

ЦЕНТРАЛЬНОЕ И ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОБЛАСТНОЕ ПРАВЛЕНИЯ
НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОГО ГОРНОГО ОБЩЕСТВА

ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ (ВСЕГЕИ)

ВНУТРЕННЯЯ ГЕОДИНАМИКА

(КРАТКИЕ ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ К ВСЕСОЮЗНОМУ
СОВЕЩАНИЮ ПО ВНУТРЕННЕЙ ГЕОДИНАМИКЕ

27—30 НОЯБРЯ 1972 г.)

Вып. 2. Вопросы динамики эндогенных процессов

Ленинград

1972

ЦЕНТРАЛЬНОЕ И ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОБЛАСТНОЕ ПРАВЛЕНИЕ
НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОГО ГОРНОГО ОБЩЕСТВА

ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ (ВСЕГЕИ)

551.2

ВНУТРЕННЯЯ ГЕОДИНАМИКА

(краткие тезисы докладов и всесоюзному
совещанию по внутренней геодинاميке
27-30 ноября 1972 г.)

Вып. 2. Вопросы динамики эндогенных
процессов

Ленинград
1972



434

Редакционная коллегия

Е. А. Басков, Г. М. Беляев (зам. отв. ред.), Н. К. Булга, В. И. Васильев, Г. М. Дитмар (зам. отв. ред.), В. И. Драгунов, Н. З. Евщикова, А. Л. Егорьева, Б. А. Ермолаев, Г. В. Цыпкин, И. Г. Клушин, В. Е. Кудряцев, А. И. Петров, Л. И. Плотников (отв. ред.), В. М. Терентьев, И. А. Хайретдинов, Г. Г. Дрезки.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПОЛЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ С
ПОЗИЦИЙ ВОЛНОВОЙ ГЕОДИНАМИКИ

В напряжениях ротационного происхождения можно выделить сводовые, геофлюкционные и кориолисовы напряжения, охватывающие весь континент.

Сводовые напряжения непосредственно определяются моментом количества движения и его вариациями, пропорциональными вариациями ротационного режима планеты. Векторы этих напряжений "стягивают" кору к оси ротационного свода. Азия в целом выражена ротационным сводом $I\bar{U}$ порядка (длина волны 90°). Сводовые напряжения на флангах (меридианы 60 и 150 в.д.) имеют отрицательный знак и минимальные значения, у оси (Байкальский меридиан, 105°) — положительный знак и максимальную величину. Сводовое поднятие Азии в рельефе выражено континентальной полосой нагорий в осевой области.

Вещество азиатского континента испытывает колебания различных частот, отвечающих колебаниям ротационного режима, поскольку сама геофлюкция континента вынуждается вращением планеты. Вектор геофлюкции Азии направлен к северу. Гребни стоячих волн, связанных с геофлюктуациями, имеют широтное простирание и ориентированы поперек ротационного свода. Наиболее полно в рельефе выражены ступени с длиной волны ~ 10 и $\sim 20^\circ$, представленные, в частности, волнами горных сооружений планетарного масштаба (системы Гималай-Куаньлуня, Алтай-Саяны, Сибирское плоскогорье). Амплитуды (высоты) этих систем закономерно убывают к северу.

Движение Азии к северу вызывает на всей площади континента действие силы Кориолиса, вектор которой направлен к востоку. Сила Кориолиса создает к западу от Байкальского меридиана напряжения сжатия, выраженные в мощных горных сооружениях, а к востоку — напряжения растяжения, наиболее полно выраженные в структурах растяжения, раздвигания и отрыва по восточному борту континента (островные дуги, краевые моря).

Структура поля напряжений Азии, таким образом, имеет закономерный характер и представляет собой динамическую суперпозицию сводовых, геофлюкционных и кориолисовых напряжений континентального порядка.

На ротационный свод, охватывающий весь азиатский континент, накладываются гармоника ротационных сводов более высокого порядка. В их числе гармоника \bar{V} порядка формирует свод с длиной волны 30° . На континентальном своде укладывается три региональных свода \bar{VI} порядка. В качестве примера ниже рассмотрена Саяно-Байкальская тектоническая система, находящаяся в пределах второго (центрального) ротационного свода с осевым меридианом 105° в.д. Ее фланги лежат на меридианах 90° и 120° , определяющих долготные физические (тектонические) границы Саяно-Байкальской системы.

Сводовые напряжения закладывают и поддерживают Байкальский свод, на что было обращено внимание Е.В.Павловским. Геофлюкционные напряжения создают широтное расчленение ротационного свода и фиксируют южную ($\sim 50^\circ$) и северную ($\sim 60^\circ$ с.ш.) границы Саяно-Байкальской геологической системы, связанные с крупными разломами широтного простирания (Хангайским и Транссибирским).

Напряжения, создаваемые силой Кориолиса восточного направления не могут быть однородными. К западу от меридиана Байкала сила Кориолиса действует в сторону подъема на свод и создает напряжения сжатия, формирующие горные сооружения Саян. К востоку от осевого меридиана сила Кориолиса действует в сторону спуска с ротационного свода и вызывает напряжения отрицательного знака, вызывающие растяжение коры. Очевидным результатом этого растяжения коры является ее раздвиг, заполненный водами озера Байкал.

Предварительные расчеты показывают, что напряжения, создаваемые силой Кориолиса (~ 15000 кг/мм²), энергетически обеспечивают тектонические эффекты.

Таким образом, геодинамические напряжения являются важными факторами структурно- и рельефообразования.

О ВОЗМОЖНОМ ВЛИЯНИИ ИЗМЕНЕНИЙ КРИВИЗНЫ ПОВЕРХНОСТИ
ЗЕМЛИ НА ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

При изучении строения и истории развития кратонных областей необходимо учитывать возможное влияние ареальных или глобальных изменений кривизны поверхности геоида. Формируясь как жесткая масса в определенной части геоида, кратон "приспосабливается" к изостатическим условиям, свойственным занимаемой им части земной поверхности. Последующие изменения кривизны геоида могут приводить к нарушению изостатического равновесия между центральными и периферическими частями кратона, обусловленному несоответствием формы стабильного кратона новообразованной кривизне геоида.

При уменьшении кривизны геоида (т.е. увеличении радиуса его для данного ареала) центральная часть кратона оказывается выше уровня изостатической компенсации, образуя сводовое "поднятие" (по отношению к поверхности геоида), являющееся областью размыва. Периферические же части, напротив, оказываются ниже этого уровня; в их пределах возникают области погружения смятия и накопления осадочного чехла мигеоэпиклиналей и перикратонных зон с характерным для них нарастанием мощностей по направлению от центральных частей кратона к краевым. Краевые части кратона под влиянием направленного вверх давления могут обламываться и испытывать воздымание, образуя бордерленды по внешней кромке кратона (первый тип кратонов).

При увеличении кривизны поверхности геоида на периферии кратона могут возникать относительные "поднятия" смятия, в центральных же частях - изометричные пологие прогибы, являющиеся областями осадконакопления (второй тип кратонов).

Таким образом, в зависимости от направленности изменения местной кривизны геоида на данном этапе могут формироваться платформы преимущественно периферическими или центральными областями осадконакопления.

Первому из двух возможных типов платформ отвечают

Сибирская и Северо-Американская платформы (для позднедокембрийского и ранне-среднепалеозойского этапа). Так, на Сибирской платформе в это время существовало центральное поднятие (область размыва) и периферические области осадконакопления (В.А.Комер, М.А.Семихатов и др.) Периферические части Сибирской платформы, представляющие перикратонные области осадконакопления или мигеоосинклинали, как правило, окаймляются с внешней стороны бордюром узких протяженных выступов (гляб) кристаллического фундамента (Енисейский кряж, Центрально-Саянское поднятие, Мульская и др. глянбы). Эти выступы трансформируют контуры кратона и разделяют мис- и эгтеосинклиналильные зоны.

Изменения кривизны геоида могут быть вызваны следующими причинами: 1) изменением скорости вращения Земли, 2) изменением положения оси вращения Земли (Г.Д.Хизанавили), 3) изменением объема Земли (расширение или сжатие).

Первые две причины приводят к ареальным (местным) изменениям кривизны, имеющим разный знак в полярных и экваториальных областях. Они могут приводить к синхронному развитию кратонов I и II типов. Третья причина должна вызывать одновременное развитие кратонов лишь одного типа независимо от их широтной позиции. Соответствующий анализ может служить основой для проверки гипотез об общем расширении или сжатии Земли.

Анализ зависимости структуры кратонов от кривизны геоида требует проведения палеогеографических и палеотектонических реконструкций. С этих позиций представляет интерес произведенная П.С.Вороновым реконструкция Гондваны, где выделены центральная зона поднятий и периферические области осадконакопления.

В.Е.Кудрявцев (ВСЕГЕИ, Ленинград)

О НЕКОТОРЫХ ЯВЛЕНИЯХ, СОПРОВОЖДАЮЩИХ РАДИАЛЬНЫЕ ПОДНЯТИЯ КОНСОЛИДИРОВАННЫХ БЛОКОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Радиальные колебательные движения земной коры неизбежно сопровождаются возникновением в ней растягивающих (при под-

нятиях) или сжимающих (при опусканиях) напряжений вследствие изменения объема, занимаемого перемещающимися ее блоками. Количественно эти изменения приблизительно могут быть выражены следующей формулой (в расчете на 1 куб.км)

$$\Delta V = \frac{3\Delta l}{r_0}$$

где ΔV - изменение объема, Δl - амплитуда радиального перемещения блоков земной коры, r_0 - радиус Земли. В абсолютных цифрах изменение объема, занимаемого одним кубическим километром земной коры, составит: при $\Delta l = 1$ км - около 500000 куб.м, при $\Delta l = 10$ км - около 5000000 куб.м и т.д.

Из сказанного очевидно, что радиальные поднятия крупных блоков земной коры приводят к увеличению занимаемого ими объема и, следовательно, к разуплотнению этих блоков. Деформации, вызываемые растягивающими напряжениями, по-видимому, носят пластический характер в относительно слабо консолидированных блоках. В жестких монолитных блоках они приводят к раздвижению трещин, в первую очередь наиболее глубоких, достигающих уровня возбуждения поднятий, и формированию вдоль них (под влиянием гравитационных сил) структур проседания типа грабен, приразломных впадин, рифтов и т.д. Глубина и скорость проседания глыб вдоль трещин растяжения определяется абсолютной величиной и скоростью раздвижения глубинных трещин. В современных рифтовых зонах раздвижение разломов, по данным Bakke В.Н., Wohlenberg J. (1971), Jellies J.H. (1970) и др., составляет от 0,5 мм до 10 см в год.

Формирование грабенсинклинальных структур, рифтовых зон и т.д. нередко сопровождается вулканическими процессами, что, вероятно, связано с возникновением магматических очагов в околотрещинных зонах разуплотнения и выдавливанием магм на поверхность под воздействием проседающих блоков, временных изменений радиальных поднятий опусканиями и других причин.

По мнению Белоусова В.В. (1966), возникновение зияющих трещин в земной коре, которые бы могли служить магмопроводящими каналами, возможно до глубины 40 км и более. "Однако, - как указывает Белоусов, - главное состоит не в том, до какой глубины может образовываться мгновенный разрыв, а каким

образом этот разрыв может существовать длительное время. Малый период релаксации вещества мантии дает на это ясный ответ: глубинный разлом может существовать в мантии длительно лишь в том случае, если он непрерывно поддерживается и возобновляется относительными движениями его крыльев или каким-то другим образом". Расчет показывает, что длительное существование глубинных разломов может быть обеспечено поднятиями блоков земной коры, при которых релаксация вещества будет отставать от скорости его разуплотнения при раздвижении трещин. Из сказанного следует, что возможно существование зависимости между проявлением процессов вулканизма в грабенинаклинальных и других родственных им структурах и скоростью раздвижения сграницивающих и рассекающих их разломов или прямо пропорциональной ей скоростью проседания приразломных блоков (за которую с определенной степенью условности можно принять скорость наращивания мощности формирующихся в их пределах толщ).

Справедливость этого предположения может быть продемонстрирована на примере широко распространенных в Центрально-Азиатском палеоазиатском складчатом поясе и в прилегающих к нему регионах юрских и раннемеловых грабенинаклинальных впадин, сравнительно хорошо изученных в связи с угленосностью выполняющих их отложений. Анализ материалов по ряду впадин Забайкалья, Алтае-Саянской области, Урала и Казахстана показывает, что впадины, в пределах которых скорость наращивания мощности толщ не превышает 25 м в миллион лет, не имеют в составе выполняющих их отложений вулканогенных пород (Алтае-Саянская область, Урал, Казахстан). Те впадины, в которых скорость наращивания мощности отложений выше 25 м в миллион лет, характеризуются наличием вулканогенных пород в составе выполняющих их отложений, при этом удельная роль вулканогенных пород в разрезе и пестрота их состава увеличивается с увеличением скорости наращивания мощности вулканогенно-осадочных толщ.

Очевидно, "критическая" скорость раздвижения разломов, пропорциональная скорости проседания приразломных блоков при радиальных поднятиях участков земной коры, должна зависеть от степени консолидации таких участков и значительно варьиро-

вать в абсолютном выражении по этой причине.

А.И.Петров (ВИРГ, Ленинград)

КОНЦЕНТРИЧЕСКИ-ЗОНАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ, КАК ГИПОЦЕНТРЫ ДРЕВНИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В доступных для непосредственного изучения гранито-гнейсовом и "гранулито-базитовым" слоях земной коры восточной части Балтийского щита широко развиты концентрические (сферические или эллиптические) зональные структуры, обсуждению которых ранее уделялось мало внимания.

В строении этих структур различаются три зоны: внутренняя зона (ядро) представлена одним или несколькими "бескорневыми", изометрическими телами гранитов или гранодиоритов среди преимущественно темных мигматитов; промежуточная зона интенсивной разноориентированной (от беспорядочной до концентрической) полосчатой и порфиробластической мигматизации и метасоматоза с реликтами механически дезинтегрированного гнейсового и гнейсо-сланцевого субстрата; внешняя зона развития радиальных, реже (полу) кольцевых (сферических) "бескорневых" тел гранитов и метасоматитов среди гнейсов или гнейсо-сланцев. Некоторые зоны иногда развиты недостаточно. Мощность отдельных зон от десятков до сотен метров, диаметр структур в целом - до 1,5 км. Известны и более крупные структуры, имеющие в плане сходное строение, однако в разрезе они не изучены.

Рассматриваемые структуры приурочены к пересечению разломов. Породы в зонах разломов представлены blastsидонитами, участками мигматитами, метасоматитами, гранитами, часто с последующими механическими деформациями. Непосредственно в пределах структур разломы проявлены лишь в виде фрагментов в связи с наложенными движениями.

Анализ строения концентрически-зональных структур позволяет наметить главнейшие особенности динамики их образования. Формирование структур происходило на значительных глубинах в

квасных и пластических горных породах. Геодинамическая обстановка, как следует из особенностей их строения, характеризовалась концентрически-зональным полем напряжений, которое мог создать лишь "точечный" (сферический) источник энергии. Поскольку неоднородность среды, обусловленная наличием разломов, существенно не отразилась в строении структур, а следовательно, и в конфигурации полей напряжений, источник должен был иметь огромную энергию с кратковременным ее проявлением. Длительное развитие процессов при статическом давлении неизбежно должно было наложить отпечаток на морфологии структур. Указанным условиям, как и для других структур центрального типа (Петров, 1968, Петров, Плотноков, Юевич, 1969, 1971), отвечает эпизодическое высвобождение энергии в тектоносфере, подобное фиксируемому в настоящее время при землетрясениях.

Образование зональных структур за счет эпизодического высвобождения энергии подтверждается сходством их строений с очаговыми областями мощных камуфлектных ядерных взрывов в горных породах (Э.Фачиоли, А.Х.-с, Анг, 1971): зона 1 сопоставима с зоной парообразного и расплавленного вещества в непосредственной близости от центра взрыва; зона 2 - с зоной интенсивных деформаций и значительного изменения плотности горных пород; зона 3 - с зоной частичных упругих деформаций (зона радиальных и кольцевых трещин). И в том и в другом случаях наблюдаются постепенные переходы между соседними зонами. Изучение "бескорневых" гранитных жил ультраметагенного комплекса пород показывает, что даже на значительном удалении от данных структур большинство таких жил, по-видимому, образовалось в связи с отжатием волнами напряжений подвижного (жидкого и пластического) вещества из гнейсов в радиальные разрывы.

Для зональных структур, как и для очаговых областей взрывов, характерно изменение плотности горных пород. Большинство структур, сложено менее плотными ($\rho = 2,58 - 2,64 \text{ г/см}^3$) породами, чем исходные вмещающие ($\rho = 2,62 - 2,80 \text{ г/см}^3$), реже, когда ядро сложено диоритами, наблюдается обратное соотношение. Мы попытались оценить порядок энергии структурного

разуплотнения, используя константу ω (Н.З.Евзикова, Г.М.Ициксон, 1969), которая позволяет привлечь эмпирическую закономерность "теплота образования представляет собой теплоту сжатия" (А.Н.Крестовников и др., 1963). Исходя из зависимости теплоты образования минералов от сжатия (коэффициент корреляции 0,86) принят переходный коэффициент (К) ≈ 9 ккал/г.атом на 10% структурного уплотнения - разуплотнения (Н.З.Евзикова, 1969). Расчеты выполнены для тела гранитов ($\sigma = 2,6$ г/см³) диаметром 100 м (ядро зональной структуры), образовавшегося на месте биотитовых гнейсов ($\sigma = 2,76$ г/см³); химический состав пород принят средний (Г.В.Войткевич и др., 1970). Получены следующие значения: структурное разуплотнение ($\frac{\omega_{sp}}{\omega_{zn}}$) 3%;

средний грамм-атомный вес гранитов (А) 23 г; число грамм-атомов в массиве ($n = \frac{P}{A}$, где вес массива в г.) $\approx 7,12 \cdot 10^{10}$; энергия структурного разуплотнения ($E = K \cdot 0,3\% \cdot n$) $\approx 9,24 \cdot 10^{26}$ эрг. Этот порядок энергии структурного разуплотнения даже для отдельно взятой зоны оптимального размера сопоставим с энергией известных коровых землетрясений. Из условия образования зональных структур при эпизодическом высвобождении энергии следует, что объемное разуплотнение или уплотнение (независимо от причин, например, ядерные реакции, фазовый переход вещества в критических условиях, упругие или пластические деформации и т.д.) протекало кратковременно и генерировало в окружающей среде импульсные волны напряжений, соответственно сжатия или растяжения, которые вызывали эффект землетрясения.

Таким образом, есть все основания рассматривать концентрически-зональные структуры в качестве гипоцентров докембрийских землетрясений, располагавшихся в тектонически активизированном слое земной коры на глубинах 10-25 км. В связи с этим возникает необходимость пересмотра представлений о природе некоторых коровых землетрясений.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СКЛАДЧАТОСТЕЙ
ПРОДОЛЬНОГО ГОРИЗОНТАЛЬНОГО И ВЕРТИКАЛЬНОГО
РАСПЛЮЩИВАНИЯ

В геосинклинальных складчатых поясах, преимущественно распространена подобная складчатость, т.е. складчатость продольного расплющивания (В.В.Белоусов, 1962, 1971; Е.И.Паталаха, 1969 и др.)

Исследование условий образования складчатости протерозойского Майтубинского антиклинория и сопряженного с ним Карсапайского синклинория в Южном Улутау (Ц.Казахстан) показало, что складчатость обеих структурных зон, являясь складчатостью продольного расплющивания, различается по морфологии, тектоническим парагенезисам и кинематическим условиям их формирования (В.С.Милеев, 1967-1971).

Промежуточные по морфологии между линейными и брахиморфными складки Майтубинского антиклинория возникли в результате субгоризонтального осепоперечного по отношению к складке сжатия (σ_3), субгоризонтального параллельного шарнирам растяжения (σ_1) и среднего нормального напряжения, ориентированного субвертикально и нормально к шарнирам^I.

Типичная линейная складчатость Карсапайского синклинория формировалась в отличие от складчатости Майтубинского антиклинория в два этапа. На первом этапе в поле напряжений, аналогичном выше описанному, возникли складки подобные по морфологии тем, которые развиты в пределах антиклинория. Окончательное оформление складчатости синклинория произошло на втором этапе и выразилось в линейаризации (по Е.И.Паталахе) складок первого этапа. Проявление второго этапа складчатости связывается с расширяющим действием гранито-гнейсового ядра

^I Здесь и ниже через σ_3 обозначено минимальное главное нормальное напряжение (сжатие), через σ_2 - среднее главное нормальное напряжение и через σ_1 - максимальное главное нормальное напряжение (растяжение).

антиклинория и проходило в менее глубокой обстановке. Линеаризирующее складчатость поле напряжений второго этапа характеризуется горизонтальным осепоперечным положением скатил (σ_3), горизонтальным направленным вдоль шарниров σ_1 и вертикальным расположением растяжения (σ_2), ориентированным по падению-восстанию осевых поверхностей складок. Смена одного поля напряжений другим происходит скачкообразно.

Таким образом, складчатость продольного расплющивания может быть разделена на две кинематические разновидности, различающиеся по морфологии и тектоническим парагенезисам.

Складки продольного вертикального расплющивания (СПВР) возникают при продольном осепоперечном горизонтальном скатии (σ_3), растяжении (σ_2) ориентированном субвертикально по падению-восстанию осевых поверхностей, и среднем нормальном напряжении (σ_1), направленном вдоль шарниров.

Складки продольного горизонтального расплющивания (СПГР) формируются при продольном осепоперечном горизонтальном скатии (σ_3), растяжении (σ_2), ориентированном субгоризонтально вдоль шарниров складок, и σ_1 , направленном субвертикально нормально к шарнирам.

Обе разновидности складок характеризуются значительным вторичным перераспределением материала при складчатости с его выжиманием из зон скатия и нагнетанием в зоны растяжения. СПВР сопровождается выжиманием пород с крыльев в шарниры антиклиналей и синклиналей, а в СПГР выжимание идет из замков синклиналей и крыльев в замки антиклиналей.

Анализ формирования СПВР и СПГР в Южном Улутау и по литературным данным показывает, что СПГР образуются в более глубокой обстановке, чем СПВР, СПГР, как правило, развиты в комплексах основания складчатых поясов, обнажаясь в ядрах антиклинорий, наиболее глубоко вскрытых эрозией, СПВР развиты в основном в обрамлении этих ядер. К аналогичному проявлению вертикальной этапности тектонических движений и складчатости пришел и Е.И.Паталаха (1971). Предлагаемые нами для выделения кинематические разновидности складок продольного расплющивания отвечают отдельным типам складок в его классификации.

Для одних и тех же глубин СПГР характеризуется менее интенсивным полем напряжений и меньшим значением главного нормального сжимающего напряжения (σ_3), чем СПВР. Благодаря этому СПГР должна предшествовать СПВР, при условии, что напряжения ее поля превысят пределы прочности горных пород на данной глубине. При возрастании интенсивности поля напряжений и в первую очередь σ_3 могут возникнуть условия благоприятные для реализации СПВР. В этом случае СПВР наложится на СПГР, обусловив ее линеаризацию. СПВР может проявиться и самостоятельно, если пределы прочности горных пород будут превзойдены напряжениями ее поля.

Если однородное по интенсивности поле напряжений проявляется на разных глубинах, то на большей глубине при большем вертикальном давлении должна проявиться СПГР, а на меньшей глубине при меньшем значении вертикального давления — СПВР. Связано это с тем, что одно и то же поле напряжений в условиях меньших глубин легче может преодолеть вертикальную нагрузку горных пород.

Г.С.Гусев (ИГ ЯФСО АН СССР, Якутск)

КИНЕМАТИЧЕСКИЕ ТИПЫ СКЛАДОК ПРОДОЛЬНОГО ИЗГИБА И ИХ
РАСПРОСТРАНЕНИЕ НА ПРИМЕРЕ МЕЗОЗОИД ВЕРХОЯНО-
ЧУКОТСКОЙ ОБЛАСТИ

Эндогенные складки в земной коре формируются в условиях макроскопически однородной и макроскопически неоднородной деформации. Макроскопически однородная деформация, именуемая пластической или деформацией однородного течения, осуществляется на молекулярно-кристаллическом уровне и совершается или путем катаклаза (дробление, сопровождаемое межзерновым скольжением), или за счет внутрикристаллического скольжения (механическое двойникование и трансляционное скольжение), или в результате перекристаллизации (молекулярной диффузии в твердой фазе) (Д.Хендин, 1969). Однородное течение материала может

осуществляться параллельно первичной слоистости (в этом случае формируются складки послонного течения) и поперек слоистости, когда образуются складки кливажа течения. Полевые наблюдения показывают, что в складках послонного течения ось деформации А субгоризонтальна и параллельна простиранию складчатости, ось В субвертикальна, а ось С субгоризонтальна и перпендикулярна простиранию складчатости. В складках кливажа течения ось А субвертикальна, ось В субгоризонтальна и параллельна простиранию складчатости, ось С субгоризонтальна и перпендикулярна простиранию складчатости. Несмотря на малый размер элементарных деформаций, не превышающих обычно $1 \cdot 10^{-2}$ см, размеры элементарных складок колеблются от $1 \cdot 10^{-1}$ до $5-10 \cdot 10^2$ см.

Макроскопически неоднородная деформация осуществляется путем образования трещин отрыва и скалывания, т.е. элементарная деформация локализуется не в каждом кристалле или агрегате, слагающих тот или иной пласт горных пород, а в отдельных линейных зонах пласта. Соскладчатые трещины скалывания и отрыва обычно не выходят за пределы деформируемого пласта, пачки, свиты и распределены в них более или менее равномерно, в силу чего такую деформацию можно рассматривать как однородную на слоисто-пластовом уровне.

Наиболее ярким примером равномерного распределения макроскопически неоднородной деформации является складкообразование с помощью кливажа разлома, которое осуществляется путем скольжения вдоль расположенных на некотором расстоянии друг от друга параллельных поверхностей (Ажгирей, 1966, стр.109).

В складках, образовавшихся путем деформаций по кливажу разлома, ось А обычно вертикальна, ось В горизонтальна и параллельна складчатости, ось С горизонтальна и перпендикулярна складчатости.

В случае, когда макроскопически неоднородные деформации в горных породах подчиняются первичной неоднородности пластов, поверхности скольжения обычно располагаются параллельно первичной слоистости и концентрируются на поверхностях

прослоев наиболее пластических или некомпетентных пород. Таким образом, в этом случае деформация пластов, пачек, свит осуществляется за счет проскальзывания одного пласта по другому. Складки, образованные подобным образом, называются концентрическими.

Кроме зеркал скольжения, параллельных напластованию в концентрических складках обнаруживается еще два вида зеркал, секущих слоистость. В случае, когда преобладают диагональные зеркала, фиксирующую сдвиговую динамопару, образующиеся складки нами названы концентрическими сдвиговыми. В случае преобладания зеркал, фиксирующих взбросовую динамопару, образующиеся складки нами названы концентрическими взбросовыми.

В концентрических сдвиговых складках ось А деформации субгоризонтальна и параллельна простиранию складчатости, ось В вертикальна, ось С субгоризонтальна и перпендикулярна складчатости. В концентрических взбросовых складках ось А вертикальна, ось В горизонтальна и параллельна складчатости, ось С горизонтальна и перпендикулярна складчатости.

В складках образованных в условиях макроскопически неоднородной деформации размер элементарных деформаций колеблется от $1-2 \cdot 10^{-1}$ см до $1 \cdot 10^2$ см, реже больше, а размер элементарных складок от $1-2 \cdot 10^0$ см до $1-2 \cdot 10^4$ см, реже больше.

В мезозойской Верхояно-Чукотской складчатой области кинематические типы в вертикальных разрезах последовательно сменяют друг друга. Иначе говоря, каждый тип складок слагает соответствующий кинематический этаж. Так, концентрические взбросовые складки образовывались на глубинах до 2 км, концентрические сдвиговые на глубинах от 2 до 5 км, складки кливажа разлома на глубинах от 5 до 9 км, складки кливажа течения на глубинах от 9 до 12 км, а складки послышного течения на глубинах более 12 км.

Из поэтажного распределения кинематических типов складок соответственно вытекает поэтажное распределение ориентировки главных осей деформации. Это указывает на поэтажное, то преимущественно горизонтальное, то преимущественно вертикальное

перераспределение вещества при складкообразовании в складках продольного изгиба.

Причины переориентировки главных осей деформации в кинематических этапах складчатости в настоящее время не ясны, однако можно предположить, что они обусловлены изменением физических свойств горных пород и нестационарным изменением величин вертикальной и горизонтальной составляющих горного давления в вертикальных разрезах земной коры.

Ю.В.Миллер (ИГГД АН СССР, Ленинград)

О ЗАКОНОМЕРНОМ ИЗМЕНЕНИИ ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ В ХОДЕ
СТРУКТУРНОЙ ЭВОЛЮЦИИ РЕГИОНАЛЬНО
МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Поле напряжений, обусловившее пластическую деформацию, синхронную с метаморфическим преобразованием вещества, запечатлевается в развитии кристаллизационной сланцеватости и (или) минеральной линейности. Изменение поля напряжений приводит к закономерному искажению ранее установившейся системы плоскостных и линейных элементов и становлению новой системы, отвечающей изменившейся ориентировке действующих сил. При этом всякая регионально развитая кристаллизационная сланцеватость фиксирует положение плоскости, нормальной к направлению максимального сжатия (Г.Д.Ангирей, 1967; Е.М.Паталаха, 1970; В.В.Белоусов, 1971; и др.), а минеральная линейность совпадает с направлением максимального растяжения (В.С.Милеев, 1971).

Анализ результатов структурных исследований последних лет показал, что структурная эволюция подавляющего большинства регионально метаморфизованных комплексов протекает по принципиально близкой схеме. Деформация начинается с развития структурных форм, свидетельствующих о высокой пластичности пород, и завершается системами трещин отрыва, определяющих жесткую реакцию пород на внешние силы (W.K.Fyson, 1971; В.А.Глебовицкий и др., 1972). Такой ряд последовательно



развивающихся структурных форм объединяется нами в деформационный цикл, соответствующий фазе складчатости. Складчатая структура конкретного комплекса определяется, в первую очередь, тем, на каком этапе единого деформационного цикла складчатые деформации сменились разрывными и сколько деформационных циклов испытал данный комплекс в условиях пластических деформаций.

Первый этап деформационного цикла приводит к развитию полого ориентированной кристаллизационной сланцеватости S_1 в большинстве случаев совпадающей со слоистостью S_0 и лишь на сравнительно небольших участках, отвечающей осевым поверхностям мелких лежачих складок F_1 . Пологая, в целом субгоризонтальная ориентировка S_1 свидетельствует о преобладании на первом этапе вертикальных сил. S_0 и S_1 образуют волнистую поверхность, на фоне которой выступают брахиформные или куполовидные складки, отражающие неравномерное проявление вертикальных движений по латерали.

На втором этапе ранее возникшие системы древней сланцеватости (S_1) и минеральной линейности (L_1) сминаются в крупные складки F_2 , сначала пологие, потом все более крутые и выдержанные по простиранию, со своими системами сланцеватости S_2 и линейности L_2 . Осевые поверхности складок F_2 и совпадающая с ними S_2 ориентированы субвертикально или круто, что свидетельствует о резком преобладании на втором этапе деформации горизонтального сжатия.

Третий этап деформации приводит к развитию складок F_3 , деформирующих все ранее возникшие плоскостные и линейные элементы, и нередко сопровождается становлением новой системы линейных и плоскостных элементов. Складки F_3 сильно варьируют по положению в пространстве и часто оказываются поперечными относительно F_2 .

Некоторые регионально метамофизованные комплексы достигают четвертого и даже пятого этапов деформации в условиях пластической реакции пород на внешние силы. Но в большинстве случаев на этих поздних этапах деформационного цикла существенно пластические деформации сменяются жесткими.

Наиболее высокотемпературный метаморфизм, проявившийся в пределах деформационного цикла обычно, связан с радиальными движениями первого этапа деформации, реже — с горизонтальным сжатием второго этапа. В последнем случае в породе развита только S_2 , отвечающая осевым поверхностям F_1 и заведомо несовпадающая с S_0 .

Анализ последовательности развития структурных форм в регионально метаморфизованных комплексах позволил наметить принципиально новое решение вопроса о происхождении геосинклинальной складчатости. Смена вертикальных движений, преобладающих на первом этапе деформационного цикла, горизонтальным сжатием второго этапа отражает, по-видимому, наиболее общую закономерность эволюции тектонического поля напряжений в геосинклиналиях. Последовательное проявление вертикального и горизонтального сжатия находится в полном соответствии с фактическим материалом, собранным в подтверждение своих концепций как сторонниками определяющей роли вертикальных движений, так и сторонниками преобладающих горизонтальных движений в процессе становления геосинклинальной складчатости.

С.С.Шульц (мл.) (ВСЕГЕИ, Ленинград).

СКУЧИВАНИЕ АЛЛОХТОННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПЛАСТИН НАД ЗОНАМИ ВСАСЫВАНИЯ И ЕГО РОЛИ В ФОРМИРОВАНИИ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ КОНТИНЕНТОВ

В последние годы успехи, достигнутые в области изучения геологии океанов и континентов и физико-химических условий формирования глубинных минеральных ассоциаций привели к созданию общей геологической теории ("новой глобальной тектоники"), связывающей процессы дифференциации вещества мантии и формирования океанической и континентальной коры Земли с движением подвижных блоков литосферы.

Внешняя жесткая оболочка Земли — литосфера — находится в непрерывном движении и состоит из нескольких крупных блоков, имеющих в поперечнике многие тысячи километров — литосферных

плит. Каждая литосферная плита перемещается по подстилающему литосфере слой пониженной плотности (астеносфере) от зон растяжения, где непрерывно формируются новые участки литосферных плит с океаническим типом коры, к зонам сжатия (зонам всасывания, зонам Бенюффа), где литосферные плиты сталкиваются, засасываются вглубь мантии и уничтожаются. Континенты Земли являются частями литосферных плит и участвуют в их движении. В зонах сжатия и столкновения литосферных плит происходит формирование гранитных магм и коры континентального типа.

Процесс дифференциации вещества мантии Земли и формирования сиалической земной коры протекает в два этапа. Сначала в зонах растяжения (рифтовых зонах срединно-океанических хребтов, располагающихся над восходящими конвекционными потоками в астеносфере) происходит частичное плавление вещества мантии и выплавка толеитовых базальтовых магм, формирующих толстую первичную океаническую кору габбро-базальтового состава (5-7 км). По мере своего формирования океаническая кора вместе с подстилающим ее жестким надастеносферным слоем мантии непрерывно перемещается в латеральном направлении от осевых рифтовых зон срединно-океанических хребтов к зонам сжатия (зонам всасывания). Здесь вещество первичной океанической коры, погружаясь вглубь мантии, частично переплавляется и участвует в формировании сложно построенной континентальной коры значительной мощности (30-60 км). Андезитовые и гранитные магмы выплавляются, как полагают А.Рингвуд и Д.Грин (1966), из погружающихся блоков эклогитизированной океанической коры в пределах зон всасывания (зон Бенюффа) на значительных глубинах (100-300 км).

Океаны Земли представляют собой активно развивающиеся и непостоянные по форме мегаструктуры, переживающие последовательные стадии заложения (рифтогенеза), раскрытия, максимального расширения, сокращения и полного замыкания. Примерами океанических бассейнов, находящихся на разных последовательных стадиях развития, могут служить Красное море (заложение), Атлантический океан (раскрытие), Тихий океан (максимальное расширение), Средиземное море (реликт замыкающегося океана

Тетис). Орогенические складчатые пояса, нарастающие континенты, возникают в результате замыкания и уничтожения океанических бассейнов и содержат многочисленные блоки, чешуи и пластины океанической коры геологического прошлого — офиолитовые комплексы пород.

Закономерным процессом, происходящим при замыкании океанических бассейнов, является скучивание тектонических пластин океанической коры, андезитовых вулканитов островных дуг и шельфовых комплексов островного и окраинно-континентального происхождения над зонами всасывания.

Первые этапы формирования гранитоидных магм и, в частности, выплавка плагиогранитных магм, тесно связаны с процессами скучивания тектонических пластин. Плагиогранитные магмы формируются одновременно с движением пластин; разные этапы их выплавки можно наблюдать, сопоставляя разрезы тектонических пластин, сложенных офиолитовыми и габбро-плагиогранитными комплексами.

Большинство формационных комплексов, участвующих в строении орогенических складчатых поясов и складчатого фундамента континентов, имеет аллохтонное происхождение и испытало значительные латеральные перемещения. Линейные зоны складчатых областей представляют собой нагромождение тектонических пластин и чешуй, наклоненные тела которых залегают друг на друге. Различные тектонические пластины сложены разными рядами формаций — от формаций океанической коры до мелководно-морских шельфовых формаций. Эти формационные ряды по их геохимической, петрографической и фациальной характеристике можно сопоставлять с формациями различных геоструктурных областей современных океанов: срединно-океанических хребтов, абиссальных равнин, островных дуг, глубоководных желобов, а также с формациями континентального шельфа. "Эвгеосинклиналильные" формации сложены преимущественно океаническими образованиями, а "миогеосинклиналильные" — шельфовыми, континентальными. Нередко нижние части разрезов пластин сложены океаническими, а верхние — шельфовыми образованиями. Особое место в строении складчатых областей занимают обломки и блоки более древних

складчатых сооружений, часто перекрытые плащом шельфовых осадков, кислых субсеквентных вулканитов и континентальных моласс.

Все сказанное позволяет считать, что фундамент континентов Земли представляет собой лишь огромный аггломерат в разной степени переработанных пластин океанической коры, шельфовых формаций и гранитоидов, в разное время последовательно скучивавшихся над зонами всасывания в процессе замыкания океанических бассейнов и формирования разновозрастных складчатых поясов — рубцов замкнувшихся океанов.

А. В. Лупьянов (ГИН, Москва)

К ВОПРОСУ О ДИНАМИКЕ И ЭНЕРГЕТИКЕ ОБРАЗОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОКРОВОВ

Тектонические покровы известны в разных местах земного шара и в структурах разного возраста. Несомненно, что они являются весьма характерными и широко распространенными структурами. В то же время механизм их образования, силы, вызывающие формирование покровов, и энергия, питающая этот процесс, остаются не выясненными. Существуют многочисленные гипотезы, объясняющие покровообразование, но они слабо обоснованы фактическим материалом, а некоторые из них вступают в противоречие либо с законами механики, либо с геологическими наблюдениями. Особенности деформаций в тектонических покровах мезозойско-кайнозойских толщ Памира и ледникового щита Гренландии могут пролить некоторый свет на поставленные вопросы.

С деформациями горных пород в мезозойско-кайнозойских покровах Памира связаны их динамометаморфизм, изменения петрографических структур и текстур пород. Эти изменения охватывают мощные толщи и свидетельствуют об их сжатии в направлении, близком к вертикальному, и растяжении в направлении, близком к горизонтальному. Деформации обычно имеют характер пластического течения без нарушения сплошности пород, которые

нередко сохраняют при этом массивное сложение. Разные по литологии породы деформированы в разной степени, в результате чего на их границах часто возникают послойные срывы и структурные несогласия. Особенно сильно растекаются известняки. Они образуют тонкие пластины, сопровождающие пакеты надвиговых чешуй на многие километры. Удлинение известняковых слоев в горизонтальном направлении нередко превышает десятикратное, а отношение короткой оси к длинной у деформированных включений достигает 1 : 100. Неравномерность деформирования мощных толщ как на площади, так и в разрезе приводит к большим искажениям мощности отдельных горизонтов. Лежачие складки, резкие флексуры и тектонические покровы являются отдельными деталями общей картины строения деформированных толщ.

Деформациями ледяного щита обусловлены метаморфизм льда, его течение и движение по крутым, наклонным и пологим трещинам. Покровы в виде тонких пластин являются частью этой общей структуры. Особенно хорошо они видны в придонной части ледника, где чистый лед чередуется с мореносодержащим. Лежачие складки, интенсивное рассланцевание и разлинзование льда сопровождают тонкие надвиговые пластины. Слои с разной структурой льда и содержания в разном количестве примесь моренного материала деформируются различно. Во многих случаях особенно легко деформируются, сопровождают покровы и внедряется в толщу чистого льда лед, содержащий значительную примесь моренного материала алевролитовой размерности.

Анализ строения памирских покровов и ледникового щита выявляет у них общие черты, основными из которых являются: а) покровные пластины представляют собой деталь общей картины строения деформированной толщи и б) основной чертой деформации толщи является горизонтальное растяжение при вертикальном сжатии.

По характеру деформаций можно судить о напряжениях, существующих в зонах покровов. В рассмотренных случаях главные оси девиатора напряжения направлены в почти вертикальном и двух горизонтальных направлениях. Вертикальной оси всегда соответствует сжатие, а одной из горизонтальных — растяжение.

Другой горизонтальной оси обычно тоже соответствует растяжение, но значительно меньшее. Природа сил, вызывающих напряжение, в случае ледникового щита очевидна: это — сила тяжести. В случае памирских покровов это не очевидно, но представляется наиболее вероятным. Если работу по деформации производят гравитационные силы, то, очевидно, что источник затрачиваемой на это энергии должен иметь негравитационную природу.

В.С.Буртман (ГИН, Москва)

ДИНАМИКА ПРОЦЕССА ШАРЬИРОВАНИЯ (ГРАВИТАЦИОННЫЕ И ИНЕРЦИОННЫЕ СИЛЫ)

Решающее влияние на возможность движения, амплитуду перемещения и энергетiku процесса оказывают реологические свойства постели тектонической пластины. Главные типы постелей обладают каким-либо одним из следующих свойств: жесткостью, вязкостью, ползучестью, вязко-пластичностью. Состояние предельного равновесия тектонической пластины определяется соотношением

$$\tau_f = \tau_R \quad (1)$$

где τ_f — активные касательные напряжения на подошве пластины, τ_R — сопротивление сдвиганию.

Движение по горизонтальной поверхности под действием поперечной силы. На тектоническую пластину действует сила Этвеса F_{et} , которая стремится сместить ее в сторону экватора. Активные касательные напряжения $\tau_{F_{et}}$ на подошве тектонической пластины, обусловленные силой Этвеса:

$$\tau_{F_{et}} = \frac{1}{4} \rho H^2 \omega^2 \cdot \sin 2\beta \quad (2)$$

здесь ρ — плотность пород тектонической пластины, ω — угловая скорость вращения Земли, β — географическая широта центра тяжести пластины. Величина τ_R зависит от типа постели.

Жесткая постель. Сопротивление сдвиганию определяется силой внешнего трения

$$\tau_r = \rho g H \cdot \operatorname{tg} \Phi (1 - \lambda) + a \quad (3)$$

здесь Φ - угол внешнего трения в подошве пластины, a - удельное сцепление, λ - отношение давления поровых вод к литостатическому давлению на подошве пластины, H - мощность тектонической пластины. Наиболее мощный фактор, влияющий на условия движения по жесткой постели - это давление поровых вод. Из уравнений (1), (2), (3), пренебрегая влиянием сцепления a , получим следующие условия движения:

$$\lambda \gg 1 - \frac{H \omega^2 \sin 2\beta}{4 \operatorname{tg} \Phi g} \quad (4)$$

Вязкая постель. Выражение (1) в данном случае является уравнением движения с постоянной скоростью V . Сопротивление сдвиганию определяется внутренним трением пород постели:

$$\tau_r = \eta \frac{V}{h} \quad (5)$$

здесь η - вязкость пород постели, h - мощность вязкого слоя. Из уравнений (1), (2) и (5):

$$V = \frac{\rho g h H^2 \omega^2 \sin 2\beta}{4 \eta} \quad (6)$$

Вязко-пластичная постель. Вязко-пластичное тело при напряжениях ниже предела текучести τ_k не деформируется, в интервале напряжений между τ_k и пределом прочности τ_m оно течет с бингамовской пластической вязкостью, а выше τ_m - течет с ньютоновской вязкостью η_m . Интервал напряжений $\tau_k - \tau_m$ обычно невелик: у глинистых пород при атмосферном давлении он находится в пределах одного порядка. Деформацией в пределах этого интервала в приближенном оценочном расчете можно пренебречь. Тогда

$$\tau_r = \tau_k + \eta_m \cdot \frac{V}{h} \quad (7)$$

Предел текучести τ_k - по Н.Н. Маслову (1961) и с учетом давления поровых вод:

$$\tau_k = \rho g H \cdot \operatorname{tg} \varphi (1 - \lambda) + c \quad (8)$$

здесь φ - эффективный угол внутреннего трения пород постели, c - необратимое сцепление. Из уравнений (1), (2), (7) и (8), пренебрегая ролью необратимого сцепления c , получим следующее условие движения пластины:

$$\lambda > 1 - \frac{H\omega^2 \cdot \sin 2\beta}{4tg\varphi \cdot g} \quad (9)$$

Оно будет происходить со скоростью:

$$V = \frac{\rho h H}{\eta_m} \left[\frac{1}{4} H\omega^2 \sin 2\beta - g \cdot tg\varphi (1-\lambda) \right] \quad (10)$$

Движение вниз по уклону под действием гравитационной силы. Величина напряжений в подошве тектонической пластины зависит в этом случае также от угла склона α :

$$\sigma = \rho g H (1-\lambda) \cos \alpha \quad (11)$$

$$\tau_r = \rho g H \cdot \sin \alpha \quad (12)$$

Жесткая постель. Движение по жесткой постели начинается при условии (Hubbert, Rabey, 1959):

$$tg\alpha = tg\Phi (1-\lambda) \quad (13)$$

Вязкая постель. Условие равномерного движения по вязкой постели, из уравнений (1), (5) и (12):

$$\sin \alpha = \frac{\eta \mathcal{X}}{\rho g h H T} \quad (14)$$

здесь T - время движения, \mathcal{X} - амплитуда, перемещения, принимаемая равной длине тектонической пластины.

Вязко-пластичная постель. Движение начинается при $\tau_r > \tau_k$ где

$$\tau_k = \rho g H \cos \alpha (1-\lambda) tg\varphi + c \quad (15)$$

и будет происходить в условиях $\tau_r = \tau_k$, где

$$\tau_r = \eta_m \cdot \frac{\mathcal{X}}{T h} + \rho g H \cos \alpha (1-\lambda) \cdot tg\varphi + c \quad (16)$$

Величиной необратимого структурного сцепления c можно пренебречь и тогда из уравнений (1), (12) и (15) получим условие

движения тектонической пластины:

$$\operatorname{tg} \alpha > \operatorname{tg} \varphi (1-\lambda), \quad (17)$$

а из уравнений (1), (12) и (16) - время перемещения тектонической пластины на расстояние \mathcal{L} :

$$T = \frac{\eta_m \cdot \mathcal{L}}{\rho g H h [\sin \alpha - \cos \alpha \cdot \operatorname{tg} \varphi (1-\lambda)]} \quad (18)$$

Наиболее благоприятные условия движения шарьява создаются вследствие действия следующих факторов, - в отдельности или в сочетании друг с другом: 1) относительно более низкая вязкость ползучести постели; 2) постель тектонической пластины, образованная водонасыщенными породами, обладающими плавучими свойствами; 3) высокое избыточное давление поровых вод в постели тектонической пластины.

В.Г.Трифонов (ГИН АН СССР, Москва)

СООТНОШЕНИЯ РАЗРЫВНЫХ И СКЛАДЧАТЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В НОВЕЙШЕЙ СТРУКТУРЕ ЮГА СССР

Развиваются представления А.В.Лукиньнова (1965; В.С.Буртман и др., 1963) о парагенезисах структур как повторяющихся сочетаниях тектонических нарушений, вероятно, имеющих одинаковое происхождение. В позднепалеозойской структуре Северного Прибалхашья на разнонаправленных участках зон крупных изогнутых разломов различны их морфология и набор сопутствующих нарушений. Однако на всем протяжении зоны разлома и системы таких разломов остаются неизменными в процессе структурообразования направления относительного горизонтального сжатия и растяжения. Такие системы разломов можно определить как возникшие под действием горизонтальных тектонических сил и выделить в единую ассоциацию все разнообразие созданных последними хрупких деформаций. Эта ассоциация, по данным многих исследователей, охватывает в виде тех или иных парагенезисов главные зоны новейших разломов юга СССР и сопредельных территорий.

На этих же территориях развиты системы покровных (Э.Арган, 1935) складок и связанных с ними разрывов. Они образуют ряд парагенезисов деформаций, в основе своей пластических, от систем просто построенных складок, которые сопровождаются дисгармоничными срывами на глубине, до пологих надвигов с интенсивной складчатостью в крыльях. Морфология и направления разрывов, сопутствующих складкам, показывает, что наибольшее горизонтальное скатие было ориентировано поперек их осей. Морфология самих складок также определяет их как складки поперечного скатия.

Анализируя данные по Копет-Дагу, Юго-Восточному Кавказу, Памиру, автор пришел к выводу, что закономерные пространственные соотношения, определенные единой системой горизонтальных тектонических сил, присущи лишь элементам ассоциации хрупких деформаций рассматриваемого региона. Складчатые и покровно-складчатые, т.е. в основе своей пластические деформации часто простираются вдоль крупных разрывов независимо от характера движений по ним (надвиго-взбросового или сдвигового). Возможно, что пластические деформации отчасти являются гравитационными и в конечном счете связаны с вертикальной составляющей перемещений по крупным разломам. Однако во многих случаях этого недостаточно, чтобы объяснить особенности новейшей структуры. По-видимому, при пластических деформациях имеет место перераспределение напряжений единой исходной системы в соответствии с направлениями разломов, как элементов анизотропии и неоднородности деформируемой среды. На Копет-Даге и Памире оно выражается в преобразовании меридионального наибольшего скатия в веерообразное. Одновременное (в геологическом смысле) существование двух систем напряжений возможно потому, что первая, ответственная за хрупкие деформации, импульсивна, а вторая, вызывающая пластические деформации, непрерывна.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СКЛАДЧАТО-РАЗРЫВНЫХ СТРУКТУР
АТАСУ-МОИНТИНСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО
КАЗАХСТАНА

Морфология Атасу-Моинтинского антиклинория, сходна со сдвиговыми структурами типа ϵ по классификации Ли Сы-гуана (1952). Такие структуры длительного развития, заложенные в докембрии и окончательно сформировавшиеся в фанерозое, известны в юго-западном Китае (Куньминская и Сычуань-Юньнаньская структуры типа ϵ , Тектоническая карта КНР, 1962).

Автором в Атасу-Моинтинском антиклинории выделены структуры второго порядка, имеющие в плане форму дуг, как бы "вложенных" одна в другую и обращенных на северо-запад. "Внешняя" северо-западная дуга (Жельдытау-Алабасская) и "внутренняя" юго-восточная (Сарыкульджа-Айкарлиская) представляют антиклинали. Они разделяются также дугообразной Чагаагай-Алтынсымганской синклиналью.

В антиклиналях на поверхность выходят докембрийские метаморфические сланцы и кварциты, прорванные докембрийскими катаклазированными гранитами. В синклинали обнажаются порфиродная серия докембрия и кремнисто-терригенно-карбонатная серия кембрия-ордовика.

Жельдытау-Алабасская антиклиналь соответствует передней дуге структуры типа ϵ . Длина ее 140 км, ширина 15-20 км. Вершина дуги вскрывается в горах Актау. Здесь установлены изогнутые линейные складки и согласные с ним факолитообразные тела докембрийских гранитов. Оси складок имеют в плане форму дуг и напоминают почти параллельные друг другу гиперболы. Изгиб осей складок мог произойти под влиянием стресса, направленного с юго-востока на северо-запад и совпадающего с "действительными осями гипербол". Это подтверждают развитые в западной части гор Актау изоклиналильные складки-чешуи, опрокинутые на запад и осложненные продольными надвигами. С последними сопряжены косые сдвиги, в совокупности образующие динамопары. Амплитуды сдвигов

3-6 км. Таким образом, на вершине передней дуги Жельдытау-Алабасской структуры типа ϵ при ее формировании имела место обстановка скатия и горизонтального сдвига.

В левом крыле передней дуги названной структуры существовала обстановка растяжения, о чем свидетельствуют преобладание узких прямолинейных складок и наличие крупного массива гранитов. Левая "отраженная" дуга Жельдытау-Алабасской структуры типа ϵ (район гор Таскоралы) сильно ската с боков и более всего напоминает параболу. В правой "отраженной" дуге (горы Алабас) складки менее скаты и их оси напоминают парабола различной кривизны.

Чакагай-Алтнсынганская синклинали в рассматриваемой структуре типа ϵ соответствует ее внутренней части, называемой "позвоночником". Она представляет широкую зону дугообразно изогнутых складок. Длина синклинали более 120 км, ширина меняется от 10 км до 35 км. Сложенная более компетентными породами (преимущественно кислыми вулканитами) она дислоцирована в более спокойные широкие складки, осложненные продольными надвигами и косыми сдвигами, которые в сочетании образуют динамопары.

Сарыкульда-Айкарлинская антиклиналь рассматривается как передняя дуга другой сдвиговой структуры типа ϵ . На сдвиговый характер этой структуры указывают: 1) наличие дуг, крылья которых сходятся под острым углом (порядка $75-80^{\circ}$); 2) наличие опрокинутых складок и надвигов на крыльях и вершинах дуг. К зоне растяжения в правом крыле передней дуги структуры типа ϵ приурочен Узунжальский массив докембрийских "нейсо-гранитов. Восточнее его устанавливается правая "отраженная" дуга. Левая "отраженная" дуга и "позвоночник" рассматриваемой структуры, по-видимому, перекрыты среднепалеозойскими отложениями.

Складчатые дуги Атасу-Моинтинского антиклинория, сходные со сдвиговыми структурами типа ϵ , требуют для своего образования горизонтальных движений верхних слоев земной коры. Они формировались в течение длительного промежутка времени, по-видимому, от позднего докембрия до силура включительно.

что подтверждается на западных склонах гор Антау надвиганием докембрийских отложений на силурийские. Образование этих дугообразных структур происходило в условиях горизонтального сдвига, направленного с юго-востока на северо-запад. При этом на вершинах передних дуг структур типа ϵ создавалась обстановка скатия, происходило изгибание осей складок, их сближение, формировались изоклиналинные опрокинутые складки, продольные надвиги и диагональные сдвиги. На крыльях, напротив, имела место обстановка растяжения, что приводило к вытягиванию и разрыву складок, возникновению ослабленных зон, по которым интродуцировали граниты.

Общей причиной геотектогенеза автор, вслед за Б.Л.Личковым, М.В.Стовасом, Г.Н.Каттерфельдом и др., склонен считать влияние экзогенных космических факторов и в первую очередь вращения Земли, в результате которого происходят горизонтальные глыбовые перемещения континентальных масс, приводящие к образованию различных, в том числе сдвиговых и вихревых тектонических структур.

Г.Г.Ге (ВСЕГЕИ, Ленинград)

О СВЯЗИ РЕГИОНАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ ЭТАПА МАЗОЗОЙСКОЙ
АКТИВИЗАЦИИ В ВОСТОЧНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ С РОТАЦИОННЫМ
РЕЖИМОМ ЗЕМЛИ

В Восточном Забайкалье автором выявлена густая сеть разломов, ориентированных в пространстве строго закономерно. Выделяются следующие системы региональных разломов: СВ $60-70^{\circ}$, СВ 30° , СВ 300° , СВ 340° , СВ 0° , В 90° . Сеть региональных разломов имеет длительную историю формирования.

В домазозойское время были образованы глубинные (краевые и внутригеосинклиналиные) и оперьющие их разломы. Из них наиболее крупным является краевой Монголо-Охотский глубинный разлом. Он развился на границе Монголо-Охотского подвижного пояса и его северного жесткого обрамления. Монголо-Охотский раз-

лом представлен зоной крутопадающих субпараллельных региональных разломов шириной до 70-80 км северо-восточного направления ($60-70^{\circ}$) и протягивается на многие сотни километров за пределы изученного района. Внутригеосинклиналильные разломы следятся на 200-300 км при ширине ослабленной зоны до 20 км.

Глубинные разломы составляют только часть сети региональных разломов В.Забайкалья. В основном же разломная сеть была образована в этап мезозойской активизации региона. Она состоит главным образом из разломов северо-восточного ($20-30^{\circ}$), северо-западного (300°) и северо-восточного ($60-70^{\circ}$) направлений. Разломы других систем оперяют разломы основных направлений.

Региональные разломы этапа активизации представляют собой зоны кулисообразно расположенных сближенных разломов шириной от I до 15 км, протяженностью первые сотни километров. Разломы рассекают территорию В.Забайкалья как монолитную жесткую глыбу независимо от ее доактивизационного тектонического строения.

Региональные разломы этапа активизации образованы как склоны и являются сбросо-сдвигами. Смещения по северо-западным разломам - правого рода, по разломам северо-восточного направления - левого рода. Разломы всех систем в определенный момент активизации приоткрывались и вмещали те или иные геологические образования. Отмеченные выше особенности региональных разломов В.Забайкалья позволяют рассматривать составленную ими сеть как фрагмент сети планетарной трещиноватости Земли и искать причины образования мезозойских активизационных разломов не в региональных тектонических напряжениях, а в ротационном режиме Земли в мезозойское время.

В.А.Цареградский (1963), Г.Ф.Луигерстаузен (1963), М.В.Стовас (1963), В.Г.Бондарчук (1970) и многие другие исследователи связывают периодичность тектонических движений с периодичностью изменения угловой скорости вращения Земли, указывая на скачкообразность и неоднократность такого изменения.

М.В.Стовас отмечает, что каждый полный период изменения

угловой скорости соответствует полному геотектоническому этапу (циклу) развития земной коры. Каждый полный цикл в свою очередь состоит из малых циклов (стадий), соответствующих фазам складчатости. Продолжительность стадии составляет 30-40 млн. лет и соответствует времени накопления и разрядки напряжений в земной коре в результате воздействия в основном полюсобезных сил.

Этап мезозойской тектоно-магматической активизации в В.Забайкалье во времени совпадает с полным периодом изменения ротационного режима Земли от ускорения ее вращения в юре до замедления в мелу (Бондарчук, 1970). Трех стадиям активизации соответствуют три малых цикла накопления и разрядки напряжений.

Скачкообразное увеличение угловой скорости вращения Земли на границе триаса и юры вызвало воздействие на земную кору возросших полюсобезных и возникших инерционных сил. Разрядка напряжений в ранней юре (ранняя стадия активизации) в результате подновления глубинных и оперяющих их разломов обусловила внедрение по ним гранитоидных магм в консолидированной области, а в подвижном поясе — развитие морских и континентальных прогибов.

Следующая разрядка напряжений, вызванная воздействием возросших полюсобезных сил, произошла через 35-40 млн. лет на границе средней и верхней юры (средняя стадия активизации). Она выразилась в подновлении глубинных разломов и локальном проявлении сколов левостороннего направления (30°), заложенных в зачаточном виде еще в первую стадию активизации. Разрядка напряжений сопровождалась внедрением вулканических и интрузивных масс и образованием приразломных впадин.

Замедление вращения Земли в раннем мелу привело к возникновению инерционных широтных и полюсобезных меридиональных напряжений, направленных противоположно существовавшим ранее. Это вызвало открытие разломов северо-восточных направлений ($20-30^{\circ}$, в основном $60-70^{\circ}$) и возобновление по ним магматизма и впадинообразования, а также заложение правых сдвигов

СЗ направления (300°).

Открытие разломов северо-западного направления и выполнение их продуктами эпитермального процесса вызван стабилизацией ротационного режима Земли и уменьшением напряжений в земной коре. Окончательное формирование разломов северо-восточного направления ($20-30^{\circ}$) произошло, вероятно, в следующую (последниженемеловую) стадию разрядки напряжений, вызванных действием польсобежных сил.

Рассмотренный выше пример позволяет предположить обусловленность мезозойской тектоно-магматической активизации изменением ротационного режима Земли.

А.З.Кони́ков (ВСЕГЕИ, Ленинград)

О СООТНОШЕНИИ ПРОДОЛЬНЫХ И ПОПЕРЕЧНЫХ РАЗРЫВНЫХ
НАРУШЕНИЙ В СТРУКТУРАХ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

До настоящего времени распространены представления о том, что разрывные нарушения геосинклинальных и платформенных областей имеют автономный характер и не связаны между собой. Так, для территории юга Восточной Сибири в отрыве друг от друга рассмагнриваются системы разломов платформы и обрамляющих ее геосинклинальных областей Восточного Саяна и Прибайкалья.

Исследования последних лет позволяют наметить системы крупных поперечных разрывов в структурах южного обрамления Сибирской платформы. В Восточном Саяне они имеют северо-восточное простираие, поперечное по отношению к Главному Саянскому разлому и юго-западному краю Сибирской платформы ("саянскому направлению"). Поперечные разломы прослеживаются на юго-запад в пределы Алтае-Саянской области, где переходят в продольные разломы Западного Саяна.

В Прибайкалье выявлена система северо-западных разломов, поперечных к "байкальскому" направлению складчатой зоны и к

юго-восточному краю платформы (В.А.Наумов, П.М.Хренов и др.)

Поперечные нарушения Восточного Саяна параллельны и, по-видимому, синхронны продольным разломам Прибайкалья, образуя вместе с ними единую систему северо-восточного простирания. Менее четкая, но, по-видимому, аналогичная связь намечается между поперечными разломами Прибайкалья и продольными разломами Восточного Саяна.

На основании геофизических и геологических материалов устанавливается, что поперечные разломы в ряде случаев пересекают краевые швы платформы и на значительное расстояние прослеживаются в ее пределы.

Указанные факты приводят к представлению о том, что системы разрывов платформ и геосинклинальных обрамлений, определяющие характер тектоники осадочного и гранитного слоев земной коры, формировались не совершенно независимо друг от друга. Они обусловлены наличием пересекающихся систем "планетарной трещиноватости", связанной, по-видимому, с характером напряженности более глубоких зон Земной коры.

Характер разрывной тектоники складчатых областей, вероятно, является суммарным результатом взаимодействия двояких напряжений: а) обусловленных развитием планетарной системы разломов и б) связанных с формированием конкретных геосинклинальных зон и поясов. Тектонические особенности последних формировались на фоне системы "планетарной трещиноватости", обусловившей характерную особенность складчатой области — сочетание продольных и поперечных разломов и блоковое строение.

С.И.Шерман (ИЗК, Иркутск)

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ПАРАМЕТРЫ И ДИНАМИКА РАЗВИТИЯ РАЗЛОМОВ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

Под количественными параметрами разломов следует понимать численное выражение их длины, глубины проникновения, амплитуды и типа (знака) смещения, ширины зоны влияния, а также

густоты отдельных систем трещин, образующих зоны разломов. Группы разломов можно рассматривать как единую систему при общности их параметров. В этом случае мы можем получить количественную характеристику или параметры системы разломов.

Количественные параметры разломов рассмотрены на примере Байкальской рифтовой зоны. Единая по своей генетической сущности, Байкальская рифтовая зона состоит из последовательно сменяющихся по простиранию звеньев — широтных, меридиональных и северо-восточных.

По масштабу проявления, длительности геологического развития и взаимосвязи с рифтогенезом разломы Байкальской рифтовой зоны подразделяются на главные (или краевые), и внутренние.

Первая группа разломов представлена крупными разломами длительного геологического развития, заложеными не позднее байкальского тектогенеза. К таким разломам относятся Хубсугульский, Тункинский, Приморский, Баргузинский, Верхне-Ангарский, а также серия разломов, образующих западное окончание Кодарского шва и Станового глубинного разлома.

По генетической классификации краевые разломы Байкальской рифтовой зоны не являются "чистыми" сбросами, хотя для большинства из них характерно наличие сдвиговой компоненты, связанной с кайнозойскими движениями. Тип сдвига — право- или левосторонний коррелируется с направлением соответствующего разлома: при широтной ориентировке разломов сдвиг левосторонний (Тункинский, разломы Кодарского шва), при северо-восточной и меридиональной — правосторонний (Приморский и др.)

Появившиеся в последние годы исследования по механизму образования рифтов убедительно показали, что растяжение, обеспечивающее рифтогенез, порождено подкоровыми конвекционными потоками. Подобный восходящий конвекционный поток, по-видимому, является одним из главных энергетических источников, обеспечивающих развитие Байкальской рифтовой зоны. Простирание его осевой линии в плане, очевидно, совпадает с генеральным простиранием рифтовой зоны. Создаваемые им векторы регионального растяжения в коре соответственно будут ориентированы

СВ 330° - 335° - СВ 150° - 155° . В каждом отдельном случае они будут образовывать определенный угол с направлением конкретного рифтообразующего разлома, что фиксирует и направление сдвиговой компоненты: все широтные разломы-левосторонние сдвиги-сбросы; северо-восточные (до СВ 60°) и меридиональные - правосторонние; раздвиги и сбросы ориентируются по простиранию СВ 60° - 65° . Приведенная характеристика относится к древним, активизированным в кайнозое разломам глубокого заложения, разграничивающим блоки с разным направлением движения.

С позиций восходящего конвекционного потока находят объяснение и выдержанные величины средних расстояний между краевыми и крупными региональными разломами рифта. Расчеты по нескольким поперечным сечениям через Байкальскую рифтовую зону показали, что эти расстояния колеблются в пределах 50-60 км, а для краевых разломов, осложняющих борта впадин и определяющих их ширину, составляют порядка 30 км.

Знак смещения вдоль главных разломов и относительно выдержанное среднее расстояние между ними в Байкальской рифтовой зоне согласуются с идеей входящего конвекционного потока как энергетического источника рифтогенеза.

Внутренние разломы - разломы второй группы - образуют смешанную возрастную группу. Классификация по генетическим типам и направлениям дала основание отказаться от рассмотрения их в качестве опирающихся трещин крупных краевых разломов, а также от возможности объяснения их образования за счет растяжения при формировании свода.

Из-за несопоставимости длины внутренних разломов с мощностью земной коры динамику их развития нельзя непосредственно связывать с конвекцией в верхней мантии.

Для выяснения генезиса этих структур были составлены карты средней плотности и средней длины внутренних разломов. Установлено, что высокая густота этих разломов характерна для районов с повышенной современной сейсмической активностью. Хорошо известно о существовании тесной связи подавляющей части сейсмических явлений с механическим разрушением среды (К.И. Кузнецова, 1969). Следовательно, если между внутренними

разломами и сейсмичностью имеется определенная пространственная связь, она должна найти и математическое подтверждение. При этом теория очага землетрясения можно рассматривать как специфическую часть теории разрушения сплошной среды.

Принимая во внимание изложенное, были сопоставлены по отдельным участкам рифтовой зоны средние глубины гипоцентров со средней длиной известных на поверхности разновозрастных, но обязательно обновленных в кайнозое внутренних разломов. Результаты статистической обработки более, чем 1200 разрывов и свыше 2100 гипоцентров подтвердили наличие тесной связи между длиной внутренних разрывов и глубиной гипоцентров (коэффициент линейной корреляции 0,7).

Отсюда вытекают два важных геологических вывода.

1. Сейсмичность и формирование внутренних разломов в Байкальской рифтовой зоне — суть парагенетически связанные процессы. Внутренние разрывы закладывались не одновременно, но преобладающая их масса активизировалась и продолжает формироваться в настоящее время, отражая продолжающийся процесс растяжения и растрескивания коры.

2. На основе представлений о механизме развития очагов землетрясений, разработанных М.В. Гзовским (1970) для слабых и средней силы землетрясений, можно достаточно надежно полагать, что средняя глубина их гипоцентров отражает средние глубины концентрации напряжений, или нижние границы проникновения разломов в земную кору. Вычисленные уравнения регрессии имеют вид:

$$H = 1,04 L - 0,7 \quad (1)$$

$$\text{и } L = 0,5 H + 5,35 \quad (2)$$

где H — средняя глубина активного проникновения разлома в земную кору, км; L — средняя длина разлома, км.

Следовательно, динамика развития внутренних разрывов Байкальской рифтовой зоны тесно связана с кайнозойскими тектоническими процессами, происходящими в земной коре Прибайкалья. Внутренние разрывы по глубине проникновения относятся

и коровым. Для них выявляется устойчивая взаимосвязь между параметрами, выраженная уравнениями 1 и 2.

Полученные результаты подтверждают реальность поисков путей выражения физической или математической связи между динамикой развития разломов и их количественными параметрами.

Д.И. Мусатов, Ю.М. Мальцев
(КТУ, Красноярск)

ДИНАМИКА ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВ НА ПРИМЕРЕ СРЕДНЕЙ СИБИРИ

Заложение зон глубинных разломов и развивающихся на них геосинклинальных прогибов происходит на участках активных конвекционных течений в мантии, вызывающих раздвигание литосферных плит разных размеров (порядков), а орогенез обусловлен во многих случаях облизанием или поддвигом плит. Глубинные разломы определяют структуру и направление развития геосинклиналей и являются путями поступления внутренней энергии Земли и вещества мантии в земную кору. Развитие глубинных разломов Алтае-Саянской области иллюстрируется геологической историей Кузнецко-Алатаусского и других разломов.

Активность глубинных разломов и их функции менялись во времени. Периоды активизации чередовались с периодами замирания, сбросовые движения сменялись взбросовыми, подводные каналы превращались в камеры захоронения магмы, некоторые разломы на определенных этапах превращались в рифтовые системы.

Алтае-Саянская геосинклинальная система заложилась на эпиконтинентальной платформе, к концу среднего протерозоя представлявшей собой жесткую консолидированную плиту. К началу рифея она испытывает сводовое поднятие. В это время имело место перераспределение глубинных масс и возникновение крупных внутримантийных неоднородностей, вызвавших подкоровые (подастеносферные?) конвекционные течения. Перераспределение

глубинных масс и периодическое возникновение внутримантийных неоднородностей скорее всего было связано с приливно-отливными явлениями в мантии Земли, обусловленными прохождением Солнечной системы в Галактике вблизи мощного возмущающего центра. Такие условия, видимо, неоднократно повторялись в истории Земли примерно через 200 млн. лет, т.е. через промежуток времени, близкий по продолжительности галактическому году.

В результате конвекционных течений в эпиконтинентальной плите накопились напряжения, которые стремились разорвать и растянуть плиту в месте будущей геосинклинальной системы.

Весьма вероятно, что одним из толчков для разрядки этих напряжений с образованием разрывов служило изменение угловой скорости вращения Земли. По подсчетам Л.С.Лейбензона за каждые 30—40 млн. лет в результате замедления вращения Земли в земной коре накапливались напряжения, энергии которых достаточно для нарушения ее целостности (по Стовасу, 1963).

Проникновение разлома в верхнюю мантию приводило к резкому понижению давления в субстрате последней вблизи третины, что влекло за собой расплавление в этом районе мантийного вещества с образованием магматического очага. Плавление становилось возможным в связи с тем, что мантийное вещество имело температуру выше его температуры плавления при низком давлении. В таких условиях достаточно даже незначительного падения давления для образования магмы. Нарушение равновесного состояния мантийного вещества приводило к его дифференциации и, видимо, к возникновению локальных подкоровых течений.

Подобным образом может быть объяснен механизм заложения Западно-Саянского рифейского геосинклинального прогиба. Так как здесь имелась система двух оближенных разломов, локальные подкоровые течения, возникшие в связи с заложением разломов, вызвали дефицит массы в центральной части прогиба, что обусловило компенсированное прогибание его ложа с образованием троговой зоны.

С целью ориентировочной оценки энергии, необходимой для

перемещения блоков вдоль глубинных разломов, рассчитаны соответствующие величины для Кузнецко-Алатауского, Саяно-Тувинского и Дербинского глубинных разломов.

Произведенные расчеты показывают, что для перемещения блоков по указанным разломам, различающимся по характеру смещения блоков, необходима затрата примерно равного количества энергии. Следовательно, характер движения по разломам обуславливается общей геотектонической обстановкой его проявления, а не энергетическими факторами.

В развитии глубинных разломов и связанных с ними геосинклиналей, как было показано выше, решающую роль играла внутренняя энергия Земли при значительном, чаще всего, видимо, контролирующем влиянии внешних факторов.

О.П.Апольский (ВСЕГЕИ, Ленинград)

О СИММЕТРИИ РАЗМЕЩЕНИЯ НЕКОТОРЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЕВРАЗИИ

Если на "Тектонической карте Евразии" (1966) выделить основные структурные линии: главные разломы, границы платформ и складчатых областей, то обращает на себя внимание отчетливая симметрия размещения этих структурных линий в западной части материка. Относительно точки, расположенной в окрестностях г.Тбилиси (42 СШ, 45 ВД), наблюдается симметричное расположение Русской и Аравийской плит и ограничивающих их структур: Южному Уралу соответствует система грабенов Леванта; Среднему Уралу, Тиману и северо-восточному ограничению Балтийского щита соответствует грабен Красного моря; наледники Норвегии расположены симметрично с грабеном залива Аден; а Днепровско-Донецкий авлакоген является геометрическим аналогом складчатой системы Загроса.

Симметрично расположены субокеанические впадины Черного моря и Южного Каспия, складчатые системы Большого Кавказа - Крыма и Эльбурса, жесткую глыбу Дут можно, по-видимому,

сопоставить с Трансильванской впадиной, а Венгерская впадина соответствует Южно-Афганской. Складчатые системы Карпат и Альп находят своих аналогов в альпийских складчатых системах Макранских гор и Белуджистана. Гималаи расположены строго симметрично к складчатой системе Атласа. Не находит отчетливого аналога в Азии, пожалуй, только складчатая система Динарид, и с некоторой долей условности Апеннины можно сопоставить со складчатым сооружением Сулеймановых гор.

Необходимо отметить некоторое перекрытие альпийского складчатого пояса и более древних сооружений, фиксируемое, по крайней мере, в двух местах. Так, древний Украинский щит соответствует структурам впадины Деште-Кевир и Иофахан-Сеидабадскому прогибу, а молодая Скифская платформа соответствует Южно-Азербайджанскому массиву, испытавшему во время альпийского этапа значительную активизацию. Кроме того, условно можно считать, что синеклизе Тар, расположенной на северо-западе Индостанской платформы, соответствует в Европе сложное гетерогенное сооружение, включающее в себя Парижскую синеклизу, Центральный французский массив и впадину Лигурийского моря.

Для структурных элементов, более удаленных от центра, симметрия не проявляется. Трудно также судить о симметрии Северо-Африканского и Сибирского секторов, хотя и для них не исключено наличие симметрично расположенных элементов; существующие данные не позволяют решить этот вопрос.

В осевой части Средиземноморского геосинклиального пояса наблюдается симметрия сходных в тектоническом отношении элементов: субокеанической впадине соответствует субокеаническая впадина, складчатой системе — складчатая система, жесткой глыбе — жесткая глыба. Однако при удалении от этой осевой линии характер симметрии меняется: складчатой системе Загроса соответствует Днепровско-Донецкий авлакоген, системе грабен Леванта — складчатая система Южного Урала, грабену Красного моря — складчатые сооружения Тимана и Центрального Урала, грабену залива Аден — каледониды Норвегии. В первом случае мы имеем дело с прямой симметрией, во втором, по-видимому, с явлением диссимметрии. Диссимметрия проявлена и во

внутреннем строении Русской и Аравийской плит. Балтийскому щиту соответствует синеклиза Рус-Эль-Хали, Воронежской и Белорусской антеклизам — Месопотамский передовой прогиб, Московская синеклиза вместе с Притиманским и Предуральским прогибами соответствует аравийской части Арабо-Нубийского щита. Нарушает эту закономерность только пара Польско-Датский прогиб и Оманский прогиб, которые, по-видимому, являются структурными аналогами.

Наличие симметрии в строении такого обширного участка земной коры является свидетельством существования на протяжении всей послекембрийской истории развития этого региона зон интенсивных тангенциальных напряжений (и деформаций), пересекавшихся в районе Кавказа. Так, прямая симметрия Средиземноморского геосинклинального пояса может быть объяснена развитием в мезо-кайнозой крупных сдвиговых деформаций. В частности, для Черноморско-Каспийской части региона можно показать, что крупные левосторонние сдвиги произошли в позднем мелу — палеогене в пределах Рионо-Куринской депрессии, и именно с этими движениями связано образование субсредиземноморских впадин Черного и Каспийского морей. Несомненно, аналогичные сдвиги имели место и в других частях Средиземноморского пояса. Симметрия древних структурных направлений Русской и Аравийской платформ свидетельствует о наличии подобных зон и в палеозое.

Труднее объяснить дисимметрию этих структур. "Возможно, что она связана с механизмом типа общей деформации геоида при изменении скорости вращения, когда по разные стороны от "критических параллелей" возникают напряжения различных знаков. Нарушение симметрии при удалении от центра симметрии может быть объяснено наложением на основную других систем напряжений, связанных (в мезо-кайнозое), с одной стороны, с образованием Атлантического океана, а с другой — с поддвижением Индостанского блока под Гималаи.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ В ЗЕМНОЙ
КОРЕ СЕВЕРА ЕВРАЗИИ

Внутреннее строение складчатых поясов и упорядоченность их пространственных взаимоотношений позволяют наметить генеральные направления тангенциальных тектонических напряжений, сыгравших основную роль в их формировании. Крупные складчатые пояса Евразии ориентированы строго закономерно по отношению к оси вращения Земли. Из 28 учтенных складчатых поясов и крупных глубинных разломов 9 имеют простирание $310-320^{\circ}$, 8 - $45-50^{\circ}$, 7 - $350-360^{\circ}$ и только четыре ориентированы широтно. Эти системы между собой располагаются строго под углом 45° .

Северо-западное ($310-320^{\circ}$) простирание имеют следующие структуры Кольского полуострова, Тимана, Пайхоя, Тасхаяхта-ский нов, Олойско-Ляховский пояс, хребет Гаикеля, Байдарацкий, Таймыро-Шпицбергенский, Сан-Андреас и др. глубинные разломы.

Северо-восточные ($40-50^{\circ}$) простирания имеют Норвежские каледониды (надвиг), структуры Новой Земли, Полярного Урала, Таймыра, Кулара, Охотско-Чукотский пояс, Джикотаймырский, Малохетско-Хатангский и др. глубинные разломы.

В меридиональном направлении простираются структуры Шпицбергена, Урала, Верхоянья, хребта Ломоносова, Новосибирский островов, Гыдано-Тазовский, Енисейский и др. глубинные разломы.

Широтные простирания имеют структуры о. Врангеля, хребта Брукса и Алданский сдвиг.

Упомянутые складчатые пояса представляют собой линейные, асимметричные складчатые сооружения, располагающиеся между относительно жесткими блоками земной коры, которые прошли все стадии развития: от геосинклинальных вали до складчатых сооружений. По их окраинам или внутри них развиты согласные

глубинные надвиги или сдвиги.

Преобладающее направление и относительный возраст тангенциальных периодических скатий определяется по характеру складчатости, по направлению перемещения горных пород в зонах тектонических нарушений, по соотношению поднятых и опущенных блоков, по характеру осадконакопления около них. Все это дает возможность оценить некоторые пространственные и временные закономерности распределения тектонической напряженности в земной коре.

В северной части Евразии (между $60-70^{\circ}$ с.ш.) сформированные подвижных поясов за последние 200 млн. лет обязано преобладающему широтному направлению тангенциальных тектонических напряжений. Они создали меридиональные структуры Урала и Верхоянья и диагональные - Тасхаяхтахского шва, Олойско-Ляховского пояса, Пайхой, а также Байдарацкий, Южно-Таймырский, Малохетско-Хатангский и др. разломы.

В западной части советского сектора Арктики господствующим направлением скатия в палеозое и мезозое, было юго-восточное (по аз. $115-125^{\circ}$). С ним связаны надвиг норвежских каледонид, структуры Новой Земли, Таймыро-Северо-земельская дуга.

В Чукотско-Аляскинском районе отчетливо проявлено скатие в меридиональном направлении. Им сформированы широтные структуры хребта Брукса, Аляскинского хребта и острова Врангеля.

Если в пределах континентальной коры в подвижных поясах мы видим отчетливые следы тангенциального скатия, то в Арктическом бассейне преобладает разрастание океанического дна в обе стороны от хр. Гаккеля (Карасик, 1971), т.е. на юго-запад (аз. $220-230^{\circ}$) и на северо-восток (аз. $40-50^{\circ}$). Хребет Гаккеля располагается посредине между хребтом Ломоносова и континентальным сином, совпадающим с Таймыро-Шпицбергенским глубинным разломом. Вдоль последнего располагаются острова Северной Земли архипелаг Земли Франца Иосифа, острова Шпицберген.

Для каждого континентального блока имеется свое харак-

терное направление тангенциальных тектонических напряжений, явившееся результатом разложения общепланетарных напряжений, порожденных энергией вращения Земли. На севере Евразии в мезозое и кайнозое происходило смещение блоков земной коры в южном и в западном направлении, обусловленное силами Корюлиса (Пирогов, 1970).

Ф.И.Хатьянов (трест "Баш-
нефтегеофизика", Уфа)

ДЕВОНСКИЕ МИКРОГРАБЕНЫ, АВЛАКОГЕН-РИФТЫ И ПАЛЕОДИНАМИКА ЗЕМНОЙ КОРЫ ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛИТЫ

На большом фактическом материале глубокого бурения и сейсморазведочных работ МОВ установлены новые особенности строения грабенообразных прогибов, наиболее существенные для выяснения механизма их образования; а) ограничение прогибов с обеих сторон нормальными конседиментационными сбросами, выявленными по достоверным признакам (выпадение из разрезов скважин отдельных горизонтов: палийского, муллинского, старооскольского, бийского; наличие микромилонитов) и вероятным признакам (присутствие дифрагированных волн и соответствующее положение горизонтов, площадки и узлов дифракции на временных и глубинных сейсмических разрезах МОВ и МОГТ); б) широкое распространение поперечных местных правых сдвигов отдельных грабенов друг относительно друга на расстояние до 3 км.

Особенностями структурного рисунка пространственного расположения девонских микрограбенов и их соотношения с большими девонскими авлакоген-рифтами, имеющими важное значение для восстановления силового поля палеотектонических напряжений, являются: а) сгруппированность кулисообразно расположенных микрограбенов в протяженные полосы с характерным северо-восточным простиранием; б) определенная повторяемость в плановом расположении субпараллельных полос микрограбенов (через 15-35 км) в пределах обширной относительно приподнятой

(в палеотектоническом плане) восточной части Русской платформы, характеризующейся слабым утонением земной коры и пологим залеганием глубинных сейсмических границ — поверхностей Моховичича и Конрада, ограниченной с запада Казанско-Кировским девонским авлакогеном, а с востока — Тагильско-Магнитогорским палеорифтом; в) расположение микрограбенов короткого периода развития (в основном кыновско-пашийского времени) под острым углом к направлению субмеридионального простирания более длительно развивавшихся продольных глубинных разломов земной коры упомянутых авлакоген-рифтов.

Опираясь на теорию формирования сдвиговых зон, развитую в последние годы в работах П.С.Воронова (1968, 1969), сделан вывод о том, что особенностью динамики тектонических движений земной коры на рубеже среднего и верхнего девона, вероятно, явилось поступательно-вращательное движение по часовой стрелке крупного жесткого и стабильного геоблока (глыбы), которой является восточная часть Русской платформы, вдоль глубинных разломов, ограничивавших его подвижных зон с запада (Казанско-Кировский авлакоген) и с востока (Тагильско-Магнитогорский палеорифт). Реакция верхней более жесткой части земной коры заключалась в разрешении действия преобладающей составляющей растягивающего характера суммарного неравномерного силового поля тангенциальных напряжений в виде хрупкого разрушения — разрывных деформаций типа продольных нормальных сбросов короткого периода развития, ограничивавших девонские микрограбены, в то время как для менее вязкой нижней части консолидированной земной коры характерными, вероятно, были пластические деформации растяжения и релаксация. Благодаря этому напряженное состояние нижней части земной коры скорее всего существовало значительно более длительное время, что обеспечивало накопление и передачу дополнительных составляющих тангенциальных напряжений сжатия земной коры и образование местных конседиментационных горизонтальных сдвигов, вероятно, в процессе многократно повторявшихся землетрясений, связанных с региональными правыми сдвигами территории вдоль глубинных разломов авлакоген-рифтов.

Возникновение этого силового поля напряжений, вероятно, в свою очередь, было связано с ротационным режимом неравномерного вращения Земли (изменением угловой скорости ее вращения).

В пользу выдвинутой гипотезы об определяющей роли тангенциальных тектонических движений, обусловивших формирование рассматриваемой системы девонских микрограбенов растяжения, в противоположность ранее господствовавшим представлениям о примате исключительно вертикальных (радиальных) сил и движений в тектогенезе Русской плиты, служат также следующие фактические данные: а) следы достаточно интенсивной вулканической деятельности основного состава на востоке Русской плиты на рубеже среднего и верхнего девона; б) указание на преимущественно левые сдвиги девонского времени на восточном эвгесинклинальном склоне Урала (К.П.Плюснин, 1966); в) общее совпадение простираний упомянутых авлакоген-рифтов и девонской системы микрограбенов с направлением палеомагнитных экваториальной (0°) и критической (35°) параллелей (по данным А.Н.Храмова, 1967, 1971), вдоль которых предполагается максимум интенсивности напряжений и деформаций (М.В.Стовао, 1960; А.В.Долицкий, И.А.Кийко, 1963).

Важным для методики поисков залежей нефти и газа (а также изучения эндогенной металлогении) следствиями из выдвинутой гипотезы являются: а) прогнозирование закономерностей горизонтальных смещений отдельных микрограбенов вдоль полос вероятного их распространения, б) экстраполяция и интерполяция вероятного положения полос грабенообразных прогибов с учетом искривления силового поля напряжений, в) ожидаемое обнаружение поперечной к микрограбенам системы мелких дислокаций скатия земной коры типа взбросов и флексур.

ДИНАМИКА ТЕКТОГЕНЕЗА И ВЕРОЯТНЫЙ МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ
АНТИКЛИНАЛЬНЫХ СКЛАДОВ КИНЗЕБУЛАТОВСКО-САРАТОВСКОГО
ТИПА ЗАПАДНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

На основе анализа нового большого фактического материала сейсмогравитационных исследований и данных глубокого бурения обосновано широко развитое развитие разломов типа взбросо-надвигов с амплитудой вертикального перемещения 200-1000 м и амплитудой горизонтального сжатия (сокращения) подсолевого ложа 200-2000 м. Установлена генетическая приуроченность локальных нефтегазоносных антиклиналей к региональным протяженным полосам взбросо-надвигов субмеридионального уральского простирания.

Доказано, что подсолевые антиклинали кинзебулатовско-саратовского, а также вуктыльского типов представляет собой клиновидные горы (тектонически приподнятые клинья), острая вершина которых направлена на верх, как предполагалось ранее, в случае признания первичности вертикальных (радиальных) тектонических перемещений кристаллического фундамента (структуры типа штампа), а вниз, что может быть связано только с тангенциальным (горизонтальным) скатием земной коры. Сопоставление рисунка вертикального разреза наиболее изученных Кинзебулатовской, Ромадановской, Табынской, Саратовской, Апутовской, Вуктыльской горстовидных антиклиналей с результатами моделирования деформаций горных пород и материалов при их разрушении под действием тангенциальных сжимающих сил, давлений и напряжений, достигающих и превышающих пределы текучести и прочности (А.Надам, 1954, 1969), подтверждают сделанные выводы о преобладающей роли тангенциальных напряжений скатия земной коры.

Особенностями структурного рисунка пространственного расположения горстовидных антиклиналей, важного для восстановления особенностей динамики тектогенеза, являются: а) приуроченность к полосам взбросо-надвигов с характерным север-

западным или северо-восточным простиранием, направление которого в общем согласуется с изгибами Главного Уральского глубинного разлома, принимаемого за границу складчатой платформенной и эвгеосинклинальной зон Урала (см. Ф. И. Хатьянов, ДАН СССР, т. 150, № 5, 1963); б) примерная параллельность простиранию антиклинория Урал-Тау, представляющего, судя по сейсмо-гравитационным данным, также структуру типа гигантского клиновидного горста скатия; в) пересечение простираний с направлением фациальных зон краевого прогиба, а также, что наиболее существенно, линиями выходов и дневной поверхности пологих надвигов или предполагаемых шарьяжей вдоль восточного борта краевого прогиба; г) слепое окончание взбросо-надвигов на западе в пределах восточного склона относительно приподнятой части Русской плиты или рифтовой зоны; д) кулисообразное благодаря небольшим местным сдвигам расположение соседних антиклиналей в единой полосе регионального взбросо-надвига; е) преимущественное расположение узловых зон развития встречных с обратным падением взбросов и сочленения взбросо-надвигов северо-западного и северо-восточного простираний против выпуклых в сторону платформы дуг Уральской складчатой области.

Особенности палеодинамики тектогенеза времени образования взбросо-надвигов и антиклиналей Западного Предуралья на заключительных этапах герцинского тектогенеза (верхняя пермь - нижний триас) заключаются в преобладающей роли главного нормального напряжения горизонтального скатия земной коры, направленного в сторону платформы со стороны эвгеосинклинали и силового поля напряжений, связанного с горизонтальными продольными сдвигами вдоль глубинных разломов Тагильско-Магнитогорской эвгеосинклинальной зоны Урала.

Возникновение пары сил, обусловившей формирование сдвиговой зоны, связано, в первую очередь, с активностью Главного Уральского разлома (сдвига), ограничивавшего Тагильско-Магнитогорский палеорифт на поздней инверсионной стадии его развития.

Тем самым, подтверждается общий вывод о том, что посту-

пательно-вращательный тип тангенциальных напряжений литосферы образуется в ее более жестких массивах (в данном случае в складчатой платформенной внешней зоне Урала) под напором окружающих более подвижных масс (в данном случае эвгеосинклиальной внутренней зоны Урала) (П.С.Воронов, 1969).

Как следствие из изложенного, появляется необходимость выделения системы крутых взбросо-надвигов и клиновидных горстов Западного Предуралья в самостоятельный особый тип, для которого вряд ли правильными будут наименования "аллохтонная и автохтонная части разреза", как это становится модным при крайнем мобилистском подходе (М.А.Камелетдинов, 1971), так как механизм образования клиновидных горстов, в отличие от шарьяжей, не связан с большими и весьма длительными горизонтальными перемещениями и скучиванием пород, а обусловлен напряжениями тангенциального сжатия земной коры сравнительно короткого периода проявления — поддвиганием более податливых боковых пород под наклонные крылья и поднятием вверх обычно более жестких пород клина.

Е.Д.Сулиди-Кондратьев, В.В.Козлов
(трест "Зарубежгеология", Москва)

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ АФРИКИ

В тектоническом развитии Северо-Западной Африки, включающей горные сооружения Атласской области, намечается несколько крупных этапов, характеризующихся определенной геодинамической обстановкой, что свидетельствует о сложном полициклическом развитии этой территории.

На раннем, байкальском этапе вдоль северного края области были выражены три стадии тектоно-магматической активности. Для начала каждой стадии характерны значительные нисходящие движения в условиях растяжения, что приводило к накоплению мощных терригенных отложений, сопровождавшихся внедрением основных пород. Все стадии завершались восходящими

движениями, происходившими в обстановке скатия. Специфика этого этапа развития заключается в отсутствии типичных орогенных формаций, в образовании крупных куполовидных структур, сопровождавшихся формированием дискордантных массивов гранитоидов. С некоторой долей условности тектонические сооружения севера Атласской области в течение байскальского этапа можно отнести к эвгеосинклинальной области; вся южная часть Атласской области находится в квазикратонном состоянии с более стабильной геодинамической обстановкой.

В каледонский этап на крайнем севере Атласской области сформировался многоэосинклинальный прогиб. Нисходящие движения сопровождались накоплением терригенных толщ. Роль сил растяжения в этот этап, вероятно, была значительно меньше, чем в байскальское время. В конце этапа были проявлены сжимающие усилия с образованием линейных часто изоклинальных складок. Орогенная стадия не получила отчетливого развития. Юг Атласской области в каледонское время можно рассматривать как краевую часть обширной Сахарной плиты.

В течение герцинского этапа намечаются существенные изменения в размещении полей напряжений. Крайний северо-запад территории можно отнести к многоэосинклинали. В начале этапа здесь происходили значительные опускания с накоплением мощных терригенно-карбонатных толщ, в конце — преобладали поднятия, сопровождаемые синорогенными интрузиями гранитоидов. На остальной территории Атласа господствовали субплатформенные условия со слабой дифференцированностью тектонических движений.

Альпийский этап развития Северо-Западной Африки по геодинамическим условиям разделяется на ряд стадий. Для начала стадии заложения (триас) Магребской геосинклинальной системы и сопряженной с ней краевой части платформы характерны значительные прогибания в условиях интенсивных растягивающих усилий с образованием перидотитового пояса Рифа-Кабилит. В краевой части платформы сформировался обширный прогиб, выполненный эвапоритовой формацией с телами и диабазовых порфиритов, которые можно рассматривать в качестве тралповой формации. В

конце ранней стадии (нижняя-средняя юра) отмечалась некоторая стабилизация тектонических движений, сопровождаемая формированием на обширной площади преимущественно карбонатных формаций.

Главная стадия от поздней юры до среднего эоцена включительно, характеризовалась крупными опусканиями дифференцированного характера, что привело к образованию Телльской миогеосинклинальной области и внутриплатформенного прогиба Сахарского Атласа типа авлакогена. Мощности отложений в пределах миогеосинклинали и авлакогена оказались близкими. Однако в пределах миогеосинклинали прогиб был некомпенсированным, что свидетельствует о большой контрастности движений.

Конечная стадия развития имела резко выраженный орогенный характер. В раннеорогенную геодинамическую фазу (поздний эоценоквитан) отчетливо проявились сжимающие усилия, приведшие к формированию складчатых деформаций в пределах миогеосинклинали и авлакогена. Во внутренней зоне Телльской миогеосинклинальной области образовались серии чешуй, ориентированные в направлении с севера на юг. Крупные поднятия в конце фазы сопровождались внедрением значительных массивов гранитоидов.

Позднеорогенная фаза отличалась резким ростом горных сооружений в результате крупных восходящих дифференцированных движений, что привело к разделению всей Атласской области на серию горных хребтов и межгорных впадин. Вдоль северного ограничения Атласской области образовалась Марокканско-Алжирская вулканическая дуга, состоящая из ряда отдельных вулканических районов (андезитовый вулканизм). На западе области (Средний Атлас, Анти-Атлас, Центральный массив) вырисовывается обособленная вулканическая область с преимущественным развитием базальтов. Можно предполагать, что здесь существовала резко отличная геодинамическая обстановка с формированием вулканогенерирующих траппов растяжения. На севере Атласской области тангенциальное сжатие привело к образованию покровов и чешуй.

Анализ геодинамической эволюции Северо-Западной Африки показывает, что на этой территории можно выделить ряд гео-

динамических этапов, стадий и фаз, соответствующих изменениям полей напряжений часто сопровождаемых их резкой перестройкой. Хотя зоны интенсивных тектонических напряжений меняли свое положение в процессе развития Атласской области, здесь сохранялась тенденция в расположении наиболее мобильных зон на крайнем севере области. В процессе тектонического развития вертикальные движения носили перманентный характер, тогда как резко выраженные тангенциальные движения были проявлены дискретно. Величины достоверных вертикальных (прогибание + поднятие) и горизонтальных (перемещение покровов) движений для альпийского этапа не превышают первых десятков километров, т.е. являются вполне сопоставимыми по своим масштабам.

В.В. Козлов, Е.Д. Сулиди-Кондратьев
(трест "Зарубежгеология", Москва)

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В ПЕРИГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЯХ НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРНОЙ АФРИКИ И АРАВИИ

На севере Африканской платформы может быть выделена широкая окраинная полоса (или маргиналь), состоящая из целого ряда тектонических структур, которые по своим особенностям существенно отличаются как от остальной части платформы, так и от смежных геосинклинальных областей, принадлежащих к Альпийско-Гималайскому (Средиземноморскому) поясу. Для маргинали в целом характерна высокая тектоническая активность, обусловленная сильной раздробленностью края платформы и непосредственным воздействием со стороны геосинклинального пояса.

Для изученной территории составлена геодинамическая схема, отражающая ее эволюцию в позднеорогенную стадию (неоген-четвертичное время). Результаты горизонтальных тектонических движений показаны на ней в виде векторов, модулями которых служат величины перемещений. Если положение векторов по геологическим данным определяется однозначно, то модули чаще всего являются условными величинами, устанавливаемыми с различной

степень вероятности. С целью придания большей объективности схеме, в тех случаях, когда модуль точно не определен, вектор изображается пунктирной линией. Эти векторы являются связанными, так как они отнесены к пунктам, для которых имеются конкретные полевые наблюдения или данные анализа геологических карт. Система векторов в целом является компланарной и рисует кинематическую сторону горизонтальных тектонических движений. Геодинамическая природа этих деформаций показывается свободными векторами, отражающими направленность и величину деформирующих усилий. Модули их лишены строгой размерности и имеют условные характеристики, указывающие на относительно слабые, умеренные и большие напряжения. Свободные векторы сил отнесены лишь к определенным тектоническим зонам, которые в обобщенном виде можно рассматривать в качестве единых полей напряжений. Результаты вертикальных движений показаны в виде изолиний суммарных деформаций предмиоценовой урвеновой поверхности, т.е. в виде скалярного поля. Для каждого из типов такого поля с положительной и отрицательной направленностью движений приведена относительная величина напряжений.

Анализ поля напряжений в пределах маргинали показывает важную закономерность. Для горизонтальных движений намечается четкая зональность в постепенном их уменьшении в сторону от геосинклинального пояса. Размещение типов поля для вертикальных движений подчиняется распределению основных тектонических элементов маргинали, не обнаруживая непосредственной связи с геосинклинальным обрамлением.

Продольная тектоническая зональность в перигеосинклинальной области особенно отчетливо проявлена на тех участках, где намечается постепенный переход от геосинклинали к платформе. В тех случаях, когда между этими крайними членами тектонических областей выделяются окраинные платформенные мегаблоки, картина оказывается более сложной. В целом намечается ряд последовательно расположенных зон (с севера на юг), которые указывают на постепенное ослабление тангенциальных деформаций, а следовательно и вызвавших их напряжений (от геосинкли-

нали и платформе): зона покровов - зона чешуй - зона взбросов - зона флексур - асимметричные прогибы (с более крутым северным бортом). Эти зоны особенно четко прослеживаются на северо-востоке Атласской области, где они четко увязываются с основными тектоническими элементами региона.

Отмечается отчетливая миграция тектонических напряжений во времени в сторону платформы. Если в пределах геосинклинали значительное число надвигов и чешуй было сформировано еще в донеогеновое время или в раннем миоцене, то вдоль южного края Тельской миегосинклинали основной эпохой надвигообразования было предтортонское время. Взбросы и сдвиги в Атласской эпиплатформенной области развивались в конце миоцена-плиоцена. Основные тектонические движения в Предсахарской зоне произошли на рубеже плиоцена-четвертичного времени, сопровождаясь и более поздними существенными подвижками.

Анализируя вертикальные движения в пределах перигеосинклиальной области Северной Африки и Аравии, следует отметить что одновременно с позднеорогенной стадией в геосинклинали здесь возникли эпиплатформенные орогенные области. В их пределах сформировались высокие поднятия, выраженные горными хребтами, которые были разделены межгорными депрессиями. Размах вертикальных движений достигает 5 км и является вполне сопоставимым по своему значению с аналогичными по времени горообразовательными движениями в пределах самой геосинклиальной области.

Явная зависимость в тектоническом развитии перигеосинклиальной области от геосинклинали дает основание рассматривать сформированные здесь тектонические элементы в качестве резонансно-тектонических структур (по Ю.М. Пуцаровскому). Вместе с тем в перигеосинклиальной области можно наметить два типа тектонических деформаций: а) зависимые, б) автономные. Зависимые деформации, включающие разного рода проявления тангенциальных напряжений, были целиком обусловлены процессами, происходившими в геосинклиальной области. Автономные деформации преимущественно вертикального направления выразились в перемещениях блоков фундамента, обусловивших формирование

коробчатых складов, куполовидных поднятий, межгорных депрессий. Они были определены тектоническим развитием крупных структурных элементов окраинной (маргинальной) полосы платформ.

А. В. Лукьянов, И. Г. Щерба
(ГИН АН СССР, Москва)

ОТРАЖЕНИЕ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ГЕРЦИНСКОГО ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ В ЕГО ТЕКТОНИКЕ

1. Поле напряжений геологического прошлого можно восстановить по особенностям деформаций горных пород в соответствующий тектонический этап. При этом для изучения общих закономерностей поля и его крупных неоднородностей приходится анализировать соразмерные им тектонические структуры. Авторы выбрали для анализа участок (300x250 км) герцинид Казахстана, для которого характерны преимущественно германотипные структуры. Для исследования поля напряжений использован метод парагенетического анализа структур.

2. Метод парагенетического анализа структур основан на эмпирическом выделении их парагенезисов и изучении образованных ими рисунков (Лукьянов, 1963, Лукьянов и Щерба, 1972). Ориентировку главных осей напряжений в ряде случаев можно определить по отдельному парагенезису структур. Однако более надежно она определяется на основании анализа всего структурного рисунка.

3. В Северном Прибалхашье хорошо выделяются четыре типа парагенезисов герцинских структур: 1) зоны обросов (грабенообразные), флексур, дробления и брекчирования пород, даек, субвулканических интрузий, кварцевых жил с линзовидными блоками, имеющими моноклиналное строение; 2) зоны узких скачатых складов, надвигов, взбросов, "давленных", разлитизованных и интенсивно рассланцеванных пород; 3) компактные протяженные зоны прямых вертикальных разломов с системами оперяющих

складок, магматических тел, разломов, трещин; 4) пологие концентрически-ступенчатые впадины неправильно округленных очертаний с полукольцевыми разломами, флексурами, субвулканическими телами, радиальными разломами и дайками, центральными и периферическими интрузиями. Для большинства из них установлено вулканотектоническое происхождение (В.В.Коптева, 1964, 1970; Щерба, 1964).

Выделенные парагенезисы структур распределены на площади неравномерно: парагенезисы трех первых типов тесно сочетаются друг с другом, занимают периферические части района, а четвертый — центральную. Сочетания парагенезисов первых трех типов характеризуются структурными рисунками, известными под названиями "конский хвост", "эшелон", "елочка", "миндалевидная виграция". При этом во всех них парагенезисы первого типа ориентированы субширотно, второго — субмеридионально, а третьего — в северо-западном или северо-восточном направлениях. Парагенезисы четвертого типа образуют иной "петельчатый" структурный рисунок без пространственной упорядоченности отдельных парагенезисов или их групп. Таким образом, по характеру деформаций на рассмотренной территории четко выделяются два района с принципиально разными типами структурных рисунков; образовавшихся в одно и то же время.

4. Каждый из выделенных типов структурных рисунков поддается динамической интерпретации и отражает поле напряжений, существовавшее в момент формирования структур. Для периферических частей района характерна четкая неоднородность напряжений в горизонтальной плоскости: сжимающие напряжения в субширотном направлении значительно превышали напряжения в меридиональном направлении. Об этом свидетельствует закономерность ориентировки в пространстве структур растяжения (первый парагенезис), сжатия (второй парагенезис) и склола (третий парагенезис). Во всех случаях, когда простирание нарушенных зон изменяется, сразу же меняется и характер парагенезиса. Это повторяется во всех структурных рисунках рассматриваемого типа и определяет главную особенность силового поля района. Структурный рисунок, распространенный в центральной части района, напротив, характеризует одинаковые в горизонтальной

плоскости напряжения, что отражается в изометричности структур четвертого парагенезиса и в неупорядоченности петельчатого структурного рисунка. При этом, по-видимому, горизонтальное сжатие было меньше вертикального давления, так как в парагенезис входят впадины проседания, кольцевые дайки, сбросы и другие структуры горизонтального растяжения.

Таким образом, в Северном Прибалхашье обнаружена существенная неоднородность герцинского поля напряжений. Для большей части территории характерна анизотропия горизонтальных напряжений с ориентировкой σ_{max} СЗ-270-290° и σ_{min} СВ-0-20°. На этом фоне выделяется поле более 100 км в поперечнике с изотропными горизонтальными напряжениями, в пределах которого лишь в самом конце герцинского тектонического этапа появляется анизотропия горизонтальных напряжений (Шерба, 1970).

Неоднородность герцинского поля напряжений в Северном Прибалхашье хорошо соответствует неоднородности в истории развития и магматической активности этого района (Шерба, 1970). С полем изотропных горизонтальных напряжений лучше всего совпадает область вулканизма — Северо-Балхашская вулканическая впадина. Однако неполнота этого соответствия и наличие впадин с аналогичной неоднородностью поля напряжений, но лишенных вулканизма, заставляет искать источники таких неоднородностей в более глубоких процессах.

А.А.Межвилк (НИИГА, Ленинград)

ДЕФОРМАЦИЯ ПОРОД В ЛЕНО-АНАБАРСКОМ ПРОГИБЕ ОКОЛО ОЛЕНЕКСКОГО СДВИГА

Расположение тектонических структур в Лено-Анабарском прогибе и их связь между собой позволяет сделать предположение о наличии левого сдвига, проходящего от устья р.Лены к устью р.Анабар.

Лено-Анабарский прогиб, расположенный на северо-востоке Сибирской платформы, сложен никнемеловыми и юрскими отложениями, лежащими на большой площади почти горизонтально. Они

осложнены редкими пологими складками. На севере прогиба выходят на поверхность интенсивно дислоцированные и раздробленные пермские и триасовые породы, а на юге, в пределах платформы, они лежат горизонтально.

В непосредственной близости к зоне Оленекского сдвига оси складок имеют среднее простирание 300° . Они располагаются вдоль берега моря Лаптевых слегка кулисообразно, отклоняясь на юг под углом $10-20^{\circ}$. Поперечный профиль их резко асимметричный; северные крылья круче южных. Складки погружаются в юго-восточном направлении. Крутизна крыльев и амплитуда антиклиналей увеличивается в северном направлении, т. е. к зоне сдвига. Все это позволяет считать их присдвиговыми складками волочения.

Южнее этих складок в 20-35 км и параллельно им располагается осевая зона Лено-Анабарского прогиба. По ее наиболее прогнутым участкам выделяются четыре впадины, оси трех из них имеют простирание близкое к 280° . Одна из них (Буолналахская) ориентирована по азимуту 305° . Впадины резко асимметричны; северные их крылья более крутые, чем южные. При этом, при приближении их осей к сдвигу угол наклона северного крыла увеличивается. Так, в Таймырской впадине угол наклона северного крыла равен $10-15^{\circ}$, южного — $1-6^{\circ}$, а в Беллинской — соответственно $4-6^{\circ}$ и около 1° .

Группа складок, расположенная на пологих крыльях впадин, ориентирована по азимуту 325 и 355° . Они имеют длину от 1 до 60 км, чередуясь между собой, местами изгибаясь, меняют простирание. Северо-восточные их крылья круче юго-западных ($2-7$ и $1-2^{\circ}$).

Самостоятельную группу составляют складки, ориентированные под прямым углом к осям более крупных складок. Они располагаются также на пологих крыльях впадин. Простирание их выдерживается по азимуту 45° . Длина их небольшая — 10-20 км, углы наклона крыльев около $1-2^{\circ}$.

Таким образом, на южном крыле левого сдвига образовались складки четырех направлений: 1) согласные со сдвигом

(аз. 300°); 2) под углом 25° к нему (аз. 325°); 3) под углом 35° (аз. 355°); 4) под углом 90° (аз. 45°). Все эти системы складок образованы в юрско-меловых отложениях в результате левостороннего смещения блоков земной коры по Оленекскому сдвигу благодаря широтному тангенциальному сжатию. При этом северное крыло сдвига, закрытое сейчас водами моря Лаптевых, должно нести на себе более интенсивную дислокацию, так как оно было более подвижным. По всем данным северное крыло в юрское и меловое время было поднятым и служило источником сноса терригенного материала в прогиб. По классификации Мудди и Хилла Оленекский сдвиг можно отнести к левому латеральному сдвигу I-го порядка.

Выявленные закономерности расположения складок, оперяющих сдвиг, позволяют более целенаправленно искать нефтяные и газовые месторождения в прогибе.

С.С.Шульц (мл.)

СТРУКТУРЫ ВРАЩЕНИЯ В ФУНДАМЕНТЕ ЮЖНОГО ПРИАРАЛЬЯ

В фундаменте Южного Приаралья как по геологическим, так и по геофизическим данным хорошо прослеживаются продолжения уральских и тьяньшаньских палеозойских складчатых структур, из которых первые, ориентированные меридионально, протягиваются под Аральским морем в районы аральской и сарыкамышской дельты Аму-Дарьи, а вторые, имеющие запад северо-западные простирания, слагают фундамент Центральных и Южных Кызылкумов и Юго-Восточной части Южного Приаралья.

В районе сочленения уральских и тьяньшаньских структур прослеживается зона резкого поворота простираний структур фундамента и осей линейных аномалий магнитного и гравитационного поля. Эта зона, имея в ширину 20-40 км, протягивается в северо-восточном направлении более, чем на 500 км. Она четко выражена в рельефе фундамента Южного Приаралья в виде пологого поднятия, известного под названием Бузгульского вала.

Наиболее поднятой частью вала, где фундамент выходит на поверхность, является хребет Султан-Увайс (Султануиздаг).

Изучение обнаженных участков палеозойского фундамента Южного Приаралья и Западных Кызылкумов показывает, что палеозойский фундамент этих территорий так же, как и палеозойды Урала и Тянь-Шаня, представляет собой нагромождение надвинутых одна на другую аллохтонных тектонических пластин, дислоцированных позднейшей складчатостью и разрывными нарушениями. Интереснейшими послескладчатыми дислокациями, широко развитыми в пределах зоны сочленения уральских и тяньшаньских структур в фундаменте Южного и Юго-Восточного Приаралья, являются системы правосторонних сдвигов, по которым отдельные блоки фундамента слегка повернуты против часовой стрелки по отношению ко всей остальной поверхности фундамента. Смещенные блоки не имеют правильной кольцевой формы и обычно представляют собой трапеции или многоугольники площадью от первых км² до 50-100 км², захваченные в зоне изгиба осей складчатых структур. Один из таких блоков обнажен на востоке хребта Султан-Увайс: значительный участок осевой приводораздельной части хребта по системе правых сдвигов повернут здесь против часовой стрелки по отношению к его крайним периферическим частям. Площадь повернутого блока составляет 40 км², форма его трапециевидная. Плоскости сдвигов линейно ориентированы, их падения близки к вертикальным или круто наклонены под повернутый блок. Дислокации по сдвигам явно послескладчатые: они смещают как дислоцированные поверхности варьжей, так и оси складчатых структур. Амплитуды смещений по сдвигам в разных местах составляют от 150-200 до 400-450 м; иногда в крайних частях повернутого блока наблюдаются системы из нескольких параллельных сдвигов, плоскости которых отстоят одна от другой на 200-300 м.

Анализ систем разрывов, по которым повернуты блоки фундамента в зоне сочленения уральских и тяньшаньских структур, а также сложной сигмообразной наложенной складчатости нагнетания, характерной для зоны сочленения этих структур, показывает, что наблюдаемая в настоящее время в фундаменте Южного

Приаралья на стыке уралид и Тяньшанид виргация осей складок имеет в значительной степени наложенный характер. Она возникла на относительно позднем этапе развития Урало-Тяньшаньского варисцидского орогена (в перми или триасе) в результате поворота уральской и Тяньшаньской частей первоначально единого орогенического пояса друг относительно друга. Именно поэтому зона сочленения уральских и Тяньшаньских структур насыщена дислокациями, возникшими под воздействием интенсивного углового сжатия, сопровождавшегося вращательными напряжениями. Наиболее показательными дислокациями такого типа являются рассмотренные структуры вращения.

Г.В.Цинцадзе (ВСЕГЕИ, Ленинград)

МЕХАНИЧЕСКАЯ ЭНЕРГИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СКЛАДОВ ЗЫРЯНОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Складкообразование на Зырянском рудном поле произошло в саурскую фазу тектогенеза. Доскладчатая поверхность геоида, фиксированная рудными телами, оказалась в антиклиналях поднятий, а в синклиналях - опущенной относительно послескладчатой поверхности геоида. В качестве последней выбирается поверхность, рассекающая складки таким образом, что объемы пород, заключенные между доскладчатой и послескладчатой поверхностями геоида в антиклиналях выше, а в синклиналях ниже новой поверхности геоида равны между собой. Механическая энергия складкообразования равна суммарной энергии поднятия и опускания указанных объемов пород относительно послескладчатой поверхности геоида (В.И.Васильев, 1972). На единичном разрезе объем пород при вычислении энергии можно заменить площадью, заключенной между до- и послескладчатой линиями пересечения поверхностей геоида с плоскостью разреза, приняв мощность блока пород, перпендикулярную плоскости разреза, равной 1 м. Вычисления энергии складкообразования в геологическом разрезе № 6 производились по формуле, предложенной В.И.Васильевым:

$$E = d \int_{l_1}^{l_2} S_i T_i \quad , \quad \text{где } l = 1 \text{ м - мощность}$$

блока пород, перпендикулярная плоскости разреза,
 $g = 9,81 \text{ м/сек}^2$, $a = 2,6 \cdot 10^{-3} \text{ кг/м}^3$, S_i - площадь
 i -той фигуры, заключенной между линиями пересечения до- и
 послескладчатой поверхностями геоида с плоскостью разреза,
 T_i - центр тяжести i -той фигуры. Длина послескладчатой ли-
 нии геоида в плоскости разреза составляет 4,1 км, доскладчатой - 8 км, коэффициент скатия $K=4, I:8 = 0,52$; $E=2,8 \cdot 10^6 \text{ кгм}$.
 Если предположить, что коэффициент скатия остается постоянным по простиранию складчатой системы на протяжении 3 км, то
 полная энергия механического складкообразования на Зырянском рудном поле составит $8,4 \cdot 10^9 \text{ кгм}$. В наиболее скатой
 части разреза № 6 ($K=0,23$), в собственно Зырянском блоке энергия складкообразования составляет $1,6 \cdot 10^6 \text{ кгм}$, т.е. уста-
 навливается прямая корреляция между коэффициентом скатия и энергией складкообразования.

Г.В.Тохтуев, Е.Г.Тохтуев
 (ИГФМ АН УССР, ВНИИАН, Киев)

О НАПРАВЛЕНИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СИЛ И ОРИЕНТИРОВКЕ ОСЕЙ
 ГЛАВНЫХ НАПРЯЖЕНИЙ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ СТРУКТУРЫ
 КРИВОГО РОГА

Структура Криворожского железорудного бассейна является частью Криворожско-Кременчугской зоны субпараллельных складок второго и высших порядков, вытянутых в субмеридиональном направлении и опрокинутых на восток. Общая длина зоны свыше 250 км, в том числе в пределах Криворожского бассейна свыше 90 км.

По существующим представлениям, формирование структуры бассейна происходило в четыре последовательных тектонических фазы: в первые две фазы образовались скатые, близкие к изоклиналным складчатые структуры субмеридионального простирания, деформирующие активные силы действовали с запада на восток; вторые две тектонические фазы характеризовались субмеридиональным направлением активных сил и привели к образо-

ванию поперечных и основной складчатости пологих складок и поперечных тектонических разрывов.

Проведенные нами тектонофизические исследования позволили получить новые данные, уточняющие существующие взгляды о механизме деформаций и направлении тектонических сил при формировании структуры Кривого Рога.

Устанавливается два этапа деформаций, отличающиеся по ориентировке тектонических напряжений сжатия и растяжения.

В первый, более ранний этап складкообразования сформировались все основные складчатые структуры бассейна, имеющие субмеридиональное простирание с погружением шарниров складок на север и отличающиеся, как правило, высокой степенью сжатия (закрытые складки). Этот этап характеризовался проявлением тектонических сил, направленных с запада на восток. Для складок характерна классическая ориентировка осей главных напряжений: ось максимальных главных напряжений σ_1 располагалась параллельно осевым линиям складок, ось минимальных главных напряжений σ_3 была перпендикулярна простиранию складок, соответствуя направлению активных сил, наконец, третья средняя ось главных напряжений σ_2 совпадала с ориентировкой шарниров складок. Процесс формирования этих складок продолжался до тех пор, пока толщи деформируемых пород сохраняли сравнительно высокую, относительно однородную пластичность, что способствовало равномерному распределению тектонических напряжений.

По мере формирования складок, сопровождавшегося региональным метаморфизмом, все сильнее развивалась физическая неоднородность пород железистой формации: пласты силикатных и железистых кварцитов приобретали высокую прочность и жесткость, тогда как чередующиеся с ними сланцевые пласты оставались пластичными. В силу развития физической неоднородности пород прежнее равномерное распределение сжимающих напряжений не могло далее сохраняться, и произошла их дифференциация по отдельным, закономерно чередующимся линейным направлениям. В результате формирование складок в основном прекратилось, сменившись широким развитием структур будинака, как наиболее

благоприятной формы дислокации в неоднородно-слоистой среде. В участках концентрации напряжений, распределенных в пространстве строго закономерно через определенные интервалы, образовались пережимы железистых пластов — зоны уменьшения их мощности за счет частичного или полного удаления кварца.

Кроме структур будинака деформации второго этапа привели к образованию пологих открытых складок и флексур широтного простирания, а также мелкой складчатости в пределах зон концентрации напряжений, возникающей в связи с выносом кварца и уменьшением вследствие этого мощности пласта (пачки, многослой). В заключительную стадию второго этапа, когда жесткость всех пород стала более значительной и горный массив воспринимал деформации как более или менее однородное жесткое тело, широкое развитие приобрели разрывные нарушения продольного и поперечного направления.

Ориентировка осей главных напряжений во втором этапе изменилась: ось главных максимальных напряжений δ_1 стала параллельной шарнирам основных субмеридиональных складок, а ось средних главных напряжений стала параллельной осевой линии складок, т.е. оси δ_1 и δ_2 во втором этапе поменялись местами. Положение оси минимальных главных напряжений δ_3 осталась без изменений. Направление активных сил сжатия сохранялось на протяжении обоих этапов деформации одним и тем же — с запада на восток, чем и объясняется неизменность ориентировки оси минимальных главных напряжений δ_3 .

А.Я.Радзивилл, А.И.Чердниченко,
Т.А.Знаменская (ИГН АН УССР, Киев)

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ КОНУСОВИДНЫХ ТЕКСТУР

Рассматривается частный случай образования идеальных форм конусов в условиях пластической деформации первоначально квази-этропного тела (пропластка известняка), ограниченного пластами песчано-глинистых сланцев, разрушенных при де-

формации, с возникновением трещин отрыва. Это — своеобразная миниатюрная модель формирования конусов в природных условиях, где перекрывающий и подстилающий пласты при определенных нагрузках разрушались хрупко, а средний (известняк) деформировался пластично.

На природу конусовидных текстур, очень характерных для ритмично слоистых, сложно складчатых толщ подвижных поясов, нет единого взгляда (Геологический словарь, 1960, А.В.Копелиович, 1965, P.C. Franks, 1969 и др.) Многие исследователи (А.В.Копелиович, 1965, В.А.Великанов, 1970 и др.) склонны объяснять их образование тектоническими причинами. Однако, в предложенном нами тектонофизическом плане, этот вопрос ранее в литературе не ставился.

Условия залегания пропластка известняка были изучены в естественном коренном обнажении песчано-глинистых толщ венда на правом берегу р.Днестр, напротив с.Лоевцы. На участке спокойного залегания толщи известняк представляет собой криптозернистую породу однородной без текстуры. На участке интенсивных дислокаций, где углы наклона слоистости достигают $50-70^{\circ}$ и более, в пропластке появляются фунтиковне текстуры или текстуры конус в конус. Здесь удлиненнопризматические зерна кальцита (до I мм и более) образуют вложенные один в один конусы, размеры которых уменьшаются от вершины к основанию основного (внешнего) конуса. Первоначальная криптозернистая масса известняка, как выяснилось при просмотре прозрачных шлифов под микроскопом, перекристаллизовалась полностью. Мощность пропластка известняка непостоянна и изменяется от I до 5 см. Высота конуса равна мощности пласта. Угол у его вершины равен 90° . В поперечном срезе по плоскости, проведенной через высоту конуса, образуется прямоугольный треугольник с равными катетами. Углы между катетами и плоскостью напластования (линией контакта между известняком и песчано-глинистым сланцем) равны 45° и 135° . В песчано-глинистый слой конусы не проходят. Они строго ограничены пропластками известняка.

Подстилающие и перекрывающие сланцы разорваны серией взаимно пересекающихся крутопадающих трещин отрыва субширот-

ной и субдолготной ориентировки, которые по простиранию пласта повторяются закономерно через 5–10 см. Точки пересечения трещин отрыва в хрупко деформированных слоях соответствуют вершинам конусов в известняке. Это совпадение расценивается нами как закономерное. В точках пересечения трещин отрыва на контакте с известняком происходит разрядка напряжений во вмещающих породах и передача высвобожденной энергии пласту известняка. То, что текстуры конус в конус ограничены поверхностью максимальных касательных напряжений, свидетельствует о том, что известняки были деформированы пластически. Аналогичные фигуры были получены нами также на оптически активном, эластичном материале – полиуретане. Лист толщиной в 1 см располагался горизонтально в камере полярископа. На лист в различных точках сверху или снизу надавливали в строго вертикальном направлении тонким острием. При определенных усилиях получались идеальные "текстуры" конус в конус с углом при вершине около 90° .

Нам кажется целесообразным принципиальное сравнение механизма образования текстур, напоминающих текстуры конус в конус, с образованием структур взрыва центрального типа (А.И.Петров, Л.М.Плотников, Г.Г.Юрвич, 1971).

Исходя из положений физики твердого тела, крупнозернистые неметоморфизованные известняки можно принимать за квазиизотропные тела. В силу этого конусовидные текстуры возникли в результате перекристаллизации кальцита вдоль линии касательных напряжений с образованием удлиненно-призматических зерен, ориентированных здесь определенным образом. Известно (Гогель, 1948), что в результате гидростатического давления происходит лишь уплотнение и увеличивается прочность и устойчивость агрегата кальцита. Под действием градиента напряжений кристаллы кальцита приобретают определенную ориентировку (B. Sander, 1930, E. Turner, L. Weiss, 1963). Оптические оси ориентированных кристаллов в результате пластической деформации и последующей перекристаллизации располагаются грубо параллельно градиенту максимальных касательных напряжений (Б.Л.Мамет, М.Д.Альбиссин, 1971).

Таким образом, конусовидные текстуры типа текстур конус в конус, в рассматриваемом случае, возникли в результате пластической деформации известняков и последующей их перекристаллизации.

В.С.Голубев, В.Н.Шарапов (ВИМС,
Москва, ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск)

ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ЗАДАЧ ТЕПЛОМАССОПЕРЕНОСА ПРИ ОПИСАНИИ
ДИНАМИКИ РУДООБРАЗОВАНИЯ В ПРЕДЕЛЬНЫХ МОДЕЛЯХ
ЭНДОГЕННЫХ СИСТЕМ

Основные типы задач тепломассопереноса при описании динамики рудообразования соответствуют главным генетическим классам месторождений. Последние являются качественными моделями процессов. Отсюда следует, что прежде чем решать задачу динамики рудообразования, необходимо на основе качественных геологических представлений найти аналитическую запись модели, зафиксировать существенные связи и отношения в рудообразующей системе.

Учитывая традиционный подход геологов к подразделению эндогенных явлений, можно указать два наиболее крупных класса задач эндогенной геодинамики:

- а) динамика процессов метаморфизма и магматизма;
- б) динамика гидротермальных явлений.

Такое деление задач облегчает математическое их описание, так как различен не только подход к решению самих систем дифференциальных уравнений, но не одинаковы и типы краевых задач.

Динамика процессов магматизма и метаморфизма описывается с помощью так называемого стефановского типа задач, в которых учитываются различного рода фазовые переходы с выделением или поглощением тепла. Динамика гидротермальных явлений характеризуется на основе широкого спектра задач физико-химической гидродинамики, которые можно объединить по тому

признаку, что в них обязательно должно присутствовать уравнение, связывающее состав флюидных и твердых фаз на реакционной поверхности. Задачи динамики гидротермального процесса подразделяются по типам массопереноса (фильтрация, течение в микрочаналах, диффузия), а также типам гетерогенных процессов (кристаллизации или растворения, химическая реакция n -го порядка, сорбция и т.п.) Эти процессы могут протекать как в изотермических, так и в неизотермических условиях.

В настоящее время получили определенное количественное освещение динамика процессов палингенеза и регионального метаморфизма, интрузии магмы из очага, кристаллизации магмы в камере и контактового метаморфизма, стационарной свободной конвекции в магме, различные типы метасоматоза, формирования жил выполнения, динамика кристаллизации и растворения при фильтрации, теплообмен в термальных системах активных вулканических областей, динамика вулканических извержений и ряд других более частных явлений.

Не получили достаточного количественного освещения модель нестационарной "зонной плавки", "астенолитный" механизм формирования магматических очагов, процессы "магматического замещения", неизотермический метасоматоз с учетом теплоты гетерогенных химических реакций и ряд других важных для понимания природы рудных месторождений процессов.

На основе решения задач внутренней геодинамики получен ряд результатов, представляющих интерес с точки зрения теории и практики:

а) найден метод оценки длительности формирования гидротермальных месторождений;

б) установлена связь зональности некоторых типов месторождений с гидродинамическим режимом их формирования;

в) построена количественная теория динамики метасоматоза, включающая как частный случай теорию метасоматической зональности Д.С. Коржинского;

г) предложен метод прогнозирования слепого оруденения по первичным геохимическим ореолам.

ПРОБЛЕМЫ ДИНАМИКИ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Главными проблемами динамики магматических систем являются проблемы сопряженного протекания различных процессов, сопровождающихся потоками тепла и потоками вещества, на ранних этапах развития магматических систем, а также сопряженного взаимодействия температурного поля и поля деформаций в средах со сложной внутренней структурой.

Проблемы динамики магматических систем можно подразделить на две основные группы:

I. Проблемы исследования магматической деятельности:

а) проблемы пространства – в связи с геологией и тектоникой развития магматических систем;

б) проблемы вещества и потоков вещества – в связи с кристаллизационной дифференциацией систем;

в) проблемы времени – поэтапного развития магматической деятельности.

II. Проблемы теоретического обобщения – синтеза результатов исследования динамики магматических систем.

Возможно также выделение третьей группы проблем – методов исследования отдельных сторон динамики магматических систем (гидродинамической, механической, физико-химической, структурно-петрологической и др.)

Основные этапы динамики магматических систем определяются последовательностью ряда необратимых процессов, таких как:

I. Вязкое течение кристаллизующейся магмы.

II. Кристаллизация магматических систем:

а) процессы кристаллизации (дифференциации, фракционирования, ассимиляции и др.) как причина возникновения анизотропии в строении магматических систем;

б) образование дислокаций в породообразующих минералах - ориентированных направлений последующих разрывных деформаций.

В. Термоупругие явления в анизотропных телах (взаимодействие температурных полей и необратимых деформаций).

IV. Деформации магматических систем:

а) под влиянием внутреннего силового поля (как результат снятия температурных напряжений): образование первичных трещин отдельности в интрузивных телах;

б) под влиянием внешних силовых полей: образование наложенных структур в интрузивных телах;

в) сложные соотношения внутреннего и внешних силовых полей как источник разнообразия типов магматических систем.

Для развития теории динамики необратимых процессов кардинальную роль сыграл отказ от традиционного метода, сформулированного Гугенгеймом и всецело основанного на предположении о независимости протекающих в системах разных процессов.

Приближенный, но в то же время достаточно общий метод (позволяющий написать уравнения любой частной задачи) был предложен Л.Онзагером (1931). Теоретической основой более упрощенного (но вместе с тем и достаточно строгого) рассмотрения динамических систем являются "принцип взаимности" (Л.Онзагера) и признаки стационарности процессов в макросистемах и вырождения этих систем (уменьшения числа переменных, определяющих состояние динамических систем), установленные В.Н.Елисеевым (1971).

Основными проблемами теории динамики магматических систем являются:

I. Кристаллизация как необратимый процесс:

а) необратимость и направленность процессов;

б) механика расплавов;

в) однозначное соответствие силовых полей и результирующих потоков при необратимых направленных процессах.

2. Принцип взаимности одновременно протекающих (физических и химических) процессов:

а) потоки тепла и потоки вещества в кристаллизующихся системах;

б) консервативные (в отношении распределения вещества) системы;

в) вентиляльные системы (с перераспределением вещества при кристаллизации между твердыми фазами);

г) сопряжение температурного поля и поля деформации (термоупругие среды) с изменениями давления в системе;

д) анизотропия сплошных сред как причина возникновения градиентов потоков (тепла и вещества) в магматических средах.

3. Вариационные принципы в динамике магматических систем:

а) стационарность необратимых процессов;

б) признаки вырождения динамических систем;

в) вариационная трактовка сопряженности одновременно протекающих необратимых и обратимых процессов;

г) количественные соотношения градиентов температур, давлений и концентраций как аналитическая основа динамики необратимых процессов в макросистемах.

Рассмотрение динамики магматических систем с позиций теории необратимых процессов является основой при изучении силовых (энергетических) полей в эндогенных геологических процессах, а также при выяснении природы анизотропных (и неоднородных) структур в интрузивных телах.

Направленность динамических процессов и строгая фиксированность пути — траектории необратимых процессов в макросистемах (в том числе и в магматических кристаллизующихся или деформируемых системах) возникают как следствие взаимности (п р и н ц и п а в з а и м н о с т и) — сопряженного протекания ряда необратимых и обратимых процессов.

К ПРОБЛЕМЕ ОБЩЕЙ ДИНАМИКИ МАГМАТИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

Проблема природы первичных магм исследуется методом построения формализованных на математической основе геологических моделей. Выделяются четыре главных типа топологически трех-, дву-, одно- и нульмерных магмоконтролирующих геоструктур первого порядка земной коры: подвижные геосинклинально-складчатые области (континентальные и океанические — островные дуги), устойчивые области (кратоны и талассократоны), рифтогенали (глубинные швы и срединно-океанические поднятия с центральными рифтами) и области активизации (континентальные и океанические). Для этой тектонической структуры типоморфными являются производные соответственно кислой, основной, ультраосновной и щелочной магм.

Прямым отражением механизма генерации магм служит геометрическая форма очагов, определяемая методом подобия на основе геолого-топологической модели статического соотношения состава и морфологии тел изверженных горных пород и структурных элементов (Кузнецов, 1969). Предполагаемая форма очагов изменяется от "точечной" и "линейной" одномерной к плоскостной и далее к трехмерной в направлении щелочная — ультраосновная — основная — кислая магмы. Длительность становления и существования очага, количество периферических очагов, степень "вулкано-интрузивности" в известном приближении прямо пропорциональны, а величина перемещения расплава от очага до места становления, энергоемкость магм, энергия зон магмогенерации, динамическая активность типов магмы обратно пропорциональны величине топологической размерности очага.

Глубинные процессы и верхнекоровые объекты и процессы, как отражение первых, сопоставляются по пространственно-временному масштабу с помощью метода, названного сравнительно-эволюционным. Данные о динамике процессов каждого из четырех уровней магмообразования, свидетельствуют о соответствии направленности миграции в них направлению перемещения от уровня к уровню как в подвижных областях (снизу вверх), так и на

платформах (сверху вниз). Конкретно, для геосинклиналей производные каждого уровня магмогенерации по-отдельности в огромном интервале времени их эволюционного развития испытывают тенденцию к раскислению и повышению щелочности (общей и роли калия), причем амплитуда этого направленного изменения состава растет от ультраосновной через основную к кислой магме. Для платформы эта тенденция противоположна как применительно к каждому уровню при очень малых амплитудах, так и от уровня к уровню.

Построение модели связи магматизма и тектоники во времени также невозможно без разделения их на одномасштабные классы в пространственно-временном и структурно-вещественном отношениях.

Гомодромная последовательность серий формаций ультраосновного, средне-основного и кислого составов в течение максимально больших отрезков времени (до сотен млн.-млрд. лет) в пределах единой структуры, связанная с преобладающими отрицательными движениями значительной амплитуды, т.е. охватывающая эволюцию геосинклинально-складчатой области представляет собой направленность тектоно-магматического процесса первого порядка.

Антидромная последовательность формаций основного, ультраосновного и щелочного составов в течение десятков первых сотен миллионов лет, связанная с относительными положительными движениями меньшей амплитуды (циклы платформ), характеризует направленность тектоно-магматического процесса второго порядка.

Гомо- и чаще антидромная последовательности образования серий одной-двух формаций в интервале миллионов первых десятков млн. лет, связанные с относительным сжатием-растяжением, движениями малой амплитуды соответственно на фоне локального прогибания (впадины, прогибы, мульды и пр.) или поднятия (сводовые поднятия, интрагеоантиклинали), являются отражением направленности тектоно-магматического процесса третьего-четвертого порядков.

Направленность магматического процесса первого и второго

порядков связана, таким образом, с величиной и знаком относительного результирующего вектора вертикальных тектонических движений. С уменьшением величины и переменной знака вектора с отрицательного на положительный происходит сужение спектра типов магмы и смена направленности миграции глубинных уровней магмогенерации на обратную (снизу вверх — \rightarrow сверху вниз). Направленность магматического процесса третьего и четвертого порядков и направленное изменение одностороннего относительного растяжения — сжатия связаны таким образом, что их векторы антипараллельны при положительном стрессе растяжения и отрицательном стрессе (сжатие).

Модель непрерывно-дискретного необратимого процесса формирования расплава включает усиление степени полимеризации и, следовательно, структурно-вещественное усложнение, что проявляется в закономерном увеличении размерности от нуля до трех в ряде изолированных — цепочечные, ленточные — листоватые, слоистые — карнасные кремнекислородные радикалы. С топологической точки зрения возможно существование только четырех качественно различных классов анионных радикалов. Преодоление генетического минералого-топологического "барьера" означает переход к новому типу магмы.

"Магматическая" модель развития описывает четыре эволюционные ветви расплава магматической, поздней- и постмагматической стадий — галоидная (целочная магма), (угле) водородная (ультраосновная), гидроксил-водная (основная) и кислородная (гранитная магма). Дальнейшее "ветвление", разнообразие расплавов по составу обуславливается процессами дифференциации более высокого порядка, приводящими в некоторых случаях к возникновению магматически конвергентных продуктов в результате "переплетения" производных ветвей соседних уровней: щелочного и ультраосновного, ультраосновного и основного, основного и кислого.

Моделирование главных типов тектоно-магматического процесса от момента зарождения расплава до его кристаллизации позволяет обосновать основную модель магматической, глубинной геологии. Эта модель включает четыре дискретных уровня, или

"реакционные зоны", ответственные за появление четырех типов самостоятельных магм в гетерогенном по вертикали и латерали веществе верхней мантии и нижних горизонтов земной коры.

В.К.Девиченко (ВСЕГЕИ, Ленинград)

ОБ ЭКСПЛОЗИВНОЙ ПРИРОДЕ ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВОВ В КОНСОЛИДИРОВАННЫХ БЛОКАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В различных по происхождению консолидированных геоструктурных зонах земной коры (областях завершенной складчатости, платформах, щитах, срединных массивах) широко распространены гранитоидные массивы, многие черты строения которых не получают удовлетворительного объяснения с позиции классических представлений о гессинклинальном магмообразовании.

К числу таких особенностей строения и морфологии массивов относятся: гипабиссальные и субвулканические глубины формирования гранитных тел (1,5-5 км); объемная морфология массивов, свидетельствующая о том, что это уплощенные, имеющие "диск" тела с вертикальной мощностью, измеряемой первыми км; несогласное залегание по отношению к вмещающим породам как в плане, так и в разрезе; широкое распространение зон брекчирования в приконтактных частях и присутствие высокобарического минерала - муассонита, свидетельствующих об интенсивном механическом воздействии магм на вмещающие породы; наличие признаков интрузий центрального типа - округлая форма массивов в плане, их внутреннее концентрически зональное строение, кольцевые пояса даек, кольцевые и радиальные системы протектонических и аэзокинетических трещин; отсутствие каких-либо признаков, указывающих на интродуирование, подъем с глубины магматического расплава, а не образование его на месте залегания гранитоидного массива; наконец, факт существования определенной зависимости состава гранитоидных тел и их металлогенической специализации от усредненного состава и металлогенического "облика" вмещающего их блока пород.

Отмеченные особенности гранитоидных массивов легко объяснимы, если рассматривать их образование в связи с локальными магматическими очагами, возникающими в гипоцентрах близповерхностных землетрясений вследствие импульсного высвобождения в них огромного количества энергии, приводящего к расплавлению пород (Денисенко, 1971). Высказанная точка зрения доказывается: а) наличием практически полной аналогии между главнейшими закономерностями размещения в земной коре гипоцентров землетрясений и характеризуемых гранитоидных массивов (приуроченность к периферическим частям консолидированных тектонических структур, приподнятым блокам пород фундамента, границам различных геотектонических зон и др.); б) существованием ряда признаков, указывающих на существенные физико-химические преобразования вещества в очаговой зоне землетрясений (появление в термальных водах в связи с землетрясениями элементов, свойственных магматическим эманациям; уменьшение вязкости пород в очаговой зоне; выделение огромных количеств тепла и др.); в) уплощенной в горизонтальном направлении формой очага землетрясений; возникновением купольных поднятий пород в эпицентральной зоне, совпадением поясов мелкофокусных землетрясений с зонами отрицательных гравитационных аномалий — т.е. рядом признаков, свойственных массивам гранитоидов.

По количеству выделяющейся энергии землетрясения сопоставимы с ядерными взрывами, которые рядом исследователей рассматриваются в качестве модели землетрясений. Основное возражение против возможности такого сопоставления — точечный источник выделения энергии при взрывах и объемный при землетрясениях — снимается, если принять во внимание появление при землетрясениях ударной волны (Пшенинков, 1965), на фронте которой возникают огромные давления и температуры.

На примере хорошо изученных подземных ядерных взрывов — Рейнер, Логин, Бланка (Нифонтов и др., 1965) устанавливаются деформации пород, близкие деформациям, возникающим при формировании гранитоидных тел. В частности, возникают следующие зоны деформаций: испарения и плавления пород; дробления, смятия и пластических деформаций; трещиноватости (с образованием

кольцевых и радиальных систем трещин); упругих деформаций.

На основании закона подобия при взрывах могут быть рассчитаны (Петров, Плотников, Дравич, 1969) размеры зон разрушения пород, которые будут возникать при импульсном выделении энергии, равной энергии землетрясений, т.е. в среднем от 10^{20} до 10^{27} эрг. Расчетные параметры предполагаемых магматических очагов (возникающих в гипоцентрах различных по энергии землетрясений) с поперечником от сотен метров до 10 км хорошо согласуются с вертикальной мощностью реальных гранитных тел, устанавливаемой по геофизическим данным.

Предложенная модель не рассматривается в качестве единственно возможной при образовании гранитоидных массивов, но в условиях незначительных глубин и "жесткости" консолидированных блоков земной коры она представляется наиболее вероятной.

Э.А.Ланда (ВСЕГЕИ, Ленинград)

ДИНАМИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ОБРАЗОВАНИЯ КОМПЛЕКСОВ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД И КАРБОНАТИТОВ

Планетарные факторы. Ультраосновные щелочные породы и карбонатиты образуются в жестких и стабилизированных участках земной коры в зонах длительно живущих разломов глубинного заложения в связи с формированием крупных положительных структур сводового типа.

Существующие представления о тектогенезе и магматизме платформ и областей активизации (В.В.Белюсов, В.Е.Ханин, Х.Рамберг и др.), позволяют предполагать, что проявления щелочно-ультраосновного магматизма подготавливались длительными эволюционными процессами мантийного тепло- и массопереноса и накопления тепла. Разогрев в определенных участках вызывал разуплотнение и частичное плавление вещества мантии, что интенсифицировало конвективный обмен, увеличивало мощность разуплотненного слоя, вызывало сводообразование в земной коре и появ-

ление в ней зон растяжений. Зарождение магматических очагов было причиной нарушения гравитационного равновесия и вело к инверсии плотностей, благодаря чему легкие массы начинали всплывать в более плотном субстрате. В конечном итоге эволюционный период длительностью в сотни миллионов лет, сменялся значительно более кратким революционным периодом, когда в условиях максимального растяжения возникали и обновлялись зоны глубинных разломов, по которым мантийные выплавки достигали верхних горизонтов земной коры.

Региональные и локальные факторы магматического петрогенеза. Различные провинции ультраосновных щелочных пород и карбонатитов характеризуются различной петрографической и металлогенической специализацией, различными типами пространственного совмещения пород в массивах.

Большая вертикальная протяженность колонн поднимающейся щелочно-ультраосновной магмы предопределяла важную роль гравитационного поля в процессе дифференциации расплавов и кристаллизатов. Разделение вещества по весу начиналось в докристаллизационном состоянии и на ранних стадиях кристаллизации. Результатом подобного процесса являлось образование из первичного субстрата более легкой нефелин-базальтовой магмы и более тяжелой камееобразной перидотитовой (меймечитовой) магмы. Внедрение последней в верхние этажи земной коры совершалось в условиях максимальной открытости магмовода, когда ультраосновные щелочные магмы могли участвовать в собственно вулканических процессах. При относительной закрытости магмоводов ультраосновные массы останавливались на больших глубинах.

Внедрение горячих магматических масс большой вертикальной протяженности во все более холодные слои земной коры обусловливало появление в магматической колонне анизотропного теплового поля, вследствие чего в ней возникали конвективные потоки. Конвективное перемешивание расплава (своего рода зонное охлаждение) способствовало дифференциации с накоплением в центральных и верхних частях колонны наиболее легкоплавких компонентов. Этот процесс в сочетании с другими типами диффе-

реакции благоприятствовал разделению различных серий пород по разным уровням глубинности. Он также способствовал формированию массивов с т.н. "зональностью центрального типа" (термин И.С.Бородина), когда карбонатиты располагаются в их ядре, а силикатные породы на периферии.

Интрузии ультраосновных щелочных пород и карбонатитов при внедрении оказывали мощное механическое воздействие на вмещающие породы, формируя примитивные купольные структуры. Следствием подобного взаимодействия расплава с рамой было значительное повышение давления в кристаллизующейся жидкости. Расчеты показывают, что было возможно превышение литостатического давления на 1500-2000 бар. В каждом конкретном случае в зависимости от физических свойств пород рамы и от величины напора магматических масс, эта величина могла быть различной. Поэтому разные массивы формировались в неодинаковых условиях по давлению, что благоприятствовало равнообразию в наборе магматических серий пород массивов, в частности присутствию или отсутствию в них меллититовых пород.

Обильное выделение летучих, особенно на поздних этапах становления массивов, могло приводить к еще большему возрастанию давления и, как следствие, к механическому разрушению уже затвердевших пород и образованию флюидных систем, промежуточных по свойствам между расплавами, растворами и газовыми потоками.

Локальные факторы метасоматического петрогенеза. Выделявшиеся при кристаллизации пород разного состава жидкообразные растворы воздействовали на уже сформировавшиеся образования, вызывая их метасоматическую переработку. Температурный режим метасоматизма определялся пространственной близостью магматических масс. Температура закристаллизованных пород была практически равна температуре кристаллизующихся расплавов и отделяющихся от них потоков. Расчеты показывают, что не только при эволюционном характере становления сложных массивов, но и при условии частично дискретного их образования путем последовательных интрузий отдельных порций расплавов температура метасоматических процессов изменялась едино-

образно, плавно понижаясь. Только для процессов, совершавшихся при внедрении щелочных и щелочно-ультраосновных магм в породы рамы и в ранее образованные ультрабазиты, были характерны условия повышающейся температуры. В целом метасоматическому циклу была присуща регрессивная направленность и несдвоенный переход от стадии к стадии.

Специфика метасоматизма определялась особенностями массопереноса и кинетики метасоматических реакций. Скорости переноса компонентов растворами могли превышать скорости реакции, что обуславливало появление метасоматитов при неполном объемном замещении субстрата (Ланда, 1970).

Высокая температура процессов, прогретость замещаемых пород, богатство летучими и близкое соседство магматических расплавов благоприятствовали переходу метасоматических процессов в ультраметасоматические с частичным плавлением метасоматитов по типу магматического замещения (ийолитизация, турьянитизация, карбонатитизация).

Дополнением и продолжением метасоматизма во времени и пространстве была перекристаллизация. Она совершалась либо в тыловых зонах метасоматических колонн, где реакции замещения завершились полностью, либо во фронтальных зонах, куда метасоматизирующие растворы поступали полностью отработанными. Перекристаллизация в сравнении с метасоматизмом характеризовалась более локальным проявлением и более замкнутым типом массообмена, в ходе которого не изменялся общий химический и минералогический состав зоны.

В.М.Немцович (ВСЕГЕИ, Ленинград)

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ИНТРУЗИЙ В СВЯЗИ С ХАРАКТЕРОМ ДЕФОРМАЦИЙ ВМЕЩАЮЩИХ ТОЛЩ

Строение каждого интрузивного тела отражает взаимодействие внутренних сил магмы с противодействующими силами, оказываемыми вмещающими породами. При подъеме магмы из глубинных магматических очагов места локализации и форма интрузив-

ных тел контролируются характером механических полей напряжений, которые возникают во вмещающих толщах в период орогенеза и во многом различны для толщ разного литологического состава и разной степени дислоцированности.

При внедрении механически активной магмы в слабо дислоцированные толщи верхнего структурного этажа она приобретает тенденцию к проникновению в трещинные нарушения, которые возникают в процессе сжатия и складкообразования и представляют собой в период формирования интрузии зоны пониженного давления. При размещении интрузий среди неоднородно-слоистых толщ, состоящих из пород, анизотропных по физическим свойствам, магма проникает, главным образом, в трещины отслоения, образующиеся на контактах пород в процессе продольного их изгиба и особенно характерные для шарниров антиклинальных складок. Таким образом, возникают силлы и лакколиты, обычно небольшой мощности слабо дифференцированные. Для вязкой гранитоидной магмы в рассматриваемых условиях характерны переходы от конкордантных форм к секущим с образованием массивов типа магматических диапиров. При проникновении магмы вдоль поверхностей отслоения, приуроченных к контактам между различными по физическим свойствам толщами и (или) структурными этапами, возникают межформационные интрузивы, часто мощные и сложно-дифференцированные. При сминании в складки мощных пачек хрупких пород, широкое развитие приобретают крутопадающие трещины отрыва, которые заполняются магмой с образованием дайковых, реже мелких штокообразных (при пересечении нескольких трещин) тел. Слоистые толщи с участием пластичных пород не благоприятны для размещения среди них интрузий, так как течение пластичного материала в зоны пониженного давления вызывает быстрое его выравнивание.

Резко отличны условия становления интрузий в сильно дислоцированных консолидированных толщах нижнего структурного этажа (фундамента). Анизотропия физических свойств пород в консолидированных толщах теряет свое значение, и такие комплексы в период орогенеза ведут себя как достаточно гомогенная глыба, реагирующая на напряжения преимущественно неравно-

мерными блоковыми перемещениями по крутопадающим разломам (сбросам, взбросам, сдвигам). Трецинные структуры, возникающие в процессе складкообразования, остаются при этом "закрытыми". Для этих условий характерно формирование дискорданных крутопадающих интрузивов, образующихся при заполнении магмой открытых камер в процессе блоковых обрушений жесткой рамы.

В.М.Немцович (ВСЕГЕИ, Ленинград)

ПРОБЛЕМА СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ И ДИНАМИКА ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДАВЛЕНИЙ

Важнейшие вопросы, связанные с проблемой серпентинизации пород гипербазитовой формации, успешно решаются в свете гипотезы метаморфогенного происхождения массовой серпентинизации (лизардитизации) в период проявления фаз складчатости. Лизардитизация ультрабазитов обусловлена, очевидно, воздействием на них метаморфогенных водных растворов, которые обильно отделяются от вмещающих осадочных пород в процессе регионального метаморфизма, сопровождающего проявления складчатости. Циркуляция метаморфогенных растворов по многочисленным возникающим в ходе складчатости трещинам обуславливает широкое и сравнительно равномерное проявление серпентинизации ранее сформировавшихся ультрабазитов.

Гипотеза метаморфогенного происхождения серпентина просто решает проблему пространства, возникающую в связи с увеличением объема серпентинизируемых пород (до 68% для дунитов). В процессе сининверсионного регионального метаморфизма и складчатости увеличение объема подвергавшихся серпентинизации ультрабазитов компенсируется соответствующим или большим уменьшением объема вмещающих осадочных пород. Слабо измененные ультраосновные породы сохраняются лишь во внутренних частях крупных тел, значительный рост объема которых при серпентинизации не может быть скомпенсирован уплотнением близлежащих вмещающих осадочных пород.

Поля напряжений, генерируемые силами минеральных превращений при увеличении объема серпентинизируемых пород, находят разрешение в возникающих в ходе складчатости тектонически ослабленных зонах пониженного давления. Характер разрешаемых деформаций определяется интенсивностью напряжений в пределах самих гипербазитовых массивов и физическими свойствами вмещающих пород, приводя к широкому развитию тектонических (сорванных) контактов гипербазитов с окружающими породами, структур будинажа и нередкому диапирическому перемещению крупных гипербазитовых тел из зон максимальных напряжений.

Г.М.Беляев (ВСЕГЕИ, Ленинград)

К ДИНАМИКЕ ПРОЦЕССОВ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

Процессы метаморфизма протекают в интегральном энергетическом поле, наиболее важными составными частями которого являются термо- и барогradientные поля различных рангов, находящиеся в сложных причинно-следственных отношениях друг с другом. Эти силовые поля генерируют в геологическом теле механические напряжения, релаксация которых приводит к физико-механическим и физико-химическим преобразованиям пород. Структура интегрального энергетического поля закономерно изменяется во времени и пространстве, при этом меняется характер распределения механических напряжений, а следовательно и направленность процессов преобразования геоминерального вещества.

В процессах регионального метаморфизма намеченная цель причинно-следственных связей явлений реализуется в разных формах в зависимости от стадии метаноморфизма - прогрессивной или регрессивной.

Прогрессивная стадия регионального метаморфизма характеризуется следующими особенностями.

Главнейшими составляющими интегрального энергетического поля на этой стадии являются барогradientное, гравитационное,

в меньшей мере поле термоупругих напряжений и термоградиентное поле диффузионного термоседвентивного типа, генерируемое подпоровыми источниками, внутрикоровыми областями зарождения маги, фрикционной теплотой). Режим интегрального энергетического поля характеризуется изменением величин интенсивных параметров (литостатического давления, температуры) в направлении к положительным экстремумам. При этом образуется микроритмичная слоистая мелкоячеистая структура поля механических напряжений, расшифровываемая по характеру распределения порообразующих компонентов.

Физико-механическое преобразование геоминерального вещества в прогрессивную стадию регионального метаморфизма выражается в уменьшении пористости горных пород, сокращении объема поровых растворов с повышением их давления до уровня литостатического давления, перекристаллизации порообразующих минералов по принципу Рикке, уменьшении мощности слоев, в результате их уплотнения, расплющивания, выpressовывания мобильных фаз, а также в межслоевой и внутрислоевой анизотропизации пород.

Физико-химическое преобразование геоминерального вещества протекает в направлении дегидратации водосодержащих минералов, повышения минерализации поровых растворов и протекания эндотермических минеральных реакций из равновесного профиля (по пути структурного уплотнения). Явления массообмена (дальнего порядка) выражаются прежде всего в общей базификации толщи пород в целом, устанавливаемой для различных режимов динамотермального метаморфизма — от диагенетических изменений до уровня гранулитовой и экилогитовой фаций. Базификация субстрата отмечается также при контактовом метаморфизме и в зонах миконитизации. Вынесенное вещество, очевидно, отвечает по составу лейкогранитовому раствору. Другой особенностью массообмена прогрессивного этапа является дифференциация вещества внутри толщи с усилением контрастности разреза по химическому составу и нарушением текстурной однородности внутри отдельных слоев (появление порфириобласт, конкреционных обособлений и т.п. — контрастная базификация

слои). Явления гомогенизации играют подчиненную роль и носят, как правило, внутрислоевой характер. Они выражаются в выравнивании состава (нейтральная базификация слои) зональных или переменного состава минеральных образований, например, в стабилизации геохимических связей между фемическими минералами — твердыми растворами. При этом происходит внутрислоевое рассеяние рудных элементов в породообразующих минералах при избирательной обогащенности ими отдельных слоев.

В энергетике бароградиентного поля регрессивного этапа метаморфизма кроме гравитационных и термоупругих напряжений важную роль играют стрессовые напряжения. Термоградиентное поле носит инфильтрационный конвективный характер при тех, что и в случае прогрессивного метаморфизма, источниках тепла. Дополнительным источником тепла являются экзотермические реакции гидратации породообразующих минералов.

Режим интегрального поля определяется широкими вариациями величин интенсивных параметров на общем фоне их понижения. Структура поля механических напряжений — макроритмичная, такситовая, неравномерная чистая.

Физико-механические преобразования геоминерального вещества в регрессивную стадию метаморфизма выражаются в фрагментации горных пород в результате проявления термоупругих напряжений, флуктуациях давления и объема поровых растворов, межслоевой изотропизации пород и пластическом течении минерального вещества в бароградиентном поле. Физико-химические изменения протекают в направлении гидратации минералов, понижения минерализации поровых растворов, протяжения экзотермических минеральных реакций неравновесного профиля (по пути структурного разуплотнения).

Миграционные явления (большого порядка) регрессивного этапа выражаются в общей гранитизации (в смысле обогащения гранитофильными компонентами) и гомогенизации толщи пород с уменьшением контрастности разреза по химическому составу. Гомогенизация минерального вещества имеет как внутрислоевой

(образования псевдоморфоз, реакционных найм, симплектитовых агрегатов и т.п.), так и межслоевой (билитасоматические реакции на границах химически неравновесных пород) характер и протекает при участии главным образом аллоктонных минералообразующих агентов (метасоматическое гранитобразование, региональная фельдшпатизация, высокотемпературное кислотное выщелачивание). Дифференциация вещества играющая на регрессивной стадии подчиненную роль, в отношении патогенных элементов автохтонии по природе агентов минералообразования, а по химической сущности представляет собой комплексную контрастную базификацию (образование метасоматических амфиболитов, диоксидовых и диоксид-шпинелевых пород и т.п.). Большее значение дифференциация минерального вещества имеет для рудных элементов, перегруппировка которых происходит по пути образования межслоевых рудных скопления.

А.Г.Давыдченко (ВНИИСИМС, Александров)

ДИНАМИКА МИГРАЦИИ ВЕЩЕСТВА ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ И УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМЕ

Общим из объективных методов изучения изменения пород в результате процессов минералообразования при метаморфизме, ультраметаморфизме или магматизме является метод восстановления (реставрации) парагенезисов минералов, возникших на изучаемом этапе минералообразования (парагенетический анализ минералов), проследивания их дальнейшего изменения и выявления характера привноса-выноса компонентов путем расчета переходных реакций для всего комплекса пород. Применение этого метода позволило установить, что метаморфические процессы в целом являются не изохимическими, а метасоматическими, протекающими в условиях значительной подвижности не только H_2O , CO_2 , но и других компонентов пород, особенно щелочей (изохимическими могут быть только отдельные реакции) (Давыдченко, 1969; 1971; Семенову, 1963, 1964, 1967, 1969); на прогрессивном этапе метаморфизма происходит преимущественный вынос щелочей

из пород в раствор, особенно заметный на высокотемпературных ступенях метаморфизма; процессы ультраметаморфизма ведут, наоборот, к постепенному обогащению пород щелочами (расширение полей устойчивости и появление новых содержащих щелочи минералов).

Согласно экспериментальным данным (Обчинников, Масалович, 1966) для условий глубинного метаморфизма и ультраметаморфизма, при которых давления превышали критические, следует ожидать для щелочей наличие максимума на кривой зависимости растворимости от температуры, а для кремнезема непрерывное увеличение растворимости с повышением температуры. В соответствии с этим кремнезем должен выноситься из пород в поровые растворы на всем этапе повышающейся температуры, т.е. на всем прогрессивном этапе метаморфизма и ультраметаморфизма, а щелочи должны на первой стадии выноситься из пород (стадия нормального метаморфизма), а на второй более высокотемпературной стадии должны осаждаться из поровых растворов (стадия метасоматического ультраметаморфизма или приконтактовой нигматизации, гравитизации).

Принципиальное различие между метаморфизмом и ультраметаморфизмом заключается, таким образом, в следующем: на стадии метаморфизма влияние повышающейся температуры отражается в основном в понижении химического потенциала воды в системе, а на стадии ультраметаморфизма — в повышении химических потенциалов щелочей в растворе.

Анализ реакций минералообразования всего ряда прогрессивных ступеней метаморфизма и ультраметаморфизма показывает, что осаждению из раствора какого-либо компонента (привнос в породы) всегда предшествует вынос этого компонента из пород в раствор на какой-либо предшествующей ступени минералообразования, т.е. источником вещества, поступающего из раствора при минералообразовании, очевидно являются те же толщи пород на более ранних этапах преобразования. Так, например, осаждению щелочей при ультраметаморфизме предшествует вынос их из пород в раствор на стадии нормального метаморфизма.

Химический потенциал воды является косвенным показателем

температуры: при высокой температуре химический потенциал воды низкий и наоборот. При образовании температурного градиента в любой водосодержащей системе должна возникнуть разность химических потенциалов воды, которая вызовет диффузию последней из областей высокого потенциала (низких температур) в области низкого потенциала (высоких температур). Поскольку вода обладает наибольшей подвижностью по сравнению с труднолетучими минеральными компонентами, то движение растворенных в воде компонентов должно всецело определяться движением растворителя и не должно зависеть от различия их химических потенциалов в разных частях системы. В этих условиях осаждение или растворение компонентов очевидно определяется изменением их химических потенциалов в растворах при миграции последних в более высокотемпературные области, поскольку предельная величина растворимости компонентов при прочих равных условиях зависит от температуры.

Вышеизложенное объясняет явления привноса большого количества щелочей в породы при ультраметаморфизме за счет их осаждения при высокой температуре из растворов, мигрирующих из внешних зон метаморфизма в области более высоких температур. Указанное движение растворов совершается не только в пределах зон метаморфизма и метасоматического ультраметаморфизма, но и в пределах всей системы с непрерывным температурным градиентом, включая магматический очаг, что ведет к обогащению магмы водой за счет растворов более низкотемпературных вмещающих пород.

В ультраметаморфических породах на фоне общего повышения щелочности пород при переходе ко все более высокотемпературным разностям устанавливается на первых ступенях ультраметаморфизма вынос из пород кальция, магния, железа, а на более высоких ступенях привнос в породы этих компонентов (Давыдченко, 1966, 1971), что приводит к образованию роговообмактовых, гиперстенсовых (чарнокиты) ультраметаморфических в т.ч. и анатектических образований.

В регрессивный этап ультраметаморфизма и метаморфизма, т.е. в этап понижающейся температуры процессы минералообра-

зования в породах, не имеющих тектонически ослабленных зон, имеют аутометасоматический, а в пределах любых тектонически ослабленных зон — инфильтрационно-метасоматический характер.

Поведение компонентов при аутосоматозе всецело объясняется изменением их растворимости с понижением температуры остаточных поровых растворов. С понижением температуры растворимость щелочей сначала уменьшается (активность увеличивается), а затем, после достижения некоторого минимума, начинает увеличиваться, растворимость же кислотных компонентов уменьшается на всем этапе понижающейся температуры.

Процессы инфильтрационного метасоматоза в тектонически ослабленных зонах вызываются восходящими растворами, мобилизованными из окружающих тектоническую зону метаморфических или магматических пород. В результате образования градиента P_{H_2O} между окружающими породами и образующимися в регрессивный этап тектонически ослабленными зонами, а также в пределах последних. Инфильтрация растворов по ним в сторону внешних зон метаморфизма ведет к образованию метасоматитов с соответствующей колонкой инфильтрационно-метасоматической зональности. Фактором равновесия системы при этих процессах, совершающихся в условиях незначительного изменения температуры, являются концентрации компонентов в растворах, поступающих в зону метасоматоза. Однако предельно возможные концентрации компонентов в растворе, а также состав конечной метасоматической зоны определяется температурой соответствующей ступени регрессивного этапа. В прогрессивный этап метаморфизма и ультраметаморфизма невозможно образование месторождений полезных ископаемых (компоненты раствора, мигрирующего по всей массе пород в сторону высоких температур, осаждаются в рассеянном виде). Месторождения могут образовываться только в регрессивный этап в результате концентрации определенных компонентов при инфильтрационно-метасоматических процессах, степень которых влияет на размеры месторождений. Источником вещества таких месторождений могут быть как толщи, подвергавшиеся метаморфизму и ультраметаморфизму, так и магма интрузий или магматические породы.

ОСОБЕННОСТИ КОНТАКТОВОГО МЕТАМОРФИЗМА В УСЛОВИЯХ
СТРЕССА

Действующие на магму внешние силы (главным образом, сжатие) устанавливают в расплаве определенный уровень внутреннего давления, который, в общем виде, можно считать функцией литостатической нагрузки. Высокое давление в глубинной магме, интродуцированной в верхние горизонты земной коры, может быть причиной стрессовых усилий в области контакта интрузива с вмещающей толщей. Величина этого давления на породы экзоконтакта в данном случае, очевидно, должна превосходить литостатическую нагрузку, определяемую глубиной формирования интрузива. Длительность действия стрессовых усилий на вмещающие породы обуславливается временем затвердевания расплава в интрузиве или в подводящем канале, соединяющем этот интрузив с глубинным магматическим резервуаром.

Если давление на породы интрузивного экзоконтакта происходит одновременно с их прогревом, то это должно приводить к явлениям своеобразного контактового метаморфизма, протекающего в условиях неизотропных (негидростатических) напряжений. Характер развития такого метаморфизма имеет ряд особенностей и определяется наличием динамических и кинетических факторов: распределением температур и напряжений во времени и пространстве (в породах экзоконтакта), соотношением между давлением на твердое вещество и давлением во внутрипоровом флюиде (жидкости), скоростью фильтрации термальных растворов в метаморфизируемых породах и скоростью реакций метаморфической перекристаллизации минеральных фаз. Обращаясь к анализу этих факторов, необходимо отметить, что поле локальных напряжений в условиях интрузивного давления формируется практически одновременно с внедрением магмы в тот или иной участок земной коры. Прогрев же пород интрузивных экзоконтактов происходит несколько позднее (за исключением непосредственного контакта вмещающей толщи с магмой). Метаморфические реакции начинаются

в породах после того, как температура в экзоконтактах достигает некоторого определенного уровня, называемого "кинетическим порогом метаморфизма". При давлениях до 2-х кбар он находится где-то в области 400-500°C.

Как показано В.В.Хлестовым (1969), твердофазовые реакции с образованием более плотных минералов осуществляются при стрессовых нагрузках, меньших по величине, чем давления, соответствующие этим реакциям в гидростатических условиях. Возникающие в отсутствие внутривещных растворов минеральные ассоциации отражают распределение полей напряжений и температур в твердом веществе, в соответствии с условиями фазовых равновесий в негидростатической системе (Останенко, 1971; Напуга, 1971). В природе твердофазовые превращения такого рода, по-видимому, реализуются при изохимическом метаморфизме пород, характеризующихся практически полным отсутствием водоодерживающих минералов (гранулиты, некоторые гнейсы, габбро и т.п.) При этом прогрев интрузивных экзоконтактов должен осуществляться кондуктивно (когда расплав недосыщен летучими компонентами на магматической стадии становления интрузива), а выделение летучих при реакциях дегидратации и т.п. должно быть несущественным. Метаморфизм такого типа в реальной геологической обстановке, очевидно, пользуется ограниченным развитием.

При метаморфизме в присутствии внутривещных растворов образование минералов в интрузивных экзоконтактах происходит путем растворения и последующего выпадения твердых фаз из раствора. В условиях действия стресса и при очень медленной фильтрации жидкой фазы (чему способствует усадка пород и уменьшение общего объема пор) неизбежно пересыщение растворов и рост в них давления; кристаллизующиеся из растворов зародыши новых минеральных фаз должны быть равновесны давлению внутривещной жидкости (Хлестов, 1969). Если в области интрузивных экзоконтактов выравнивание внутривещного давления (в растворе по всему объему системы) происходит очень медленно, то кристаллизация из жидкости новых твердых фаз может, как и в предыдущем случае, определяться действием высоких локальных стрессовых нагрузок (превышающих литостати-

ческие) на метаморфизируемые породы: ближе к контактам с интрузивом будут кристаллизоваться более плотные фазы, устойчивые при повышенных давлениях (в жидкости), вдали от контактов — менее плотные, стабильные при невысоких давлениях.

Характерно, что чем больше разница давлений на твердое вещество и в жидкости, тем интенсивнее должен происходить процесс растворения старых минералов (при прочих равных условиях). В условиях миграции магматогенных (термальных) растворов (на стадии пересыщения магмы летучими компонентами) через породы, подвергаемые действию стресса, это может приводить к явлениям повышенного, неодинакового растворения твердых фаз и массопереносу в процессе метаморфической дифференциации вещества (Хлестов, 1969). При интенсивной фильтрации растворов через породы интрузивных экзоконтактов новообразованные минеральные ассоциации могут не отражать (своим распределением в породах) действия стрессовых нагрузок на вмещающую толщу, ибо значительный перепад давления в жидкости в данном случае, очевидно, будет невозможен. К аналогичному результату приведут и процессы диафореза (регрессивного метаморфизма при пониженных температурах), при действии поздних растворов на роговики интрузивных экзоконтактов, а также процессы метасоматоза.

И.А.Хайретдинов, В.С.Авзянов,
С.Г.Фаттахутдинов (Баш.ФАН СССР,Уфа)

К ЗАКОНОМЕРНОМУ ИЗМЕНЕНИЮ ФОРМ ЗАЛЕГАНИЯ В УСЛОВИЯХ ЛИТОСТАТИЧЕСКОГО НАГРУЖЕНИЯ

Устанавливается определенная временная очередность в переходе одних геологических форм залегания в другие в процессах метаморфизма (в наиболее общем значении последнего термина). Ограничиваемся рассмотрением лишь одной цепи в возможном многообразии закономерной смены форм залегания друг другом, условившись считать началом этой цепи пластовую форму залегания. Примем также, что пласт характеризуется перио-

дически неоднородным строением по составу или плотности, пористости, зернистости и т.д. Возможность периодической неоднородности слоя обоснована авторами ранее (см. также настоящий сборник).

Определяющими факторами формоизменения пород является мощность слоя, относительные мощности слоев в толще, пределы упругой деформации пород и способность пластически деформироваться по типу упрочнения (т.е. проявляются дилатантные свойства) или разупрочнения (проявляется свойство псевдопластичности).

В условиях литостатического нагружения основными формами залегания неоднородного слоя с заданными реологическими свойствами, являются: будинный блок или слой с периодически варьирующей за счет пережимов мощностью — олинзованная будина или обособленная линза — диапир. Стрелки указывают на то, что первая форма может смениться со временем второй. По такой схеме происходит эволюция форм залегания соляных пластов, угольных слоев и гнейсовых толщ. Подобные формы могут возникать в различные периоды становления и метаморфизма пород: от раннего диagenеза до ультраметаморфизма. Об условиях, в которых сформировалось конкретное геологическое тело, можно судить лишь на основе сопоставления реологических свойств слагающих его и вмещающую среду пород. Примером однозначного восстановления обстоятельств деформации толщи является будинак мрамора в кварцитах. Этот процесс возможен только в результате очень быстрого (в геологическом смысле) нарастания литостатической нагрузки.

Для "метаморфических" форм залегания (минеральных стяжений, будин, вторичных линз и диапиров), возникающих в литостатически нагруженных толщах характерна (как для пликативных структур) многоуровневая организация: на фоне наиболее крупной структуры нередко обособляются детали строения, второго порядка, повторяющие особенности структуры первого порядка; в структурах второго порядка — структуры третьего порядка и т.д.

"Метаморфические" формы залегания возникают в опреде-

ленных условиях распределения механических нагрузок и поэтому могут быть использованы для расфазировки режима геодинамических напряжений, существовавшего в период метаморфизма толщи пород. Так, форма (сплюснутость) минеральных стяжений, вторичных линз и будин может быть показателем индикатриссы литостатической напряженности метаморфических пород в период их образования: если индикатрисса, например, имеет форму положительного одноосного эллипсоида, то стяжение будет иметь форму отрицательного одноосного эллипсоида. Возможность количественной интерпретации формы залегания диктует необходимость проведения экспериментальных работ в этом направлении.

Возникновение "метаморфических" форм залегания и сопровождающие этот процесс явления нередко оказывают значительное влияние на концентрацию или рассеяние полезных компонентов, проявляются в структурах рудных полей или строении рудных залежей, а поэтому будут полезны в поисковых и разведочных работах.

Н.Э.Евзикова (ВИГТ, Ленинград)

ДИВЕРГЕНЦИЯ В ОБРАЗОВАНИИ МИНЕРАЛЬНЫХ ВИДОВ

Эмпирическое рассмотрение возрастных и пространственных взаимоотношений метасоматических минералов позволяет выделять в продуктах природных реакций две сингенетичные, но неравноценные группы образований: X - накапливающиеся и образующие месторождения на месте реакции, Y - рассеивающиеся и образующие месторождения в удалении от места реакции. В образованиях доминантной группы X концентрируются инертные компоненты материнского субстрата, а в образованиях рецессивной группы Y - подвижные. Атомная структура возникших минералов в сравнении с атомной структурой замещенного минерала представляет собой варианты как структурного уплотнения, так и структурного разуплотнения. При прогрессивном характере минералообразования (грейзенизация, региональный метаморфизм и пр.) концентрация инертных компонентов происходит по на-

правлению структурного уплотнения, а при регрессивном характере минералообразования (магматическая кристаллизация, формирование жил выполнения и пр.) по направлению структурного разуплотнения. Набор инертных и подвижных компонентов при прогрессивном и регрессивном характерах минералообразования оказывается поэтому различен (Казицын, 1971). Обычно рассматриваемый эмпирический ряд убывания подвижности компонентов от H_2O до Al_2O_3 по Д.С. Коржинскому - это ряд, соответствующий структурному уплотнению.

Обе группы реакционных новообразований X и Y наследуют химические (минимум один общий компонент) и структурные (близость средних межатомных расстояний) черты замещенного минерала. Цепь последовательных замещений приводит ко все более и более увеличивающемуся несходству - химическому и структурному - членов парагенезиса и к усилению возможности их раздельного существования в разных зонах земной коры, т.е. к дивергенции (Евзикова, 1969, 1972). Механизм дивергенции осуществляется в результате приспособления атомных структур минералов к направленно меняющемуся термодинамическому режиму данного участка земной коры (Евзикова, Ицксон, 1969). В открытой системе "минерал-среда" на разных стадиях приспособления создаются кристаллохимические условия для возлечения в структуру минерала или изъятия из нее разнообразных, в том числе полезных изоморфных примесей вплоть до радикальной перестройки структуры - морфотропного превращения в новый минеральный вид. Например, при фенитизации гранито-гнейсов (Кухаренко и др., 1965) выделяются два морфотропных ряда: а) доминантный со структурной рыхлостью ω от 7,6 до 9,2 и последовательным закреплением в решетке минералов щелочей и летучих (биотит- альбит- нефелин- канкринит- анальцит- натролит- шабазит); б) рецессивный со структурной рыхлостью ω от 7,6 до 5,1 и последовательным изъятием из решетки минералов всех компонентов кроме Al_2O_3 (биотит- щелочной амфибол-эгирик- жадеит- шпинель- корунд). Вокруг каждого замещаемого минерала создается в общем случае центробежный - рассеивающий и центростремительный - концентрирующий потоки вещества. Полезные компоненты минералов в зависимости от знака развития

данного участка земной коры (господство режима сжатия или растяжения, по Г.В.Ицксон, 1970, 1971) оказываются вовлеченными в процесс концентрирования или рассеяния. Перемена знака, т.е. инверсия условий минералообразования приводит к замене концентрирования рассеянием и наоборот. С точки зрения принципа дивергенции необходимыми предпосылками создания крупного месторождения какого-либо минерала являются:

- а) достижение природной системой уровня ω , обеспечивающей отщепление в процессе дивергенции компонентов минерала;
- б) инверсия условий минералообразования немедленно вслед за отщеплением компонентов и осаждение последних. Например, в сульфидно-касситеритовых месторождениях обычная последовательность метасоматических зон от периферии к центру рудного тела представляет собой три стадии дивергенции, протекающей при господстве режима сжатия. Доминантный ряд структурного уплотнения на основе микроклина (альбит-серицит-турмалин) порождает отщепление компонентов минералов рецессивного ряда структурного разуплотнения: адуляра, флюорита, кварца. Смена режима сжатия режимом растяжения приводит к тому, что в новых условиях доминантным делается ряд структурного разуплотнения, и осаждение компонентов в рудном теле идет в порядке, обратном порядку их прежнего отгона: кварц-флюорит-адуляр. Турмалин же и другие структурно-плотные минералы, относящиеся теперь к рецессивному ряду, подвергаются растворению и переносу. Параллельно с образованием нерудных минералов тем же путем дивергенции, но только на основе амфибола через (промежуточные биотит и сфен) возникает касситерит.

Использование в качестве показателя дивергенции величины структурной рыхлости ω возможно по причине квазиаддитивного характера последней. Отклонение ω от аддитивности связано с затратой или, наоборот, выделением тепла при метасоматическом замещении. По эффекту структурного уплотнения-разуплотнения, т.е. отношению начального и конечного значений межатомных расстояний ω_n/ω_k можно приблизительно оценивать энергию замещений при дивергенции. Каждые новые 10% структурного уплотнения-разуплотнения соответствуют выделению или поглощению примерно 10 ккал/г/атом. Реакции в

ряду X экзотермичны, а в ряду У — эндотермичны. Дивергенция лежит в основе дифференциации земного вещества по зонам и оболочкам. Учет явления дивергенции позволяет считать, что генетическая классификация минеральных видов должна иметь вид родословного дерева в координатах "время — структурная рыхлость — химизм среды". Например, реакционная последовательность породообразующих минералов по схеме Боузна есть доминантный ряд структурного разуплотнения в среде со свободным обращением наиболее рас пространенных компонентов: SiO_2 , Al_2O_3 , MgO и пр.

Б.М.Шмакин (СибГЕОХИ, Иркутск)

КРИСТАЛЛИЗАЦИОННОЕ ДАВЛЕНИЕ КАК ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР И ТЕКСТУР ГОРНЫХ ПОРОД

Понятие о кристаллизационной силе привлекалось для объяснения некоторых особенностей структур метаморфических пород уже более 50 лет назад (F. Stillwell, 1918), однако этот важный фактор формирования облика пород до сих пор учитывается недостаточно. Между тем, именно кристаллизационному давлению обязаны своим происхождением такие известные геологические явления, как рост соляных куполов или деформации пород, содержащих лед в условиях вечной мерзлоты. Наибольшее же значение кристаллизационное давление имеет в метаморфических и метасоматических процессах, где преобладают реакции в твердой фазе, а образующиеся минералы сами "обеспечивают себя пространством" (Ramberg , 1952).

Главное значение имеет разница в кристаллизационном давлении, создаваемом разными минералами пород, что сказывается — учитывая длительность метаморфических и метасоматических процессов — даже при небольшой абсолютной величине кристаллизационного давления. Особое значение кристаллизационное давление имеет при смене фаций метаморфизма или при метасоматозе. Так, "обтекание" зерен граната и других минералов в метаморфических породах, имеющих порфиробластическую струк-

туру, в большинстве случаев связано не с движением материала пород вдоль сланцеватости, а с ориентировкой минералов пластинчатой и игольчатой формы перпендикулярно давлению, создаваемому растущими кристаллообластами, при одновременности процессов роста порфириобластов и перекристаллизации пластинчатых и игольчатых минералов (след, амфиболов и др.) Отсутствие условий для перекристаллизации окружающих минералов приводит к "срезанию" их границ гранями порфириобластов.

Аналогичное объяснение имеет "вращение" порфириобластов, в результате которого возникает, например, структуры "снежного кома" со спиралеобразным расположением вclusions кварца и рудных минералов в гранате (Судовиков, 1952). Ориентировка минералов является результатом перекристаллизации зерен минералов в поле ориентированного давления, в согласии с принципом Рикке. Сказанное относится к минералам, ведущим себя "пассивно" по отношению к давлению и определяющим полосчатость текстур. Кристаллизационное же давление обусловлено "активными" минералами, зерна которых увеличиваются в размере и (или) в количестве.

Наиболее отчетливо влияние кристаллизационного давления сказывается при метасоматических процессах, когда кристаллы-метасомы развиваются за счет окружающей породы. В образующейся парагенетической ассоциации активная роль принадлежит минералу с наибольшей для данной ассоциации величиной кристаллизационного давления (в известковых скарнах — гранат, в графитах — касситерит). Ярким доказательством значения кристаллизационного давления является идиоморфизм кристаллов-метасом (Никитин, 1955; Беус, 1961).

Большое число примеров проявления кристаллизационного давления при формировании облика метасоматитов дает изучение метасоматических процессов в пегматитах с многочисленными идиоморфными метасоматическими кристаллами берилла, граната, турмалина, апатита, колумбита и др. Кристаллы "растакнивают" окружающую породу, нередко создавая в них ориентировку слоистых минералов параллельную граням кристаллов. Именно пегматитам свойственны изогнутые кристаллы след в зонах метасом-

матоза. Они могут образоваться при одновременности роста слюд (биотит, мусковит, лепидолит) и находящихся со стороны вогнутой поверхности кристаллов граната, плагиоклаза, кварца, хотя не исключен и т.н. сферический рост слюд ("барботов глаз"). В пегматитах обычны изломанные и вновь "залеченные" кристаллы турмалина, берилла, апатита, что является, как правило, следствием проявления неоднородного кристаллизационного давления со стороны окружающих минералов, ибо нередко деформированные кристаллы находятя за пределами зон тектонических нарушений.

Параллельная контактам пегматитовых жил ориентировка текстур вмещающих пород далеко не всегда является унаследованной полосчатостью метаморфических пород. Здесь наблюдается ориентировка слюд и других пластинчатых минералов перпендикулярно давлению со стороны кристаллов полевых шпатов и слюд, развитых в видеконтакте. Особенно четко это явление заметно вокруг послемагматических кварц-мусковит-плагиоклазовых пегматитоподобных жил, широко развитых в Индии и в некоторых месторождениях Восточной Сибири.

В метаморфических комплексах различных районов встречаются четковидные серии линз, обычно описываемые как результат будинака относительно хрупких пластов. Наряду с истинными будинами, среди них встречаются и "псевдобудины" - линзы метасоматического происхождения. В частности, такими "псевдобудинами" являются линзы и четки грант-кварц-амфиболовых и кварц-плагиоклазовых пород в Мамском слюдоносном районе. "Обтекание" линз полосчатостью вмещающих пород вызвано явлением ориентировки минералов перпендикулярно направлению кристаллизационного давления.

Таким образом, учет кристаллизационного давления обязателен при оценке проявлений внешних силовых полей в породах, хотя и не следует преувеличивать роли кристаллизационного давления, результаты действия которого соизмеримы по масштабам с его источниками - кристаллами.

К ДИНАМИКЕ РОСТА МЕТАКРИСТАЛЛОВ

Идиоморфные метакристаллы минералов следует считать наиболее равновесными метасоматическими образованиями в минеральных системах, так как чем меньше отклонение параметров состояния системы в процессе роста кристалла от равновесных значений, тем выше степень идиоморфизма кристалла.

Рассмотрим механизм растворения вмещающей породы и рост метакристалла в освобождающемся объеме. Известно, что на границе кристалл - раствор возникает пленка химически активного раствора, вызывающего растворение окружающей метакристалл породы. Однако, если растворение породы обусловлено только химическими реакциями на границе метакристалл - порода или происходит вследствие ненасыщенности раствора компонентами породы, то этот процесс прежде всего будет идти по ослабленным зонам: по границам зерен и вдоль трещин. Поэтому поверхности растворения роста метакристалла должны иметь самую произвольную форму.

Таким образом, кристаллографически правильную форму метакристалла можно объяснить только активным участием последнего в процессе растворения вмещающей породы, а именно с помощью кристаллизационного давления.

Известно, что концентрация раствора, насыщенного по отношению к напряженному кристаллу c_0^π , выше, чем c_0 - концентрация насыщенного раствора для свободного кристалла. Следовательно, если на зерна породы со стороны метакристалла действует локальное избыточное давление π , то порода будет растворяться, а метакристалл расти до тех пор, пока концентрация ее компонентов в растворе не достигнет величины c_0^π - концентрации, равновесной с породой, испытывающей давление.

Выделяемая при росте метакристалла удельная энергия определяется из уравнения (Корренс, 1955): $\Delta\mu^\pi = RT \ln \frac{c_0^\pi}{c_0}$

Значки "м" и "пор" относятся к метакристаллу и породе.
 Эта же величина, определенная через кристаллизационное давление \mathcal{P} и объем кристалла \bar{V} равна (Хаймов-Мальков, 1966)

$$\Delta\mu^{\mathcal{P}} = \mathcal{P} \cdot \Delta\bar{V} \quad (2)$$

где $\Delta\bar{V}$ - приращение объема метакристалла. Для растворяющейся породы величина $\Delta\mu^{\mathcal{P}}$ будет иметь обратный знак. Таким образом, условия роста метакристалла и растворения зерен породы под действием кристаллизационного давления определяются неравенствами

$$\Delta\mu_m^{\mathcal{P}} > 0 \quad \text{и} \quad \Delta\mu_{\text{пор}}^{\mathcal{P}} < 0$$

Величина кристаллизационного давления до величин $\sim 10^3 \text{ кг/см}^2$ не зависит от символа грани (Хаймов-Мальков, 1966). Форма роста метакристалла будет определяться формой поверхности равных значений разности химических потенциалов компонентов породы в твердой фазе и в растворе. Назовем эту разность для краткости потенциалом растворения ξ .

При растворении изотропной породы в водном растворе эквипотенциальная поверхность ξ будет иметь форму сферы. В реальных условиях сферическая форма будет искажаться влиянием трещин, границ зерен, дефектов в зернах и т.д. Степень отклонения определится величиной вариации потенциала $\delta\xi$. В общем случае потенциал растворения складывается из двух величин: ξ_0 - разности химических потенциалов компонентов, обусловленные ненасыщенностью порового раствора компонентами породы, и $\xi_{\mathcal{P}}$ - разности химических потенциалов, вызванных кристаллизационным давлением метакристалла:

$$\xi = RT \left(\ell n \frac{c_{\text{пор}}^0}{c_{\text{пор}}} + \ell n \frac{c_{\text{пор}}^{\mathcal{P}}}{c_{\text{пор}}^0} \right) = RT \ell n \frac{c_{\text{пор}}^{\mathcal{P}}}{c_{\text{пор}}}$$

где $c_{\text{пор}}^0$ - концентрация компонентов породы в поровом растворе.

Отсюда следует, что, если $\xi_0 \gg \xi_{gr}$, то метакристалл будет иметь форму, обусловленную вариацией ξ_0 . Если же $\xi_{gr} \gg \xi_0$, что имеет место при $C_{пор} \rightarrow C_{0пор}$, то форма метакристалла будет определяться кристаллизационным давлением.

Рассмотрим вариацию ξ_{gr} по поверхности метакристалла. Из выражения (2) следует, что

$$\delta_i(\xi_{gr}) = [\delta_i(\bar{r})] \cdot \Delta \bar{V} + [\delta_i(\Delta \bar{V})] \cdot r$$

Индекс i означает, что вариация берется по i -той грани. Поскольку величина $\delta_i(\bar{r})$ не зависит от символа грани, то $\delta_i(\bar{r}) = 0$ и

$$\delta_i(\xi_{gr}) = [\delta_i(\Delta \bar{V})] \cdot r$$

Но $\delta_i(\Delta \bar{V})$ является функцией символа грани, так как линейная скорость роста зависит от символа грани. Поэтому в целом вариация ξ_{gr} по поверхности кристалла также определяется символом граней кристалла, и поверхность растворения породы под действием кристаллизационного давления метакристалла должна наследовать форму носителя. Отсюда становится понятной эволюция формы метакристаллов от неправильной через октетную к форме "идеального" кристалла, по мере приближения минеральной системы к равновесию. Получают также объяснение случаи, когда при замещении крупных зерен породы в одних кристаллографических направлениях метакристалл имеет правильную форму, в других - произвольную, т.е. в одном направлении

$\xi_{gr} \gg \xi_0$, а в другом эти величины соизмеримы.

Равенства $\xi_0 = 0$; $\xi_{gr} > 0$ означают, что поровой раствор находится в равновесии с породой и не способен без метакристалла вызвать растворение породы. Поэтому идиоморфные метакристаллы свидетельствуют о превращении химического взаимодействия раствора с породой.

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ВОЗНИКНОВЕНИЯ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ
МИНЕРАЛЬНЫХ СТЯЖЕНИЙ

Минеральные стяжения — закономерные образования периодов осадконакопления, становления породы и последующей реакции последней на внешнее воздействие.

Основной причиной возникновения и роста минеральных стяжений следует считать появление разностей потенциалов, генерируемых различными факторами в неустойчивой, неуравновешенной системе. В результате, в одних участках, принявших на себя роль анода или катода, концентрируются — в первом варианте — сильные анионы и слабощелочные катионы, а во втором — сильнощелочные катионы и слабые кислотные группы. Центры, в которых формируются стяжения, в силу своего однозначного электростатического заряда начинают обладать способностью концентрировать в себе элементы выборочно, и поэтому возможно нахождение минеральных стяжений одного состава в различных породах и, напротив, разного состава — в породах, тождественных друг другу — в минералогическом и химическом отношении.

Источниками разностей потенциалов могут быть действующие в разных наборах и с разной интенсивностью неравномерно распределенные литостатические нагрузки, температура, меняющаяся по пласту пористость (количество, величина и форма пор), капиллярные эффекты, минералогический и химический состав (концентрационные потенциалы), контактные явления, разности электродных или электрокинетических потенциалов, наложенные сторонние электрические поля, потенциалы течения и другие. Величина разности потенциалов может варьировать от замеренных в сотни милливольт до экспериментально воспроизведенных в сотни вольт и даже тысячи вольт (например, поверхностный потенциал кристаллов некоторых веществ). Это обстоятельство объясняет избирательную транспортировку вещества и стяжениями со значительных расстояний в слоб.

Известно, что породы низкой проводимости, даже если они

увлажнены, в равновесном состоянии образуют в слое систему замкнутых электрических ячеек, между которыми переноса зарядов нет. Обычно эти ячейки вписаны в слой, реже они образуют многослойную структуру внутри геологического пласта или охватывают несколько пластов. Нарушение равновесия означает и нарушение ячеистого электрического поля, перенос ионов между участками, составляющими объем ячейки. Достижение нового метастабильного равновесия ведет к реконструкции ячеистой структуры электрического поля.

Каждая ячейка электрического поля является частью диполя, второй полюс которого расположен между ячейками. Система ячеек образует энергетически единый мультиполь. Это обстоятельство вынуждает к закономерному периодическому распределению стяжений в толщах горных пород. Конкретный тип распределений, наличие "дальнего порядка" в распределении стяжений зависит от деформированности толщи, "проработанности" последней процессами диагенеза или иного этапа, которым завершилось формирование породы в том виде, в каком мы видим ее), гомогенности термодинамических и физико-химических условий. Чем выше гомогенность, тем выше координация стяжений, и наоборот.

К правильному распределению стяжений ведет также протекание через метастабильный высокоомный проводник постоянного тока (Карасев, 1965). Геологическое утверждение этого факта требует специальных экспериментальных исследований.

В том случае, когда минеральное стяжение возникает на какой-то глубине, т.е. является постседиментационным, образование его обусловлено литостатическим нагружением. Анализ теоретических и лабораторных моделей приводит к выводу, что между параметрами индикатриссы литостатического нагружения и формой стяжения должна существовать зависимость, которая при коррекции с помощью коэффициента, учитывающего кристаллизационную силу минерального стяжения для условий его возникновения, свяжет радиусы стяжения и индикатриссы следующим равенством :

$$R_1^{ст} / R_2^{ст} / R_3^{ст} = K (R_3^{илл} / R_2^{илл} / R_1^{илл}) ,$$

где $R^{ст}$ - радиусы минерального стяжения, форма которого получена в результате статистического усреднения радиусов многих стяжений (не менее 10); цифры у этих обозначений призваны показать принадлежность радиуса минимальному, среднему и максимальному размерам сечения эллипсоида (три радиуса взяты в расчете на трехосный эллипсоид); $R^{илч}$ - радиусы индикатриссы литостатического нагружения.

В ходе процессов, направленных на достижение механической уравниваемости стяжения в среде, находящейся под нагрузкой, близ минерального стяжения образуются поля аномальной напряженности вмещающих пород. Последние создают условия для осуществления так называемой "диффузии в гору", когда отток крупных ионов из более нагруженных участков вынуждает обратный поток мелких ионов из зон слабо нагруженных (Китайгородский, 1959; Гегузин, 1970). Поэтому исследования, направленные на реконструкцию литостатических условий образования стяжений, должны включать не только анализ формы стяжений, оценку кристаллизационной силы слагающих их минералов (или - их поверхностного потенциала), соотношение реологических свойств вещества стяжений и вмещающих пород, но и сопоставление элементарного состава участков вблизи пересечения поверхности стяжения основными осями того эллипсоида, который образует его форма.

И.А.Хайретдинов, В.С.Авзянов,
Г.И.Беликова (Баш.ФАН СССР, Уфа)

К ГЕОХИМИЧЕСКИМ АСПЕКТАМ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ

В основу анализа геохимических процессов, сопровождающих геодинамические явления, нами положены:

а) неизбежная с ростом различного типа возбуждений - в том числе и механического нагружения - смена (в согласии с требованиями широко используемого в геохимии принципа Ле-

Мателъ) ионов и ионных комплексов большого диаметра и малой валентности на ионы и ионные комплексы меньшего диаметра, но более высокой (2 и более) валентности; б) способность минералов и минеральных ассоциаций и трансформации различных видов энергии в электрическую.

Последняя связана с полупроводниковыми свойствами природных соединений, для оценки геохимической значимости которых важную роль играет стехиометричность или нестехиометричность минералов.

Наиболее существенными среди "простых" видов преобразования энергии неравномерного механического нагружения в электрическую являются перечисленные далее.

б) При статистической неэквивалентности электронных донорно-акцепторных центров в породе последняя в месте возбуждения обретает положительный или отрицательный заряд (относительно остального объема) — вследствие пьезо- и трибовольтрических явлений. Поэтому при равном градиенте и одинаковом направлении возрастания механического нагружения в породах преимущественно дырочного или отрицательного типа проводимости электрические диполи, генерируемые неравномерной нагрузкой, будут ориентированы разно.

в) Как частный случай ситуации, приведенной под пунктом "а", предстают источники и структура электрического поля вокруг открытых полостей в литостатически нагруженных породах, где полость относительно пород обязательно заряжена положительно или отрицательно, но при этом полезно иметь в виду, что заполнение этой полости осуществляется в геологических масштабах мгновенно наиболее подвижными и, как правило, недооцененными для раскристаллизации жидкой и (или) газовой фазами. Полость минерализуется лишь благодаря разностям потенциалов, обусловленным различными концентрациями элементов в веществе полости и ее стенках, контактными явлениями и спонтанным стремлением системы к сглаживанию контраста между гидростатическим распределением давления в полости и литостатическим нагружением окружающих пород.

Обращаем внимание на интегральный характер энергетического поля подобной полости, на то, что это поле задано не одним каким-либо источником (как это часто принимается, имея в виду только градиенты давления или фильтрационные эффекты).

г) Известно, что многие диэлектрики в месте сжатия заряжаются положительно, а электронные проводники — отрицательно. Учитывая возможность отклонения ряда минералов в поведении от этого генерального правила и не упуская из поля зрения возможность различных сочетаний рудных тел с нерудными вмещающими породами, легко предвидеть, что энергетические поля, обуславливающие геохимическое перераспределение элементов, могут иметь весьма разные структуры.

д) Близко к охарактеризованному явлению поляризации, выпуклой и вогнутой сторон пластины при сгибании. Если это — диэлектрик, то вогнутая сторона пластины обычно приобретает положительный заряд.

е) Стрессовые нагрузки пород нередко приводят к такой анизотропии толщи горных пород, которая отличается значительным возрастанием проводимости пород вдоль вектора сжимающих усилий при относительно малом изменении электрических свойств по другим направлениям.

Этот факт позволяет предполагать облегченный, а поэтому предпочтительный анион-катионный обмен вдоль длинной оси индикатриссы литостатического нагружения.

В связи со стрессом привлекает к себе внимание и явление униполярности, остающееся слабо изученным в геодинамических условиях.

ж) При трении друг о друга разно ориентированных или различной плотности зерен одного минерала или зерен разных минералов при любой их ориентации или в контактирующих породах разного состава (или пористости, структурно-текстурного рисунка и пр.) при деформации толщи, на их поверхностях возникает электрический заряд, знак которого определяется в соответствии с правилом Куэна (Гезхнус, 1911).

Возникновение электрически заряженных тел, образование ими диполей в полях механического нагружения ведет к перераспределению вещества, достаточно хорошо изученному в электрохимических ячейках.

Распространение упомянутых явлений на геологические поля скатия и растяжения, на различные участки складчатого района позволяет в ряде случаев - по новому формулировать энергетическую природу явлений концентрации или рассеяния элементов в ходе диагенетической, метаморфической или любой другой дифференциации вещества при посредстве электролитов; возникновения геохимических "ловушек", "капканов", "барьеров", а также некоторых других феноменов.

Д.В.Воронин, И.С.Гольдберг
(ВИТР, Ленинград)

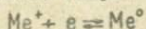
ЗНАЧЕНИЕ ФИЛЬТРАЦИОННЫХ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В ОБРАЗОВАНИИ САМОРОДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Большинство самородных металлов, установленных в земной коре, чаще встречаются в россыпях, чем в коренных породах, а металлы Pb^0 и Sn^0 - преимущественно в россыпях. За исключением Au^0 , металлов платиновой группы и Hg^0 , все установленные в россыпях металлы - Zn^0 , Fe^0 , Sn^0 , Pb^0 , Bi^0 , As^0 , Cu^0 - не устойчивы в поверхностных условиях. В россыпях встречаются минеральные ассоциации, крайне редкие для коренных месторождений: Pt^0-Au^0 ; Au^0-Cu^0 ; Pt^0-Cu^0 - а также и такие, которые в коренных источниках вообще неизвестны: Pt^0-Pb^0 ; Au^0-Pb^0 ; Sn^0-Au^0 и др.

В.И.Вернадский (1955 г.) обращал внимание на существующее противоречие между окислительным характером среды и восстановленной формой существования элементов в россыпях.

Энергия, обеспечивающая существование восстановленных форм элементов в окислительных условиях, не известна. Источником такой энергии может быть электрическая энергия, возник-

каждая при движении потока жидкости через пористые среды. Вокруг фильтрующегося потока жидкости возникают электрические поля. Существование таких полей в земле известно. Они получили название фильтрационных полей. Их природа обусловлена электрическими явлениями в пористых системах. Установлено, что при механическом перемещении жидкости относительно твердой фазы происходит разделение зарядов и возникает разность потенциалов (потенциал протекания). Возникновение и поддержание этого потенциала приводит к возникновению объемного электрического поля. Это поле будет совершать работу. Одни из проявлений этой работы могут быть электрохимические процессы, возбуждаемые на электронных проводниках. На концах такого проводника создается разность потенциалов, определяемая падением напряжения на участке, соответствующее длине проводника. При определенных значениях потенциалов на концах проводника могут начаться электрохимические реакции катодного восстановления и анодного окисления. Наиболее характерными восстановительными реакциями являются реакции осаждения элементов из растворов по типу:



В россыпях электронными проводниками являются частицы золота, платины, сульфидов, магнетита, графита и т.д. Для явления возможности возбуждения на таких частицах электрохимических процессов фильтрационным полем, проводились исследования на модельных установках. В этих экспериментах под действием фильтрационного электрического поля на электронных проводниках создавалась разность потенциалов и протекал электрический ток, т.е. возбуждались электрохимические процессы. Полученные в эксперименте потенциалы оказались достаточными для восстановления из растворов всей группы элементов от олова до золота.

На основании такого механизма могут быть оценены явления, установленные в россыпных месторождениях.

Частота встречаемости самородных металлов определяется величинами их потенциалов восстановления. Наиболее распространенные металлы в россыпях, вместе с тем и наиболее электро-

положительные (Au^0 , Pt^0 , металлы платиновой группы, Ag^0 и Cu^0). Такие металлы, как Pb^0 и Sn^0 — довольно редки, а Zn^0 (наиболее электроотрицательный среди самородных металлов) — вообще уникален.

Поскольку в россыпях наиболее распространены Au^0 и Pt^0 , то в основном на них будут протекать восстановительные реакции катодного осаждения. Поэтому, естественно, появление экзотических минеральных ассоциаций (Pt^0-Pb^0 ; Sn^0-Au^0 и др.)

Можно ожидать, что процессы электрохимического минералообразования под действием фильтрационных электрических полей могут приводить к образованию не только самородных элементов, но и других минеральных форм в зависимости от конкретных условий протекания этих процессов.

А.Н.Мельгунов (ВСЕГЕИ, Ленинград)

ЭНЕРГЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПЛОЩАДНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Анализ площадного распределения элементов показал, что зависимость площади аномалии от числа равных площадей для аномалий одной и той же концентрации одного и того же элемента подчиняется гиперболическому закону (Мельгунов, 1971).

Данное положение проверено для 4190 аномалий меди, свинца, вольфрама, молибдена, бериллия, олова по результатам металлометрии масштаба 1:50000, проведенной в Центральном Казахстане.

Каждой концентрации отвечает равнобочная гипербола, разным концентрациям — семейство гипербол. Уравнение равнобочной гиперболы:

$$S_n = \frac{a^2}{2}$$

где S — площадь аномалии; n — число аномалий данной площади; a — величина полуоси гиперболы. Каждому значению концентрации соответствует свое значение коэффициента a .

Рассмотрим ветви гипербол, расположенные вдоль оси абсцисс. При увеличении площади число аномалий данной площади будет уменьшаться. Такое уменьшение будет до $n-1$. При переходе к следующей гиперболое (при уменьшении концентрации C (очевидно, что площадь, для которой $n=1$, будет увеличиваться. С уменьшением концентрации аномалии будут занимать все большие площади. Пределом увеличения площади является поверхность Земли. Видимо такой "аномалией" должно соответствовать C равное $C_{кл}$, где $C_{кл}$ - земной кларк. Причем, n будет равняться единице, т.к. C равному $C_{кл}$ будет соответствовать единственная "аномалия" - поверхность без разрыва сплошности. Следовательно, кларк - это концентрация, при которой данный элемент равномерно распределен на пространственно единой (без разрыва сплошности) самой крупной по размерам в сравнении с распространяемостью других концентраций данного элемента, соизмеримой с поверхностью Земли, площади.

К понятию $C_{кл}$ можно прийти, рассматривая ветви гипербол и вдоль оси ординат. При этом очевидно, что понятие $C = C_{кл}$ отвечает точке пересечения ветвей гипербол. Это возможно, если гиперболы будут расположены на сферической или какой-либо другой криволинейной поверхности. Причем точке пересечения отвечает условие $C = C_{кл}$, $S = S_{тол}$, $n = 1$.

Рассмотрим соотношение площадей и их числа для значений $C < C_{кл}$. Если для каждой концентрации построить график $n = f(S)$, то, видимо, мы получим тоже гиперболическое распределение. Причем, предельному случаю C равно 0, будет соответствовать начало координат. Область криволинейной поверхности, где расположится семейство гипербол с $C < C_{кл}$, будет в квадранте с отрицательными значениями n и S .

Анализируя это семейство гипербол можно точно таким же путем, как и ранее описанный, прийти к понятию, что должна представлять собой площадь с $C = C_{кл}$, т.е. ветви гипербол должны пересечься в той же самой точке, что и при рассмотрении области $C > C_{кл}$.

Таким образом, мы получим замкнутую криволинейную поверхность с двумя областями расположения гипербол: одна область - область гипербол со значениями концентраций $> C_{кл}$, другая - область гипербол со значениями концентраций $< C_{кл}$.

Площадь аномалии и концентрация могут характеризовать не только количество распределенного вещества. Другой важной характеристикой, в особенности многокомпонентных объектов, является энергетический показатель ореолообразования (Сафронов, 1966, 1971).

В самом деле, для сложной наложенной аномалии может быть получена единая энергетическая характеристика путем суммирования энергетических показателей для каждого элемента.

Для аномалий одной концентрации одного элемента значение энергетического показателя будет пропорционально площади. В этом случае площадное распространение для аномалий с одним энергетическим показателем подчиняется гиперболическому закону. Что может означать гиперболическое энергетическое распределение? То, что равные порции энергии реализованы для крупных и мелких аномалий одной концентрации, только первых - меньшее число, а вторых - большее.

Для нескольких элементов распределение энергии ореолообразования также будет гиперболическим, т.к. сумма равнобочных гипербол даст гиперболу с большим значением коэффициента a .

Состоянию рассеяния элементов отвечает наибольшее значение коэффициента a при наименьшем значении энергетического показателя. Таким образом, возможно получение модели энергетического распределения по площадям и интенсивности.

Количественной мерой энергетической характеристики той или иной территории при сравнительном анализе является степень изменения коэффициента a от величины энергетического показателя.

К ВОПРОСУ ОБ ЭНЕРГЕТИЧЕСКОМ СОСТОЯНИИ РУДНЫХ ЗОН

В разрезе ореола околорудных пород сульфидных месторождений выделяется 4 интервала: I - внешняя зона дефицита рудных элементов, Б - зона избытка, В - внутренняя зона дефицита и Г - жильный интервал. Орвол своим возникновением обязан процессам фильтрации (а также диффузии). Фильтрующийся поток (\vec{J}_Φ) определяется проницаемостью среды (K), динамической вязкостью раствора (μ) и градиентом сил, вызывающих фильтрацию. Известно, что поле напряжений вблизи полости на глубинах рудообразования (1-5 км) имеет градиентный характер. Теоретические и экспериментальные исследования (Лабасс, 1961; Спендинг, 1961) свидетельствуют о значительной величине градиента перераспределенного давления: от 0 в полости до 1000 и более атмосфер во вмещающих породах. Поэтому из всех возможных сил (электростатические, магнитные, гравитационные и пр.) именно градиент давления (dP/dx) определяет направление потока, т.е. $\vec{J}_\Phi = \frac{K}{\mu} \frac{dP}{dx}$. Рассмотрение этого выражения убеждает в том, что фильтрация направлена к полости.

Согласно закону Фуко диффузионный поток направлен на выравнивание концентраций компонентов. Хотя диффузионный поток и может быть направлен от полости во вмещающие породы, распределение рудных элементов в околожильном пространстве позволяет полагать, что при ореолообразовании диффузия решающего значения не имеет. Перераспределение напряжений на стадии образования ослабленных зон стимулирует миграцию остаточных поровых растворов, насыщающих горные породы, в направлении к центру зон. В связи с неравновесностью давления из твердую фазу и поровый раствор, перемещение последнего по градиенту давления представляется неизбежным. Чем выше градиент давления и интенсивней фильтрация, тем в большей степени нарушается равновесие в системе раствор-твердая фаза. Так как система будет стремиться к восстановлению равновесия, во внешних зонах может наблюдаться переход части компонентов из твердой фазы в раствор, а во внутренних - наоборот. Такой

процесс, направленный на выравнивание химических потенциалов, протекает непрерывно и может привести к значительному обогащению пород ослабленной зоны рудным веществом за счет его экстракции из вмещающих пород.

Дальнейшее развитие процесса трещинообразования приводит к возникновению полостей и очень больших перепадов давления вблизи последних. Сочетание высокого давления и большого градиента способствует интенсивному выносу (воасыванию) мигрирующих компонентов в полость.

Энергетические и вещественные расчеты для одного из рудных районов Забайкалья показали что: 1) зоны привноса и выноса рудного вещества пространственно совпадают соответственно с зонами избытка и дефицита энергии, 2) интервал вмещающих пород немногим более 20 м в состоянии обеспечить рудным веществом и жилу и околожильный ореол.

Л.И.Четвериков (ВГУ, Воронеж)
К ВОПРОСУ О МЕХАНИЗМЕ РУДОБРАЗОВАНИЯ

Изучение анизотропии тел полезных ископаемых (т.п.и.) показало, что: 1) существуют 3 типа анизотропии, которым соответствуют определенные основные первичные формы т.п.и.; 2) наблюдается строгая закономерность ориентировки осей анизотропии, заключающаяся в том, что наибольшая ось (J_m) ориентирована по мощности, средняя (J_n) - по ширине и наименьшая (J_x) - по длине т.п.и.; 3) имеет место тесная связь между величиной анизотропии (A) т.п.и. и степенью вытянутости их основной первичной формы.

$$A = J_n / J_x = K \cdot L / H \quad , \text{ где}$$

K - коэффициент пропорциональности, L - длина и H - ширина т.п.и.; 4) т.п.и. разного генезиса часто имеют один

тии анизотропии. (Например, вытянутой формы аллювиальная россыпь и гидротермальная жила). (Четвериков, 1965, 1968, 1971).

Приведенные факты говорят о том, что, во-первых, анизотропия внутреннего строения и основная первичная форма т.п.и. есть следствие общих причин; во-вторых, действие этих причин могло приводить к одинаковому результату при различном генезисе т.п.и. и наоборот; в-третьих, указанные геометрические правильности т.п.и. нельзя объяснить с позиции традиционного физико-химического подхода к их генезису.

При изучении генезиса т.п.и. упускается из вида, что кроме физической и химической стороны данного природного явления существует еще и геометрическая его сторона, так называемая "геометрия физико-химического пространства", в котором, по В.И.Вернадскому (1965), происходит образование геологического объекта, и что эта сторона генезиса также должна находить свое отражение в т.п.и. Эта геометрия может быть одинаковой у разных "физико-химических пространств".

Физико-химическим процессам рудоотложения свойственна известная геометрия в их проявлении, выражающаяся, например, в направленном действии сил, переносе вещества, движении гидротермальных растворов и т.д. Разные в физическом и химическом отношении геологические процессы тем не менее могут иметь одинаковую геометрию — течение воды в реке и движение по тектоническому нарушению гидротермальных растворов имеют геометрию типа потока.

С другой стороны, рудообразование всегда происходило в какой-то окружающей среде, которая также имела свою геометрию. Причем, эта геометрия совсем не обязательно должна быть различной у разных в вещественном отношении окружающих сред — геометрия зоны дробления одинакова в известняках и гранитах.

Сочетание геометрий процесса и окружающей среды образует геометрию механизма рудообразования, которая, таким образом, могла быть близкой и даже одинаковой у т.п.и. разного генезиса. Наличие геометрических правильностей в механизме рудообразования, естественно, должно найти свое выражение в

присутствии подобных правильностей в т.п.и.

Как известно, симметрия есть выражение геометрических правильностей, эмпирически наблюдаемых в природных телах и явлениях (Вернадский, 1965). Это позволяет использовать элементы симметрии для характеристики геометрии генезиса и анизотропии т.п.и. Подобное допустимо только на основе статистического подхода к симметрии И.И.Шафрановского (1956), учета криволинейной симметрии Д.В.Наливкина (1951) и при использовании аппарата симметрии векторов и тензоров В.А.Шубникова (1949). В результате становится возможным конкретное приложение универсального принципа симметрии П.Кюри (1966) к проблеме механизма рудообразования.

Изучение данного вопроса (Четвериков, 1968, 1971) показывает:

1. Для анизотропии т.п.и. характерно наличие семи строго определенных вариантов симметрии, от минимального, лишенного элементов симметрии, до максимального, обладающего симметрией сферы, при этом количество т.п.и. резко сокращается по мере возрастания симметрии их анизотропии до единиц, имеющих максимальную симметрию. Симметрия анизотропии т.п.и. соответствует симметрии геометрии механизма рудообразования или она является ниже последней.

2. Одинаковая симметрия геометрии механизма рудообразования может иметь место в результате наложения разных по своей симметрии окружающих сред и динамических процессов рудоотложения.

3. Возможность получения одинаковой геометрии механизма рудообразования при разных в геометрическом и физико-химическом отношениях окружающих средах и процессах рудоотложения указывает на наличие конвергенции у т.п.и.

Знание геометрии строения т.п.и. само по себе позволяет делать заключение только о возможной суммарной геометрии его генезиса. И более того: если известна геометрия одной из составляющих механизма рудообразования, то, на основании всего этого, нельзя еще однозначно решить, какую из возможных

геометрий имела другая составляющая в данной системе. Это заставляет по-другому взглянуть на проблему познаваемости происхождения т.п.и., равно как и других геологических объектов.

Из вышеуказанного следует, что, если на конкретном этапе изучения геологического объекта существует, опираясь на фактический материал, несколько объективных точек зрения на его генезис, то это указывает на то, что, во-первых, аналогичные геологические объекты могли произойти как тем, так и другим путем, во-вторых, решить, какой из них в действительности имел место для данного объекта на этом этапе изучения, не представляется возможным. В таких условиях совершенно неправомерны попытки доказывать, что это могло быть только так, а не иначе.

Общий вывод. Во всех случаях конвергенции в геологии, когда разные генетические процессы приводят к практически одинаковому следствию, имеет место одинаковая геометрия физико-химического пространства. Это означает, что в подобных случаях геометрия данных процессов была близка между собой.

В.К.Девисенко (ВСЕГЕИ, Ленинград)

ДИНАМИКА ФОРМИРОВАНИЯ РУДОВМЕЩАЮЩИХ СТРУКТУР В СВЯЗИ С МАГМАТИЧЕСКИМИ ЭКСПЛОЗИЯМИ

Эксплозивная модель образования гравитоидных тел при энергетических взрывах, сопровождающих землетрясения (см.настоящий сборник), позволяет по-новому подойти к расшифровке механизма формирования различных рудовмещающих структур - штокверковых, кильных, трубообразных.

При импульсном выделении энергии (в гипоцентре землетрясений) от источника возмущения во все стороны распространяется волна сжатия. Максимальное разрушение пород вдали от источника возмущения будет происходить вблизи свободных поверхностей (границ раздела различных сред) вследствие отражения от них волны сжатия, а тем самым, смены сжимающих усилий

на растягивающие. Возникающее под действием отраженной волны растяжения разрушение распространяется в направлении от свободной поверхности вглубь пород. Минимум центр распространения отраженных волн растяжения расположен над свободной поверхностью и является зеркально-симметричным отражением относительно этой поверхности источника возмущения.

Характер и распределение возникающей в этом случае системы трещиноватости полностью отвечают главнейшим особенностям строения штокверковых рудомещающих систем траппов. Анализ с рассматриваемых позиций разнообразных штокверковых месторождений (Денисенко, Ициссон, 1971) позволяет прийти также к выводу о возможности их разделения на два типа, возникающих в связи с одним импульсом возмущения, но при отражении волн от различно расположенных по отношению к источнику возмущения свободных поверхностей. Для штокверков I (надинтрузивного) типа такая поверхность располагается над источником возмущения (по-видимому, ее является дневная поверхность, существовавшая в период рудообразования), для штокверков II (безкупольного) типа - в стороне от него (граница раздела пород различных структурных этажей).

Рассчитанные, исходя из параметров штокверковых надинтрузивных структур, глубины залегания источника, в целом, довольно точно отвечают глубинам расположения слепых куполов гранитов. Этот факт служит указанием на возможность образования гранитных тел при импульсном выделении значительных количеств энергии.

Механизм формирования жильных рудомещающих структур в целом аналогичен рассмотренному для штокверков. Отличие заключается в двух основных особенностях.

Во-первых, подавляющее большинство жильных месторождений возникает при отражении волны сжатия от верхней контактовой поверхности гранитного массива. Структура рудного поля определяется в этом случае особенностями морфологии кровли гранитного массива (сводчатая контактовая поверхность - простейшая система ил; при наличии купольных и гребневидных выступов - дугообразные и веерообразные свиты жил и т.д.)

Во-вторых, при формировании жильных структур происходит главным образом подновление ранее существовавших в породах систем трещин. Подтверждением сказанному могут служить наблюдения над особенностями расположения трещин, возникающих при подземных ядерных взрывах (Нифонтов и др., 1965).

Предложенный механизм хорошо объясняет главнейшие черты строения жильных полей, в том числе преимущественное распространение жильных месторождений среди гранитов; приуроченность жил к трещинам оперення дорудных зон разломов, закономерное изменение по отношению к контактовой поверхности гранитного массива основных параметров жильного поля: площади, степени "изометричности", жилонасыщенности, протяженности трещин и др.

Взрывная модель приложима и к расшифровке механизма формирования трубообразных рудоносных структур. В качестве адекватной экспериментальной модели могут быть рассмотрены подземные ядерные взрывы (Нифонтов и др., 1965). В кровле оферической полости, в пределах которой породы под действием ударной волны расплавлены и превращены в пар, возникает цилиндрическая труба интенсивно трещиноватых и раздробленных пород. Судя по размеру обломков пород, интенсивность брекчирования закономерно возрастала от периферии к центру трубы. Отмечается также обрушение пород с образованием в осевой зоне полостей значительных размеров. В нижней части брекчиевой зоны отдельные обломки сцементированы расплавленным материалом вмещающих пород.

Главнейшие особенности строения трубообразных рудоносных тел в целом аналогичны рассмотренным. Так, устанавливается: изометричная, округлая (в плане) и трубообразная (в разрезе) форма рудоносных брекчиевых тел; наличие, в ряде случаев, вокруг трубок внешних прожилковых зон, имеющих форму правильных колец; четкие, резкие контакты трубок (нередко с глиной трещин) с вмещающими породами, значительные перемещения обломков пород в трубах; закономерное уменьшение размеров обломков в поперечном сечении тела в направлении от периферии к центру; наличие пустот в осевой зоне трубок и

др. Подобное морфологическое сходство дает основание рассматривать возникновение трубообразных рудоносных структур как следствие взрывной природы формирования гранитных тел, над апикальными частями которых они располагаются.

М.А.Осипов (ИГЕМ АН СССР, Москва)

ТЕКТОГЕНЕЗ И РУДООБРАЗОВАНИЕ В СВЯЗИ С ТЕРМИЧЕСКИМ СОКРАЩЕНИЕМ ОБЪЕМА ИНТРУЗИВОВ ГРАНИТОИДОВ

Кислые магмы, интрузирующие в высокие горизонты земной коры сокращаются в объеме примерно на 8-9% (Осипов, 1970). Часть сокращения объема реализуется в виде различного рода пористости, трещиноватости внутри интрузивов. Большая же часть (5-7%) выражается в уменьшении внешних размеров магматических тел. В силу законов гравитации "свободный" объем возникает в основном в области верхнего контакта интрузива. Теоретически вдоль его поверхности должна образовываться значительная полость. Например, для интрузива идеализированной формы в виде параллелепипеда со сторонами 5 x 5 км и высотой 3 км, размеры такой условной полости составили бы соответственно 5 x 5 км при высоте 150-200 м, а объем порядка 4 км³.

Согласно законам горной механики, перекрывающие породы в подвешенном состоянии находиться не могут. Они будут оседать, деформироваться в соответствии с режимом образования полости, величиной горного давления и механическими свойствами пород. Так как остывание и уменьшение объема интрузива происходит медленно, то перекрывающие породы должны вовлекаться в процесс оседания постепенно и последовательно от близлежащих пачек к более удаленным с чередованием периодов накопления напряжений и их разгрузок, т.е. циклично и центростремительно. Число циклов оседания будет больше в пачках пород, расположенных ближе к интрузиву, что обусловит повторяемость трещинообразования. Морфология возникающих трещин при отсутствии осложняющих обстоятельств будет вполне закономерной. Над интрузивом будут возникать и последовательно удаляться вверх

сводообразные системы нарушений, имеющие в идеале параболическую форму, так называемые своды естественного равновесия пород. Краевые окончания сводообразных систем трещин будут погружаться вниз и сходитьсь по периферии интрузива.

Согласно расчетам, наблюдениям над оседанием пород над глубокими горными выработками, моделирующим экспериментам оседание пород над сравнительно большими интрузивами может распространяться на расстояние первых километров. Это подтверждается наблюдениями оседания пород над конкретными массивами.

Закономерный характер развития надинтрузивной тектоники способен оказывать существенное влияние на процессы эндогенного минералообразования. Каждая из формирующихся зон трещиноватости является длительно существующим участком относительного разрежения. Поэтому в нее могут перетекать мобильные фазы и откладывать свой минеральный груз. Последовательное возникновение таких участков способно привести к неоднократной повторяемости минерализованных залежей над интрузивом.

По мере удаления от интрузива влияние магматогенных растворов будет уменьшаться, одновременно будет увеличиваться роль растворов вмещающих пород. Это обусловит различие в составе минерализованных залежей разных горизонтов, т.е. приведет к возникновению околинтрузивной зональности минералообразования.

Неоднократное подновление трещин обусловит дробление ранее возникших минеральных ассоциаций, проникновение новых порций растворов и отложение иных минералов, т.е. приведет к явлению стадийности минералообразования. В соответствии с режимом развития тектоники число стадий минерализаций будет больше вблизи интрузива. Механизм околинтрузивной тектоники позволяет объяснить многие дискуссионные стороны возникновения зональности и стадийности рудотложения. Он может быть использован для прогнозирования и поисков нескрытых рудных тел.

ВНУТРИКОВОЕ ПРЕСБРАЗОВАНИЕ И ПЕРЕМЕЩЕНИЕ РУДНОГО
ВЕЩЕСТВА МЕТАОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Имеются многочисленные свидетельства "полидинамичности" процессов минерало- и рудообразования в мощных осадочно-метаморфических толщах, которые формировались более 3,5 млрд. лет и почти на 80% слагают материковую кору Земли.

В этих толщах аккумулярована химическая и биогенная энергия, в значительной мере наследующая и трансформирующая солнечную. Она заключена в гипергенных корах выветривания (каолиновых, окисно-железистых и др.), дифференцированных продуктах их перемыва, а также органогенных (углеродистых, углеводородных, фосфатных, сернистых, карбонатных и других минеральных) накоплениях, породах соленосных формаций (доломитах, сульфатах, хлористых, фтористых и борных солях) и др.

В условиях метаморфизма и ультраметаморфизма, особенно в зонах глубинных разломов, происходит перекристаллизация пород, закономерно связанная с повышением их структурной плотности (Чирвинский, 1916; Евзикова, 1966). Эта перекристаллизация, а также локальное переплавление приводит к высвобождению из поровых растворов и дисперсных сред тонких механических, изоморфных и сорбированных примесей и к выносу их в форме подвижных (с Cl, F, CO_2, H_2O ...) и щелочных (с K, Na ...) комплексов. В результате впереди фронта и на флангах метасоматического замещения происходит формирование, например, редкометалльных концентраций и месторождений. Гидротермальные растворы летучие ("агенты-минерализаторы"), минерально-рудные компоненты оказываются связанными таким образом, в основном с самими вмещающими метасадочными породами, а не с подиоровыми областями.

Большое значение в метасоматическом и регенерационном железорудном процессе имеют легко подвижные хлорные соединения железа, возникающие за счет его древних (часто небогатых) концентраций. Магнетитовые кварунды, магнетитовая включенность или богатые железом силикаты мобилизуются и перест-

складываются нередко с высоким коэффициентом обогащения в связи с палингенным плавлением вовлеченных в зоны метаморфизма, складчатости и дробления соленосных толщ или горизонтов. В раннеархейских отложениях древних платформ, соленосные формации (Сердюченко, 1955, 1956) содержат доломиты и кальцифиды, слои и реликты ангидритов, а также метаморфические производные галитосодержащих мергелей — скаполитовые и скаполит-пироксеновые толщи, богатые Cl , SO_3 , CO_2 , H_2O . Для регенерированных (с участием соленосного материала) железных руд характерно широкое развитие хлорного метасоматоза и скаполит-альбитового скарнирования (Крутов, 1970, Павлов, 1964; Сердюченко, 1969). Вне соленосных полей регенерационное рудообразование часто связано с сиенитовым или граносиенитовым магматизмом. Интрузии ассимиляционно (с плавлением и образованием "рудной магмы") или пневмато-гидротермально переотлагают железо из метаосадочных пластовых тел нижнего (докембрийского) структурного яруса в фанерозойские породы верхнего яруса, где образуются уже типичные контакт-метасоматические месторождения (Сибирь, Урал, США и др.)

Биогенные (бактериальные) и сульфатредуцированные сульфиды железа и цветных металлов часто сопряжены с конкрециями, прослоями и линзами фосфатов, родохрозита или сидерита в метаосадочных углеродистых (графитистых) "черных" сланцах. В условиях складчатости, трещинно-разрывных нарушений и воздействия палингенных интрузий или подводных (спилитовых) лав эти образования частично плавятся, перекристаллизуются, переходят в бикарбонатные, хлоридные, металлоорганические растворы и взвеси, перемещаются вдоль слоистости, в трещины и замки складок, формируя более богатые эпигенетические гнездовые, жильные и штокерковые месторождения. Изотопный состав серы и углерода подтверждают их метаосадочный (органогенный в частности) источник, явно оставляя на долю "магмы" роль переносчика и концентратора осадочного рудного материала (Швеция, Финляндия, Кавказ, Зап. Африка и др.)

Многие "карбонатитоподобные" (Сердюченко, 1963, 1964, 1967) месторождения представляют собой бывшие осадочные

карбонатные пласты. В областях складчатых, разрывных нарушений и палингенеза они подверглись будинаку, гидротермальной обработке, пластическим деформациям и переплавлению. Местами эти процессы сопровождались внутрикоровыми гранитными интрузиями и активизировались внедрением по глубинным разломам верхнемантийных базитов и ультрабазитов, эманаций и гидротерм. Они вызвали мобилизацию сопряженных с карбонатами фосфатов (фосфориты - апатиты) и с помощью галогидно-углекислых гидротерм обогащали метасадочные "карбонатиты" редкими элементами, извлеченными из окружающих метаморфических толщ (Восточная Африка, Тиман, Чадобец и Алдан в Сибири и др.)

В единой системе глубинных разломов и рифтовых зон, служащих путями продвижения к поверхности выплавки из мантийного материала, карбонатиты отсутствуют на огромных пространствах дна Индийского океана, где нет осадочных карбонатных отложений. Вместе с тем они широко развиты вдоль восточно-африканских разломов, где карбонатные осадочные породы развиты и вовлечены в динамо-термальную переработку.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Стр.

В.А.Пирогов. Региональные поля тектонических напряжений с позиций волновой геодинамики	8
А.Э.Коников. О возможном влиянии изменений кривизны поверхности Земли на особенности строения земной коры	5
В.Е.Кудрявцев. О некоторых явлениях, сопровождающих радиальные поднятия консолидированных блоков земной коры	6
А.И.Петров. Концентрически-зональные структуры, как гипоцентры древних землетрясений	9
В.С.Милеев. Геодинамические условия формирования складчатостей продольного горизонтального и вертикального расплющивания	12
Г.С.Гусев. Кинематические типы складок продольного изгиба и их распространение на примере мезозойд Верхояно-Чукотской области	14
Ю.В.Миллер. О закономерном изменении поля напряжений в ходе структурной эволюции регионально метаморфизованных комплексов	16
С.С.Шульц (мл.) Скучивание аляхтонных тектонических пластин над зонами всасывания и его роль в формировании складчатых поясов континентов	18
А.В.Лукьянов. К вопросу о динамике и энергетике образования тектонических покровов	21
В.С.Буртман. Динамика процесса шарьирования (гравитационные и инерционные силы)	23
В.Г.Трифонов. Соотношения разрывных и складчатых элементов в новейшей структуре юга СССР	26

Б.Г.Кореньков. Условия формирования складчато-разрывных структур Атасу-Моинтинского антиклинория Центрального Казахстана	28
Г.Г.Ге. О связи региональных разломов этапа мазозойской активизации в Восточном Забайкалье с ротационным режимом Земли	30
А.Э.Конигов. О соотношении продольных и поперечных разрывных нарушений в структурах южного обрамления Сибирской платформы	33
С.И.Шерман. Количественные параметры и динамика развития разломов Байкальской рифтовой зоны	34
Д.И.Мусатов, Ю.М.Мальцев. Динамика глубинных разломов и континентальных рифтов на примере Средней Сибири	38
О.П.Аполеский. О симметрии размещения некоторых структурных элементов Евразии	40
А.А.Мехвилк, Г.А.Мурзина. Распределение тектонических напряжений в земной коре севера Евразии	48
Ф.И.Хатъянов. Девонские микрограбени, авлакоген-рифты и палеодинамика земной коры востока Русской плиты	45
Ф.И.Хатъянов. Динамика тектогенеза и вероятный механизм образования антиклинальных складок кизилбулатовско-саратовского типа Западного Предуралья	48
Е.Д.Сулиди-Кондратьев, В.В.Козлов. Геодинамическая эволюция Северо-Западной Африки	50
В.В.Козлов, Е.Д.Сулиди-Кондратьев. Тектонические деформации в перигеосинклинальных областях на примере Северной Африки и Аравии	53

А.В.Лукиянов, И.Г.Щерба. Отражение неоднородностей герцинского поля напряжений Северного Прибалхашья в его тектонике	56
А.А.Меквилк. Деформация пород в Ленно-Анабарском прогибе около Оленекского сдвига	58
С.С.Шульц (мл.) Структуры вращения в фундаменте Южного Приаралья	60
Г.В.Цинцадзе. Механическая энергия формирования складки Зыряновского рудного поля	62
Г.В.Тохтуев, Е.Г.Тохтуев. О направлении тектонических сил и ориентировке осей главных напряжений при формировании структуры Кривого Рога	63
А.Я.Радзивилл, А.И.Чередниченко, Т.А.Знаменская. Тектонофизические условия образования некоторых конусовидных текстур	65
В.С.Голубев, В.Н.Шарапов. Основные типы задач теплопереноса при описании динамики рудообразования в предельных моделях эндогенных систем	68
Э.Н.Едисеев, К.О.Кратц. Проблемы динамики магматических систем	70
А.А.Кузнецов. К проблеме общей динамики магматического процесса	73
В.К.Денисенко. Об взрывливой природе гранитоидных массивов в консолидированных блоках земной коры	76
Э.А.Ланда. Динамические факторы образования комплексов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов	76
В.М.Немцович. Механизм формирования интрузий в связи с характером деформаций вмещающих толщ	81

В.М.Немцович. Проблема серпентинизации и динамика тектонических давлений	83
Г.М.Белязев. К динамике процессов регис-нального метаморфизма	84
А.Г.Давыдченко. Динамика миграции вещества при метаморфизме и ультраметаморфизме	87
В.В.Реввердатто, Р.И.Слободской. Особенности контактового метаморфизма в условиях стресса	91
И.А.Хайретдинов, В.С.Авзянов, С.Г.Фаттахудинов. К закономерному изменению форм залегания в условиях литостатического нагружения	93
Н.В.Евзикова. Дивергенция в образовании минеральных видов	95
Б.М.Шмакин. Кристаллизационное давление как фактор формирования структур и текстур горных пород	98
В.Н.Анфилогов. К динамике роста метакристаллов	101
В.С.Авзянов, И.А.Хайретдинов, С.Г.Фаттахудинов. О некоторых особенностях возникновения и распределения минеральных стяжений	104
И.А.Хайретдинов, В.С.Авзянов, Г.И.Беликова. К геохимическим аспектам геодинамических явлений	106
Д.В.Воронин, И.С.Гольдберг. Значение фильтрационных электрических полей в образовании самородных элементов	109
А.Н.Мельгунов. Энергетическая интерпретация площадного распределения химических элементов	111
В.А.Напарта. К вопросу об энергетическом состоянии рудных зон	114

Л.И.Четвериков. К вопросу о механизме рудообразования	115
В.К.Денисенко. Динамика формирования рудо- выщаживающих структур в связи с магматическими всплозьями	118
М.А.Осипов. Тектогенез и рудообразование в связи с термическим сокращением объема ин- трузивов гранитоидов	121
Д.П.Сердюченко. Внутрикоровое преобразова- ние и перемещение рудного вещества метасадоч- ных толщ	128

И-38350 Подп. к печати 29/IX-72г. Печ.л. 0,25 уч.-изд.л. 6,5
 Тираж 600 экз. Бесплатно Заказ 1692
 Тип.ИГД им.А.А.Скочинского

36κ.

434