

УДК 551.24.035

ЗАКОНОМЕРНОСТЬ СМЕНЫ СТРУКТУРНЫХ ПЛАНОВ В СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ

©2006 Ю.И. Тверитинов, Т.Ю. Тверитинова

*Московский государственный университет, геологический факультет, Москва, 119234, МГУ
e-mail: tvertat@newmail.ru*

На основе пространственно-статистического анализа данных по элементам залегания складчатых структур, выполненного для регионов Дальнего Востока, Байкальской горной области, Горного Алтая, Памира и Южного Тянь-Шаня в период с 1960 по 2000 гг., а также обобщения литературных данных по другим регионам мира, авторами была установлена ранее неизвестная закономерность смены структурных планов в складчатых областях, взаимосвязанная с тектоническими перестройками на глобальном уровне. Перестройки предопределяются изменениями в положении оси вращения Земли и проявляются в складчатых областях тенденцией поворачивания простираний складчатых структур в направлении против часовой стрелки со средней угловой скоростью 0.3° в млн. лет.

СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Вопросам анализа причин закономерных структурных рисунков Земли посвящена обширная литература (Воронов, 1993; Долицкий, 1969, 1978, 1985, 2000; Стовас, 1968; Тверитинов, 1980, 1981; Тверитинов, Тверитинова, 2004; Тяпкин, 1974, 1996; Хаин, 1969, 1978, 1994; Tveritinov, Tveritina, 2005).

Смена структурных планов и, как следствие, резкая дисконформность структуры земной коры на различных геометрических и глубинных уровнях — одно из наиболее выразительных проявлений процесса тектонических перестроек, происходящих в коре в ходе ее структурно-вещественной эволюции. Представления о том, как и под влиянием каких сил совершается этот процесс, относятся к числу остродискуссионных.

Известно, что при большом разнообразии и изменчивости простираний складчатых структур существует их подчиненность некоторым генеральным направлениям (Белоусов, 1989; Воронов, 1968, 1993; Каттерфельд, 1962; Каттерфельд, Чарушин, 1970; Стовас, 1968; Хаин, 1978, 1994 и др.). Признается, что формирование структур происходит неравномерно во времени и пространстве. На одних этапах тектонические области развиваются с унаследованностью структурного плана (при этом синхронно могут формироваться структуры нескольких простираний), на других — в них с течением времени совершается смена плана деформаций, и возникают складчатости то

одного, то другого главенствующих простираний. При этом остается неясным, какова природа отмеченной неравномерности развития и подчинена ли она строгим закономерностям.

Одни исследователи связывают перестройки с процессами, происходящими в глубинных сферах Земли; другие — с влиянием внешних, космогенных, сил. Обосновывается существование регматической сети и системы «критических» параллелей и меридианов, предопределяющих морфометрию Земли. С другой стороны, доказываются дрейф континентов, при котором ненарушенность регматической сети трудно объяснить.

Для объяснения смены планов деформаций многие исследователи привлекают механизм вращения поля напряжений, действующий на глобальном уровне. Представления о движущих силах этого процесса неоднозначны.

В.И. Попов и О.А. Рыжов (1955), установив факты вращения разновозрастных структур на территории Казахстана и Средней Азии, увидели в этом явлении общую закономерность и попытались объяснить ее действием гравитационно-инерционного поля Земли.

С.Н. Бубнов (1960) описал явление постепенного «поворачивания» главных осей морей (и трансгрессий) в Европе в направлении против часовой стрелки, которое было объяснено им соответствующим вращением эллипсоида напряжений Земли. По С.Н. Бубнову, в каждом тектоническом цикле ориентировка трансгрессий (и,

следовательно, поле напряжений), изменяясь, совершает полный оборот в направлении против часовой стрелки. В конце каждого цикла, когда главная ось морей лежит в направлении с востока на запад, происходит наиболее интенсивная фаза горообразования, заканчивающая этот цикл. Сделана попытка обосновать представление об ускорении темпа тектонических процессов (древнепалеозойский цикл – 185 млн. лет, новопалеозойский – 115, древнемезозойский – 85, новомезозойский – 65, древнетретичный – 35).

Б.Л. Личков (1965) в качестве ведущей причины тектонических деформаций и их закономерной ориентированности предполагает неравномерность вращения Земли (при допущении фиксированного положения земной оси).

А.В. Долицкий и И.А. Кийко (1963), А.В. Долицкий (1969, 1978, 1985), основываясь на статистическом анализе простираний подвижных поясов Земли, пришли к выводу, что тектонические перестройки обусловлены изменениями в положении оси вращения Земли. За 1200 млн. лет полюс совершает полный цикл движения по траектории, представляющей четырехлопастную фигуру.

С.Дж. Фрит (Freeth, 1978 1979) связывает смену планов деформаций с вращательными и поступательными движениями литосферных плит. Следуя концепции мембранной тектоники Туркотта и Оксбурга, он пытается объяснить деформации Африканской плиты напряжениями, вызванными ее постюрским дрейфом. Согласно С.Дж. Фриту, в интервал времени 120–40 млн. лет африканская плита вращалась в направлении против часовой стрелки и одновременно неравномерно перемещалась к северу.

О’Дрисколл (O’Driscoll, 1980) объединяет подвижные пояса Земли в две спиральные системы. Система Тетиса (основная) ориентирована на ЗСЗ, система Лавразии (второстепенная) – на ВСВ. Системы ССЗ и ССВ простирания являются производными двух первых. Последние сосуществуют и развиваются в течение всей геологической истории земного шара. Расположение спиралей связывается с морфологией магнитного поля Земли – на основании структурного сходства спирали Тетиса с полярными графиками блуждания магнитного полюса. Двойная спиральная система структур Земли рассматривается как одна из форм проявления фундаментального свойства Вселенной. Делается попытка выявления кинематических зависимостей между указанными системами. По О’Дрисколлу, система Тетиса характеризуется левосторонними перемещениями по разломам в направлении ЗСЗ, Лавразии – правосторонними движениями на ВСВ. При этом допускается дрейф континентов и связь тектонических преобразований с расширением Земли.

Дэвид Нив и Джон К. Холл (Neev, Hall, 1982) также описали глобальные спиральные системы глубинных разломов, замыкающиеся, в одном случае, вдоль Альпийско-Гималайского орогенетического пояса (сходящиеся против часовой стрелки), в другом – в северном полярном районе (схождение по часовой стрелке). Аналогичные системы выявляются в структурах Марса, где северная приполярная спираль закручена по часовой стрелке, а южная – против. Авторы исключают возможность возникновения этих систем в результате случайного совпадения разновозрастных структур. Их генезис трактуется с позиций «тектоники плит». Вместе с тем предполагается, что они сформировались («впечатаны» в земную кору) еще в архее, будучи связаны с регматической структурой сдвига коры.

Нет сомнения в том, что вращение поля напряжений, обусловленное ротацией, изменениями в положении оси вращения Земли, сопутствующими перемещениями вещества в ее глубинных сферах и на близповерхностных уровнях, либо всем этим вместе взятым, наилучшим образом объясняет как смену планов деформаций, так и тектонические перестройки вообще. Но известные воззрения по этому вопросу во многих случаях противоречивы и, по-существу, не выходят из ранга альтернативных гипотез.

Решение проблемы тормозится недостаточной разработанностью некоторых основополагающих положений теории тектогенеза. Прежде всего, это касается происхождения складчатости, особенно складчатости общего смятия. Теоретически и экспериментально установлено, что последняя формируется под действием тангенциальных напряжений, ориентированных поперечной к складчатым поясам. Ее отличительные особенности – непрерывность, линейность, выдержанность простирания, подобный тип складок, горизонтальная ориентированность и однонаправленность движений горных масс и др. (Белоусов, 1989; Вихерт, 1983; Шульц, 1979 и др.) в определенной степени раскрывают кинематические условия деформаций. Но предполагаются и иные механизмы образования складчатости. Нет ясности в представлениях об источниках сил, возбуждающих тангенциальные напряжения. Возникают ли они внутри геосинклинальных систем – за счет энергетических ресурсов осадочных толщ, в связи с гравитационными процессами в верхних горизонтах коры и т.д. (Ажгирей, 1968; Бронгулеев, 1968; Гончаров, 1979; Ермаков и др., 1975; Захаров, 1976), или продуцируются конвекционными течениями в мантии и сопутствующими перемещениями литосферных плит (Зоненшайн и др., 1976; Новая..., 1974; Freeth, 1979 и др.), или источник сил – внешний (Камалет-

динов и др., 1981; Одесский, 1972). Таким образом, нельзя не согласиться с суждением В.Е. Хайна (1978), что складки общего сжатия – «наиболее важный и вместе с тем обладающий наименее ясным происхождением тип складчатости вообще» (с. 363).

Трудности расшифровки явления перестроек усугубляет невозможность их непосредственного наблюдения и воспроизведения экспериментом; представления об этом базируются на ретроспективном анализе структуры земной коры и на тех или иных теоретических расчетах. Методика такого анализа несовершенна.

Общей причиной отмеченного состояния проблемы является необыкновенная сложность исследуемого явления. Верхние уровни земной коры представляют сферу максимальных градиентов термо-динамических условий и релаксации напряжений, возбуждаемых эндогенными и космогенными силами. Совместное действие этих сил, соотношения и проявление которых меняются во времени и пространстве, создает бесконечное разнообразие типов тектонических структур. На этом фоне наиболее общие закономерности формирования земной коры проявляются чаще не явно, а в виде некоторых **тенденций**, и для их обнаружения требуется применение методов статистики. Последнее осуществлено нами при анализе складчатых структур ряда регионов Азии (Средняя Азия, Алтай, Байкальская область, Дальний Восток).

В итоге установлено, что в изученных областях смена структурных планов происходит путем их поворачивания в направлении против часовой стрелки со средней угловой скоростью 0.3° в млн. лет.

Типично перестройки проявляются в полициклических областях мозаичного строения в структурах с режимом дифференциальных преимущественно восходящих движений большой амплитуды. На уровне мегаструктур механизм перестроек действует скрыто, в структурах низшего ранга фиксируются его последовательные стадии. Процесс перестроек коррелируется с аналогичным вращением палеомеридианов и генетически связан с изменениями в положении оси вращения Земли, вызывающими нарушение ее ротационного режима. Обнаруживается причинно-следственная связь между вращением поля напряжений и тектонической циклическостью. Таким образом, раскрывается сущность явления тектонических перестроек как фактора геологической эволюции земной коры.

ФАКТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Установленная закономерность основывается на комплексном изучении строения и истории развития складчатых областей. Выполнен прост-

ранственно-статистический анализ складчатых структур по методике, разработанной одним из авторов (Тверитинов, 1971, 1974, 1981). Обработано около 30 тыс. замеров элементов залегания складок, составлено более 5 тыс. диаграмм.

В качестве фактографической основы используются материалы государственных геологических съемок масштаба 1:200 000. В некоторых отношениях они несовершенны. Но лучшей равнопредставительной (имеющейся на всю изученную площадь) геологической основы нет, а возможные погрешности карт, в связи с массовостью информации и применением статистических методов ее обработки, нивелируются и не оказывают заметного влияния на конечные результаты.

Анализ складчатых структур осуществляется путем последовательного перехода от частного к общему. Вначале на геологических картах выделяются наименьшие по площади относительно однородные участки геологической структуры, в границах которых с помощью равноплощадной сетки Шмидта производится статистическая обработка замеров складчатости с получением ее средних параметров (азимуты простирания, азимуты и углы падения крыльев, направление наклона осевых поверхностей). Этим достигается отбраковка нехарактерных элементов структуры и генерализация данных. На следующей стадии производится районирование площадей по формальному признаку – ориентированности складчатых структур. По-преимуществу, складчатость проявляется дискретно, будучи подчинена ортогональным и диагональным направлениям. Поэтому обычно не возникает затруднения при оконтуривании разноориентированных структур. Вместе с тем на отдельных площадях переходы от одного направления к другому постепенны и разделять складчатые системы удается с известной долей условности.

Границы площадей с разными параметрами складчатости чаще совпадают с естественными геологическими границами (разломы, стратиграфические разделы, интрузии и др.). При этом разноориентированность является достаточно надежным признаком разновременности складчатых деформаций. Иногда смена простираний происходит в пределах толщ одного возраста. В этих случаях изменчивость ориентировок складчатости может быть следствием фрагментарной соподчиненности толщ конфигурации жесткого основания (тогда трудно говорить о разновозрастности деформаций). Однако следует допускать, что частью структурные несогласия внутри толщ просто не зафиксированы, и различные флексуры и дуги на картах представляют продукт необоснованной интерполяции данных. Критерием разновозрастности складчатости в таких

случаях может служить противоположное направление осевых поверхностей.

Статистический анализ данных в выделенных разноранговых таксонах осуществляется дифференцированно: вначале в границах отдельных площадей (блоков, зон), затем — по их группам или парагенетическим сообществам; в том и другом случаях определяются параметры складчатых структур в целом и отдельно по стратиграфическим ярусам.

Возрастные соотношения разноплановых тектонических структур устанавливаются на основе анализа всей совокупности имеющихся геологических материалов, дополненных данными пространственно-статистического анализа. Последние создают возможности для подхода к решению вопроса с числом и мерой. В частности, благодаря статистическому анализу удается выявлять скрытые угловые и азимутальные несогласия между толщами, доказывающие разновременность деформаций; в свою очередь, устанавливаемое полное совпадение параметров складчатости в разновозрастных толщах дает основание для вывода об их смятии в одну тектоническую эпоху.

Итоговые данные интегрируются на сводных диаграммах складчатости и тектонического развития, имеющих значение унифицированных. С их помощью осуществляется возрастная корреляция эпох складчатости и плутонического магматизма и уточняется возраст консолидации конкретных структур.

Кроме того, в структурах с разной ориентировкой складчатости выполняется дифференцированный анализ распределения деформаций по гипсометрическим уровням и структурным (стратиграфическим) этажам.

Проиллюстрируем результаты исследований материалами по складчатым структурам юга Восточно-Азиатской части бывшего СССР.

На этой территории тектонические деформации связывают то с механическим воздействием платформ, при котором в подвижных поясах возникают характерные парагенезы закономерно ориентированных складчатых и разрывных структур (Арсентьев, Хренов, 1976; Воронов, 1968, 1993; Замараев, 1967; Иванов, 1984; Никольский, 1975; Флоренсов, 1978), то перемещениями подкоровых масс из эвгеосинклинальных прогибов в стороны консолидированных блоков; распределение структур интерпретируется при этом по аналогии с рисунком распространения и интерференции волн в модели на жидких средах (Гладков, 1976); то с унаследованием мегатрещиноватости или регматической сети (Буряк, Левицкий, 1977; Егоров, 1976; Левицкий, 1974, 1976; Очиров, 1976; Тектонические ..., 1978); то с влиянием догеосинклинального фундамента, обуславливающего виргацию складчатых сооруже-

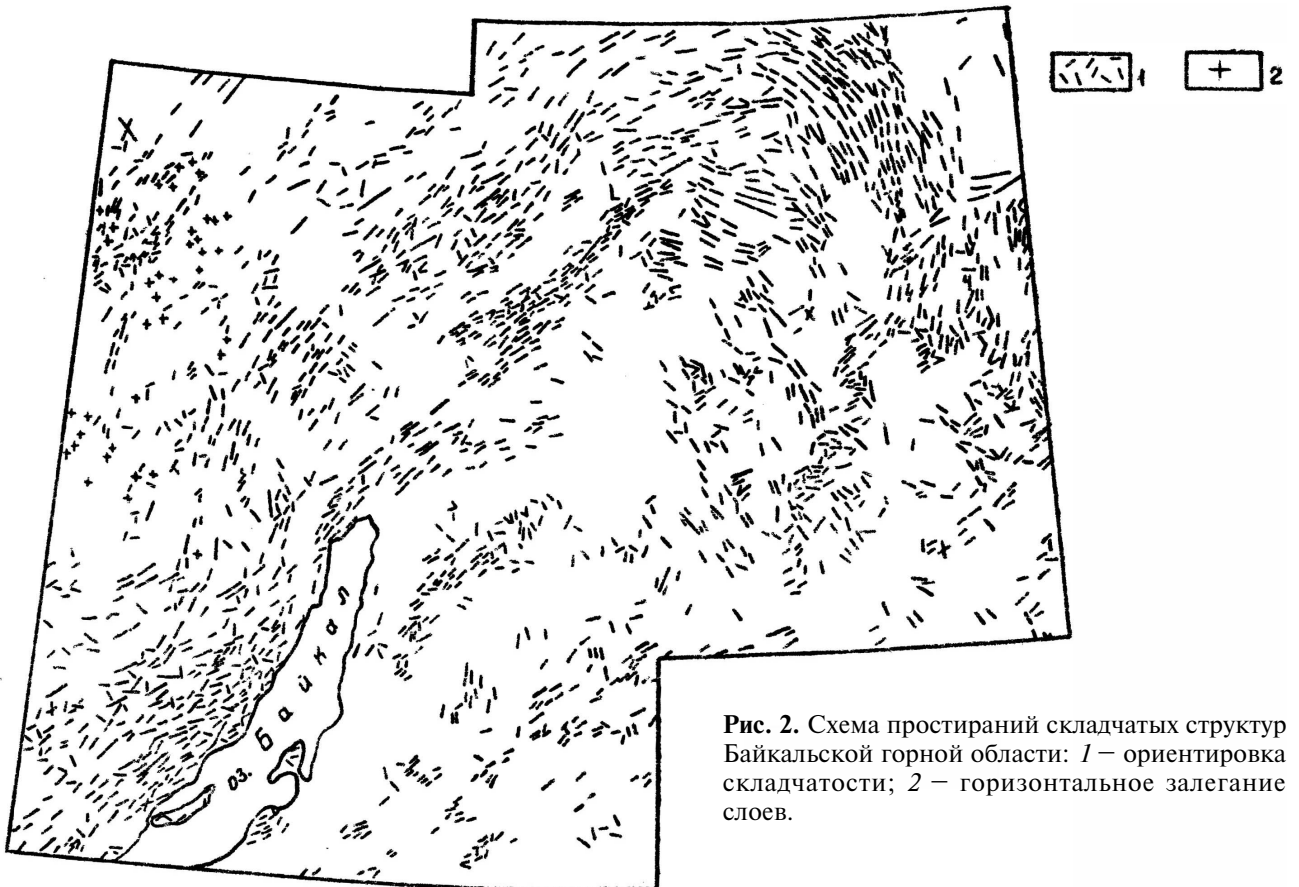
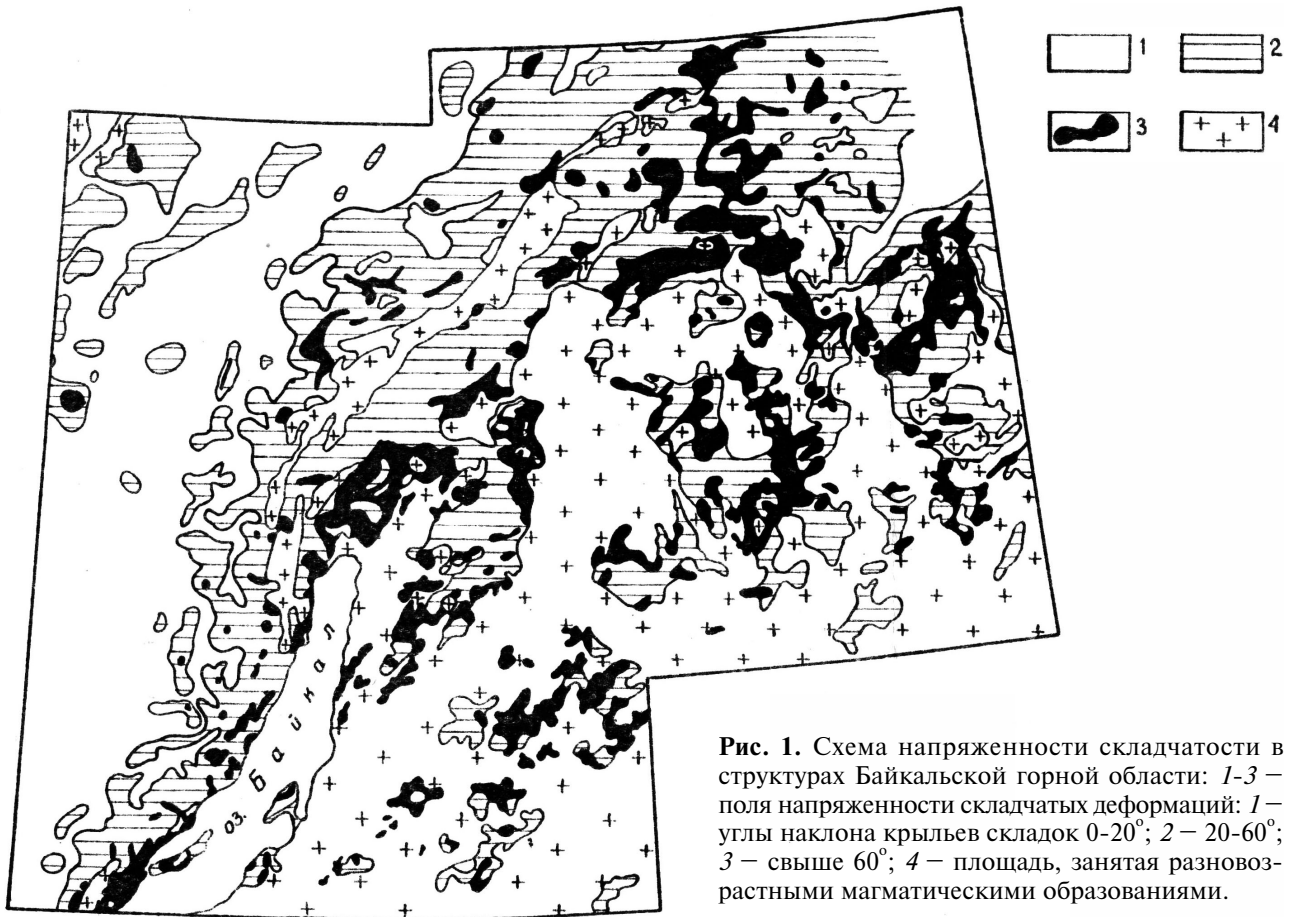
ний вокруг жестких блоков (Алтухов, 1976, 1980), то, наконец, с рифтогенезом и движениями литосферных плит (Зоненшайн и др., 1973; Шерман, Леви, 1978). По мнению Л.И. Салопа (1967), кратоны в геосинклинальном тектогенезе играют пассивную роль: нет никаких признаков, которые указывали бы на существенное сокращение пространства в результате складчатости. Делается вывод, что складкообразующие напряжения возникают в пределах самих подвижных зон — в связи с вертикальными движениями коры, которые в определенных условиях трансформируются в горизонтальное сжатие.

Отмеченные альтернативные концепции основываются на тех или иных допущениях, которые трудно однозначно доказать или опровергнуть, и поэтому равноправно сосуществуют. При рассмотрении геодинамических условий формирования складчатых структур все концепции исходят из признания только эндогенных факторов тектогенеза, возможная структурообразующая роль внешних, космогенных, сил не предлагается. В ряде работ освещаются вопросы геологической эволюции (цикличности — направленности развития) складчатых областей и обращается внимание на сопутствующие тектонические перестройки, в том числе сопряженные с перестройками на глобальном уровне. Но при этом сущность взаимосвязи явлений не раскрывается, и остается невыясненным, в какой степени детерминирован тот или другой тектонический процесс.

На территории Восточной Сибири пространственно-статистический анализ выявляет весьма сложную картину складчатых деформаций (рис. 1, 2, 3). Характерно мозаичное строение и перекрестное расположение структур. Параметры складчатости (рис. 4, 5 и табл. 1, 2, 3) обладают значительной дисперсией. В то же время распределение эпицентральных точек (рис. 6, 7) оказывается упорядоченным: складчатые структуры отчетливо подчинены двум взаимноперпендикулярным простираниям: северо-восточному ($45-65^\circ$) и северо-западному ($315-335^\circ$). Ортогональные направления имеют резко подчиненное значение.

Признаки «долгоживучести» структур диагональных простираний наводят на мысль об унаследованности их развития и соподчиненности регматической сети. Однако рассмотрим более конкретные особенности строения и расположения разноориентированных структур и попытаемся определить их пространственно-временные соотношения.

В СВ плане на широких площадях деформированы структурно-вещественные комплексы докембрия и фанерозоя, при этом в одних случаях осевые поверхности складок имеют ЮВ падение, в других — СЗ.



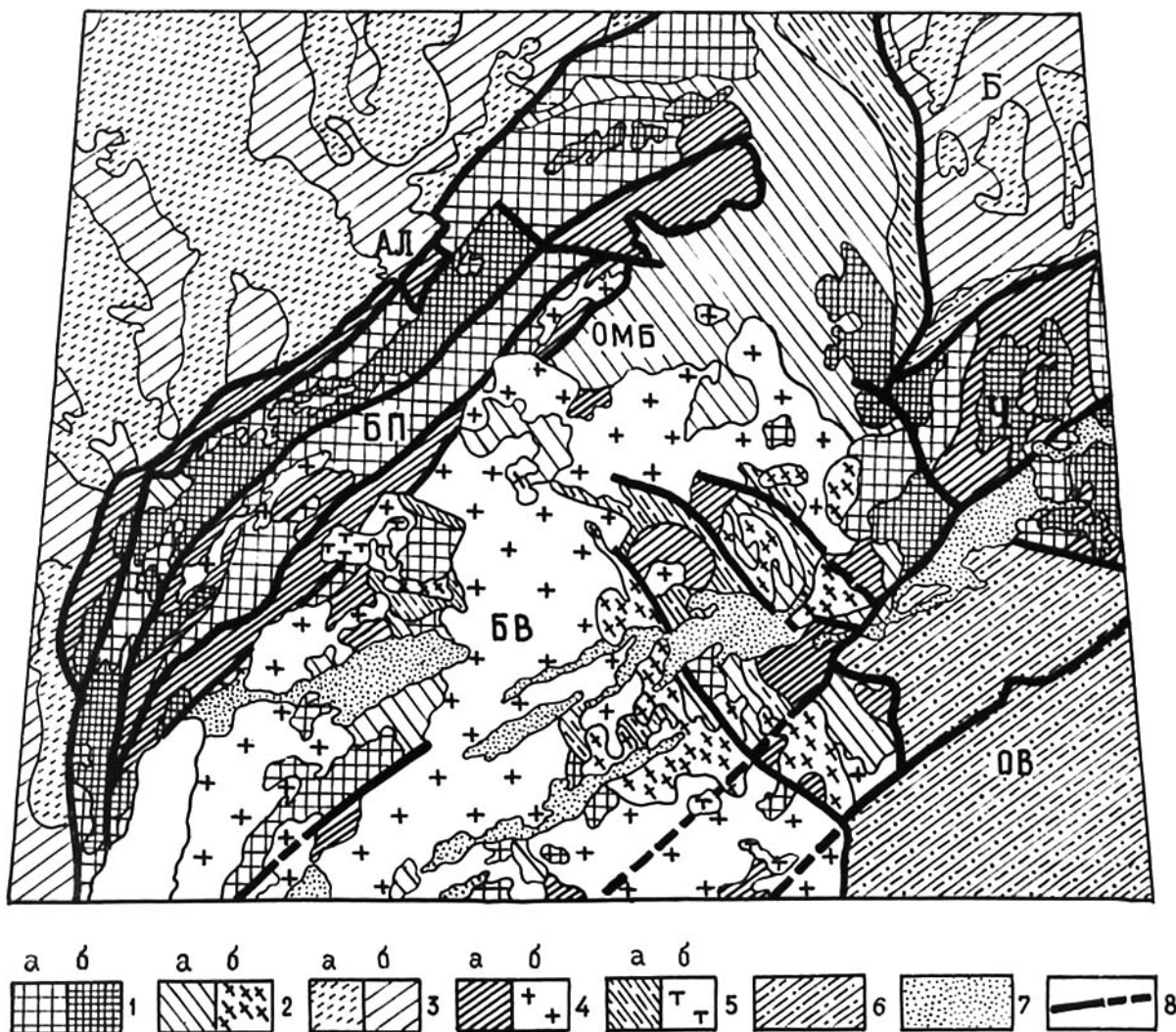


Рис. 3. Схема тектонического районирования Байкальской складчатой области: 1-7 – области разного возраста консолидации и тектоно-магматической активизации (ТМА) (а – складчатые комплексы, б – нескладчатые плутонические): 1 – карелиды; 2 – байкалиды; 3 – эпибайкальская платформа (а – отрицательное поле ΔT_a ; б – положительное); 4 – каледониды и зоны раннепалеозойской ТМА; 5 – зоны позднепалеозойской ТМА; 6 – зоны мезозойской ТМА; 7 – кайнозойские рифтогенные впадины; 8 – региональные разломы. Тектонические структуры: БП – Байкало-Патомский (Чуйско-Тоновский) антиклинорий; АЛ – Ангаро-Ленский краевой прогиб; ОМБ – Олоkitско-Мамско-Бодайбинский синклинорий; Б – Березовский прогиб; БВ – Баргузино-Витимский массив; Ч – Чарский массив; ОВ – Олекмо-Витимская складчатая область.

Складчатость с ЮВ падением осевой поверхности представлена в Чуйско-Тоновском антиклинории (Иванов, 1981), в юго-западной оконечности Чарского выступа, в отдельных небольших по размерам блоках (срединных массивах), вкрапленных в мозаичную структуру Байкальской горной области и Забайкалья. Их слагают метаморфические комплексы архея – нижнего протерозоя, частью метаосадочные образования проблематичного более позднего возраста (Гладков и др., 1983; Кориковский, Федоровский, 1980, 1983; Перевалов и др., 1983).

В целом это субпараллельные линейные системы, внутреннее строение которых конформно их общему расположению. В упомянутых

блоках складки торцово сопрягаются со складчатостью структур обрамления, но с выдержанным простиранием прослеживаются в других блоках, как бы продолжающих друг друга. Местами складчатые системы плавно изгибаются и приобретают то близширотную, то близмеридиональную ориентировку (с Ю и В падением осевых поверхностей). Такие отклонения от генерального простирания связаны, в одних случаях, с ундуляцией шарниров и периклинальным замыканием антиклинорийных структур, в других – с флексурами. По-видимому, иногда дугообразная форма структур является следствием непрерывно-последовательного перемещения «фронта» складкообразования, происходившего под влиянием

ЗАКОНОМЕРНОСТЬ СМЕНЫ СТРУКТУРНЫХ ПЛАНОВ В СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ

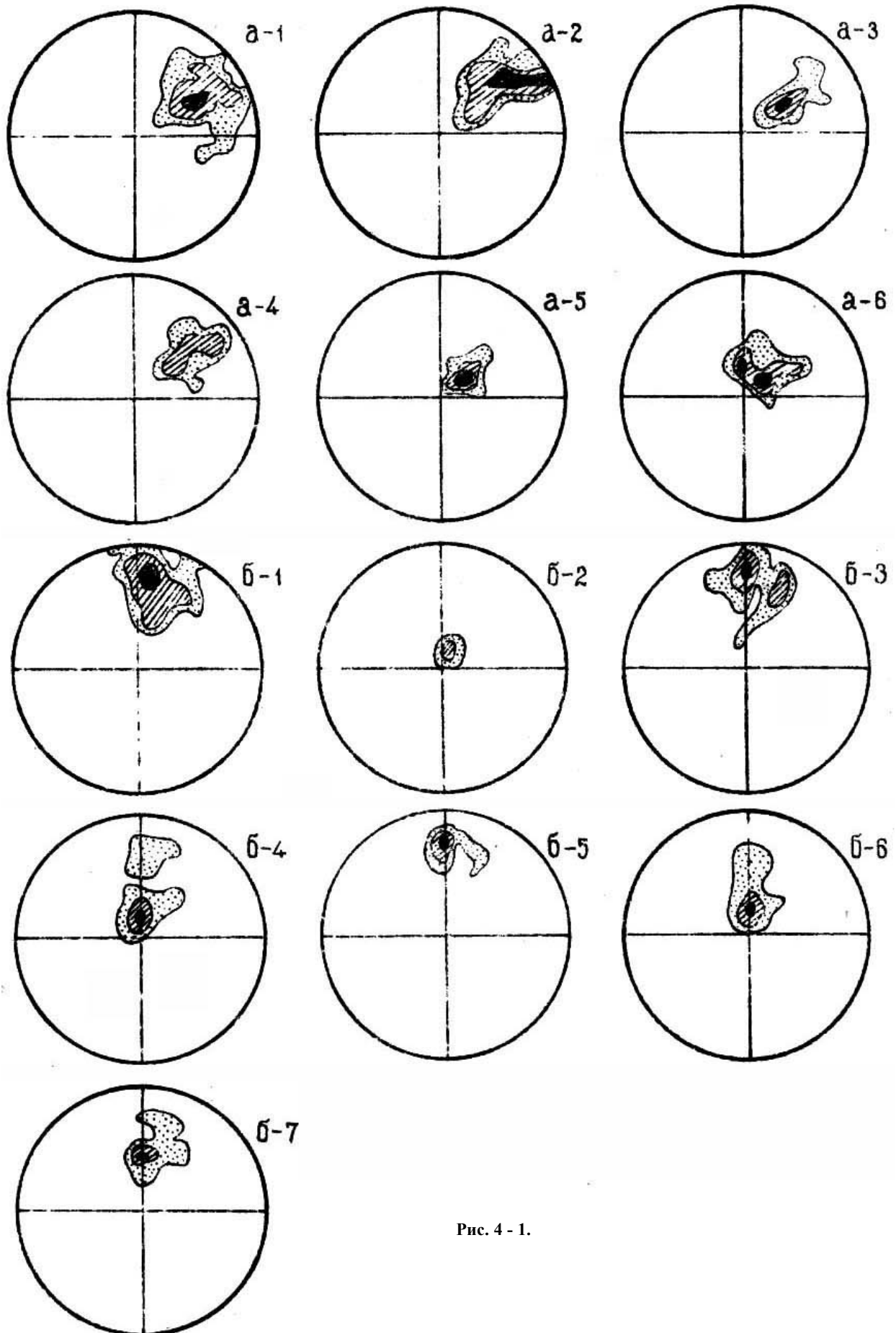


Рис. 4 - 1.

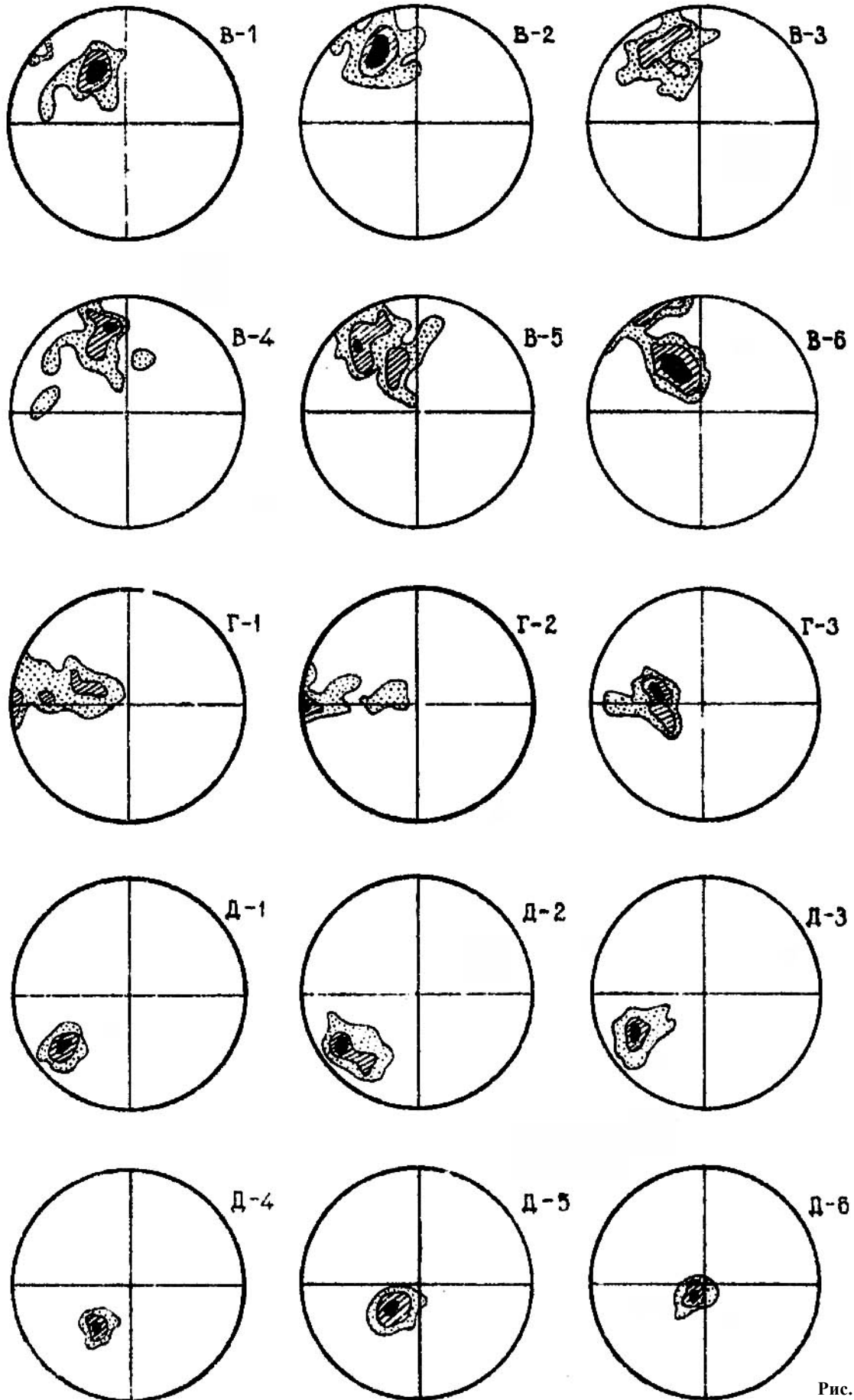


Рис. 4 - 2.

ЗАКОНОМЕРНОСТЬ СМЕНЫ СТРУКТУРНЫХ ПЛАНОВ В СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ

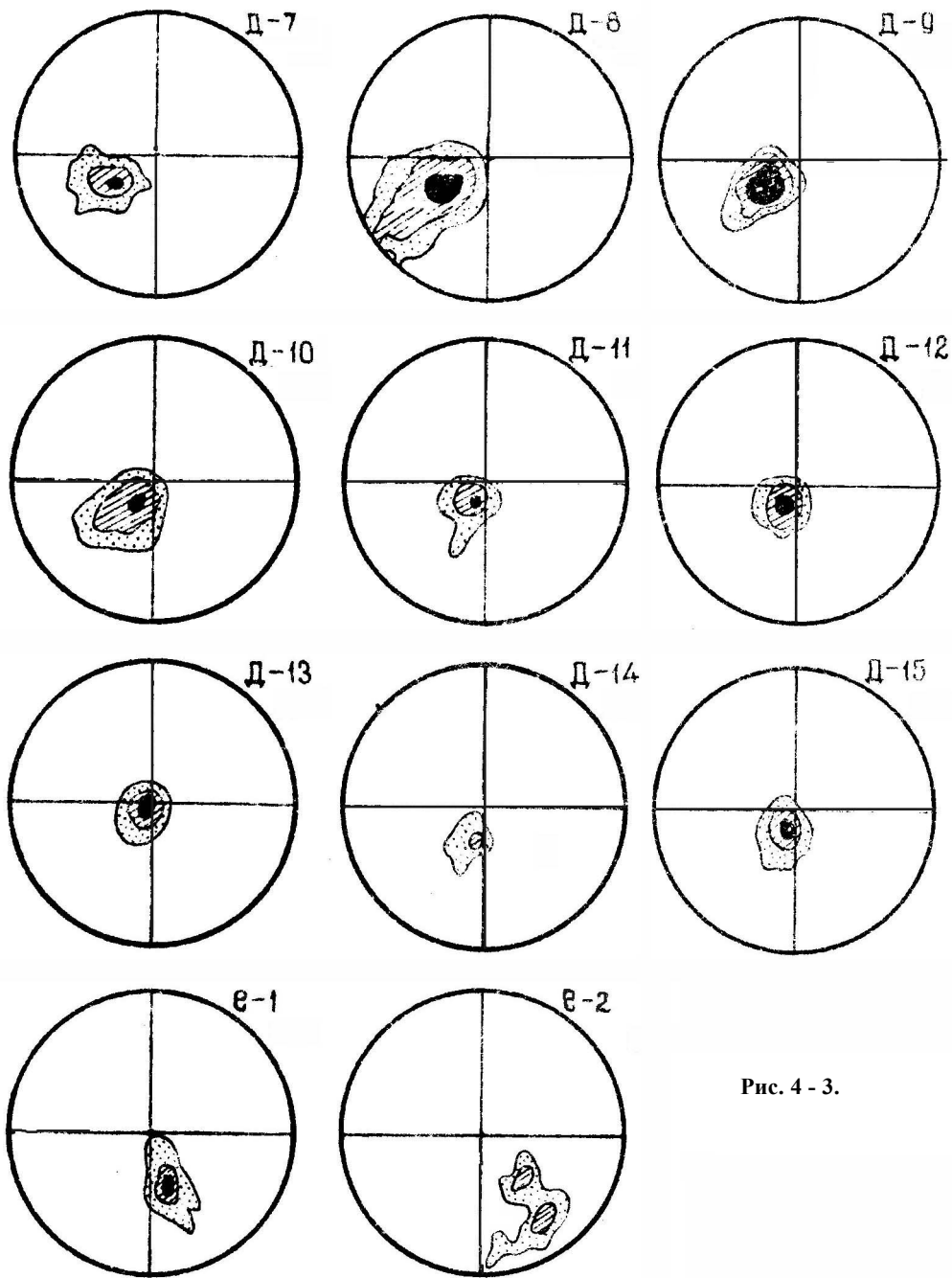


Рис. 4-3.

Рис. 4. Диаграммы складчатости в структурах разного возраста консолидации и ТМА: а) карелиды ранние, в т.ч. активизированные в раннем палеозое: 1 – Алдано-Становая зона (AR-PR₁), плотность замеров в %: 3-5-10-12; 2 – Байкало-Витимская зона (AR-PR₁), 2-5-9-16; 3 – то же (PR₃-Є), 6-12-17-21; 4 – Муйский блок (AR-PR₁), 9-17-30; 5 – Чуйско-Патомская зона (PR₁), 7-15-22-30; 6 – то же (R₁-Є), 5-9-14-16; б) карелиды поздние, в т.ч. активизированные в раннем палеозое: 1 – Чарский блок (AR-PR₁), 3-6-11-15; 2 – то же (PR₃), 17-50-75; 3 – Байкало-Витимская зона (AR-PR₁), 4-7-15-18; 4 – то же (PR₃-Є), 4-14-28-38; 5 – Токсимо-Каралонский блок (AR-PR₁), 3-16-24-28; 6 – Нечеро-Жуинский погребенный блок (PR₃-Є), 4-16-33-36; 7 – Аkitканский блок (PR₁-PR₃), 5-15-24-27; в) байкалиды ранние, в т.ч. активизированные в позднем палеозое: 1 – Алдано-Становая зона (AR-PR₁), 4-7-9-11; 2 – Байкало-Витимская зона (PR₁), 3-6-10-14; 3 – то же (PR₃), 3-7-11; 4 – Баргузино-Витимский (Котерский) синклиниорий (PR₃), 4-7-9; 5 – Средне-Витимская горная страна (PR₃), 3-6-10-14; 6 – Жуинская впадина (PR₃), 4-8-13-18; г) байкалиды поздние: 1 – Чуйско-Патомская зона (PR₃-V), 2-7-10-12; 2 – Бодайбинский синклиниорий (PR₃-V), 5-8-10-13; 3 – Патомский краевой прогиб (PR₃), 5-10-15-18; д) каледониды и зоны раннепалеозойской ТМА: 1 – Алдано-Становая и Байкало-Витимская зоны (AR-PR₁), 7-14-21-23; 2 – то же (PR₃), 5-10-12-15; 3 – то же (Є), 6-12-15-16; 4 – Прибайкалье (PR₁), 8-12-17-19; 5 – то же (Є₁), 6-12-20-23; 6 – то же (Є₃), 10-29-49-54; 7 – Чуйско-Патомская (PR₁), 5-15-25-28; 8 – то же (PR₃), 2-5-12-16; 9 – Ангаро-Ленская (PR₃), 4-8-12-14; 10 – то же (Є₁), 2-10-23-26; 11 – то же (Є_{2,3}), 6-23-57-60; 12 – то же (O₁), 6-23-57-66; 13 – Верхоленская (O), 6-24-65-76; 14 – Непская (Є₃), 10-26-32; 15 – то же (O), 5-20-34-43; е) герциниды (зоны позднепалеозойской ТМА): 1 – Жуинская (Є₁-O), 9-18-24-25; 2 – Байкало-Витимская (Є), 6-11-17. Интегральная плотность замеров складчатости: крап – 2.5-5%, вертикальная штриховка – 5-10%, горизонтальная штриховка 10-20%, черная заливка – более 20%.

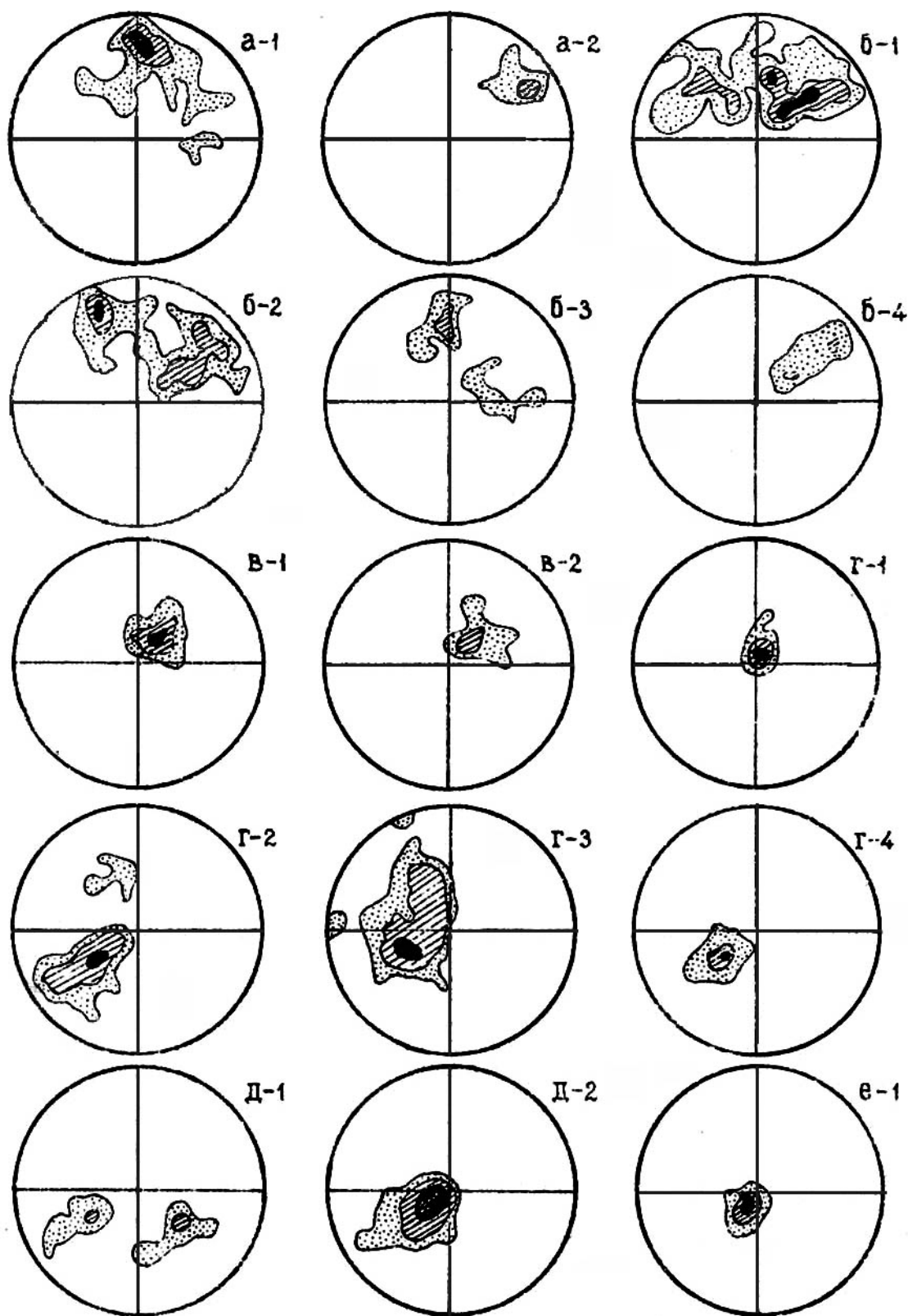


Рис. 5 Диаграммы основных параметров складчатости в разновозрастных толщах: а) архей: 1 – Чарский мегаблок, плотность замеров в %: 3-4-6-7; 2 – Байкало-Витимский мегаблок, 7-14-18; б) нижний протерозой: 1 – Чарский мегаблок, 2-3-5-6; 2 – Байкало-Витимский мегаблок, 2-4-6; 3 – Бодайбинский мегаблок, 4-8-10; 4 – то же, 6-12-13; в) нижний рифей: 1 – Чарский, Байкало-Витимский, Бодайбинский мегаблоки, 4-9-12-13; 2 – Ангаро-Ленская платформа, 6-13-23; г) средний-верхний рифей: 1 – Чарский мегаблок, 6-26-52-58; 2 – Байкало-Витимский мегаблок, 3-5-11-11,4; 3 – Бодайбинский мегаблок, 1-3-6-7; 4 – Ангаро-Ленская платформа, 4-13-19; д) кембрий: 1 – Байкало-Витимский, Бодайбинский мегаблоки, 4-7-9; 2 – Ангаро-Ленская платформа, 2-5-18-31; е) ордовик: 1 – Ангаро-Ленская платформа, 6-27-47-63.

ЗАКОНОМЕРНОСТЬ СМЕНЫ СТРУКТУРНЫХ ПЛАНОВ В СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ

Таблица 1. Основные параметры складчатости в структурах юга Восточной Сибири

Структуры	№ диаграмм	Возраст отложений	Изучено участков	Параметры складчатости (аз.пр., угол пд.)
а) карелиды ранние, в т.ч. активизированные в раннем палеозое:				
Алдано-Становая зона	1	AR-PR ₁	155	60-48
Байкало-Витимская зона	2	AR-PR ₁	86	56-65
	3	PR ₃ -Є	34	58-33
Муйский блок	4	AR-PR ₁	23	61-60, 56-35
Чуйско-Патомская зона	5	PR ₁	27	56-20
	6	R ₁ -Є		51-17, 3-23
б) карелиды поздние, в т.ч. активизированные в раннем палеозое:				
Чарский блок	1	AR-PR ₁	143	8-65
	2	PR ₃	12	16-12
Байкало-Витимская зона	3	AR-PR ₁	54	1-69, 60-65
	4	PR ₃ -Є	56	0-15 (до 50)
Таксимо-Каралонский блок	5	AR-PR ₁	25	0-70
Нечеро-Жуинский блок	6	PR ₃ -Є	49	0-17
Акитканский блок	7	PR ₁ -PR ₃	41	0-40
в) байкалиды ранние, в т.ч. активизированные в позднем палеозое:				
Алдано-Становая зона	1	AR-PR ₁	90	329-44
Байкало-Витимская зона	2	PR ₁	126	335-57
	3	PR ₃	121	346-69, 324-65
Баргузино-Витимский (Котерский) синклиорий	4	PR ₃	53	330-66
Средне-Витимская горная страна	5	PR ₃		320-68, 338-40
Жуинская впадина	6	PR ₃		324-38, 328-90
г) байкалиды поздние:				
Чуйско-Патомская зона	1	PR ₃ -V		270-90, 288-32
Бодайбинский синклиорий	2	PR ₃ -V		270-90, 304-20
Патомский краевой прогиб	3	PR ₃		288-32
д) каледониды и зоны раннепалеозойской ТМА:				
Алдано-Становая и Байкало-Витимская зоны	1	AR-PR ₁		234-63
	2	PR ₃		237-67
	3	Є		244-60
Прибайкалье	4	PR ₃		222-47
	5	Є ₁		231-27
	6	Є ₃		225-11
Чуйско-Патомская	7	PR ₁		233-29
	8	PR ₃		234-30 (от 14 до 70)
Ангаро-Ленская	9	PR ₃		234-25
	10	Є ₁		215-16
	11	Є ₂₋₃		201-14
	12	O ₁		226-14
Верхоленская	13	O		200-189 – 5-6
Непская	14	Є ₃		189-20
	15	O		202-10
е) герциниды (зоны позднепалеозойской ТМА):				
Жуинская		Є ₁ -O		163-33
Байкало-Витимская		Є		144-61, 135-33

Таблица 2. Основные параметры складчатости в разновозрастных толщах юга Восточной Сибири (к рис. 5)

Возраст отложений	Мегаструктуры, представительность, параметры											
	Чарский мегаблок			Байкало-Витимский мегаблок			Бодайбинский мегаблок			Ангаро-Ленская платформа		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
AR	а-1	224	64-57 6-65 337-35	а-2	28	58-66	-	-	-	-	-	-
PR ₁	б-1	238	53-33 16-36 (326-310) -(25-48)	б-2	192	59-38 338-70	б-3	51	61-19 357-50 330-40	-	-	-
R ₁	в-1	92	41-24	в-1	92	41-24	в-1	92	41-24	в-2	31	48-21
R ₂₋₃	г-1	31	49-8	г-2	299	50-34 358-40 316-46 238-66 235-34	г-3	483	336-37 242-32 269-80	г-4	90	238-28
Є	-	-	-	д-1	111	244-37 и 60 173-43 127-34	д-1	111	244-37 и 60 173-43 127-34	д-2	228	231-15 (8-30)
О	-	-								е-1	68	220-11

Примечание. 1 – номера диаграмм; 2 – количество точек; 3 – азимут пр., угол падения.

вращающегося поля напряжений. Наряду с этим, есть примеры дискретных несогласных соотношений структур с СВ и ССВ простиранием складчатости, обнаруживающие существование двух самостоятельных фаз.

Резкий контраст между степенью дислоцированности толщ нижнего протерозоя и рифея (Перевалов и др., 1981; Салоп, 1964) указывает на карельский (балтийский) возраст складкообразования. При этом структуры с СВ простиранием

Таблица 3. Основные параметры складчатости в разновозрастных структурах Дальнего Востока (к рис. 10)

Структуры	№ диаграмм	Возраст отложений	Изученность участков	Параметры (аз.пр., углы пд.)
Каледониды				
Буреинский массив	1	Докембрий	56	202-35
	2	Триас-юра	58	8-16
Герциниды				
Хингано-Буреинский массив	1	Докембрий	54	125-30
	2	Палеозой	44	116-41
Становая область	3	Докембрий	112	115-55, 63-36
Ранние киммериды				
Хингано-Буреинский массив	1	Докембрий	23	94-74
	2	Плаозой	38	93-48
	3	Триас-юра	211	94-67
Поздние киммериды				
Удско-Шантарский синклиний и Сихотэ-Алинская складчатая система Удский прогиб	1	Палеозой	365	62-65
	2	Триас-юра	446	53-66
	3	Мел	295	79-12, 46-52
	4	Юра	16	62-16
	5	Мел	43	77-16
	6	Палеоген-неоген	17	47-10
Альпиды				
Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс	1	Мел	83	54-50

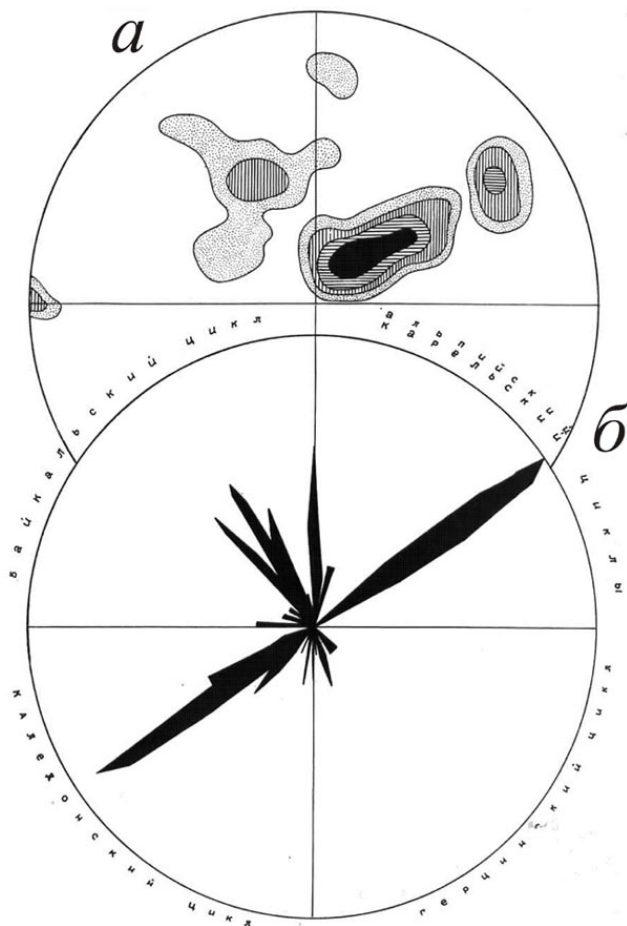


Рис. 6. Диаграммы распределения эпицентров складчатости в структурах и структурных этажах юга Восточной Сибири. *а* – интегральная: плотность 2.5-5-10-20-более 20%; *б* – с дифференциацией по возрасту дислокаций. Интегральная плотность замеров складчатости: крап – 2.5-5%, вертикальная штриховка – 5-10%, горизонтальная штриховка 10-20%, черная заливка – более 20%.

риффея (среднего протерозоя). Такие участки местами «срезают» структуры СВ простирания, расчленяя их на фрагменты. Таким образом, с одной стороны, они структурно и по времени формирования тесно связаны с ранними карелидами, с другой – обнаруживают по отношению к ним наложенный характер.

Субмеридиональное направление ярко выражено в Прибайкальской зоне, где в течение раннего риффея произошла сильная складчатость, а вдоль глубинных разломов внедрились массивы гранитоидов (Салоп, 1964). П.М. Хренов (1981) обосновал вывод об автономности структурного плана Прибайкальского вулcano-плутонического комплекса. Отмечено наличие между нижним и средним рифеем углового несогласия, длительного перерыва в осадконакоплении и резкой смены формационных рядов. В Чуйско-Тонодском антиклинории нижний рифей представлен системой глубоких складок, оси которых ориентированы в субмеридиональном направлении, поперечном к простиранию структур нижнего протерозоя. В конце раннего риффея здесь произошла складчатость, завершившаяся внедрением гранитов. В Байкало-Муйском зеленокаменном поясе (PR_1-R_1), по наблюдениям авторов, местами развиты системы кливажных трещин восточного падения, не прослеживающиеся в образованиях среднего – верхнего риффея.

Е.Н. Алтухов (1980) с концом раннего риффея совмещает крупную эльсонскую эпоху, которая знаменует общую инверсию тектонического режима и кульминацию орогенного магматизма в Саяно-Байкальской области. Он придает этой эпохе планетарное значение, полагая, что именно с ней связано начало формирования в Центральной Азии меридиональной тектоно-магматической зональности и заложение Тихоокеанской структуры.

Складчатость с СЗ и З падением осевой поверхности, по сравнению с вышеописанной, более «космополитична», она представлена как в антиклинорных зонах, приурочиваясь предпочтительно к их периферическим частям, так и в синклинорных, где ею однотипно охвачены толщи риффея, венда и кембрия, а также на платформе. В Ангаро-Ленской депрессии складчатость морфологически проста и выдержана, в Алдано-Становой и Байкальской горных областях – характеризуется более высокой напряженностью,

складчатости могут быть отнесены к ранним карелидам, с ССВ – к поздним; ранние – находят отражение в геомагнитных полях, фиксируются «сквозными» поясами повышенной напряженности складчатых деформаций (рис. 1), подчеркиваются соответственной ориентированностью поясов золоторудной минерализации. Примечательно расположение к СВ от Чуйско-Тонодского антиклинория, Уринского и погребенного под платформенным чехлом Сунтарского поднятий, а на продолжении Олоkitско-Мамско-Бодайбинской синклинорной зоны Березовско-Кемпендяйской впадины, образующих в совокупности систему валообразно сопряженных тектонических зон предположительно дорифейского возраста заложения. Представления о возрасте заложения отмеченных поднятий и впадин дискуссионны. Аналогично реконструируются взаимосвязи блоков раннекарельской консолидации Байкальской области и Забайкалья с мегаструктурами Аланского щита и Становика. Изложенное позволяет заключить, что для структур раннекарельской тектонической эпохи СВ простирание было определяющим.

Складчатость субмеридионального направления (с преимущественным восточным падением осевой поверхности) прослеживается, в основном, в границах вышеописанных антиклинорных зон. Их слагают толщи архея – нижнего



Рис. 7. Схема напряженности складчатых деформаций в структурах Дальнего Востока. 1-3 – поля напряженности складчатых деформаций: 1 – углы наклона крыльев складок от 0 до 30°, 2 – 30-70°, 3 – более 70°; 4 – площадь, занятая разновозрастными магматическими образованиями.

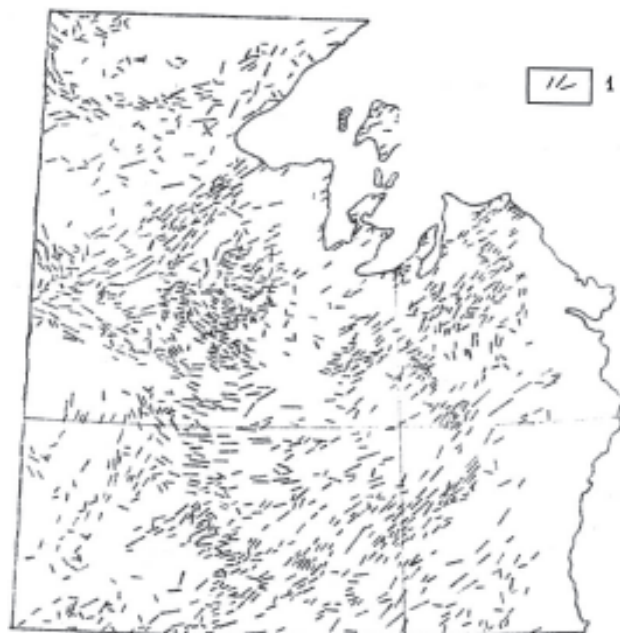


Рис. 8. Схема простираний складчатых структур Дальнего Востока. 1 – усредненные простирания, по данным статистической обработки замеров.

изменчивостью ориентировок и наклона осевых поверхностей. Последнее указывает, вероятно, на пространственное совмещение разновозрастных деформаций.

Гетерогенные участки, дислоцированные в рассматриваемом плане, группируются в протяженные зоны, обнаруживая некоторую общность структурного положения и возраста формирования. Таковы зоны Намаминско-Северомуйско-Чарская и субпараллельная ей Туркино-Бамбуйско-Чарская, в которых структурно взаимосвязаны (как бы продолжают друг друга) резко разновозрастные комплексы, от архейских до кембрийских. Такие зоны образуют достаточно выдержанную систему, наложенную на гетерогенную структуру Байкальской области и вписывающуюся в систему СВ структур сопредельных территорий Сибирской платформы, Западных Саян и Забайкалья.

Есть многочисленные доказательства раннепалеозойского возраста складчатости с указанными параметрами. Нижняя граница определяется по высокой степени дислоцированности нижнекембрийских отложений, верхняя – по резко несогласному залеганию на них верхне-

Рис. 9. Схема тектонического районирования Дальнего Востока. 1 – структурно-вещественные комплексы раннего докембрия с неясным возрастом завершающих дислокаций; 2 – каледониды; 3 – герциниды – ранние киммериды (нерасчлененные); 4 – поздние киммериды; 5 – кайнозойский вулканический пояс; 6 – разломы; 7 – то же, предполагаемые в фундаменте. 1-7 – тектонические структуры, по (Салун, 1977): 1 – Джугджуро-Становая область; 2 – Буреинский массив; 3 – Хингано-Буреинский краевой массив; 4 – Удский прогиб; 5 – Удско-Шантарский синклиниорий; 6 – Сихотэ-Алинская складчатая система; 7 – Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс.



кембрийских и нижнеордовикских красноцветных толщ, диагностирующих замыкание в области геосинклинальных систем (Салоп, 1964). С этим временем связано интенсивное проявление гранитоидного магматизма. Согласно имеющимся данным (Беличенко, 1977; Бутов, Литвиновский, 1973; Бутов и др., 1974; Литвиновский, Занвилевич, 1972; Хренов, 1961, 1964), гранитоиды крупнейшего Ангаро-Витимского батолита, вытянутого в ССВ направлении под некоторым углом к системе складчатых структур, прорывают фаунистически охарактеризованные отложения нижнего кембрия; на них с размывом залегают молассы ранних каледонид. По мнению В.Г. Беличенко (1977), ранние каледониды играли решающую (завершающую) роль в формировании складчатой структуры Байкальского региона.

На сопредельных территориях прослеживаются складчатые структуры с ЮВ падением осевой поверхности (как у ранних карелид), в которых дислокации достоверно датируются мезозоем. Это – Непская зона складок на Сибирской платформе (Дубровин, 1979; Рязанов, 1973), грабен-синклинали Забайкалья (Мезозойская..., 1983; Флоренсов, 1960). Их расположение конформно системе сводовых поднятий и вулканоплутонических поясов, определявшей морфоструктуру юга Восточной Сибири и главные черты геологического развития региона в мезозойское время (Амантов и др., 1979; Арсентьев, Хренов, 1976; Булнаев и др., 1975).

По признаку наклона осевой поверхности складчатые структуры общего СЗ простираения делятся на две группы.

Структуры с СВ падением поверхности развиты предпочтительно в толщах среднего рифея, занимают секущее положение по отношению к структурам карелид, образуют дугообразные и виргирующие системы, в той или иной степени соподчиненные морфометрии досреднерифейского фундамента. Нередко в складчатости этого класса участвуют раннедокембрийские комплексы. Факты их сонахождения с рифейскими и высокая степень совместной дислоцированности (исключая предположение о постумных соотношениях структур) убеждают в том, что нижний рубеж формирования характеризуемой складчатости не древнее среднего рифея. Верхняя граница определяется тем, что на отдельных площадях вся толща рифея деформирована в одном плане, а в Бодайбинском синклинории по отношению к нему дисконформны образования венда.

Для последних специфична складчатость ЗСЗ простираения (с ССВ падением осевой поверхности), проявляющаяся почти исключительно на площадях реликтовых бассейнов седиментации рифейско-вендского времени. А.С. Флаасс (1971),

и А.В. Синцов (1976) доказывают, что она срезается раннекаледонской складчатостью СВ (мамского) направления.

Таким образом, в целом рассматриваемые структуры являются байкалидами. Л.И. Салоп (1964) отмечал, что окончание позднепротерозойского этапа ознаменовалось крупными тектоническими движениями, в результате которых почти вся периферия геосинклинальной системы была консолидирована. Согласно (Митрофанов, 1978, 1981; Митрофанов, Митрофанова, 1980; Шергина и др., 1982), рифейский цикл завершился становлением гранитоидных интрузий калиевой специализации.

Складчатость с ЮЗ падением осевой поверхности прослеживается вдоль восточной границы Байкальской горной области и спорадически – в ее внутренних частях, тяготея к подвижным обрамлениям блоков древнейшей консолидации и зонам разломов. Более широко она представлена на сопредельных территориях Сибирской платформы и Восточного Саяна. В СЗ плане ориентирована Тунгусская синеклиза и складчатые структуры Главного Саянского разлома. Этому направлению в значительной мере подчинено размещение позднепалеозойских магматических образований.

В совокупности структуры этого класса образуют сложно построенную явно трансрегиональную глубинную систему, в пределах влияния которой карельские, байкальский и каледонские структурно-вещественные комплексы испытали тектоно-магматическую активизацию. Время активизации устанавливается по датировкам возраста деформированных толщ и магматических проявлений как поздний палеозой.

Расположение рифтогенных кайнозойских впадин (Баргузинская, оз. Байкал) и параметры современных надвигов Западного Прибайкалья (Александров, 1971, 1978; Попов, 1967) позволяют считать, что на протяжении альпийской тектонической эпохи в Байкальской горной области формировались структуры ССВ плана при ВЮВ падении сколовых поверхностей (гомология с позднекарельским этапом).

Как видно из рассмотренного, среднестатистическая картина распределения эпицентров складчатости (рис. 6а) дает лишь упрощенное представление о структурных планах региона, не раскрывая их природы и истории формирования. Мы попытались дифференцировать ее и, используя данные о расположении палеомагнитных полюсов (Кравчинский, 1977, 1979), показать эпицентры складчатости каждой тектонической эпохи в палео-северных румбах (рис. 6б).

В итоге обнаружилось, что каждый тектонический этап отличается от предыдущего и

последующего по ориентировке формирующихся складчатых структур. Наблюдается совпадение простираения структур некоторых этапов (например, раннекарельского, раннекаледонского и раннеальпийского). Но оно не является следствием унаследованности древних направлений, так как остаются отличия складчатых структур по наклону осевых поверхностей (и, следовательно, векторам тангенциальных напряжений) и с течением времени существенно меняется их положение в пространстве. Таким образом, нет сомнений в том, что формирование складчатой структуры Байкальской области происходило под влиянием тектонических перестроек, совершавшихся с определенной периодичностью, но практически постоянно.

На территории Дальнего Востока возрастные соотношения структур с разной ориентировкой складчатости достаточно определены (рис. 7-10, табл. 3). Как древнейшая структура, выделяется Буреинский массив (Косыгин и др., 1979; Красный, 1980; Металлогеническая карта..., 1981 и др.), слагающие его гетерогенные комплексы архея – раннего палеозоя деформированы в субмеридиональном плане. Такую же, возможно, унаследованную ориентированность имеют оси складчатых структур платформенного мезозойско-кайнозойского чехла. Предгерцинский возраст завершающей складчатости определяется по интенсивному проявлению в конце раннего палеозоя орогенного гранитоидного магматизма, а также по заложению в периферических частях массива краевой системы наложенных прогибов, выполненных мощными (до 15 000 м) молассоидными комплексами верхнего палеозоя – нижнего мезозоя.

Структуры обрамления Буреинского массива, в том числе Хингано-Буреинский краевой массив, характеризующиеся ЮВ-ВЮВ простираемостью складчатости, являются герцинидами. Их составляют два структурно-вещественных комплекса: средне-верхнепалеозойский (эв-, миогеосинклинальные и орогенные формации, сложно дислоцированные и прорванные гранитоидами) и позднепалеозойский – раннемезозойский (молассоидные формации в сочетании с магматическими образованиями субсеквентного и орогенного типов).

По отношению к ним резко дисконформны структуры СВ простираемости, входящие в состав Монголо-Охотской (Амуро-Охотской) и Сихотэ-Алинской складчатых систем. Они срезают складчатость в Джугджуро-Становой области, Буреинском и Хингано-Буреинском массивах; располагается поперечно к полям напряженности складчатости, обнаруживающим гетерогенность и неравнозначную подвижность структур до мезозойского основания (рис. 7), к некоторым

крупным реликтовым элементам орографии, расчленив их на субпараллельные фрагменты, к геофизическим полям, выдавая свое близповерхностное расположение. Начальные стадии процесса, фиксируемые по развитию олистостромовых комплексов (Мельников, Голозубов, 1980), датируются поздней юрой – ранним мелом; его завершение можно связывать с мощным гранитоидным магматизмом мела – палеогена (80-20 млн. лет).

Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс – мегаструктура отчетливо выраженного субмеридионального простираемости формируется с начала кайнозоя по настоящее время.

Как видно, и на территории Дальнего Востока каждая эпоха складчатости характеризовалась своим структурным планом, отличавшимся от планов смежных тектонических эпох.

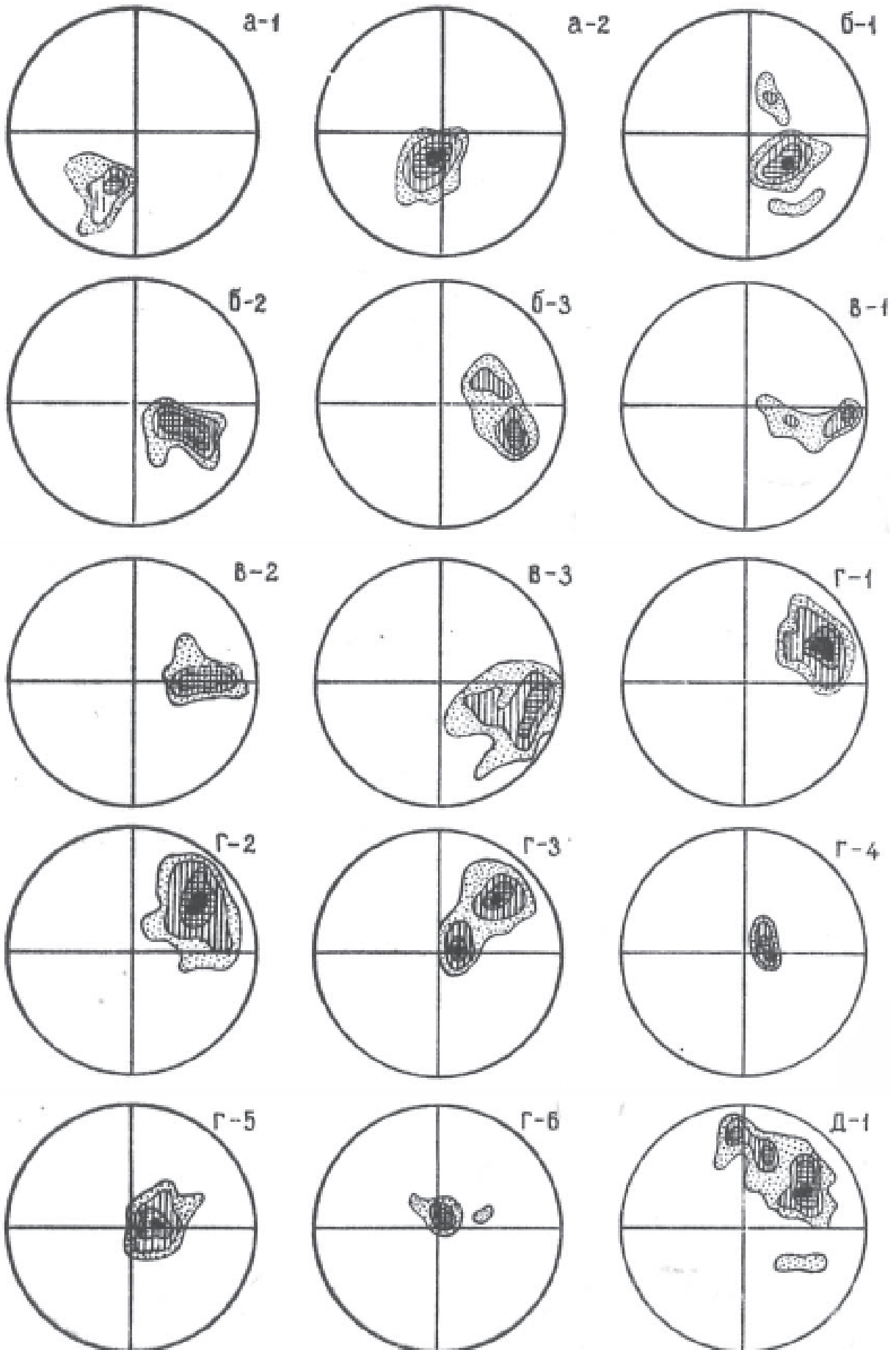
Таким образом, пространственно-статистический анализ обнаруживает во всех складчатых областях действие процесса тектонических перестроек, выражающегося в смене планов деформаций.

Вопрос о том, подчиняется ли процесс смены структурных планов строгим закономерностям, применительно к исследуемой территории, освещен недостаточно. Одни исследователи, предполагающие «изначальность» структурного плана и синхронное формирование разновозрастных структур, такой вопрос не ставят и не рассматривают. Другие – описывают факты перестроек, но воспринимают их как «местное» явление, не относящееся к рангу общих закономерностей. Третьи – квалифицируют перестройки как тектоно-магматическую активизацию, возбуждаемую процессами в сопредельных геосинклинальных областях. При этом в явлении перестроек не усматривают какой-либо определенной тенденции развития.

Полученные в итоге наших работ данные позволяют утверждать, что процесс тектонических перестроек имеет закономерную направленность.

Обнаруживается, что как в Байкальской горной области, так и на Дальнем Востоке (рис. 11-13) смена генеральных простираемостей складчатости от этапа к этапу происходила неизменно в направлении против часовой стрелки. Это дает основание предполагать в качестве движущей силы процесса однонаправленное вращение поля тангенциальных напряжений. Факты значительных дисперсий ориентировок и наличие «слабых» промежуточных эпицентров складчатости указывают на то, что смена структурных планов происходит вследствие непрерывной постепенной переориентировки поля напряжений, а не его «мгновенного» перескакивания из одного положения в другое.

ЗАКОНОМЕРНОСТЬ СМЕНЫ СТРУКТУРНЫХ ПЛАНОВ В СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ



Вращательный характер смены плана деформаций находит отражение в веерообразном расположении складчатых структур. Так, в Бодайбинском синклинии субмеридиональная ориентировка складчатости в отложениях нижних подсерий рифея при переходе в верхние постепенно меняется на СЗ, затем ЗСЗ. Для венд-нижнекембрийских отложений Сибирской платформы Р.Н. Макрушин (1974) описал постепенный поворот осей максимального прогибания от широтного направления к северо-восточному (или юго-западному). Отмечается (Мезозойская..., 1983), что юрские впадины Забайкалья имеют субширотное простирание, меловые – северо-восточное.

Обращает на себя внимание резительное совпадение простираний складчатости в коррелятивных структурах всех изученных областей (табл. 4). Оно свидетельствует о том, что на соответствующих этапах эти области обладали общностью динамических условий тектогенеза, и формирование структурных планов происходило в них под влиянием общего, вероятно, глобального поля тангенциальных напряжений. Этот вывод находит подтверждение в совершенно аналогичной тенденции вращения палеомеридианов, установленное А.Я. Кравчинским (1979) (табл. 5).

С раннекаледонской эпохи по новейшее время структурные планы и палеомеридианы повернулись в направлении против часовой стрелки практически одинаково (на 201 и 204° соответственно).

Угловая скорость вращения структурных планов в различных областях и в различное время варьирует в широких пределах: она составляет 0–0.2° в 1 млн. лет в этапы относительно аномально спокойного тектонического режима и возрастает до 0.5–1.5° в эпохи орогенеза. Анализ распределения деформаций в рамках отдельных тектонических эпох позволяет «увидеть» вращение и «замерить» его скорость. Например, в структурах СВ простирания Дальнего Востока (рис. 10, 12, табл. 4) ранняя складчатость меловых отложений (79°<12°) и завершающая – в отложениях мела и

палеогена (46°<52° – 47°<10°) различаются на 33°, следовательно, скорость равнялась 0.5° в 1 млн. лет. В других случаях диапазон ориентировок ограничен и, вероятно, скорость была большей.

Вместе с тем средняя скорость поворота структурных планов за длительные промежутки времени, соизмеримые с общей продолжительностью геосинклинально-складчатого развития областей, оказывается всюду равной примерно 0.3° в 1 млн лет. Такова же скорость вращения палеомеридианов. Это приводит к выводу, что глобальное поле напряжений вращается с постоянной скоростью, а неравномерность вращения структур определяется, вероятнее всего, региональными факторами – особенностями взаиморасположения гетерогенных структур, режимами их вертикальных движений, пределами «прочности» литосферы и др.

Коренные перестройки структуры, приуроченные к рубежам тектонических циклов, происходят при повороте поля напряжений на 90° (рис. 6). Это положение равно справедливо для докембрия и фанерозоя. Отсюда следует, что важнейшие динамические условия тектогенеза и, по-видимому, темп тектонического развития сохранялись на всем протяжении геологической истории. Сказанным объясняется нередкое идеальное совпадение простираний структур, далеко отстоящих друг от друга по времени формирования, что обычно связывают с явлениями унаследования.

Выявляемые особенности складчатых структур позволяют более конкретно судить о распределении тангенциальных напряжений в пространстве. Процесс складкообразования проявляется неодинаково в структурах с разными режимами развития. В то время как в геоантиклинальных структурах периодически формируется складчатость различных простираний (с поворотом против часовой стрелки), в смежных синклиналиях происходит непрерывное осадконакопление без каких-либо заметных признаков влияния тангенциальных напряжений. Толщи в них консолидируются в последнюю очередь, при этом складчатые деформации охватывают всю

Рис. 10. Диаграммы складчатости (азимуты простирания, углы падения) в структурах Дальнего Востока: а) каледониды: Буреинский массив: 1 - в толщах докембрийского возраста; обработано площадок (доменов) – 56; плотность точек в % - 2-4-7-более 7; 2 - триас-юра, доменов – 58, плотность 2-4-7-14-более 14; б) герциниды: Хингано-Буреинский краевой массив: 1 - докембрий; доменов – 54, плотность 2-4-8-15-более 15; 2 - палеозой; доменов – 44, плотность 2-5-9-18-более 18; Становая область: 3 - докембрий; доменов – 112; плотность 1-2-4-7-более 7; в) ранние киммериды: Хингано-Буреинский краевой массив: 1 - докембрий; доменов – 23, плотность – 4-9-17-более 17; 2 - палеозой; доменов 38, плотность – 3-6-10-более 10; 3 - триас-юра; доменов – 211; плотность – 1-2-4-более 4; г) поздние киммериды: Удско-Шантарский синклиний – Сихотэ-Алинская складчатая система: 1 - палеозой; доменов – 365; плотность – 1-2-4-9-более 9; 2 - триас-юра; доменов – 446; плотность – 1-2-3-7-более 7; 3 - мел; доменов – 295; плотность – 1-3-5-10-более 10; Удский прогиб; 4 - юра; доменов – 16; плотность – 6-12-25-более 25; 5 - мел; доменов – 43; плотность – 2-5-10-19-более 19; б) палеоген-неоген; доменов – 17; плотность – 6-12-24-более 24; д) альпиды: Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс: 1 - мел; доменов – 83; плотность – 1-2-5-10-более 10.

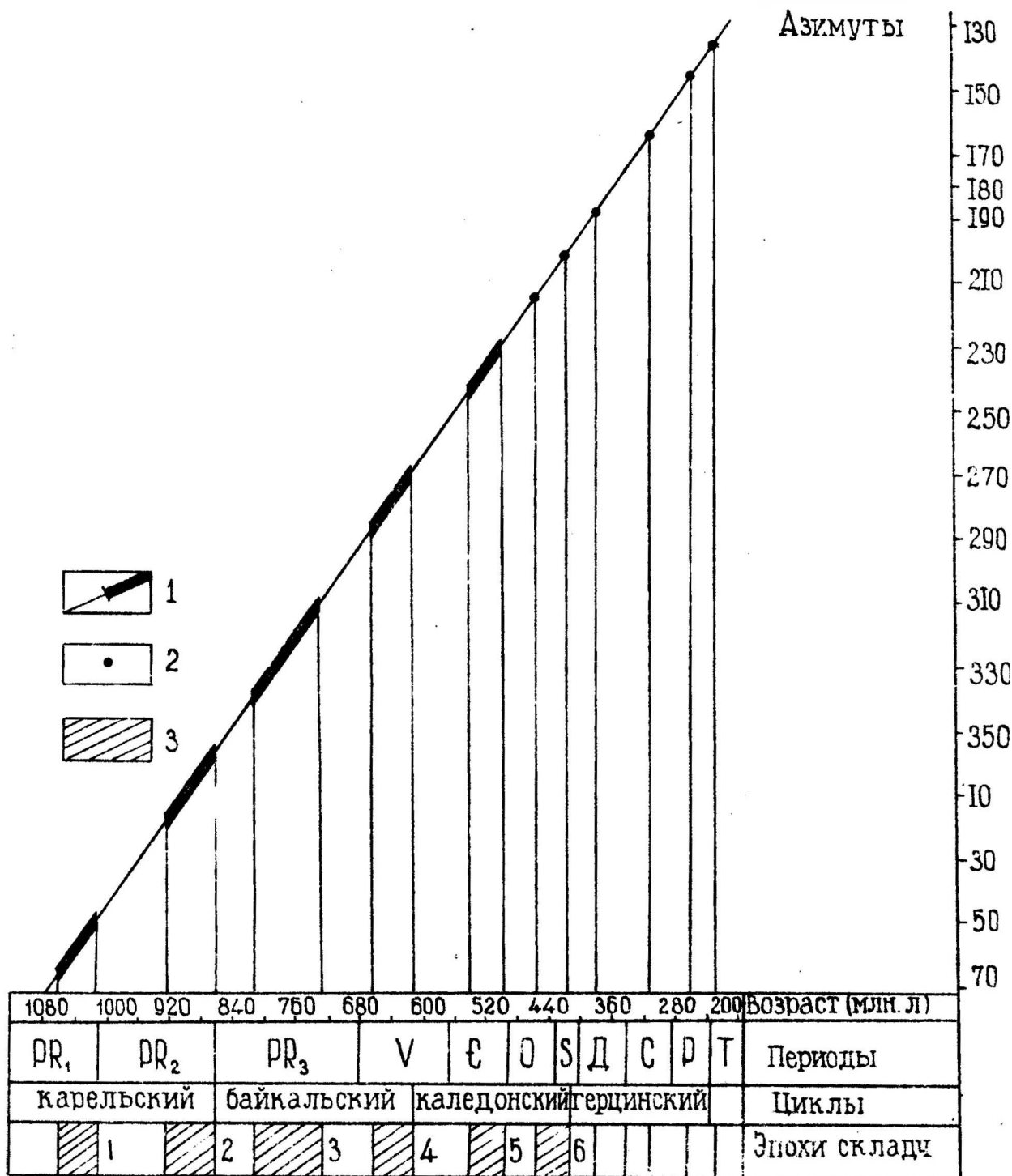


Рис. 11. Унифицированная диаграмма складчатости в структурах Байкальской горной области и сопредельных территорий. 1 – преобладающие простирания складчатости; 2 – единичные эпицентры; 3 – эпохи складчатости, в том числе: 1 – балтийская, 2 – карельская (эльсонская), 3 – гренвилльская (раннебайкальская), 4 – позднебайкальская, 5 – салаирская (раннекаледонская), 6 – таконская (позднекаледонская).

мощность разреза и совершаются обычно в течение одной тектонической эпохи, совпадающей с временем инверсии.

Можно предположить, что подмеченная закономерность отражает некоторую закономерную изменчивость поля напряжений под

поднятиями и прогибами (антиклиналями и синклиналями). Однако волновое расположение подобных структур указывает на то, что они составляют парагенетически связанную систему, и их возникновение обусловлено общей причиной. Отмеченные отличия специфичны для геосин-

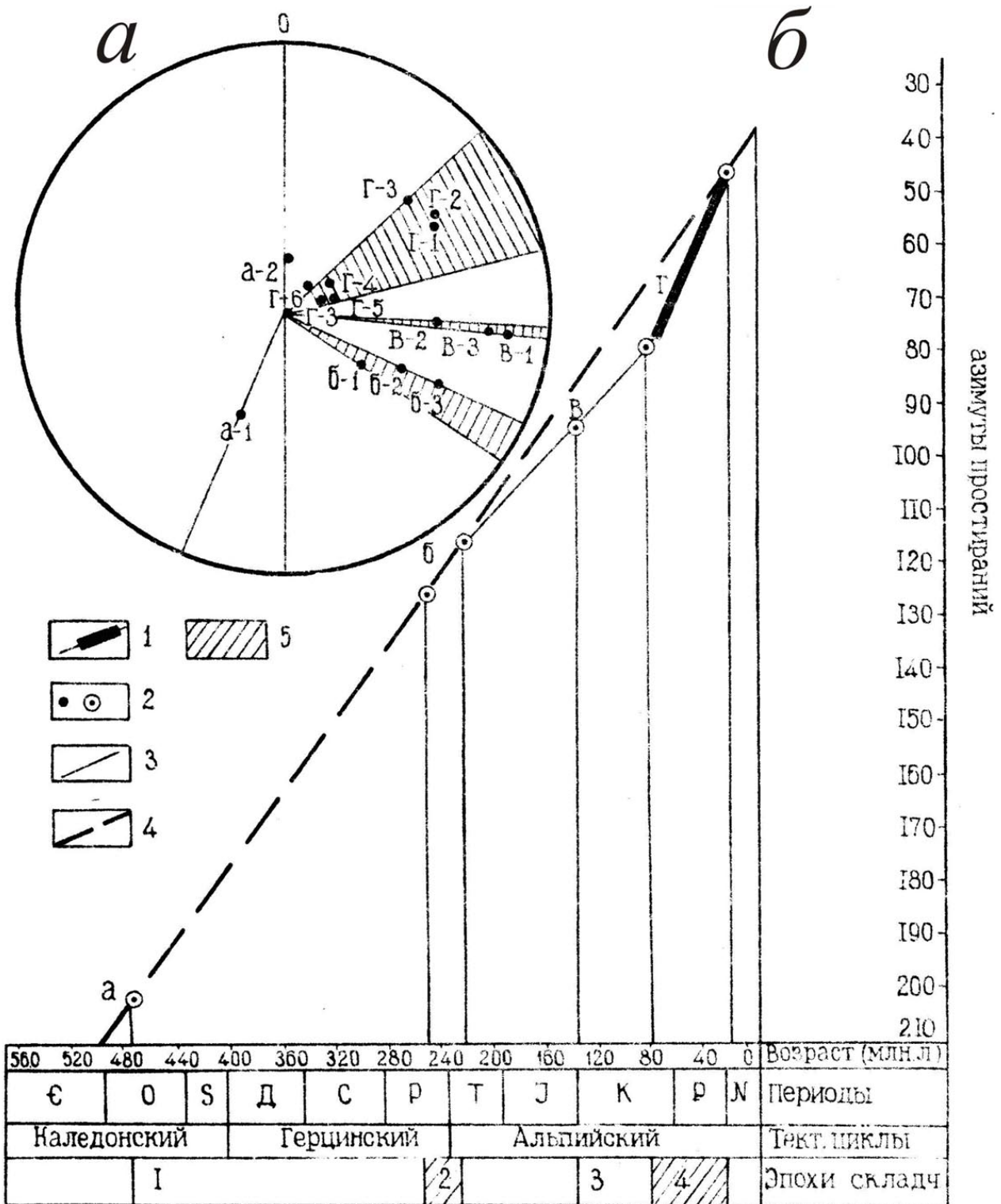


Рис. 12. Унифицированная диаграмма складчатости в структурах Дальнего Востока в стереографической (а) и линейной (б) проекциях. 1 – преобладающие простирания складчатости, 2 – эпицентры складчатости, 3 – условная линия вращения структурных планов, 4 – условная линия вращения поля напряжений, 5 – эпохи складчатости, в том числе: 1 – позднекаледонская, 2 – герцинская, 3 – новокиммерийская, 4 – каракорумская – ларамийская.

клинального развития; в эпоху общей инверсии тектонического режима те и другие участвуют в совместных дислокациях, напряженность которых определяется факторами иного порядка.

Обнаруживается явная зависимость интенсивности и характера дислокации от величины подъема структур над уровнем моря. Напряженность складчатости возрастает от равнинных

ЗАКОНОМЕРНОСТЬ СМЕНЫ СТРУКТУРНЫХ ПЛАНОВ В СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ

Таблица 4. Сравнительные данные о структурных планах (простирациях складчатости) в тектонических областях юга азиатской части бывшего СССР*

Структуры разного возраста консолидации		Юг Восточной Сибири	Горный Алтай	Дальний Восток	Памир, Южный Тянь-Шань
Новейшие		0-10		8	29-24
Альпиды	Поздние	46-56	46 (?)	62-46	64-37
	Ранние	108-90	90-80	94	90-71
Герциниды	Поздние	135	127	125-115	110-92
	Ранние	163-144	150	-	-
Каледониды	Поздние	215-189	214-193	202-198	-
	Ранние	244-234	247-230	-	-
Байкалиды	Поздние	288-270	278	-	-
	Ранние	346-324	-	-	-
Карелиды	Поздние	1-0	-	-	-
	Ранние	56	-	-	-

Примечание. *Векторы простираций – в палео-северо-восточных румбах.

территорий к предгорным и горным системам пропорционально увеличению объема (мощности) возвышающихся над уровнем моря горных масс. При высоте подъема 2000-3000 м она достигает экстремальных значений; в приподошвенных частях массивов, испытывающих максимальную нагрузку веса вышележащих пород, при этом формируются более крутые, нередко опрокинутые складки и образуются субгоризонтальные тектонические срывы; в автохтоне сохраняется преимущественно реликтовая структура. Отсюда связь складчатости с горообразованием может толковаться как связь с воздыманием участков литосферы над уровнем моря, или приблизительно отвечающей ему поверхностью эллипсоида вращения, ниже которой относительная складкообразующая роль тангенциальных напряжений исчезающе мала.

Появляются основания для следующих суждений о природе складкообразования. В согласии с представлениями В.В. Белоусова (1989), оно происходит в связи с перемещениями («течением») горных масс, главным образом, под действием собственной силы тяжести. Вместе с тем рассмотренные выше особенности складчатости –

ее «сквозной» характер, закономерная изменчивость простираций, факты смятия толщ в депрессиях, обрамленных цепями гор (например, в Южно-Таджикской), – свидетельствуют о том, что в ее формировании участвуют внешние силы, независимые от расположения тектонических блоков и горных массивов в регионах. На примере структур юга Восточной Сибири было показано, что относительно древних систем координат осевые поверхности соответствующих складчатостей запрокидывались всегда на запад (северо-запад). Это прямо указывает на связь складкообразования с ротационным режимом Земли. Таким образом, сила тяжести, создающая радикальные напряжения в земной коре, выступает в качестве непосредственной причины складкообразования, ротация (тангенциальные напряжения) – как фактор, стимулирующий тектонические перестройки и предопределяющий геометрию складчатых систем.

Взаимодействие этих сил обуславливает непрерывное обновление лика Земли. Но проявляется оно неодинаково на различных уровнях организации вещества.

Таблица 5. Сопоставление простираций складчатых структур (структурных планов) и палеомагнитных меридианов на юге Азиатской части бывшего СССР*

Тектонические этапы	Азимуты простирация		Угол между осями структур и палеомеридианов
	Структур	Палеомеридианов по А.Я. Кравчинскому (1979)	
Позднеальпийский	62-46	0	54
Раннеальпийский	108-80	55	39
Позднегерцинский	135-115	98-83	35
Раннегерцинский	163-144	128-98	41
Позднекаледонский	215-189	160-157	44
Раннекаледонский	247-230	204	35

Примечание. *Без Памира и Южного Тянь-Шаня, для которых палеомагнитные данные отсутствуют.

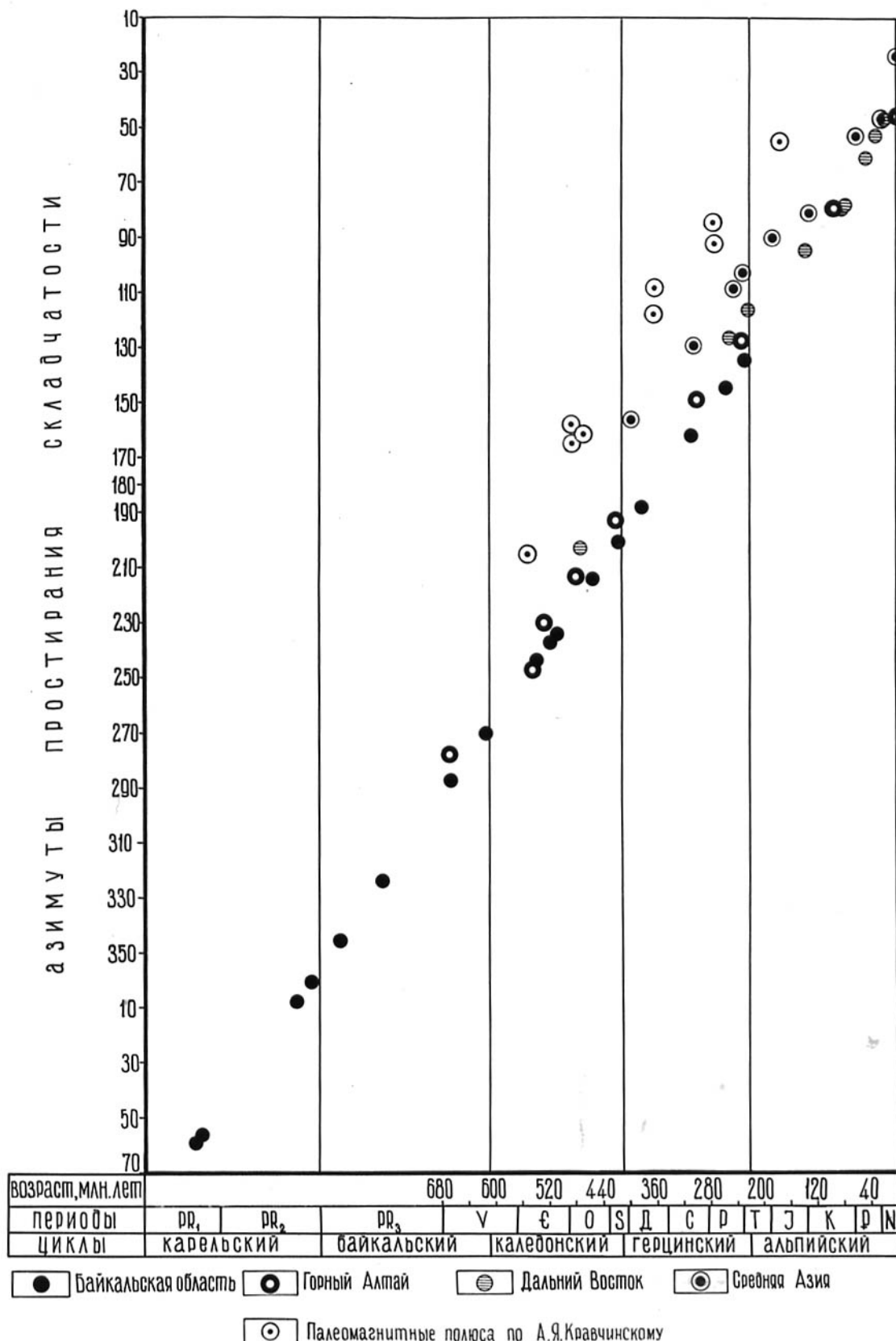


Рис. 13. Диаграмма простирания складчатости в тектонических областях юга Азиатской части бывшего СССР. На вертикальной шкале показаны азимуты простирания складчатости (простирания разновозрастных складчатостей в нижней и верхней частях рисунка совпадают).

На уровне мегаструктур преобразования – возникновение подвижных поясов, трансконтинентальных линеаментов, геоконов и др. – связаны с ротационнообусловленной перестройкой фигуры Земли и сопутствующим перераспределением масс в ее глубинных сферах, поэтому проявляются они через посредство эндогенных факторов тектогенеза. Кульминации процесса предшествует этап длительного эволюционного развития, в течение которого намечающаяся перестройка не находит заметного отражения в структуре земной коры. Поэтому затруднительно или практически невозможно зафиксировать промежуточные стадии процесса, и создается впечатление о резкой смене одного глобального структурного плана другим.

Складчатые области и структурные подразделения низшего ранга более чувствительны к взаимодействию эндо- и космогенных сил, что объясняется значительной изменчивостью соотношений тех и других на близповерхностных горизонтах земной коры. Следует думать, что с глубиной пропорционально увеличению массы вышележащих пород и уменьшению скорости вращения геосфер возрастает значение радиальных напряжений, кверху – значение тангенциальных. В промежуточной сфере поверхности идеального эллипсоида вращения Земли те и другие напряжения взаимно уравновешены, и ее, следовательно, можно квалифицировать как поверхность относительного динамического равновесия.

Взаимодействие эндо- и космогенных сил обнаруживает себя в явлениях складкообразования благодаря колебательному характеру движений земной коры. Процесс складкообразования периодически возобновляется при воздымании участков литосферы над поверхностью равновесия, в связи с чем они оказываются в условиях неравновесного вертикального сжатия и односторонне направленных тангенциальных напряжений.

Согласно полученным данным, эффективное влияние внешних сил, проявляющееся в образовании складчатости общего смятия, ограничивается узкими интервалами геологического времени. Оно не обнаруживается на догеосинклинальной стадии, отличающейся господством структур нелинейного типа, достигает максимальной степени проявления в эпохи складчатости и практически прерывается на стадии консолидации структур. Следовательно, в известном смысле – это атрибут определенных этапов в развитии земной коры, для которых специфичны условия высокой пластичности коры и дифференциальных движений большой амплитуды.

Простирации складчатых структур в отдельных тектонических областях закономерно соотносятся с расположением мегаструктур и сети палеомеридианов. Это дает основание считать, что смена структурных планов служит адекватным отражением перестроек на планетарном уровне.

В связи с перестройками менялись географические координаты изученных областей. Это означает, что соответственно направленно менялось положение полюсов. Это подтверждают палеоклиматические (Страхов, 1960), палеомагнитные (Нагата, 1985; Кравчинский, 1979) и тектонические (Долицкий, 1969, 1978, 1985) реконструкции.

Остается нерешенным вопрос, являются ли движения полюсов признаком изменения положения оси вращения Земли в пространстве или они служат лишь косвенным указанием на перестройки литосферы, происходящие при фиксированном положении оси. Последнего мнения придерживается большинство исследователей. Н.М. Страхов (1960) перемещения полюсов и экватора объясняет «приспособительными движениями» Земли как вращающегося тела с асимметричным распределением масс. Некоторые исследователи допускают, что вековое движение полюса происходит вследствие сдвига земной коры по подстилающей вязкой массе относительно неподвижной оси. Концепция «новой глобальной тектоники» предполагает дрейф литосферных плит по астеносферному слою.

Представления по этому вопросу основываются на косвенных данных и различных допущениях. Важнейшее фактическое свидетельство изменчивости взаиморасположения платформенных плит и полюсов – палеомагнитные данные. Интерпретация последних неоднозначна. А.Я. Кравчинским (1977) установлено, что палеомагнитные перестройки на докембрийских платформах закономерно связаны с вертикальными эпейрогеническими движениями: каждому устойчивому положению платформы относительно полюса сопутствуют погружения и прогибания. Перемещения платформ совпадают с восходящими движениями. Эти данные согласуются с рассмотренным выше механизмом складкообразования и служат доказательством того, что **в эпохи воздымания платформ происходят деформации их чехла**. Нет никаких фактов, которые указывали бы на **горизонтальные и автономные вращательные движения фундамента платформ**. Если же учесть наличие тесных структурных связей между платформами и их складчатым обрамлением, практически ненарушенной симметрии в размещении структур Евразии и отсутствие разрывов в цепи геоконов (Тверитинов, 1981), то можно заключить, что перемещения полюсов отражают фактически изме-

нения в положении оси вращения Земли относительно звезд при фиксированном положении на поверхности планеты глубинных тектонических структур. Тем самым мы подтверждаем аналогичное предположение А.П. Карпинского (1939) и в принципе – вывод А.В. Долицкого (1985) о связи глобальных тектонических перестроек с изменениями в положении оси вращения Земли.

КОНЦЕПЦИЯ

1. Смена структурных планов в складчатых областях связана с вращением регионального (глобального) поля тангенциальных напряжений и происходит с тенденцией поворачивания простираний структур в направлении против часовой стрелки со средней угловой скоростью 0.3° в млн. лет.

2. Проявление указанной закономерности ограничено определенными рамками геологического пространства и времени. Типично перестройки проявляются в полициклических областях мозаичного строения в структурах с режимом дифференциальных движений большой амплитуды.

3. Процесс тектонических перестроек детерминирован направленными изменениями в положении оси вращения Земли.

4. Выявленная закономерность относится к рангу общих законов развития тектоносферы.

Следует отметить, что выявленная закономерность как одна из форм проявления всемирного закона тяготения, взаимосвязанная с другими его формами, не противоречит известным достоверно установленным геологическим фактам. В частности, нет противоречия между выводом об упорядоченности ориентировок складчатых структур и существованием их дугообразных и виргирующих систем. Последние возникают под влиянием многих причин: вследствие гетерогенности земной коры, разной инерционной способности составляющих ее блоков, их неодинакового расположения в разрезе и на поверхности эллипсоида вращения Земли, разной скорости и направлений «западного дрейфа» горных масс в процессе складкообразования, явлений релаксации на близповерхностных уровнях радиальных и тангенциальных напряжений. Все это обуславливает значительные усложнения картины складчатых деформаций. В связи с этим факт направленной перестройки структуры земной коры обнаруживается лишь в виде определенной тенденции развития и, как правило, на основе применения методов статистики.

В то же время многие проблематичные вопросы теоретической геологии в свете заявляемого открытия получают новое непротиворечивое объяснение. Таковы вопросы происхождения

складчатости общего смятия, цикличности – направленности тектогенеза, расслоенности литосферы и дисконформности ее структуры на различных структурных уровнях.

Установленная закономерность стимулирует развитие исследований по направлениям, обещающим решение важнейших проблем теоретической геологии. Проведение аналогичных исследований в других частях Евразии и на других континентах позволит создать палеогеодинамические модели глобального поля тектонических напряжений и тем самым расширит возможности для палеогеологических реконструкций. Установленная закономерность служит основой для совершенствования принципов тектонического районирования складчатых областей, способствует раскрытию закономерностей размещения полезных ископаемых, решению проблемы достоверного прогноза месторождений.

Список литературы

Ажгирей Г.Д. Складкообразование и горообразование // Орогенные пояса. М.: Наука, 1968. С. 20-33.

Александров В.К. Тектонические покровы Байкальского хребта в бассейне Улькана // Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы и смежных областей. Труды ВостСибНИИГГиМСа. Иркутск, 1971. С. 36-48.

Александров В.К. Надвиговые структуры западной окраины Байкальской горной области. Канд. дисс. Иркутск, 1978. 270 с.

Алтухов Е.Н. О природе мозаичности структурного плана Забайкалья // Тектоника Сибири. Том VII. М.: Наука, 1976. С. 35-40.

Алтухов Е.Н. Докембрийская тектоника и металлогеническая зональность Центральной Азии. М.: Недра, 1980. 324 с.

Амантов В.А., Быковская Е.В., Генко Г.А. и др. Основные закономерности развития и металлогения областей тектоно-магматической активизации юга Азиатской части СССР. Л.: Недра, 1979. 303 с.

Арсентьев В.П., Хренов П.М. Особенности стиля тектонической эволюции Саяно-Байкальского горно-складчатого пояса // Тектоника Сибири. Том VII. М.: Наука, 1976. С. 29-35.

Беличенко В.Г. Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 134 с.

Белюсов В.В. Основы геотектоники. 2-е изд., перераб. и доп. М.: Недра, 1989. 382 с.

Бронгулеев В.В. К проблеме складкообразования в земной коре // Орогенные пояса. М.: Наука, 1968. С. 26-30.

Бубнов С.Н. Основные проблемы геологии. М.: МГУ, 1960. 236 с.

- Булнаев К.Б., Доржиев В.С., Очиров П.О. и др.* Мезозойская тектоника Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1975. 206 с.
- Буряк В.А., Левицкий В.В.* Закономерности пространственного размещения глубинных разломов и оруденения юга Сибирской платформы и прилегающих территорий // ДАН СССР. 1977. Т. 234. № 1. С. 138-141.
- Бутов Ю.И., Литвиновский Б.А.* Тектоника и развитие центральной части Байкальской горной области в позднем докембрии-кембрии // Геосинклинальные пояса Центральной Азии (тектоника Забайкалья). Улан-Удэ: Бур. кн. изд-во, 1973. С. 62-64.
- Бутов Ю.П., Занвилевич А.Н., Литвиновский Б.А.* Проблема байкалитид в свете новых данных по стратиграфии и магматизму центральной части Байкальской горной области // Геотектоника. 1974. № 2. С. 50-71.
- Вихерт А.В.* Механизм образования складчатости и ее морфология // Тектоника Сибири. Т. XI. Новосибирск: Наука, 1983. С. 46-50.
- Воронов П.С.* Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. Л.: Наука, 1968. 124 с.
- Воронов П.С.* Роль ротационных сил Земли в истории становления структуры ее литосферы // Эволюция геологических процессов в истории Земли. М.: Наука, 1993. С. 104-114 с.
- Гладков Б.Г.* Роль волновых движений в формировании тектонических структур Южно-Сибирской краевой системы // Тектоника Сибири. М.: Наука, 1976. С. 77-82.
- Гладков Б.Г., Гирс В.М., Дольник Т.А. и др.* О ревизии геологии Патомского нагорья // Сов. геология, 1983. № 6. С. 118-121.
- Гончаров М.А.* Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1979. 246 с.
- Долицкий А.В.* Глобальные структурные планы, их перестройка и движение географических полюсов // ДАН СССР. 1969. Т. 184. № 1. С. 171-174.
- Долицкий А.В.* Реконструкции тектонических структур. М: Недра, 1978. 150 с.
- Долицкий А.В.* Образование и перестройка тектонических структур. М: Недра, 1985. 219 с.
- Долицкий А.В.* Вращение мантии по ядру: движение географических и геомагнитных полюсов, периодичность геологических и тектонических процессов // Вестник ОГГГН РАН. № 4 (14). 2000. http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/4-2000/dolitsky.htm
- Долицкий А.В., Кийко И.А.* О причинах деформаций земной коры // Проблемы планетарной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 291-311.
- Дубровин М.А.* Соляная тектоника Верхне-Ленской впадины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1979. 95 с.
- Егоров Ю.И.* Разрывная тектоника Байкало-Патомского нагорья в свете геолого-геофизических данных // Тектоника Сибири. Т. VII. М.: Наука, 1976. С. 130-136.
- Ермаков Ж.С., Егоров А.К., Гарагаш И.А. и др.* Теория складкообразования в земной коре. М.: Наука, 1975. 239 с.
- Замараев С.М.* Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 243 с.
- Захаров С.А.* Автоскладки – особый генетический тип складок // Тектоника и структурная геология. Планетология. М.: Наука, 1976. С. 155-163.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
- Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Мишарина Л.А., Солоненко Н.В.* Тектоника плит Байкальской горной области и Станового хребта // ДАН СССР. 1973. Т. 240, № 3. С. 669-672.
- Иванов А. И.* Активизация нижнепротерозойского фундамента Патомского нагорья в период формирования голоморфной складчатости чехла // Тектоника областей активизации Сибири и Дальнего Востока. Иркутск, 1981. С. 84-92.
- Иванов А.И.* Закономерности формирования линейной складчатости северной части Байкало-Патомского нагорья: Автореф. дис. ...канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1984. 20 с.
- Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т.* Происхождение складчатости. М.: Наука, 1981. 135 с.
- Карпинский А.П.* О правильностях в очертаниях, распределении и строении континентов // Собр. соч. Т. 2. М. 1939. С. 29-46.
- Каттерфельд Г.Н.* Лик Земли и его происхождение. М.: Географиздат, 1962. 152 с.
- Каттерфельд Г.Н., Чарушин Г.В.* Глобальная трещиноватость Земли и других планет // Геотектоника. 1970. № 6. С. 3-11.
- Кориковский С.П., Федоровский В.С.* Ранний докембрий Патомского нагорья. М.: Наука, 1980. 298 с.
- Кориковский С.П., Федоровский В.С.* Корреляция нижнепротерозойских стратифицированных комплексов и эндогенных процессов Олекмо-Витимской горной страны и Патомского нагорья // Стратиграфия докембрия региона Средней Сибири. Л.: Наука, 1983. С. 37-50.
- Косыгин Ю.А., Парфенов Л.М., Бойкова И.П. и др.* Тектоника, глубинное строение и структурная эволюция советского Дальнего Востока // Тектоника территории СССР. М.: Наука, 1979. С. 208-231.
- Кравчинский А.Я.* Палеомагнетизм и палеогеографические перестройки на докембрийских платформах. М.: Недра, 1977. 95 с.

- Кравчинский А.Я.* Палеомагнетизм и палеогеографическая эволюция континентов. Новосибирск: Наука, 1979. 264 с.
- Красный Л.И.* Геология региона Байкало-Амурской магистрали. М.: Недра, 1980. 158 с.
- Левцкий В.В.* О геометризации рудоносных площадей на примере Саяно-Байкальской полигональной системы рудных поясов // Геология, магматизм и полезные ископаемые Забайкалья. Тр. геол. ин-та БФ СО АН СССР. Вып. 5(13). Улан-Удэ, 1974. С. 90-99.
- Левцкий В.В.* Саяно-Забайкальская решетчатая система рудных поясов // Тектоника Сибири. Т. VII. М.: Наука, 1976. С. 149-155.
- Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н.* Новые данные об Ангаро-Витимском батолите (Западное Забайкалье) // ДАН СССР, 1972. Т.203, № 3. С. 654-657.
- Личков Б.Л.* К основам современной теории Земли. Л.: изд. Ленингр ун-та, 1965. 119 с.
- Макрушин Р.Н.* Тектоническое развитие и формирование границ Сибирский платформы в палеозой-мезозойском тектоническом мегацикле // Геология и разведка. 1974. № 3. С. 19-28.
- Мезозойская тектоника и магматизм Восточной Азии / Под ред. М.С. Нагибиной. М.: Наука, 1983. 232 с.
- Мельников Н.Г., Голозубов В.В.* Олистостромовые толщи и конседиментационные тектонические покровы в Сихотэ-Алине // Геотектоника. № 4. 1960. С. 95-107.
- Металлогеническая карта региона БАМа, масштаб 1:1500000. Объяснительная записка / Под ред. Ю.В. Богданова. Л.: ВСЕГЕИ, 1981. 140 с.
- Митрофанов Г.Л.* Поздний докембрий и ранний палеозой центральной части Байкальской горной области: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1978. 12. с.
- Митрофанов Г.Л.* Байкальский мегакомплекс внутренних зон Байкальской горной области // Тектоника байкальского (рифейского) мегакомплекса Сибири. Новосибирск: СО АН СССР, 1981. С. 73-86.
- Митрофанов Г.Л., Митрофанова Н.Н.* Рифейская вулканоплутоническая ассоциация Южно-Муйского хребта и ее металлогения // Геология и геофизика. 1980. № 1. С. 53-60.
- Нагата Т.* Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965. 348 с.
- Никольский Ф.Б.* Морфология и генезис складок северной окраины Байкало-Патомского нагорья и Приленского плато: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1975. 33 с.
- Новая глобальная тектоника. Сб. статей. Пер. с англ. М.: Мир, 1974. 472 с.
- Одесский И.А.* Волновые движения земной коры. Л.: Недра, Ленингр. отд., 1972. 208 с.
- Очиров Ц.О.* Блоковая тектоника Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 198 с.
- Первалов О.В., Иванов А.И., Лифшиц В.И.* Границы и объем образований байкальского мегакомплекса Патомского нагорья // Тектоника Байкальского (рифейского) мегакомплекса Сибири. Новосибирск, 1981. С.63-73.
- Первалов О.В., Иванов А.И., Лифшиц В.И.* О границе и структурных соотношениях рифея и нижнего протерозоя в Патомском нагорье // Стратиграфия докембрия региона Средней Сибири. Л.: Наука, Ленингр. отделение, 1983. С. 22-36.
- Попов Ю.П.* Надвиговые покровы Северо-Западного Прибайкалья // ДАН СССР. 1967. Т. 174, № 4.
- Попов В.И., Рыжков О.А.* О вращении простиранной разновозрастных структур против часовой стрелки. Зап. Узб отд. Всес. минер. общ. Ташкент, 1955. Вып. 7. 6 с.
- Рязанов Г.В.* Морфология и генезис складок Непской зоны. Новосибирск: Наука, 1973. 90 с.
- Салоп Л.И.* Геология Байкальской горной области. Том I. М.: Недра, 1964. 515 с.
- Салоп Л.И.* Геология Байкальской горной области. Том II. М.: Недра, 1967. 699 с.
- Синцов А.В.* Складчатые и разрывные нарушения центральной части Бодайбинского внутреннего прогиба и их роль в локализации золотого оруденения. Канд. дисс. Иркутск, 1976. 300 с.
- Стовас М.В.* О напряженном состоянии корового слоя в зоне между 30-40° // Проблемы планетарной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1968. С. 275-284.
- Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М.: изд-во АН СССР, 1960. Т. I. 212 с.
- Тверитинов Ю.И.* К вопросу об особенностях тектонического развития Горного Алтая // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Алтайского края. Прокопьевск, 1968. С. 3-5.
- Тверитинов Ю.И.* Основные черты металлогении золота в северо-восточной части Горного Алтая: Автореферат дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1966. 27 с.
- Тверитинов Ю.И.* О принципах и методах тектонического районирования // Вопросы тектоники Алтае-Саянской горной области. Новокузнецк, 1971. С. 160-166.
- Тверитинов Ю.И.* Структурный метод тектонического районирования по возрасту складчатости // Тезисы докл. науч. семинара по проблеме комплексной интерпретации геол.-геофиз. данных. Новосибирск, 1974. С.74-76.
- Тверитинов Ю.И.* Закономерности смены структурных планов в складчатых областях Горного Алтая, Памира и Тянь-Шаня // Бюлл. МОИП, отд. Геол., 1980. Т. 55. Вып.1. С.3-17.

- Тверитинов Ю.И.* Структурные перестройки и размещение металлогенических зон в складчатых областях. М.: Недра, 1981. 221 с.
- Тверитинов Ю.И.* Региональные закономерности размещения золотого оруденения на юге Восточной Сибири. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск, 1991. 362 с.
- Тверитинов Ю.И.* Региональные закономерности размещения золотого оруденения на юге Восточной Сибири: Автореферат докт. дисс. Москва, 1991. 36 с.
- Тверитинов Ю.И.* Некоторые данные о распределении деформаций в вертикальных разрезах земной коры юга восточно-азиатской части России // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований. Т. 2. Иркутск, 2005. С. 118-122.
- Тверитинов Ю.И., Тверитинова Т.Ю.* Геодинамика тектонических перестроек // Вихри в геологических процессах. Петропавловск-Камчатский, 2004. С. 71-82.
- Тектонические разломы Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 110 с.
- Тяпкин К.Ф.* Новая ротационная гипотеза формирования тектонических структур в земной коре // Геологический журнал. Вып. 4. 1974. Т. 34. С. 3-16.
- Тяпкин К.Ф.* Новая ротационная модель магнитного поля Земли. Геофизический журнал. 1996. № 1. С. 30 – 37.
- Флаасс А.С.* Основные этапы и динамика структурного развития мамско-бодайбинской метаморфической серии (Северо-Байкальское нагорье) // Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 8. Чита, 1971. С. 33-37.
- Флоренсов Н.А.* Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М.-Л.: изд. АН СССР, 1960. 258 с.
- Флоренсов Н.А.* Очерки структурной геоморфологии. М.: Наука, 1978. 250 с.
- Хаин В.Е.* О книге «Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли» // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969, № 11. С. 122-125.
- Хаин В.Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1978. 512 с.
- Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии: Геология на пороге XXI века. М.: Наука, 1994. 190 с.
- Хренов П.М.* Каледонские магматические комплексы Саяно-Байкальской горной области и проблемы их металлогении // Проблемы тектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1961. С. 87-95.
- Хренов П.М.* Нижнепалеозойские интрузии Западного Забайкалья, Витимского плоскогорья и Восточного Прибайкалья // Геология СССР. Т. XXXV. Ч. 1. М.: Недра, 1964. С. 377-390.
- Хренов П.М.* Негеосинклинальные вулканоплутонические пояса континентального массива Восточной Сибири. М.: Недра, 1981. 222с.
- Шергина Ю.П., Мурина Г.А., Козубова Л.А.* О возрасте гранитов Баргузинского комплекса по данным Rb/Sr метода // ДАН СССР. Сер. Геол. 1982. № 3. С. 946-949.
- Шерман С.И., Леви К.Г.* Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. С. 7-18.
- Шульц С.С.* Тектоника земной коры. Л.: Недра, Ленинград. отд., 1979. 272 с.
- Neev D., Hall J.K.* A global system of Spiraling Geosutures // Journal of Geophysical Research. Vol. 87, № 13. 1982. P. 10639-10708.
- O'Driscoll E.S.T.* The double helix in global tectonics // Tectonophysics, 1980. Vol. 63. P. 397-417.
- Freeth S.J.* Tectonic activity in west Africa and the gulf of Guinea since Jurassic times – an explanation based on membrane tectonics // Earth and Planetary Science Letters. 1978. Vol. 38. P. 298-300.
- Freeth S.J.* Deformation of the African Plate as a consequence of membrane stress domains generated by post-jurassic drift // Earth and Planetary Science Letters/ 1979. Vol. 45. P. 93-104.
- Tveritinov Yu.I., Tveritinova T.Yu.* Experience of seismicity forecasting based on the image recognition software «SKID-FORECAST» // Активный геофизический мониторинг литосферы Земли. Материалы II международного симпозиума. Новосибирск, 2005. С. 438-441.

ТВЕРИТИНОВ, ТВЕРИТИНОВА
REGULARITY OF CHANGING STRUCTURE PLANS IN FOLDED AREAS

Yu.I. Tveritinov, T.Yu. Tveritina

*Moscow State University, Geological Faculty, Moscow, 119234, MSU
e-mail: tvertat@newmail.ru*

On basis of space-statistical data analysis on elements of bedding of folded structures that was performed for regions of the Far East, Baikal mountain area, Mountain Altai, Pamirs and Southern Tyan-Shan in period 1960-2000 years as well as on basis of summary of literary materials on the rest of the world, the author had determined the unknown before regularity of changing structure plans in folded areas that is interrelated with the global level tectonic rearrangements. That rearrangements are caused by changes of position of Earth's axis of rotation. In folded areas, they appear by the tendency of rotation of folded structures spreadings clockwise with average angular velocity equal to 0.3° per a million years.