* – 1997. – 61. - №10 - P.1963-1970.
157. **Roberts G.P.** Variation in fault-slip direction a long active and segmented normal fault // *J.Struc.G.* – 1996 - v.18. - №6. - P.835-845.
158. **Sanderson D.J., Marchini W.R.D.** Transpression // *J.Struc.Geol.* – 1984. - v.6. - P.449-458.
159. **Srivastava D. et all.** Shear zones as a new type of paleostress indicator // *J.Struc.G.* – 1995. - v.17. - №5. - P.663-676.
160. **Suppe J.** Principles of structural geology. – 1985. - p.537.
161. **Tchalenko J.S.** The evolution of kink-bend and the development of compression textures in sheared clays // *Tectonophysics.* 1968. - v.6. - №2. - P.159-174.
162. **Wu Xueyi et all.** Geochemistry of main types of gold deposits in shear sones, China // *Chin.J.Gechem.* – 1999. – 18. - №2. - P.150-162.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	1
1. Структуры автоволн деформации.....	2
1.1. Общая характеристика.....	2
1.2. Пример картирования структур волн деформации - Карнабское оловорудное месторождение (Узбекистан).....	10
2. Структуры сжатия и их дискретность.....	21
2.1. Определение и полевая диагностика.....	21
2.2. Ячейка расплющивания - элемент дискретности зон разрывов.....	26
2.3. Месторождения, локализованные в ячейках расплющивания.....	36
2.3.1. Месторождение хромитов Войдолакос (Греция).....	36
2.3.2. Золоторудное месторождение Бадран (Якутия).....	38
2.3.3. Золоторудное месторождение Совиное (Чукотка).....	41
2.3.4. Любавинское золоторудное месторождение Забайкалье).....	56
2.3.5. Железорудные месторождения Соколовско-Сарбайского рудного района (Казахстан).....	58
2.3.6. Железорудное месторождение Эль-Ромераль (Чили).....	64
2.3.7. Оловорудные месторождения Приморья.....	66
2.5. Дизъюнктивы нагнетания и ячейки кручения.....	67
3. Особенности рудогенеза в зонах сжатия.....	75
3.1. Общие положения.....	75
3.2. Эмпирические наблюдения.....	76
3.3. Процесс рудогенеза в области сжатия.....	79
3.3.1. Модель рудогенеза.....	79
3.3.2. Геологические наблюдения следствий рудоформирующих процессов.....	84
Заключение.....	95
Литература.....	97