

551.242(571.66)

## КОЛЛИЗИОННАЯ И ПОСТКОЛЛИЗИОННАЯ СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ АНДРИАНОВСКОГО ШВА (СРЕДИННЫЙ ХРЕБЕТ, КАМЧАТКА)

© 2004 г. А. Б. Кирмасов<sup>1</sup>, А. В. Соловьев<sup>2</sup>, Дж. К. Хоуриган<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Геологический факультет МГУ, 119992, Москва, Воробьевы горы, ГСП-2

<sup>2</sup>Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 119180, Москва, Старомонетный пер., 22

<sup>3</sup>Йельский университет, Нью-Хевен, США

Поступила в редакцию 26.05.2003 г.

В статье рассматривается структурная эволюция Андриановского шва, обнажающегося на восточном склоне Срединного хребта Камчатки. Методами структурного анализа установлено, что главный структурный шов разделяет метапелиты камчатской серии и метавулканиды андриановской свиты. Показано, что в структурной эволюции комплексов аллохтона (андриановская и ирунейская свиты) фиксируется раннее коллизионное деформационное событие, связанное с надвиганием окраинно-морских и островодужных комплексов к западу. Сбросовые перемещения постколлизионного этапа отражены в структурных парагенезах автохтонного и аллохтонного комплексов. В верхней части автохтона (камчатская серия) описана зона пластичного сброса. Сделано предположение, что выведение высокометаморфизованных пород и совмещение в современной структуре в разной степени метаморфизованных комплексов может соответствовать эволюционному сценарию формирования метаморфических ядер кордильерского типа.

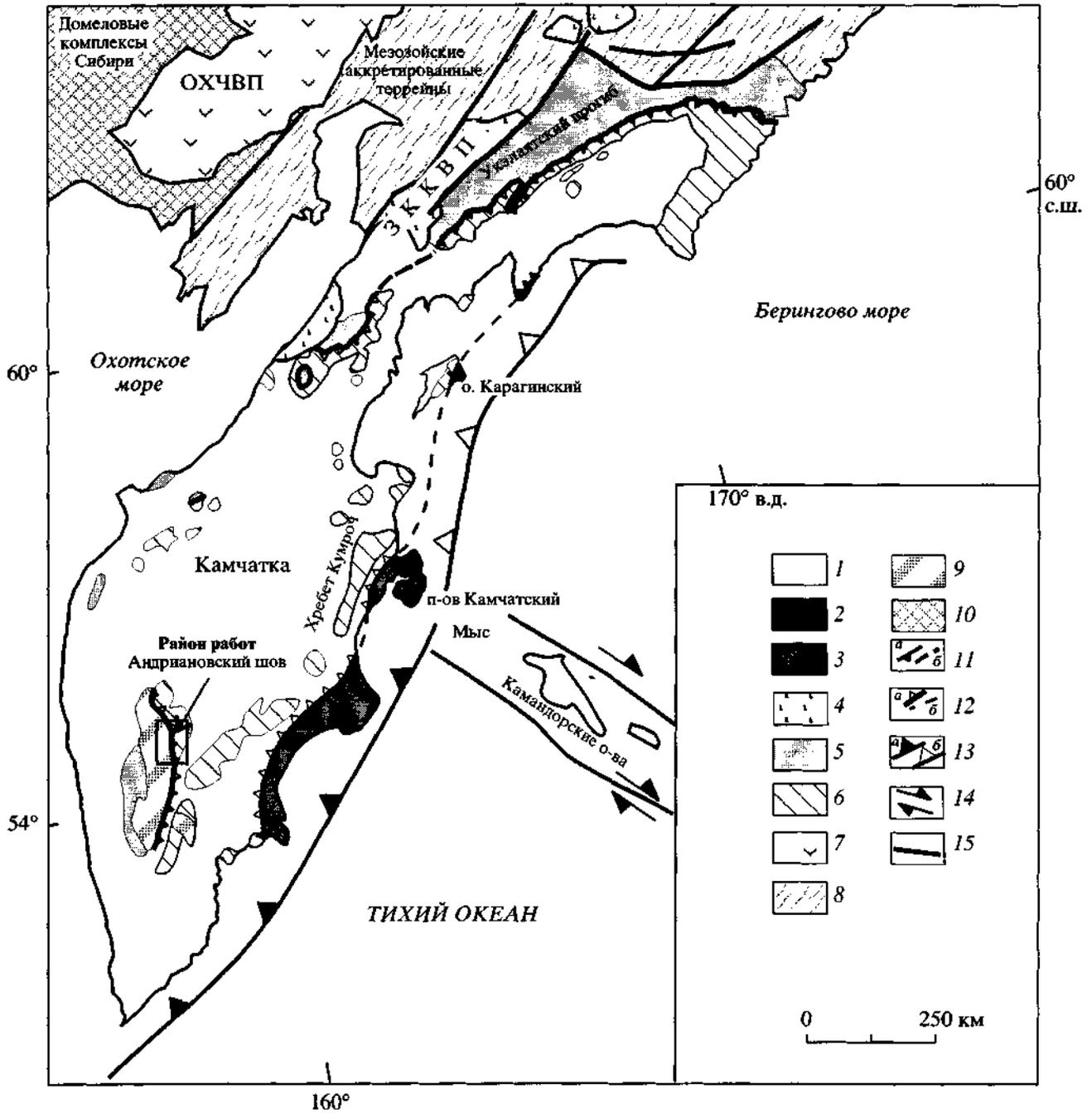
### ВВЕДЕНИЕ

Формирование основных структур Камчатки (рис. 1) произошло в позднем мезозое - кайнозое в результате аккреционно-коллизионных процессов [1, 10, 13, 20,21, 25,27,33,50, 61 и др.]. Одним из главных событий в истории региона была коллизия Озерновско-Валагинской островной дуги с континентом, когда меловые отложения окраинного моря и островной дуги были надвинуты на гетерогенные комплексы Евразийской континентальной окраины. Северный сегмент дуги по Лесновскому надвику шарьирован на отложения окраины в среднем эоцене [27], южный - контактирует с метаморфическими комплексами по Андриановской шовной зоне [13, 23] на восточном склоне Срединного хребта.

Структурное положение Андриановского шва и время его образования дискуссионно. Согласно [13], он разделяет метаморфические образования малкинской серии [21, 32] и неметаморфизованные окраинно-морские отложения ирунейской свиты и сформировался в результате раннеэоценовой коллизии островной дуги и континента. В работе [23] Андриановская шовная зона рассматривается как структура, разделяющая метапелиты камчатской [8, 18] серии (шихтинской свиты [32]) и метавулканиды андриановской свиты [8, 21,32]. Образование шва произошло в результате надвигания островодужных комплексов (андриа-

новская свита) на комплексы мезозойской палеоконтинентальной окраины в конце мела [21,23].

Происхождение и возраст метаморфических пород Срединного хребта Камчатки являются предметом дискуссий на протяжении последних 30 лет. Наибольшие дебаты вызывает вопрос о возрасте метаморфизма и протолита [1-3,5,6,14, 15, 40, 47, 48]. Ряд исследователей считает, что высокометаморфизованные породы Срединного хребта имеют докембрийский возраст протолита [14,15]. В последние годы появились данные о меловом возрасте протолита коллапсовской серии и палеоэоценовом - камчатской серии [47,48]. Возраст метаморфизма оценивался как меловой [5,6], другими исследователями выделялось два этапа метаморфизма - кампанский (около 77 млн. лет) и эоценовый (53-47 млн. лет) [40]. Детальные геохронологические исследования позволили определить возраст пика метаморфизма и мигматизации как раннеэоценовый ( $-52 \pm 2$  млн. лет) [48]. Возраст неавтохтона (конгломераты барабской свиты), представленного синорогенными отложениями, 50 млн. лет [26]. Данная статья посвящена выяснению этапности структурообразования, характеристики основных деформационных событий, кинематической эволюции зоны Андриановского шва. Для решения этих задач нами были проведены структурные исследования в восточном обрамлении Срединного массива (рис. 2).



**Рис 1.** Схема тектонического строения Камчатки и юга Корякин, по [20, 31, 33], с изменениями авторов  
 1 - кайнозойский чехол; 2 - Кроноцкая островная палеодуга (поздний мел - эоцен); 3 - Восточно-Камчатская аккреционная зона; 4 - ЗККВП - Западно-Камчатско-Корякский вулканический пояс (средний эоцен - олигоцен); 5 - Узкая вулканическая зона (поздний мел - эоцен); 6 - Озерновско-Валагинская островная палеодуга (поздний мел - палеоцен); 7 - ОХЧВП - Охотско-Чукотский вулканический пояс (ранний - поздний мел); 8 - мезозойские аккрецированные террейны; 9 - метаморфические комплексы Срединного и Ганальского хребтов Камчатки; 10 - домеловые комплексы Сибири; 11 - Ватыно-Лесновско-Андриановский шов: а - установленный, б - предполагаемый; 12 - Тюшевско-Говенский шов - надвиг Гречишкина: а - установленный, б - предполагаемый; 13 - зоны субдукции: а - современная, б - древняя; 14 - зоны сдвигов; 15 - разломы

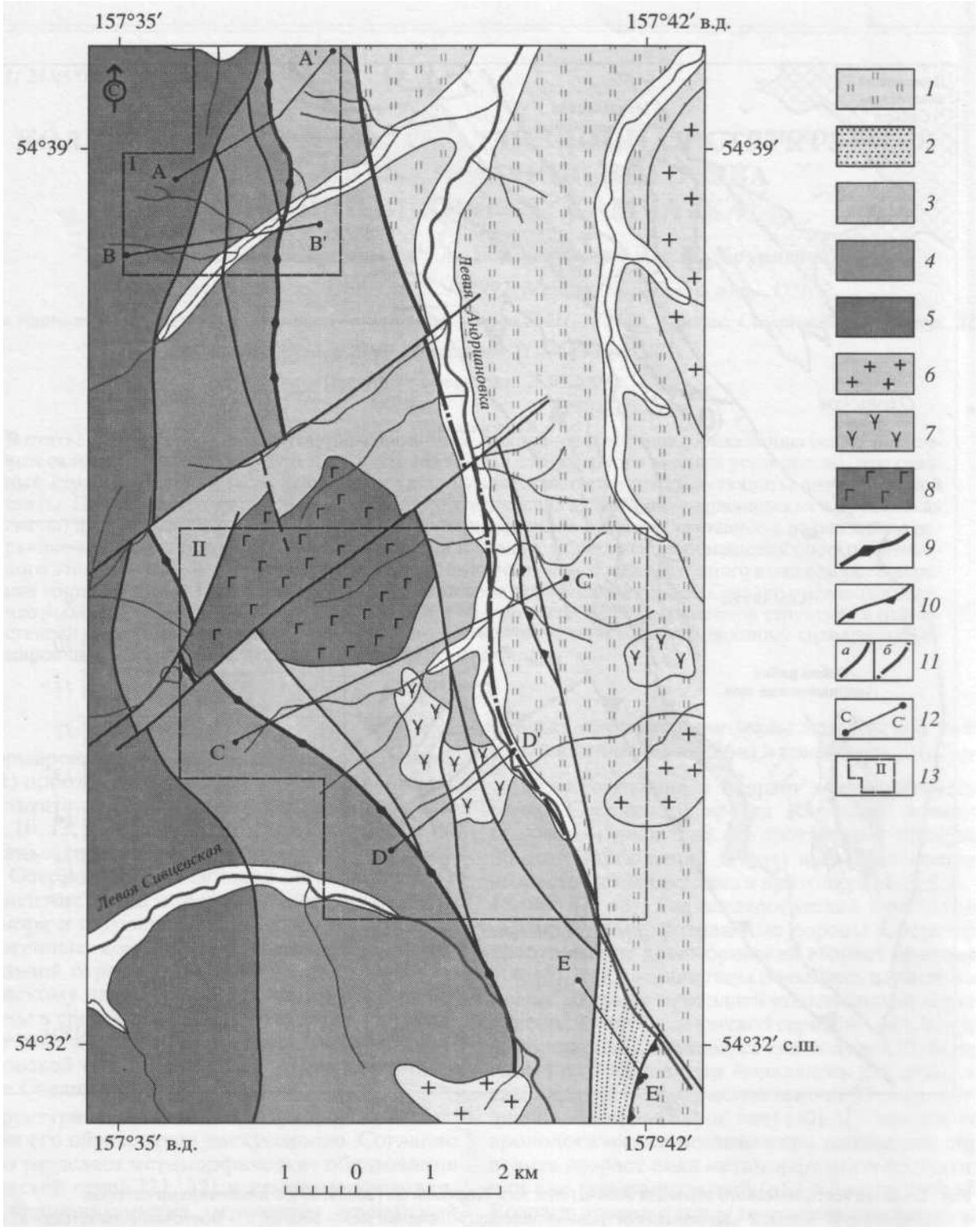


Рис. 2. Геологическая схема восточного обрамления Срединного массива, верховья р. Левая Андриановка (с изменениями по [8], с использованием данных М.Н. Шапиро)

1 - ирунейская свита, верхний мел; 2 - хозгонская свита, палеоцен (?); 3 - метавулканы андриановской свиты, мел (?); 4 - камчатская серия; 5 - колпаковская серия; 6-8 - интрузивные образования: 6 - миоценовые граниты. 7 - поздне-меловые сиениты, 8 - интрузии сложного базит-ультрабазитового состава; 9-12 - разрывные нарушения: 9 - главный Андриановский разлом, 10 - надвиги, 11 - разрывные нарушения (я), в том числе скрытые под чехлом четвертичных отложений (б); 12 - линии разрезов (см. рис. 5); 13 - участки детальных структурных исследований (I - Северный, см. рис. 3; II - Южный, см. рис. 4)

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЫХ  
СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ  
КОМПЛЕКСОВ

Метаморфические образования Срединного хребта Камчатки традиционно подразделяются на три структурно-вещественных комплекса [18, 32]: высокометаморфизованные породы ядра (или основания) Срединно-Камчатского массива (колпаковская серия, прорванная гранитами крутогорского комплекса), метаморфические породы чехла (малкинский комплекс: шихтинская, андриановская, алисторская, хейванская, химкинская свиты), слабометаморфизованные отложения аллохтонного Квахонского террейна.

Принципиальное значение имеют соотношения комплексов. В ранних работах [18, 32] была обоснована точка зрения о несогласном наложении пород малкинской серии в составе шихтинской, андриановской, хейванской, химкинской и алисторской свит (чехол) на породы колпаковской серии (фундамент) с выделением базальных конгломератов в основании шихтинской свиты. Все контакты внутри малкинской серии предлагалось рассматривать как стратиграфические, при этом внутренняя структура этих образований трактовалась как слабо нарушенная, с дислокациями в зонах отдельных разрывов. Срединный массив рассматривался как краевая часть Охотоморской плиты (платформы), испытывавшая глубокую тектоно-магматическую и метаморфическую переработку [32, 50], либо как выступ фундамента Западно-Камчатской микроплиты [1]. Альтернативная точка зрения на природу метаморфических комплексов Срединного массива предполагает их образование в результате мелового метаморфизма дислоцированных верхнемезозойских геосинклинальных образований [5, 16].

В последние годы развиваются представления о Срединном массиве как о деформированном пакете тектонических чешуи различного возраста и происхождения [2, 21, 23 и др.]. Так, в верховьях реки Крутогорова было установлено аллохтонное залегание пород андриановской свиты с фрагментами офиолитов в основании покрова [21], аналогичные наблюдения были сделаны в восточном обрамлении массива [23]. В такой трактовке колпаковский комплекс, сложенный наиболее высокометаморфизованными образованиями, перекрывается отложениями камчатской серии (шихтинской свиты), на которую надвинуты островодужные метавулканы андриановской свиты.

*Колпаковская серия* представлена кианитовыми, кордиеритовыми, кордиерит-гиперстеновыми, гранат-биотитовыми и биотитовыми гнейсами и плагиогнейсами, редко - гранатовыми ам-

фиболитами и кальцифирами [32]. Породы колпаковской серии, первично метаморфизованные в условиях кианит-силлиманитовой фации (Т от 560 до 800°C, Р до 7-8 кбар) [32], затем подверглись диафорезу. Для диафорированных пород характерны обратная или сложная химическая зональность гранатов, полная или частичная их биотитизация, замещение кианита андалузитом [32]. Породы колпаковской серии смяты в изоклинальные складки, фрагментарно в зонах тектонических нарушений развиты наложенные структуры и текстуры. Гнейсы колпаковской серии прорваны биотитовыми гранитами крутогорского комплекса. Граниты разгнейсованы и переработаны поздними тектоническими процессами с развитием бластокатакlastических структур и наложенных низкотемпературных минеральных ассоциаций.

Данные о возрасте колпаковского и крутогорского комплексов весьма противоречивы [1-3, 5, 6, 14, 15, 40]. Детальные геохронологические исследования [48], выполненные на современном оборудовании (U/Pb SHRIMP датирование), показывают, что возраст осадочного протолита гнейсов колпаковской серии позднемеловой (докампанский). Этот вывод обоснован возрастными наиболее молодых обломочных цирконов. Крутогорские разгнейсованные граниты имеют возраст кристаллизации около 77 млн. лет. Пик метаморфизма оценивается как -52 ± 2 млн. лет и обоснован (U/Pb SHRIMP) возрастными монацита и каемок обрастания циркона из мигматитов колпаковской серии.

*Камчатская серия* [8, 18] (или шихтинская свита [32]) представлена преимущественно слюдяными сланцами с гранатом, ставролитом, кианитом, ставролит-силлиманитовыми и биотит-мусковитовыми плагиогнейсами и мигматитами. Степень метаморфизма камчатской серии изменяется от сланцев "зоны граната" до ставролитовой фации [21]. Условия метаморфизма соответствуют Р = 3-4 кбар, Т не выше 630-640°C [32]. Породы камчатской серии залегают на образованиях колпаковской серии и крутогорских гранитах с несогласием, с базальными конгломератами в основании [21,32]. На метаморфиты камчатской серии надвинуты образования андриановской свиты, надстраивающиеся вверх породами хейванской и химкинской свит [21,23]. Возраст протолита камчатской серии обоснован как палеоценовый, метаморфизм и внедрение гранитов произошло около 52 ± 2 млн. лет [47,48].

В составе *андриановской свиты* преобладают амфиболовые, эпидот-амфиболитовые, клинопироксен-амфиболовые сланцы и амфиболиты. Возраст отложений андриановской свиты неизвестен, сиениты, прорывающие метавулканы в

восточном обрамлении массива, датированы как  $70.4 \pm 0.4$  и  $63.0 \pm 0.6$  млн. лет [25, 48]. *Хейванская свита* сложена метапесчаниками и метаалевролитами, реже аргиллитами и гравелитами. *Химкинская свита* представлена альбит-актинолитовыми сланцами по туфам, туффитам, метапесчаникам, а также кварцитами. В составе *алисторской свиты* преобладают амфиболовые сланцы по ультраосновным и основным эффузивам [2]. Отложения алисторской свиты рассматриваются как фациальный и возрастной аналог образований химкинской [2, 32] и андриановской [2] свит. От андриановской к химкинской свите наблюдается постепенное уменьшение степени метаморфизма, имеющее у разных исследователей различное объяснение [6, 16, 21, 32 и др.]. В меньшей степени выражена латеральная метаморфическая зональность, не совпадающая с границами серий и свит [16].

Слабометаморфизованные и неметаморфизованные образования Срединного хребта представлены автохтонными или параавтохтонными отложениями хозгонской свиты позднемелового - палеоценового возраста [34, 48], аллохтонными верхнемеловыми породами Ирунейского террейна (ирунейская и кирганикская свиты) [10, 13, 34], неавтохтонными молассоидными отложениями среднеэоценового [26] возраста (барабская свита).

Таким образом, в восточном обрамлении Срединного массива в зоне Андриановского шва размещены комплексы, испытавшие разную степень метаморфической и структурной переработки. Предполагается, что разрывные нарушения, разделяющие комплексы, являются надвигами [10, 23] с западной вергентностью. В соответствии с предложенными ранее моделями, образования колпаковской и камчатской серий в пределах изученного района могут быть отнесены к **автохтону**. Терригенные отложения хозгонской свиты занимают сложное структурное положение и выделяются в качестве **параавтохтона**. Метавулканы андриановской свиты и туфогенно-кремнистые отложения ирунейской свиты относятся к аллохтонному комплексу. В его строении можно выделять **нижний** (андриановская свита) и **верхний** (ирунейская свита) **аллохтонные комплексы**.

## МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Основным методом исследования является структурный парагенетический анализ [17], принципы механического подхода к проведению которого описаны в [11, 12, 28, 30]. *Структурные парагенезы* - это закономерные сочетания различных элементарных структур, сформировавшихся в определенных механических обстановках (сжатия, растяжения, сдвига, транспрессии, транстенсии,

течения) [11, 12, 28]. В зависимости от ведущих механизмов деформации выделяются механические, деформационно-химические [9] и деформационно-метаморфические структурные парагенезы [7]. Генетическая интерпретация структур и структурных парагенезов основана на модели структурных перестроек, принципы которой изложены в [29, 30 и др.].

При морфологическом изучении структур проводился анализ ориентировок плоскостных и линейных структурных элементов [58]. Важной составляющей исследований является петроструктурный (петротектонический) анализ, позволяющий установить последовательность образования деформационных структур и текстур горных пород и их связи с метаморфизмом [55], при изучении тектонитов основное внимание уделялось кинематическим индикаторам [22, 35, 37, 39, 45, 52, 55 и др.].

При описании морфологии складчатых структур нами широко применяется термин "*асимметричные складки*". Наблюдения над асимметрией складок используются при реконструкции крупных складок в толщах монотонного строения [58]. В соответствии с рисунком складок в разрезе употребляют термины *S*-, *Z*-, и *M*-*складки*, напоминающие буквы (*S*-, *Z*-складки развиты на противоположных крыльях крупной складки, *M* - в ее замковой части). В случае пологих погружений шарниров для определения типа симметрии складки (*S* или *Z*) используют правило, согласно которому тип складки определяется при наблюдениях по направлению падения шарнира.

Термин "*вергентность*" используется в кинематическом смысле для обозначения направления перемещения и (или) вращения при деформации как на крыльях складок, так и в зонах разрывных нарушений [53 и др.]. То есть вергентность - это не направление "заваливания" осевых плоскостей складок и разрывных нарушений (так, "заваленный" к востоку сброс будет иметь западную вергентность), а кинематический термин. При характеристике вергентности уместно использовать дополнения, отражающие направление перемещения как по латерали (восточная, западная и др.), так и по вертикали (взбросовая, сбросовая).

## СТРУКТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Общая структура центрального сегмента Андриановской шовной зоны представляет собой моноклиальный пакет тектонических пластин с падением разрывных нарушений и плоскостных структурных элементов в восточных - северо-восточных румбах (рис. 3-5, см. рис. 2). Структурные исследования были проведены на нескольких пересечениях в пределах двух участков (см. рис. 3, 4).

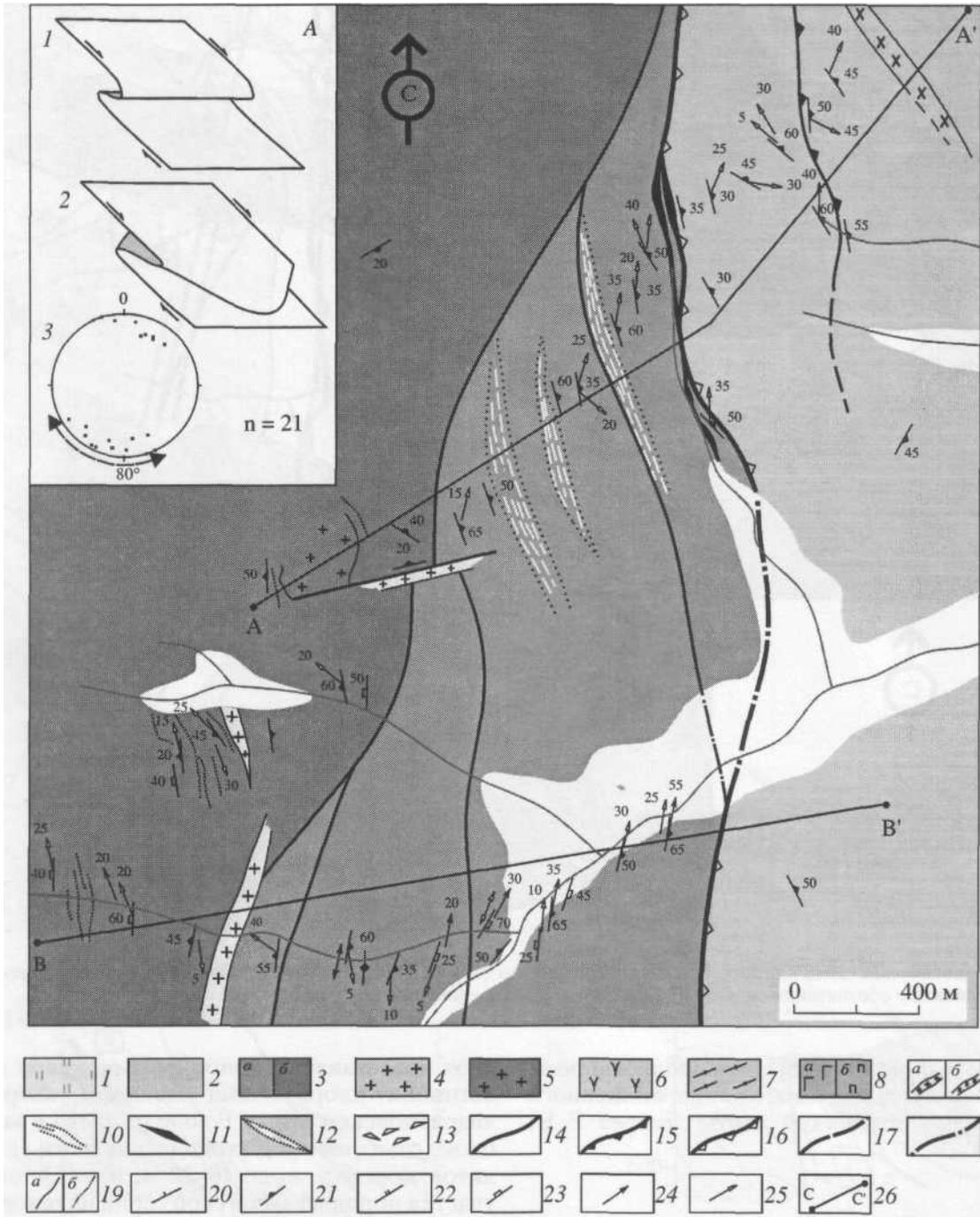


Рис. 3. Геологическая схема Северного участка (положение рис. см на рис. 2)

1,2- аллохтон: 1 - ирунейская свита, верхний мел; 2 - метавулканы андриановской свиты; 3 - автохтон: камчатская (а) и колпаковская (б) серии; 4-10 - интрузивные образования: 4 - синметаморфические (?) граниты, 5 - постколлизийные миоценовые граниты, 6, 7 - позднемеловые сиениты (6), в том числе милонитизированные (7), 8 - сложные интрузии базит-ультрабазитового состава, в том числе габбро (а), габбро-пироксениты (б), 9 - дайки гранитов (а) и диоритов (б), 10 - дайки аплитов, мигматизированные породы; // - амфиболиты, пироксениты; 12 - зоны окварцевания; 13 - тектонические (?) брекчии; 14-18 - разрывные нарушения (14), в том числе надвиги (15), сбросы (16), предполагаемые разрывы (17) и скрытые под чехлом четвертичных отложений (18); 19 - геологические границы (а), в том числе предполагаемые под покровом четвертичных отложений (б); 20-25 - элементы залегания: 20 - слоистости, 21 - сланцеватости, 22 - кливажа плейчатости, 23 - осевых поверхностей складок, 24 - минеральной линейности, 25 - шарниров складок; 26 - линии разрезов.

На врезке А - принципиальная схема образования футляровидных складок при изгибе шарнирной линии (7, 2) как объяснение вариаций ориентировок шарниров на одном из фрагментов складчатого разреза камчатской серии (3). Равноугольная проекция, нижняя полусфера,  $n$  - количество замеров,  $80^\circ$  - шарнирный угол

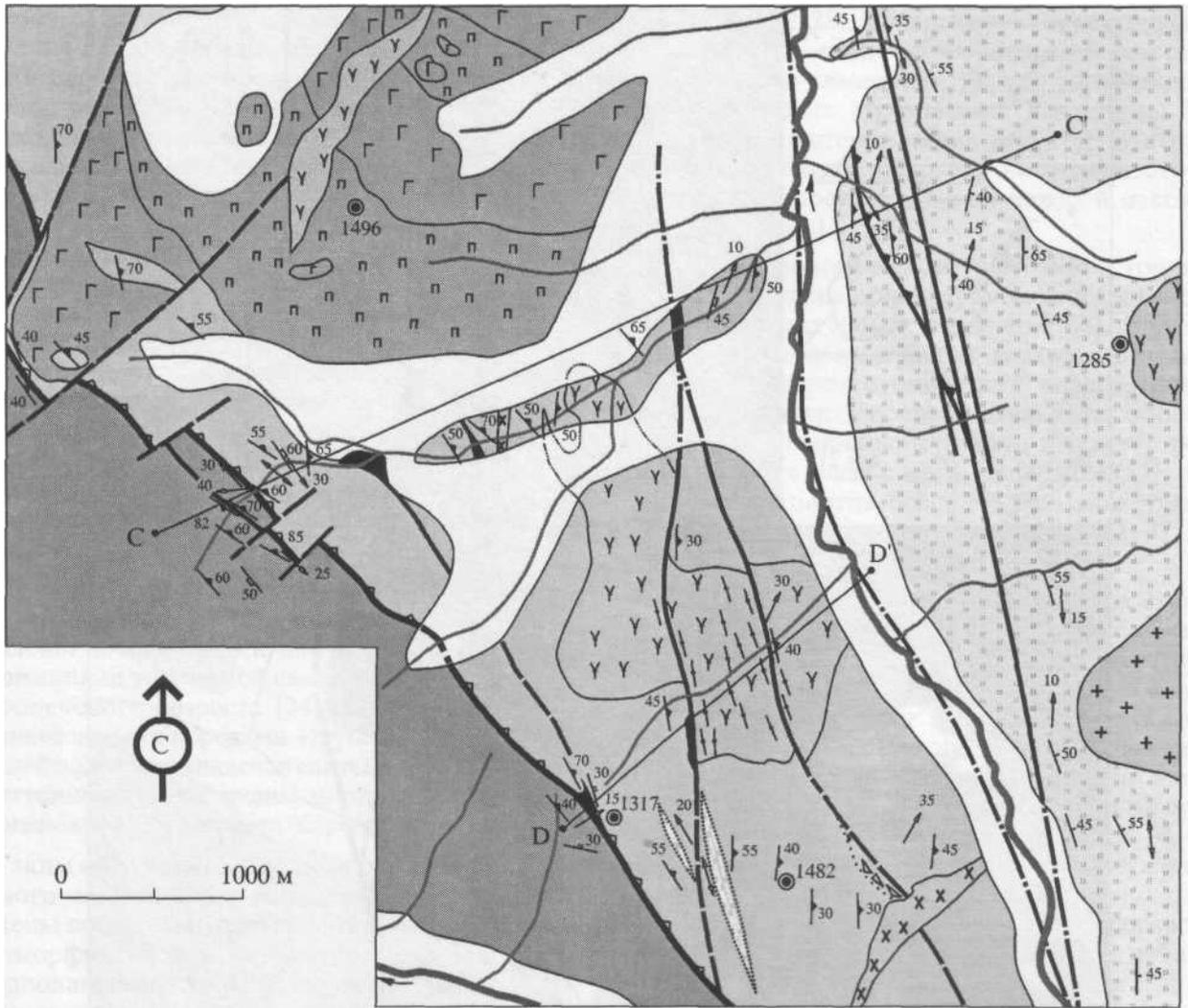


Рис. 4. Геологическая схема Южного участка (составлена по данным М.Н. Шапиро с изменениями и дополнениями авторов). Условные обозначения см. на рис. 3, местоположение - на рис. 2

Отдельные наблюдения были выполнены южнее, в области тектонического клина, сложенного образованиями хозгонской свиты (разрез Е-Е', см. рис. 5).

### Северный участок

В пределах Северного участка нами изучалась структура колпаковской и камчатской серий и зоны разрыва с восточными падениями поверхности сместителя, отделяющего породы камчатской серии от образований андриановской свиты (рис. 6-8, см. рис. 3, 5 (разрезы А-А', В-В')). Западный блок сложен биотитовыми, кианитовыми, силлиманитовыми гнейсами и мигматитами колпаковской серии, а также гранат-биотитовыми, биотитовыми, кварц-полевошпат-биотит-мусковитовыми, кварц-полевошпат-мусковит-хлоритовыми сланцами камчатской серии. Восточный

блок представлен амфиболовыми, кварц-альбит-актинолит-хлоритовыми сланцами, кварцитами андриановской свиты. В зоне разрыва в западном блоке отмечаются тектонические линзы амфиболитов мощностью до 10-20 м, в северной части участка породы камчатской серии интенсивно окварцованы с формированием отдельных мало-мощных горизонтов вторичных кварцитов мощностью до первых десятков метров.

**Аллохтон.** Сланцеватость в породах андриановской свиты полого падает к востоку - северо-востоку (см. рис. 6). В зонах внутриформационных разрывов степень расланцевания возрастает, широко проявлены кварцево-жильная полосчатость, небольшие складки и кинкбанды (кинк-зоны). Наряду с со складками западной вергентности, более широко развиты "сбросовые" кинк-зоны и складки восточной вергентности (см. рис. 7, А). В ряде случаев можно наблюдать наложение бо-

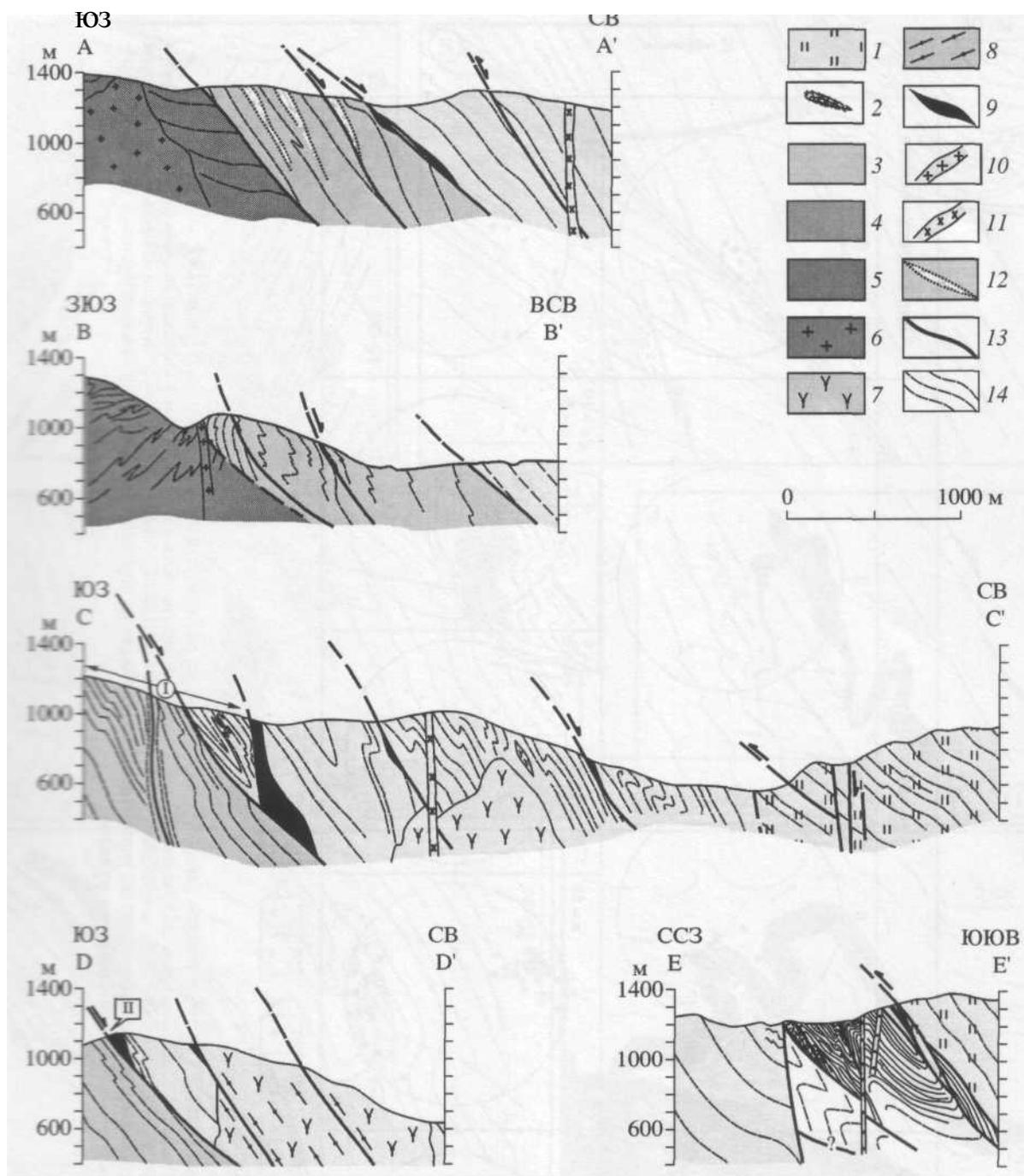


Рис. 5. Геологические разрезы через Андриановскую зону, положение разрезов см. на рис. 2–4

/ - ирунейская свита, верхний мел; 2 - хозгонская свита, палеоцен (?); 3 - метавулканы андриановской свиты; 4 - камчатская серия; 5 - колпаковская серия; 6 - синметаморфические (?) коллизионные граниты; 7,8- позднемеловые сиениты (7), в том числе милонитизированные (8); 9- тектонические линзы пироксенитов и амфиболитов; 10,11- дайки гранитов (70) и диоритов (11); 12 - зоны окварцевания; 13 - разрывные нарушения; 14 - слоистость (сланцеватость). Врезка I на разрезе С-С - см. рис. 10, E; II на разрезе D-D' - см. рис. 10, D.

лее поздних "сбросовых" кинк-зон на сланцеватость в зонах внутриформационных разрывов см. рис. 7, Б). Ориентировка шарниров складок и к-зон в породах андриановской свиты (см. рис. 6)

позволяет предполагать наличие небольшой сдвиговой компоненты перемещения: левосдвиговой для "взбросовых", правосдвиговой для "сбросовых" складок.

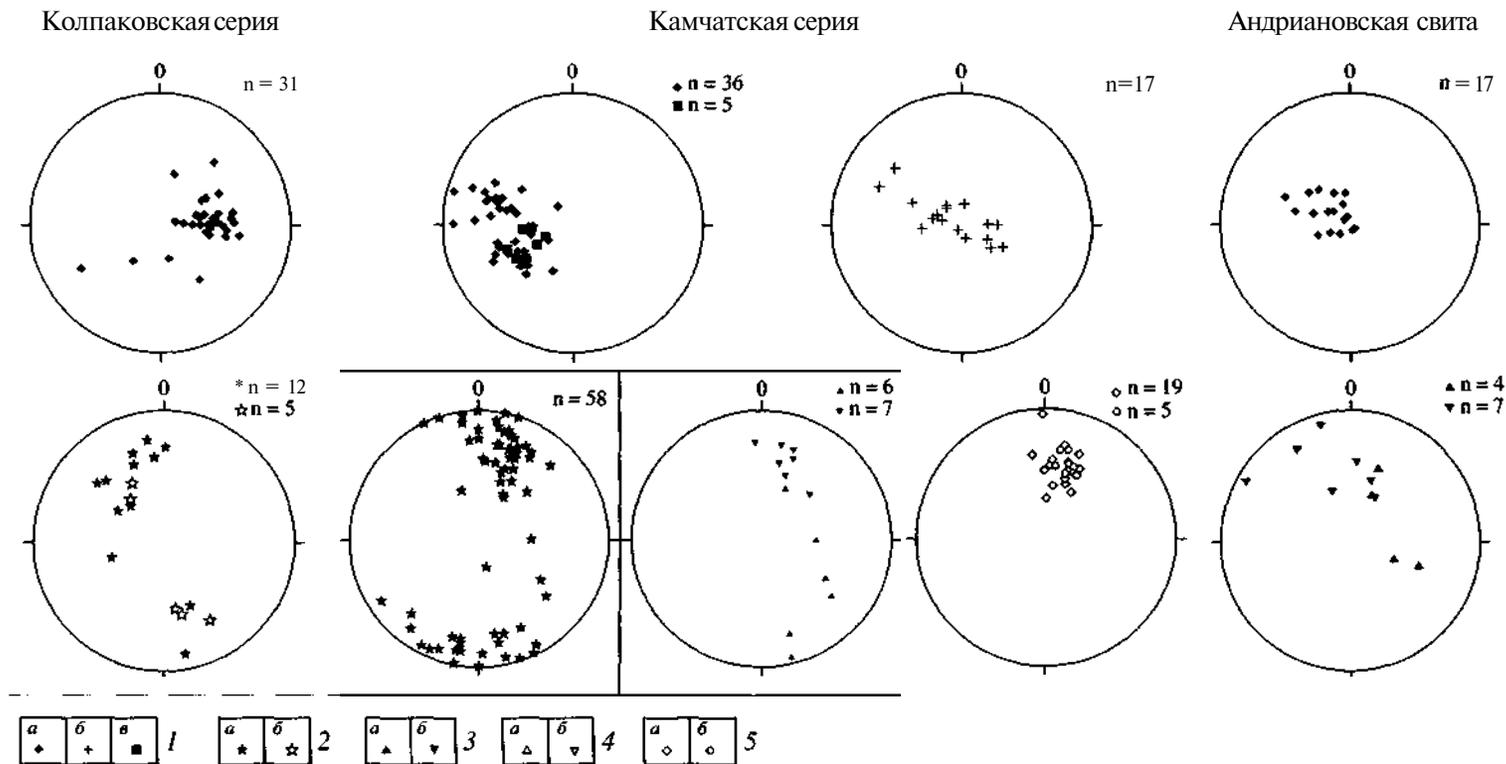


Рис. 6. Ориентировки структурных элементов, Северный участок (равноугольная проекция, нижняя полусфера, n - количество замеров)

1 - плоскостные элементы: а - сланцеватость, метаморфическая полосчатость, б - осевые поверхности складок, в - милонитовая полосчатость; 2 - шарниры складок (а) и птигматитовых складок по жилам аплитов (б); 3 - шарниры складок и кинк-зон западной (а) и восточной (б) вергентности в породах андреановской свиты; 4 - шарниры складок и кинк-зон западной (а) и восточной (б) вергентности в милонитах по породам камчатской серии и колпаковской серии; 5 - линейность: а - минеральная, б - агрегатная, образованная кварцевыми муллионами

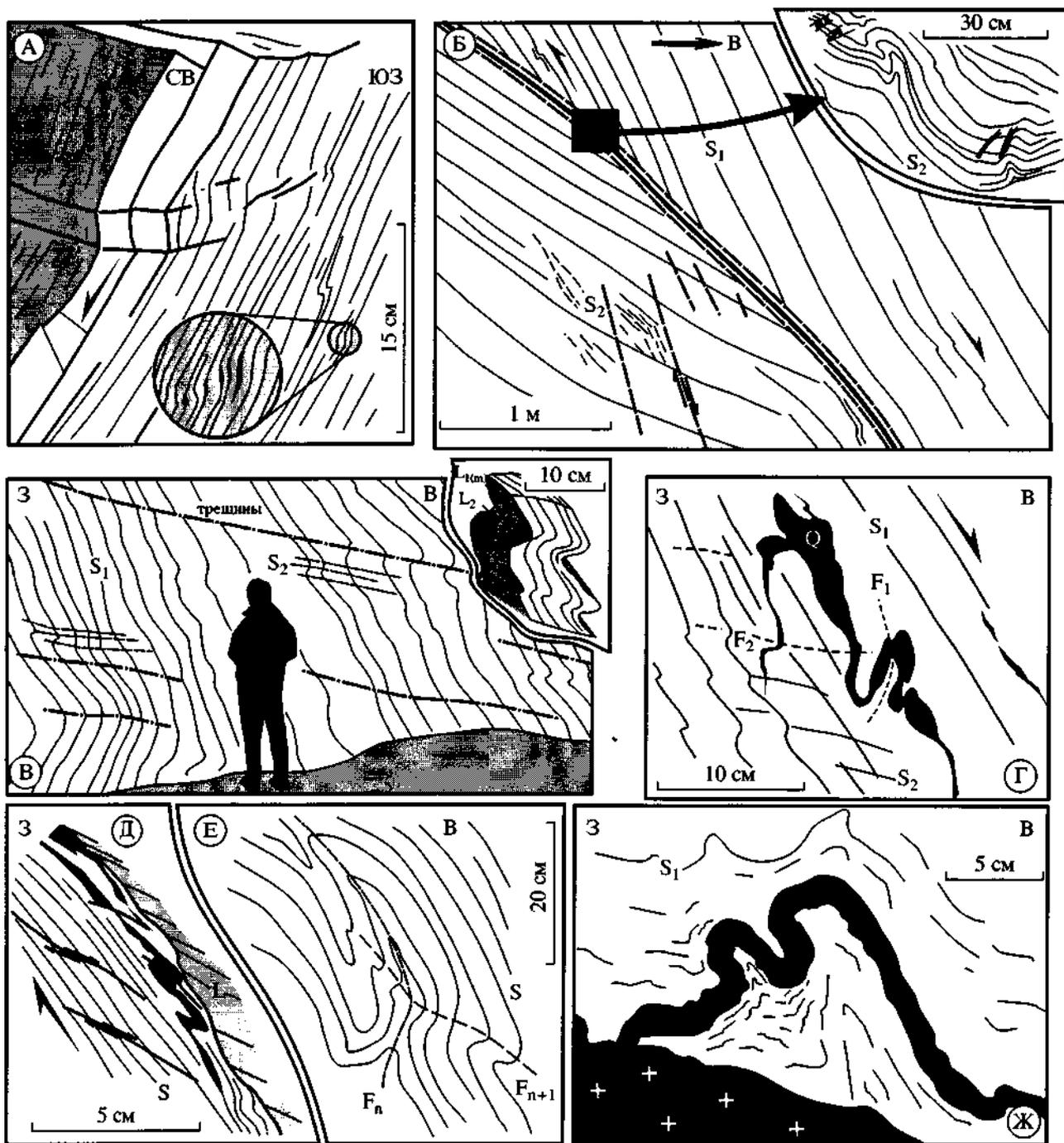


Рис. 7. Структуры и структурные парагенезы в породах андриановской свиты, камчатской, колпаковской серий и их кинематическая интерпретация, Северный участок (А-Д, Ж - рис. по фотографиям, Е - зарисовка обнажения) Андриановская свита: А - складки и кинк-зоны восточной вергентности; Б - складки восточной и западной вергентности, развитые по сланцеватости ( $S_j$ ) в зоне внутриформационного надвига, наложенные на рассланцевание ( $S_2$ ) кинк-зоны восточной вергентности (см. врезку).

Камчатская серия: В - складки восточной вергентности ( $S_j$  - сланцеватость и метаморфическая полосчатость,  $S_2$  - кливаж плейчатости), на врезке - соотношения складок, минеральной линейности и линейности пересечения (сланцеватость/кливаж плейчатости); Г - наложенные на смятую в складки ( $F_j$ ) кварцево-жильную полосчатость (Q) более поздние складки восточной вергентности ( $F_2$ ),  $S_2$  - кливаж плейчатости.

Милониты по породам камчатской серии: Д - смятые в асимметричные складки восточной вергентности кварцевые жилы; Е - наложение поздних "сбросовых" ( $F_{n+j}$ ) складок на ранние "надвиговые" ( $F_n$ ) - колчановидная складка (?), S - милонитовая полосчатость.

Колпаковская серия: Ж - смятые в птигматитовые складки аплитовые жилы ( $S_j$  - сланцеватость)

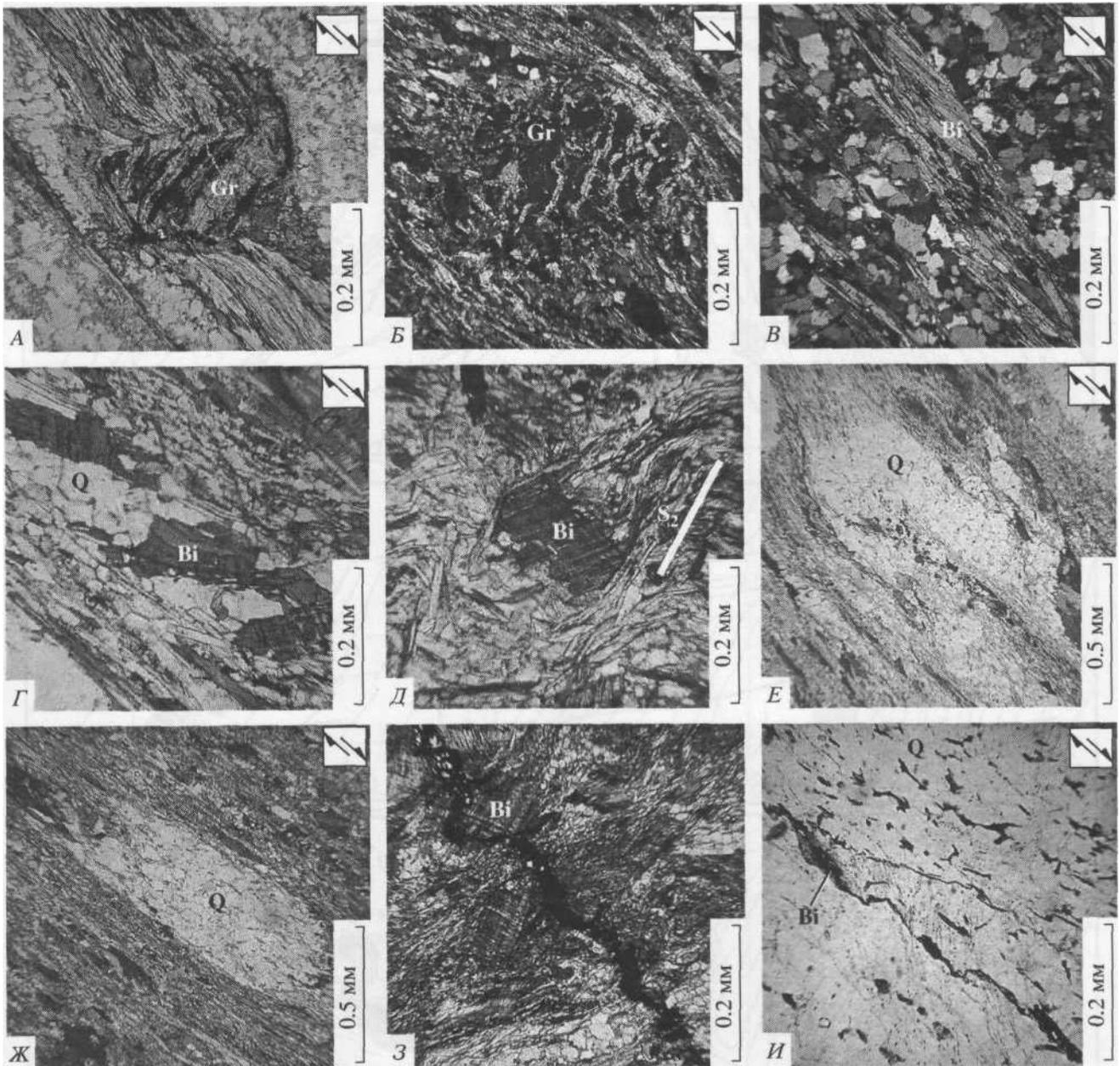


Рис. 8. Микроструктуры в породах камчатской серии, Северный участок (микрофотографии шлифов, без анализатора, иначе указан знак +)

*A* - структуры вращения порфиробласта граната, кварц-полевошпат-хлорит-мусковитовый сланец (милонит); *B* - дробление порфиробласта граната с отложением в трещинах карбонатного вещества, диафторированный гранат-биотитовый сланец (+); *B* - секущие соотношения сланцеватости (в слоистых прослоях) и метаморфической (милонитовой) полосчатости, структуры типа S-C-тектонитов, кварц-полевошпат-биотитовый сланец (+); *Г* - дробление порфиробласта биотита с выполнением теней давления кварцем, мионит; *Д* - кливаж плейчатости (Sj) по сланцеватости, докинематический по отношению к кливажу плейчатости порфиробласт биотита, кварц-полевошпат-хлорит-мусковитовый сланец (диафторит); *Е*, *Ж* - морфологические типы микроскладок, формирующихся по кварцевым жилам: асимметричная тесно сжатая складка (*Е*), веретенообразная жила - фрагмент сплюсненной замковой части складки (*Ж*), дальнейшая эволюция протекает за счет образования новой линзовидной кварцево-жильной полосчатости; *З*, *Я*-стилолиты (швы растворения), развитые по диафторитам (*З*), рудное выполнение, и вторичным кварцитам (*Я*), биотитовое выполнение. В последнем случае хорошо заметно "ступенчатое" строение шва, характерное для сколовых трещин.

Обозначения минералов: Gr - гранат, Stgr - ставролит, Bi - биотит, Amf - амфибол, PFS - калиевый полевой шпат, Q - кварц

**Автохтон.** Породы камчатской серии обладают сложной внутренней структурой (см. рис. 7, В-Е). При восточных падениях сланцеватости (см. рис. 6) в породах в зоне тектонического разрыва широко развиты складки восточной вергентности, нередко - с кливажем плейчатости, кливажные зоны которого параллельны полого падающим, часто горизонтальным, осевым поверхностям складок (см. рис. 7, В). Шарниры погружаются под небольшими углами как в северных, так и южных румбах. Для складок восточной вергентности на одном из интервалов разреза были зафиксированы футляровидные складки начальной стадии морфологического оформления (см. врезку А на рис. 3).

В породах фрагментарно развита линейность, образованная крупными (до 1-2 мм) кристаллами и агрегатами биотита. Ориентировка линейности выдержана, с падением в плоскости сланцеватости под небольшими (до 30-40°) углами к северу (см. рис. 7, В). По отношению к складкам минеральная линейность более ранняя, что устанавливается прямыми наблюдениями. В зоне контакта с метавулканитами андриановской свиты (см. рис. 5, разрез А-А') породы камчатской серии пересыщены кварцевыми жилами. Кварцевые жилы интенсивно дислоцированы, будинированы, смяты в складки (см. рис. 7, Г), разорваны и в ряде случаев также формируют линейность, которая образована миллионами (вытянутыми вдоль шарниров разобщенными фрагментами смятых в складки кварцевых жил, см. рис. 7, Д). Вне контактовой зоны преобладает кварцево-жильная полосчатость, складки по кварцевым жилам развиты фрагментарно. Наблюдения показывают, что осевые поверхности ранних складок вторично сминаются вместе с метаморфической сланцеватостью и линейностью в складки восточной вергентности (см. рис. 7, Г).

По данным петроструктурного анализа, ранние деформационно-метаморфические структурные парагенезы (см. рис. 8) представлены проникающей сланцеватостью, метаморфической полосчатостью, на фоне которых широко развиты синкinemатические [55, 57] порфиобласты граната и биотита (см. рис. 8, А, Б). Направление вращения порфиобластов указывают на перемещение вниз, по падению сланцеватости (см. рис. 8, Л, Б). Тени давления порфиобластов выполнены кварцем, для биотитовых порфиобластов характерны также новообразования биотита. Биотитовые порфиобласты будинируются, испытывают дробление, с последующим вращением фрагментов и образованием асимметричных теней давления с кварцевым выполнением (см. рис. 8, Г). В замковых частях малых складок широко развит кливаж плейчатости (см. рис. 8, Д). Кварцевые жилы испытывают интенсивные де-

формационные преобразования: расплющиваются, будинируются, сминаются в складки, формируют новообразованную линзовидную полосчатость (см. рис. 8, Е, Ж). Милониты развиты в отдельных зонах, как правило, с последующим наложением на них кливажа плейчатости, прокварцевания и диафтореза. Для милонитизированных пород характерна полосчатость, выраженная чередованием существенно кварцевых и разделяющих их обогащенных слюдами прослоев. В последних наблюдается секущая по отношению к метаморфической полосчатости и главной сланцеватости ориентировка слюды (как биотита, так и мусковита). Такие структуры весьма обычны для милонитов (S-C тектониты, см. рис. 8, В) [52]; их ориентировки указывают на сдвиговую компоненту деформации, соответствующей для пород камчатской серии направлению вращения порфиобластов. Зоны милонитизированных пород распространены неравномерно и исчезают только при переходе к породам колпаковской серии.

Породы камчатской серии подвергались вторичным преобразованиям. Наиболее интенсивно процессы диафтореза проявлены в зонах прокварцевания: биотит замещается хлоритом, гранаты - микрослюдистыми агрегатами (см. рис. 8, Б). В докinemатических (?) порфиобластах граната, пересыщенных относительно крупными включениями матрикса, практически отсутствуют следы вращения. Синкinemатические порфиобласты характеризуются S-образной внутренней структурой, подчеркнутой тонкими включениями матрикса (см. рис. 8, А). Наблюдения над соотношениями внутренней (в порфиобластах) и внешней полосчатости позволяют оценить величину деформации укорочения (до 50%). Отмечены порфиобласты, в которых замещение вторичными минералами идет по мелким трещинам отрыва, ориентированным под углом к сланцеватости (см. рис. 8, Б). Это, наряду с асимметрией теней давления, свидетельствует о продолжающемся сдвиговом вращении порфиобластов на этапе диафтореза. В сильно диафторированных породах основная минеральная ассоциация представлена биотитом, мусковитом, хлоритом, иногда - турмалином.

Таким образом, общая направленность метаморфизма в породах камчатской серии ретроградная. Большинство структур и текстур имеют синкinemатический характер и образуют деформационно-метаморфический структурный парагенез, сформировавшийся в сдвиговой обстановке, в зоне пластичного сброса при прогрессирующем характере деформации на фоне снижения РТ-условий. На поздних стадиях процесса в существенно кварцевых породах и, в меньшей степени, в кварцевых жилах развиваются стилолиты и

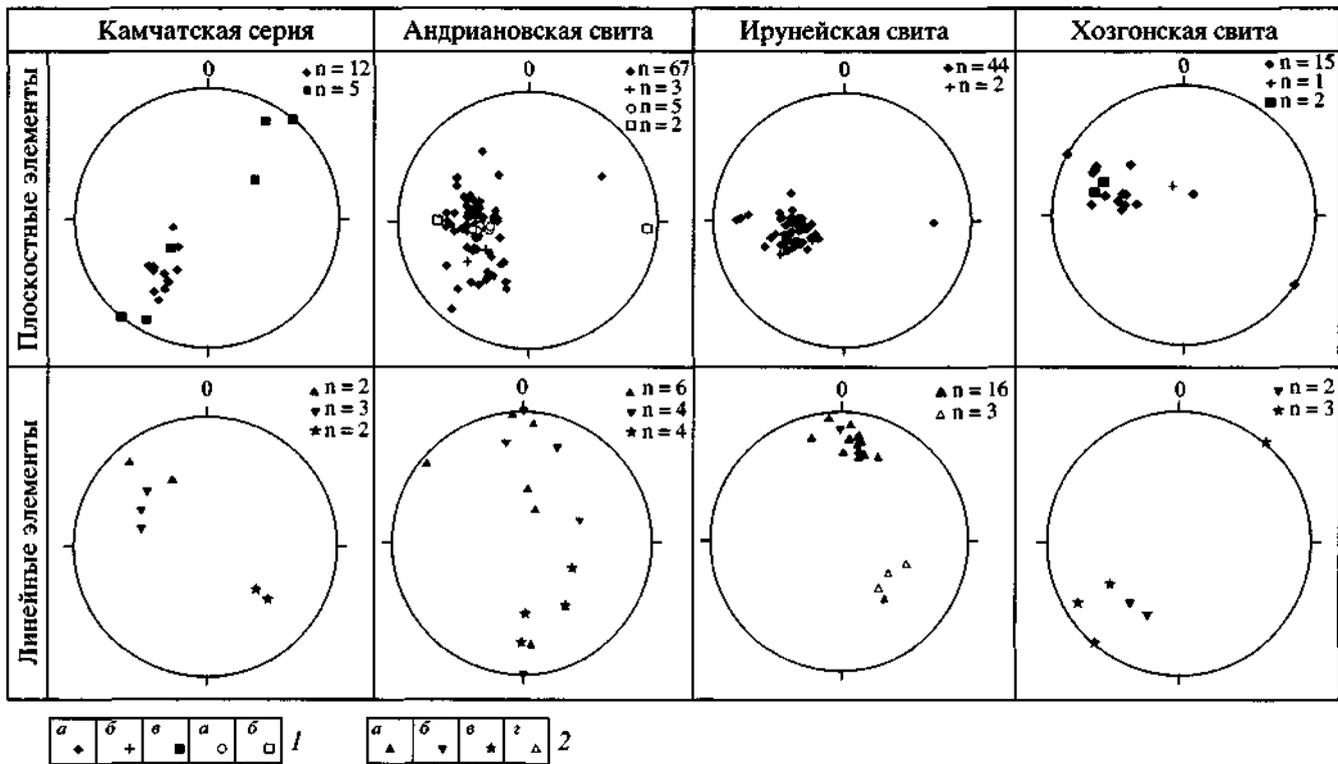


Рис. 9. Ориентировки структурных элементов, Южный участок (равноугольная проекция, нижняя полусфера, п - количество замеров)

1 - плоскостные элементы: а - слоистость (для ирунейской свиты), слоистость и кливаж (для хозгонской свиты), сланцеватость, метаморфическая полосчатость в сиенитах, д - кливаж плейчатости; 2 - шарниры складок: а - западной, б - восточной вергентности, в - М-складок, г - складчатых кварцевых жил западой вергентности

коррозионные швы, выполненные слюдяным веществом (см. рис. 8,3, Я). Они имеют характерную ступенчатую морфологию, ориентированы под углом к слоистости, что свидетельствует об их формировании в сдвиговой обстановке. В па-

рагенезе со стилолитами выступают волокнистые" кальцитовые жилы.

Образования колпаковской серии отделены от пород камчатской серии разрывом, залеченным небольшими телами и дайками гранитоидов. В ря-

Рис. 10. Структуры и структурные парагенезы в породах ирунейской, андреановской свит и камчатской серии, Южный участок (А-Г, Ж, 3 - рисунки по фотографиям; Д, Е - разрезы)

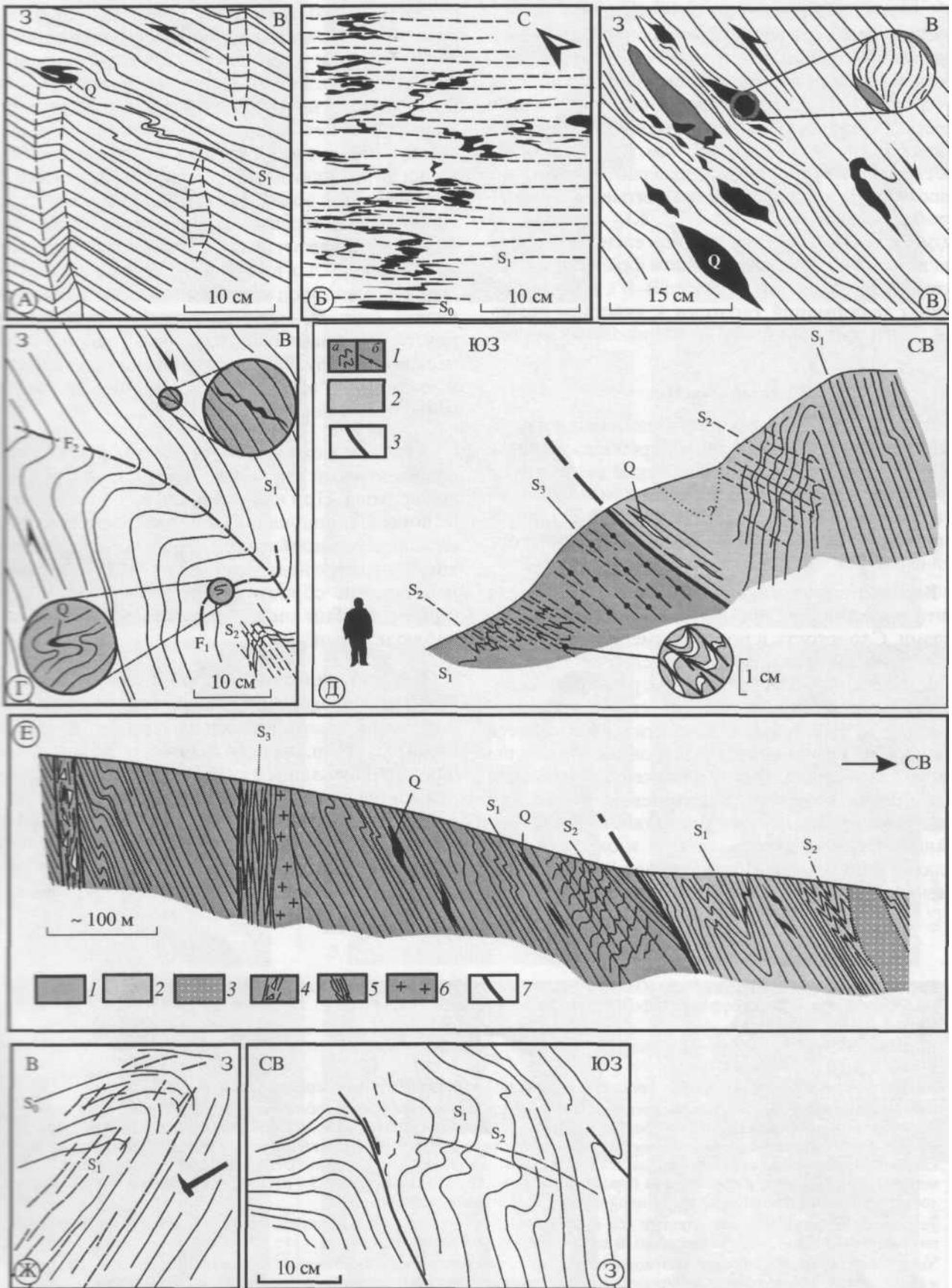
Ирунейская свита: А - сопряженные кинк-зоны, наложенные на сланцеватость (Sj) в зоне внутриформационного надвига; Б - сланцеватость (Sj), секущая слоистость (Sg) в замке небольшой складки в зоне надвига; В - кварцевые жилы, возникающие при отслаивании по плоскостям сланцеватости.

Андреановская свита: Г - соотношение складок разной вергентности: F<sub>1</sub> - ранние, "надвиговые", F<sub>2</sub> - поздние, "сбросовые" (S<sub>1</sub> - сланцеватость, S<sub>2</sub> - макрокливаж плейчатости, Q - кварцевые жилы).

Камчатская серия: Д - соотношения плоскостных текстур в милонитах камчатской серии, детальный фрагмент II разреза D-D' на рис. 5: 1 - милониты (кварц-полевошпат-биотитовые сланцы), в том числе: а - с кливажем плейчатости (S<sub>2</sub>, см. врезку) по ранней милонитовой полосчатости (Sj), б - с новообразованной милонитовой полосчатостью (S3), образовавшейся при расплющивании плейчатых пород; 2 - диафторированные милониты (хлоритовые сланцы) по габброидам (?) с порфирокластами плагиоклаза (S<sub>1</sub> - сланцеватость, S<sub>2</sub> - кливаж плейчатости, Q - кварцевые жилы); 3 - разрыв.

Е - соотношения плоскостных текстур в милонитах камчатской серии, детальный фрагмент I разреза С-С на рис. 5: 1 - метапелиты камчатской серии; 2 - амфиболовые сланцы андреановской свиты; 3 - зоны прокварцевания; 4 - зоны брекчированных пород; 5 - милониты; 6 - дайка аплитов; 7 - разрывные нарушения. S<sub>1</sub> - сланцеватость, метаморфическая полосчатость, ранняя милонитовая текстура; S<sub>2</sub> - кливаж плейчатости; S<sub>3</sub> - поздняя милонитовая текстура, Q - кварцевые жилы.

Хозгонская свита: Ж - опрокинутая складка с кливажем осевой плоскости (S<sub>1</sub>); 3 - дисгармоничные складки в подошве хозгонского клина на контакте с породами андреановской свиты, развитые по кливажу (S<sub>1</sub>), S<sub>2</sub> - кливаж плейчатости



де случаев наблюдается переход от тектонитов и милонитов по породам камчатской серии к колпаковским гнейсам через серию сближенных разрывных нарушений. Внутренняя структура колпаковской серии резко дискордантна по отношению к структуре камчатской серии: сланцеватость и осевые поверхности складок имеют западные падения (см. рис. 5, разрез В-В'; см. рис. 6), возрастает степень метаморфизма, появляются многочисленные жилы аплитов, нередко смятые в птигматовые складки (см. рис. 7, Ж), отмечаются мигматиты. Наблюдения над вергентностью складок позволяют реконструировать фрагмент складчатого разреза (см. рис. 5, разрез В-В'), зоны интенсивных деформаций тяготеют к участкам развития аплитовых жил и мигматизированных пород.

### Южный участок

В пределах Южного участка нами были изучены характер деформационных преобразований в породах ирунейской, андриановской свит, в зоне милонитов, развитых по породам камчатской серии (см. рис. 4, рис. 5, разрезы С-С, D-D'), внутренняя структура хозгонского тектонического клина (см. рис. 5, разрез Е-Е').

**Верхний аллохтонный комплекс.** Ирунейская свита представлена кремнисто-туфогенными породами. Слоистость в породах имеет устойчивые восточные падения (рис. 9), в отдельных зонах породы интенсивно рассланцованы с развитием серицит-хлоритовых агрегатов по плоскостям рассланцевания, в туфогенных разностях наблюдается кливаж. На ранние деформационные текстуры (кливаж и сланцеватость) наложены кинкбанды (рис. 10, А), отмечаются кварцевые жилы, как планарные, так и смятые в складки. В зонах рассланцевания слоистость смята в изоклиналильные складки (рис. 10, Б). Подавляющее большинство шарниров складок и кинк-зон западной вергент-

ности полого (20-30°) погружаются к северу (см. рис. 9), что свидетельствует о небольшой левосдвиговой составляющей перемещения по надвигу, складки с юго-восточными погружениями шарниров (см. рис. 9) единичны и развиты главным образом по кварцевым жилам. Веретенообразные кварцевые жилы субпослойные, обычно концентрируются в отдельных горизонтах. Морфология жил указывает на их формирование при отслаивании в зонах флексурных изгибов "взбросового" типа, нередко эта механическая обстановка подчеркивается кулисным расположением жил и изгибом грубых волокон в жилах (см. рис. 10, В). В целом для пород ирунейской свиты характерны низкая степень метаморфических преобразований, обычно наблюдаются деформационно-химические [7] структурные парагенезы (стилолитовые швы + "волокнистые" кварцевые жилы в кремнистых породах, рис. 11, А).

Контакт между образованиями ирунейской и андриановской свит имеет признаки постепенно-го перехода. При наблюдениях в шлифах переход к породам андриановской свиты очень четко фиксируется появлением амфибола. В зоне контакта, наряду с надвигами, развиты субвертикальные поздние сбросы, отмеченные М.Н. Шапиро (устное сообщение) и подтвержденные нашими наблюдениями.

**Нижний аллохтонный комплекс.** Андриановская свита представлена кварц-полевошпат-амфиболовыми, кварц-полевошпат-хлорит-амфиболовыми сланцами, нередко отмечаются характерные для зеленых сланцев кварцевые бороды нарастания вокруг пиритовых зерен (см. рис. 11, Б). В подошве тектонической пластины, сложенной образованиями андриановской свиты, амфибол формирует крупные порфиробласты, захватывающие фрагменты основной тонкокристаллической

Рис. 11. Микроструктуры в породах Южного участка (камчатская серия, андриановская, ирунейская и хозгонская свиты, сиениты; микрофотографии шлифов, без анализатора, иначе указан знак +). Обозначения минералов см. в подписи к рис. 8

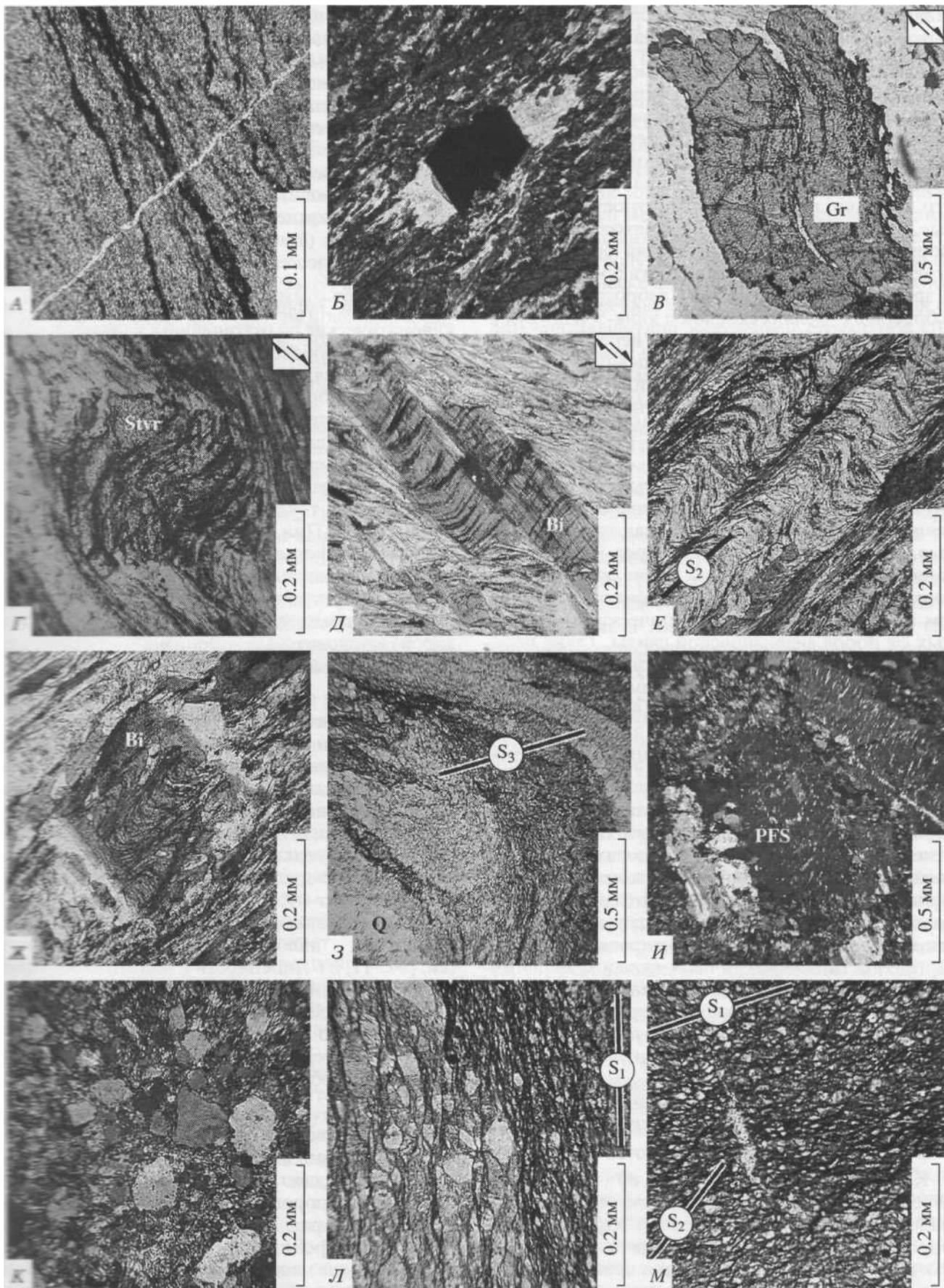
Ирунейская свита: А - деформационно-химический структурный парагенез стилолиты (грубый кливаж) + кварцевые жилы.

Андриановская свита: Б - бороды нарастания в тыльных частях пиритовых зерен.

Камчатская серия: В, Г - синкинематические S-образно изогнутые порфиробласты граната (В) и ставролита (Г) с включениями, хорошо заметна внутренняя текстура, образованная захваченными при росте включениями матрикса; Д - дробление синкинематического порфиробласта биотита со сдвиговым смещением; Е - кливаж плейчатости (S<sub>2</sub>) в кварц-полевошпат-мусковит-биотитовых сланцах; Ж — посткинematический по отношению к кливажу плейчатости порфиробласт биотита с кварцевыми бородами нарастания в тенях давления; З - двукратное смятие милонитовой полосчатости с образованием кливажа плейчатости (S<sub>3</sub>) в замке складки.

Тектониты по интрузивным породам: И — дробление крупного кристалла калиевого полевого шпата, протомилонит по сиенитам (+); К - эпидотизированный апосиенитовый милонит (+).

Хозгонская свита: Л - секущие соотношения слоистости и межзернового кливажа (S<sub>j</sub>) в мелкозернистых песчаниках и алевролитах; М - деформационно-химический структурный парагенез кливаж плейчатости (S<sub>2</sub>) + кварцевые жилы, кливаж плейчатости наложен на межзерновой кливаж (S<sub>l</sub>)



ткани породы. В зонах внутриформационных разрывов развиты субпослойные тела амфиболитов.

Андриановская свита имеет монотонное строение, фрагменты складчатых структур наблюдаются спорадически. В зоне контакта с породами камчатской серии отмечаются тесно сжатые острые килевидные складки с ЮВ погружением шарниров. В одном из фрагментов было установлено, что складки восточной вергентности ("сбросовые") с макрокливажем плейчатости в замках формируются при наложении на более ранние структуры западной вергентности (см. рис. 10, Г). Шарниры большинства как "взбросовых", так и "сбросовых" мелких складок и кинк-зон погружаются к северу (см. рис. 9), что, вероятно, свидетельствует о близком положении внутренней оси вращения при их формировании. Для "взбросовых" складок западной вергентности проявлена левосдвиговая составляющая, для "сбросовых" - небольшая правосдвиговая.

Породы андриановской свиты прорваны интрузиями основного - ультраосновного состава и сиенитами. В сиенитах наблюдаются постепенные переходы от массивных пород к рассланцованным разностям, вплоть до мелкозернистых, тонкополосчатых эпидотизированных пород (см. рис. 11, И, К), макроскопически не отличимых от пород андриановской свиты. Такие породы идентифицированы как милониты (от протомилонитов с начальными стадиями дробления до милонитов и бластомилонитов [46]) в зонах разрывных нарушений, с развитой эпидотизацией и (редко) сульфидной минерализацией, без признаков вращения порфирокластов.

**Автохтон.** Контакт образований андриановской свиты и камчатской серии резкий, проявлен отчетливо (см. рис. 10, Е). В породах андриановской свиты на контакте фиксируются тела гранатовых амфиболитов. По главной сланцеватости в породах автохтона развит макрокливаж плейчатости, небольшие складки. Ориентировка и характер вергентности асимметричных складок аналогичны таковым в породах андриановской свиты (см. рис. 9). Широко развиты веретенообразные кварцевые жилы, вытянутые по падению сланцеватости, отмечаются субвертикальные зоны милонитов и брекчированных пород (см. рис. 10, Е). В милонитах круто падающая линейность сформирована сильно вытянутыми кварцевыми муллионами.

Как и для Северного участка, при петротектоническом изучении пород камчатской серии устанавливается синкинематический характер порфиробластов граната, ставролита и биотита (см. рис. 11, В-Д), ориентировка вращения которых указывает на сбросовую кинематику зоны

тектонитов, иногда - с правосдвиговой составляющей. По главной сланцеватости и S-C-тектонитам в отдельных зонах развивается кливаж плейчатости (см. рис. 11, Е), по отношению к которому порфиробласты граната являются докинематическими. Биотитовые порфиробласты, испытывая вращение в процессе роста, как правило, на более поздних стадиях подвергаются дроблению, отдельные фрагменты кристаллов поворачиваются один относительно другого по системе антитетических сколов (см. рис. 11, Д), нередко будинируются с переотложением в пустотах как свободного от примесей более низкотемпературного биотита, так и кварца. Зафиксированы также пост- или синкинематические по отношению к кливажу плейчатости порфиробласты биотита (см. рис. 11, Ж), в тенях давления которых на более поздних стадиях происходит образование кварцевых бород нарастания. Наиболее интенсивно деформированы породы, пересыщенные кварцевыми жилами; в теневых зонах деформации замковых частей складчатых кварцевых жил наблюдаются реликты более ранних текстур, сланцеватости и кливажа плейчатости. При полной переработке кливажа плейчатости формируется проникающая новообразованная сланцеватость. Деформация протекала на фоне ретроградного метаморфизма, с преимущественным развитием на поздних стадиях хлорит-мусковитовых ассоциаций в сочетании с прокварцеванием пород.

На южном фланге изученного нами сегмента шовной зоны контакт между камчатской серией и андриановской свитой представлен зоной диафторированных милонитов (см. рис. 5, разрез D-D', рис. 10, Д). Развитые в висячем крыле зеленые сланцы микроскопически диагностируются как сильно милонитизированные и испытывавшие диафторез габброиды. Милониты по породам камчатской серии представлены кварц-полевошпат-хлорит-биотит-мусковитовыми сланцами, намятую в изоклинальные складки милонитовую полосчатость наложен кливаж плейчатости (см. рис. 11, 3). Линейность в милонитах сформирована замками мелких складок, "срезанных" кливажными зонами (см. врезка на рис. 10, Д); непосредственно в зоне контакта дальнейшая эволюция кливажа плейчатости приводит к формированию новообразованной милонитовой полосчатости.

**Параавтохтон (?).** Отдельные наблюдения были сделаны нами в пределах тектонического клина хозгонской свиты, "зжатого" между блоками, сложенными породами ирунейской и андриановской свит (см. рис. 2, рис. 5, разрез E-E'). В песчаниках и алевролитах хозгонской свиты развит проникающий межзерновой кливаж, ориентированный субпослойно или под очень острым углом

к слоистости (см. рис. 10, Ж; *И,Л*). Такие соотношения межзернового кливажа и слоистости свидетельствуют о складчатой структуре хозгонской свиты, с тесно сжатыми (до изоклиналиных) складками. В парагенезе с кливажем выступают "волокнистые" кварцевые жилы, частично испытавшие растворение в кливажных зонах. На контакте с андриановской свитой породы меланжированы, смяты в многочисленные нередко дисгармоничные складки, развитые по уже кливажированным алевритам и кварцево-жильной полосчатости (см. рис. 10, 3).

В зоне верхнего тектонического контакта тектониты по кремнистым породам ирунейской свиты представлены меланжированными тонкорассланцованными породами, в матрикс которых погружены линзовидные включения, вытянутые вдоль сланцеватости, размером до первых сантиметров. На поздних стадиях эволюции разрыва в компрессионной обстановке в зоне меланжа активно протекают процессы растворения под давлением. Нижний тектонический контакт обнажен слабо, отдельные выходы андриановской свиты представлены зелеными хлорит-серичитовыми сланцами с реликтами обломочных структур, и, вероятно, нижний тектонический контакт хозгонского клина срезан здесь более поздним круто падающим разрывом (сбросом). В сильно диавторированных породах андриановской свиты развиты складки западной вергентности и кливаж плейчатости.

В породах хозгонской свиты отмечается два типа наложенных плоскостных текстур. Кливаж плейчатости имеет регулярное распространение, нередко в парагенезе с "волокнистыми" кварцевыми жилами (см. рис. 11, М). Локально, в зонах меланжированных пород, развиты мощные кливажные швы, разделяющие макролитоны, в которых сохраняются фрагменты ранних деформационно-химических парагенезов. Плоскостные элементы (слоистость, межзерновой кливаж, милонитовая полосчатость) имеют устойчивые ВЮВ падения (см. рис. 9). Предполагается, что породы хозгонской свиты на данном участке слагают срезанные разрывами крыло крупной антиклинальной складки, осложненной складками восточной вергентности (см. рис. 10, Ж). Такая вергентность складок и регулярное развитие кли-

важплейчатостиможетсвидетельствовать о двухэтапном формировании структуры хозгонского клина. На раннем этапе формируется складчатая структура, представленная серией опрскинутых изоклиналиных (?) складок с проникающим развитием межзернового кливажа, на который позднее наложены складчатые деформации второго этапа (см. рис. 10, 3). Возможно, восточная вергентность складок связана со сбросовой кинематикой перемещения по разрывам.

## МЕХАНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СТРУКТУРНЫХ ПАРАГЕНЕЗОВ. МОДЕЛЬ СТРУКТУРНОЙ ЭВОЛЮЦИИ

На основании структурных исследований, можно предложить следующую модель строения и эволюции Андриановского шва (рис. 12). В строении автохтона отмечается структурно-метаморфическая зональность, выраженная увеличением степени метаморфизма с востока на запад. Гнейсы и мигматиты колпаковской серии практически не затронуты наложенными ретроградными метаморфическими процессами и характеризуются, по отношению к образованиям камчатской серии, дискордантной внутренней структурой. Деформационные преобразования сконцентрированы в породах камчатской серии (см. рис. 12, А), в зоне пластичного сброса с ретроградной направленностью метаморфической эволюции - от наиболее ранних гранат-ставролит-биотитовых минеральных парагенезисов к биотит-хлорит-мусковитовым низкотемпературным ассоциациям. Наиболее поздние процессы в ряде случаев протекают на фоне кислотного выщелачивания пород [4] с сильной гидротермальной проработкой зоны разлома. На первой стадии ( $D^1$ ) формируется сланцеватость, S-C-тектониты, метаморфическая и милонитовая полосчатость ( $S_1$ ), синкинематические порфиروبласты. Вторая стадия ( $D^2$ ) характеризуется развитием складок и флексур, смятием ранних деформационных текстур и формированием кливажа плейчатости ( $S_2$ ). На крыльях складок в зонах срывов образуются кварцевые жилы, впоследствии сминающиеся в складки, испытывающие расплющивание с появлением новообразованной кварцево-жильной полосчатости. На наиболее поздней третьей стадии ( $D^3$ ) формируются кинк-зоны, складки, кливаж плейчатости ( $S_3$ ). Заключительные эпизоды структурной эволюции ( $D^4$ ?) отражены в образовании деформационно-химических структурных парагенезов в милонитах (стилолиты ( $S_4$ ), "волокнистые" кальцитовые жилы). Таким образом, образования камчатской серии представляют собой зону тектонитов, в составе которой присутствуют породы разной степени тектонической переработки - от фрагментов с хорошо сохранившимися ранними деформационно-метаморфическими структурными парагенезисами до испытавших полную переработку тектонитов (милонитов) с реликтами ранних порфиробластов граната, ставролита, биотита. Наиболее сильно процессы диафтореза, сопровождающиеся окварцеванием, проявляются на северном фланге разлома. В целом мощность зоны пластичного сброса в кровле камчатской серии достигает первых сотен метров.

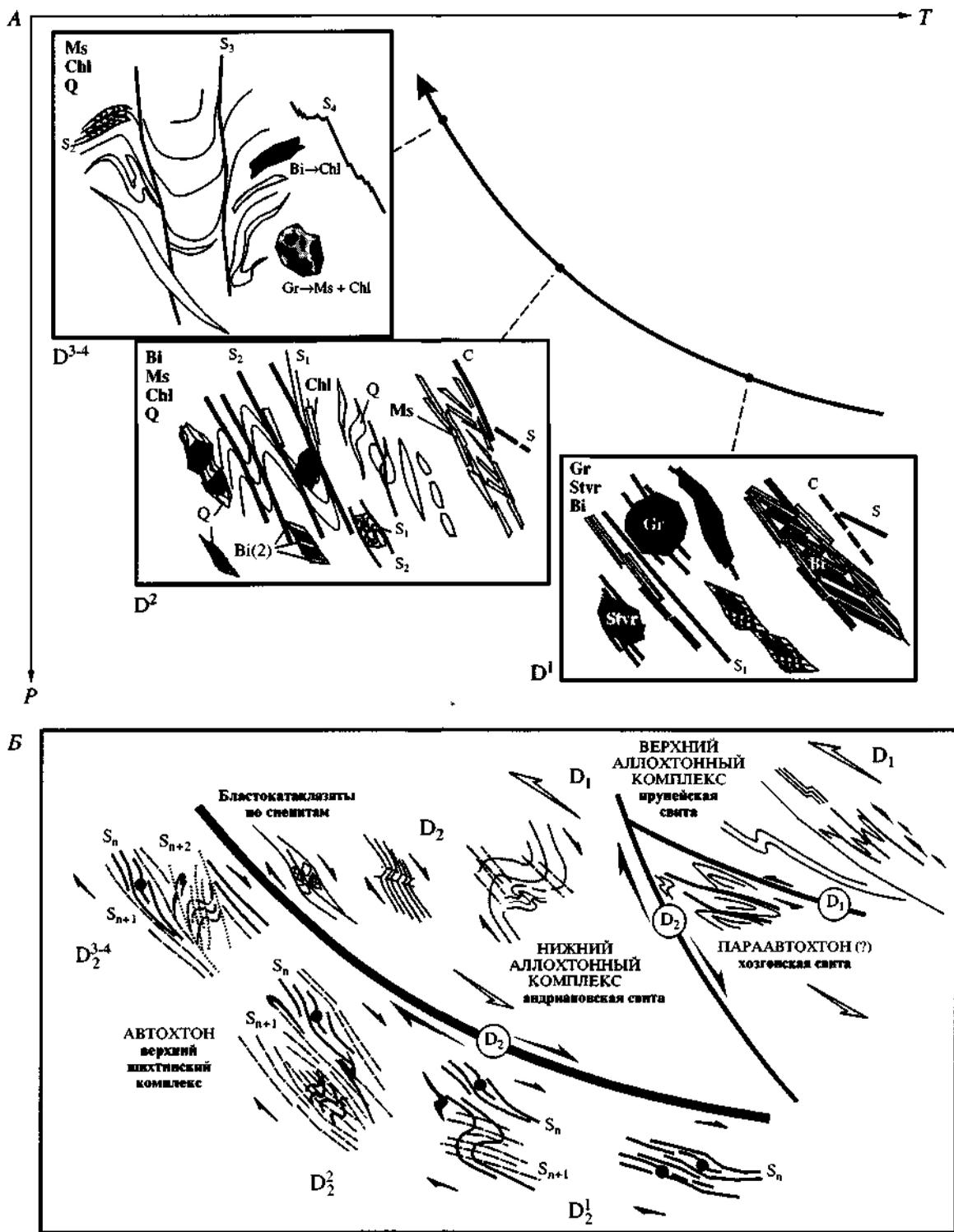


Рис. 12. Стадийность структурообразования в породах камчатской серии (А) и принципиальная модель структурной эволюции Андриановского шва на коллизионном ( $D_j$ ) и постколлизионном ( $D_2$ ) этапах (5). Пояснения в тексте  $D_n$  - этапы,  $D^n$  - стадии деформации. Индексами минералов показаны минеральные ассоциации (см. рис. 8, кроме Ms - мусковит, СЫ - хлорит). S, C - направления кристаллизационной сланцеватости в S-C-тектонитах,  $S^{\wedge}$  - генерации плоскостных текстур (1 - ранняя сланцеватость, метаморфическая и милонитовая полосчатость, 2 - кливаж плейчатости, 3 - кливаж плейчатости, наложенный на милонитовую и кварцево-жильную полосчатость, 4 - стилолиты)

**Параавтохтон**, представленный породами хозгонской свиты [34], залегает в виде тектонического клина между образованиями андриановской и ирунейской свит (см. рис. 5, разрез Е-Е'). В структуре хозгонского клина фиксируется два события. На первом этапе образуется сокливажный парагенез. На позднем этапе, возможно, при сбросовых перемещениях по раннему кливажу, формируются наложенные складки восточной вергентности.

Кинематический анализ показывает, что в походах **нижнего аллохтонного комплекса** (андриановская свита) часть структур сформировалась в западном направлении тектонического транспорта, по восстанию пород (см. рис. 12, Б). В меньшей степени развиты структуры и структурные парагенезы, которые являются кинематическими индикаторами сбросовых перемещений. Таким образом, можно предполагать формирование структур андриановской свиты в течение двух деформационных этапов - первого, связанного с надвигообразованием, и второго, соответствующего обстановке растяжения.

Специального пояснения требует совместный кинематический анализ кинк-зон и складок волочения в породах андриановской и ирунейской свит. Кинкбанды (кинк-зоны) являются типоморфными деформационными структурами сильно расслоенных объемов разных масштабных уровней (от внутризерновых до структур уровня слоев - пачек слоев). Показано [36, 56, 58], что асимметричные кинк-зоны формируются при сжатии под углом порядка 20-30° к сланцеватости слоистости, спайности); при сжатии вдоль слоистости образуются сопряженные кинк-зоны. Таким образом, эти структуры могут использоваться в качестве кинематических индикаторов. Для метавулканитов андриановской свиты обнаруживается хорошее соответствие ориентировок шарниров кинк-зон разной вергентности, что в самом общем случае свидетельствует о сжатии вдоль слоистости. Такие сопряженные (?) кинк-зоны разной вергентности могли образоваться при изгибе метаморфической сланцеватости как при взбросо-надвиговых, так и сбросовых перемещениях. Кроме того, согласно модели [49], сопряженные кинк-зоны с разбросом ориентировок шарниров могут формироваться по сланцеватости в зонах пластичных разрывов при деформации трехосного сплющивания. Определяющим моментом для принятой нами двухэтапной модели являются структурные наблюдения, свидетельствующие, во-первых, о близких ориентировках шарниров складок и кинк-зон соответствующей вергентности, а также прямые данные, указывающие на наложение поздних складок и кинк-зон

восточной вергентности на более ранние структурные формы.

Образование протомилонитов и милонитов по сиенитам, прорывающим аллохтон, можно связывать с любым из этих этапов. Учитывая, что плоскостные текстуры, как правило, чутко реагируют на последующие деформационные события формированием наложенных структур и текстур, более логично связать милонитизацию сиенитов с поздним этапом сбросообразования.

**Верхний аллохтонный комплекс** представлен ирунейской свитой с преимущественным развитием структур, свидетельствующих о западном направлении тектонического транспорта при надвигообразовании (см. рис. 12, Б).

Обобщение структурных данных позволяет предложить наиболее адекватную имеющемуся фактическому материалу модель структурообразования. Ранний этап (D.) характеризуется компрессионными обстановками, связанными с коллизионным надвигообразованием, за счет которого происходит тектоническое совмещение комплексов (см. рис. 12, Б). Структуры и структурные парагенезы в породах андриановской и ирунейской тектонической пластин, зажато между ними тектонического клина хозгонской свиты отражают разные уровни глубинности (и, соответственно, различные РТ-условия) структурообразования. В метапелитах камчатской серии структуры раннего этапа проградного метаморфизма полностью переработаны в результате наложенных процессов, возможно, сохранившихся фрагментарно. Синколлизионный метаморфизм глубинных уровней сопровождается мигматизацией пород и гранитообразованием, в современной структуре проявленных в прилегающей к центральной части Срединного массива образованиях колпаковской серии.

В течение постколлизионного этапа в обстановке растяжения происходит формирование пластичного сброса, охватывающего на изученном сегменте Андриановского шва большую часть камчатской серии (см. рис. 12, Б). В зоне разрыва сосредоточены деформационные структуры, кинематическая интерпретация которых свидетельствует о сбросовой кинематике перемещения на фоне снижения РТ-условий, отражающих полистадийный характер структурной эволюции пород камчатской серии при их тектоническом выведении к поверхности. В меньшей степени структуры постколлизионного растяжения проявлены в андриановской пластине и, возможно, в породах хозгонской свиты. В верхней части тектонического пакета (ирунейская пластина) преимущественно развиты хрупкие субвертикальные сбросы.

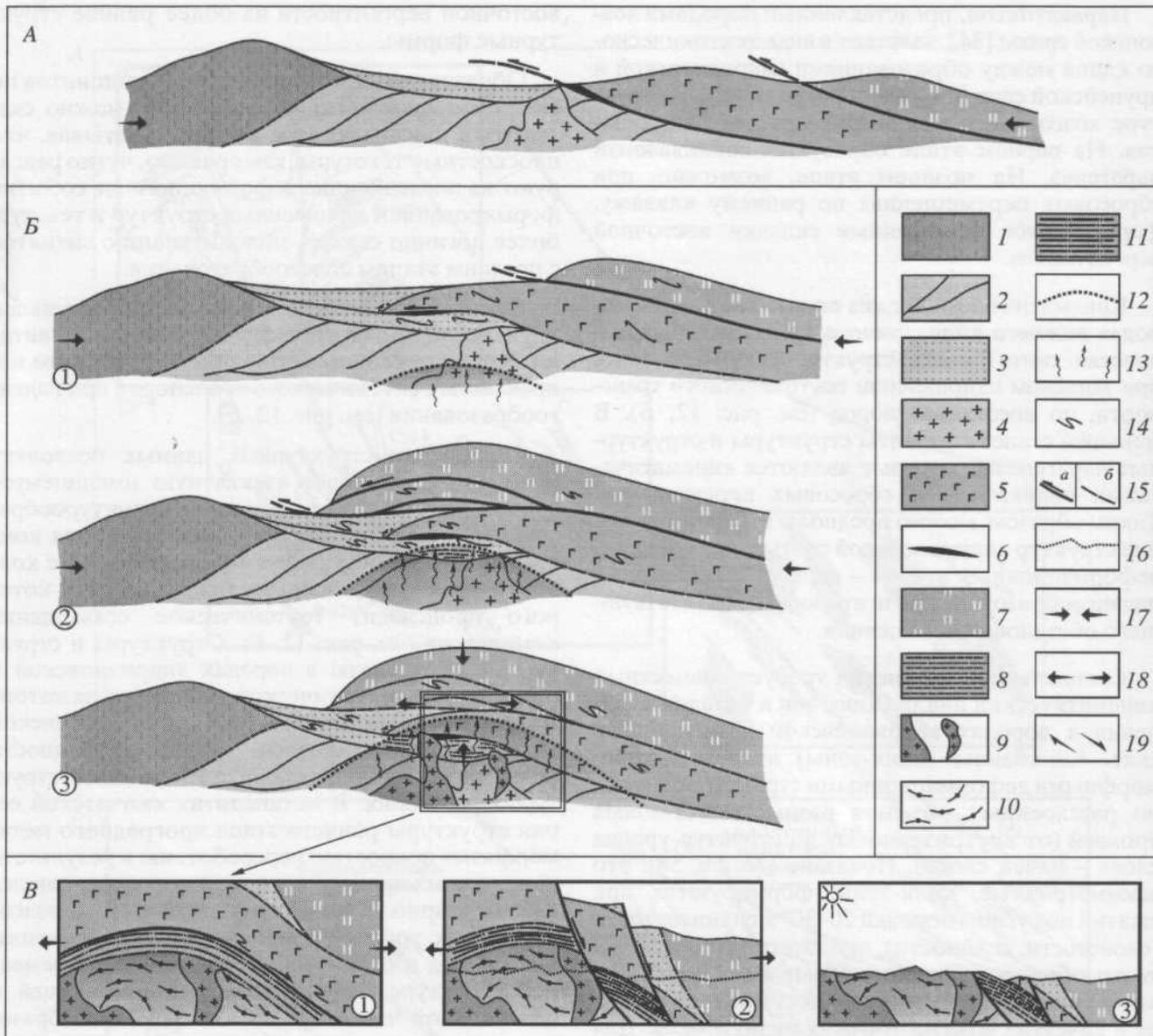


Рис. 13. Схема тектонической эволюции Андриановского шва (вне масштаба, датировки событий по [47,48] пояснения в тексте): А - предколлизийная стадия (~60 млн. лет назад); Б - коллизийная стадия (~55-52 млн. лет назад); В - постколлизийная стадия (после 52 млн. лет назад)

1 - гетерогенные комплексы северо-восточной окраины Евразии; 2 - терригенные комплексы аккреционной призмы; 3 - осадочный чехол аккреционной призмы; 4 - граниты крутогорского комплекса; 5 - образования андриановской свиты; 6 - базиты и гипербазиты; 7 - отложения ириунейской свиты; 8 - сланцы камчатской серии; 9 - синкинематические граниты; 10 - гнейсы колпаковской серии (только для схемы В), 11 - милониты по породам камчатской серии в зоне пластичного сброса (только для схемы В); 12 - метаморфический фронт; 13 - мигматизация, гранитизация; 14 - складки; 15 - разрывы: а - активные, б - неактивные; 16 - уровень современного эрозионного среза (для схемы В, 2); 17-19 - динамические обстановки: 17 - сжатие, 18 - растяжение, 19 - сдвиг

Для ранних, надвиговых, событий, отраженных в структуре аллохтона, фиксируется левосдвиговая составляющая, для поздних, сбросовых, движений характерно наличие правосдвиговой компоненты, возможно, даже преобладающей на поздних стадиях эволюции зоны.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На основании структурных исследований в эволюции Андриановского шва выделено два этапа: коллизийный и постколлизийный.

**Коллизийный этап.** Формирование надвига западной вергентности в зоне Андриановского

шва связано с компрессионной обстановкой, обусловленной коллизией [13] меловой островной дуги с северо-восточной окраиной Евразии в позднем палеоцене - начале эоцена (рис. 13 А, Б). Шовная природа Андриановского разлома подчеркивается линзами базитов и гипербазитов в основании островодужной пластины (долина реки Крутогорова [21]). Определенная для структур аллохтона левосдвиговая составляющая коллизионного этапа хорошо коррелируется с полученными ранее данными о сдвиговой составляющей Лесновского надвига [27]. Коллизионное надвигообразование в восточном обрамлении Срединного массива можно рассматривать в достаточно узком возрастном интервале между следующими реперными датировками: возраст протолита камчатской серии (нижний предел) - возраст барабской свиты (верхний предел). Для барабской свиты, которая традиционно считалась позднемеловой [34] и относилась к неоавтохтону, запечатывающему более древние структуры Срединного массива, появилась датировка 50 млн. лет (ранний эоцен) [26]. Возраст протолита метапелитов камчатской серии является ключевым для определения возраста коллизионных деформаций. Так как возраст протолита соответствует палеоцену, как показано в [47,48], то весь пакет тектонических пластин в разной степени метаморфизованных пород может рассматриваться как результат единого процесса коллизионного структурообразования в интервале 55-50 млн. лет. Различие метаморфизма должно трактоваться как результат выведения на уровень современного эрозионного среза разноглубинных фрагментов коллизионной структуры.

**Постколлизионный этап.** На этом этапе происходит растяжение и эксгумация высокометаморфизованных комплексов Срединного хребта Камчатки, в результате чего комплексы разной степени метаморфизма совмещены в современной структуре (см. рис. 13, В). Описанная нами зона пластичного сброса является главным свидетельством механизма тектонической денудации, за счет которого произошло выведение высокометаморфизованных пород в зоне Андриановского шва. Положение главного структурного шва на контакте камчатской серии и андриановской савты определяется главным образом зоной сконцентрированных деформаций в основании Андриановской пластины. Структуры первой (коллизионной) стадии в породах камчатской серии отсутствуют, а вращение порфиробластов указывает на сбросовые перемещения уже на ранних стадиях метаморфического преобразования. Возможным объяснением этого является захоронение окраинно-континентальных терригенных толщ все островодужной пластиной (см. рис. 13, Б, 1,2,3) и последующий метаморфизм погружения с пол-

ной переработкой ранней складчатой структуры, вероятно, с достаточно быстрой сменой кинематического знака (см. рис. 13, Б, 3).

Наиболее контрастно в современной структуре выражены границы между колпаковской и камчатской сериями, а также между андриановской и ирунейскими свитами. Вместе с тем, дискордантность структурных планов и резкая смена степени метаморфических преобразований пород по латерали определяется скорее совмещением комплексов при подвижках по поздним хрупким разломам (см. рис. 13, В, 2). В верхней (ирунейской) пластине структурным выражением этого процесса является формирование субвертикальных хрупких сбросов.

Обстановки формирования пластичного сброса на глубинных уровнях и хрупких разломов в приповерхностных условиях наиболее хорошо описаны в модели эволюции метаморфических ядер кордильерского типа [24, 51, 54, 62 и др.]. Восстановленный латеральный ряд структурных парагенезов для Андриановского шва хорошо соответствует вертикальной зональности структурообразования на разных уровнях глубинности, отражая различную реакцию пород на приложенные нагрузки. Полученные результаты не рассматриваются как однозначное свидетельство именно такого механизма выведения метаморфических комплексов, но модель метаморфических ядер может приниматься за отправную точку для дальнейших исследований.

Прогрессирующий характер деформаций в зоне пластичного сброса подтверждается многочисленными примерами структурной эволюции подобных зон [51, 54, 59, 60, 62 и др.]. Различные варианты конкурирующих механизмов деформации с упрочением и разупрочением в зонах милонитизации приведены в [56, 57]. В модели структурных перестроек [29, 30 и др.] в качестве основной причины смены деформационных механизмов предлагается рассматривать изменение релаксационных возможностей деформируемого объема при изменении его структуры.

Для зон вязких разрывов характерно многократное наложение деформационных преобразований при общей направленности структурной эволюции в сторону расплющивания пород и формирования проникающей плоскостной текстуры (сланцеватости, милонитовой полосчатости) с полной переработкой возникающих при этом складчатых структур. Смятие в складки сланцеватости и метаморфической полосчатости, их дальнейшее расплющивание за счет действия механизмов деформации зернового уровня (грануляция, перекристаллизация и др.) при значительных величинах деформации приводит к пол-

ному исчезновению этих ранних складок на фоне новообразованной сланцеватости, морфологически не отличимой от более ранней.

Качественное изменение происходит на менее глубоких уровнях, при снижении температуры и давления. Образование складок приводит к упрочнению пород, но расплющивание новообразованных складок становится невозможным, поскольку внутризерновые деформационные механизмы в данных РТ-условиях уже не обладают достаточными релаксационными возможностями для снятия приложенной нагрузки. Более эффективным и энергетически выгодным в данных условиях является образование зон милонитов, в которых фрагменты ранних складок с кливажем плейчатости сохраняются в виде реликтов. Активная миграция флюида приводит к широкому развитию минеральных (в основном кварцевых) жил. Кварцево-жильная полосчатость, наряду с милонитовой, выступает в качестве главного структурного элемента, определяющего новообразованную расслоенность. Эволюция плоскостных текстур протекает при многократном смятии и последующем расплющивании жильной и милонитовой полосчатости до тех пор, пока деформируемый объем не достигает уровня глубинности, при котором подобная цикличность структурообразования не обеспечивается внешними РТ-условиями. Действие механизмов растворения под давлением приводит к образованию наиболее поздних структур (грубых кливажных швов, стилолитов, планарных "волокнистых" жил), и дальнейшая эволюция протекает за счет формирования хрупких сколов с образованием тектонических брекчий в зонах разрывов. Таким образом, одним из ведущих факторов структурных перестроек, определяющим стадийность деформации в зоне пластичного сброса, является изменение РТ-условий.

В отношении предложенной двухэтапной модели формирования структуры Андриановской зоны нужно сделать следующее важное замечание. Наиболее неоднозначно интерпретируются складки западной вергентности ("взбросовые"), развитые по милонитовой полосчатости в породах камчатской серии. Представляются возможным два варианта кинематической интерпретации этих структур. С одной стороны, складки разной вергентности с кластерным распределением ориентировок шарниров (см. рис. 6) могут являться фрагментами колчановидных складок (см. рис. 7, Е) с субгоризонтальной или полого падающей осью, образовавшихся при сдвиге по простираанию разрыва. Такой интерпретации хорошо соответствует ориентировка минеральной линейности, полого погружающейся к северу (см. рис. 6), которая обычно в зонах пластичных сдвигов ориентиро-

вана по направлению перемещения. Крупные футляровидные складки неоднократно описаны для метаморфических комплексов многих регионов, где они восстанавливаются в результате детального картирования, наблюдений над вергентностью шарниров складок и анализа их ориентировок на сферических диаграммах [38, 43, 44]. Мелкие складки такого типа часто сопровождаются зонами пластичных сдвигов (в механическом смысле), где они формируются при деформации изгиба оси складки [39, 55].

Второй вариант предполагает наложенный характер складок западной вергентности в породах камчатской серии. Формирование этих структур по ранее сформировавшейся милонитовой полосчатости может отражать наиболее поздние надвиговые подвижки по зоне тектонитов Андриановского разлома (деформационное событие, коррелирующееся с надвиганием тектонического пакета (хозгонская и ирунейская свиты) на отложения барабской свиты [34]). Таким образом, приведенные альтернативные варианты интерпретации предполагают либо значительную латеральную составляющую перемещения по разрыву, либо позднюю его ремобилизацию в обстановке сжатия. Имеющиеся данные не позволяют однозначно ответить на этот вопрос.

Предполагаемая сдвиговая компонента сброса определяет возможное своеобразие режимов выведения высокометаморфизованных комплексов Камчатки. Активная роль сдвигов на разных стадиях эволюции комплексов метаморфических ядер установлена для многих регионов [41, 42, 60]. Выяснение роли сдвиговых деформаций на разных этапах структурной эволюции имеют важное значение для тектонических структур со знакопеременными перемещениями по разрывам (для транспрессионных зон такая модель предложена в [19]).

**Модель тектонической эволюции Андриановского шва.** Камчатская окраина в конце мела представляла собой аккреционно-коллизонную область, в пределах которой были совмещены комплексы двух типов: аллохтонные террейны (например, Квахонский террейн [2, 13, 32]), испытывавшие значительные перемещения, и инситуные терригенные образования, накопившиеся у северо-восточной окраины Евразии (см. рис. 13, А). Докампанские терригенные отложения (нижние горизонты хозгонской свиты и ее аналоги), по-видимому, входили в состав аккреционной призмы, были прорваны гранитами кругогоровского комплекса 77 млн. лет назад и послужили протолитом для образований колпаковской серии [48]. Около 60 млн. лет назад Озерновско-Валагинская энзиматическая дуга приближается к Камчатской окраине Евразии на расстояние первых сотен кило-

ветров [13,33]. В реликтовом бассейне между окраинной и дугой продолжается терригенное осадконакопление (верхние горизонты хозгонской свиты) до ~55 млн. лет назад [48], эти отложения явились протолитом для сланцев камчатской серии. После 55 млн. лет назад начинается быстрое задвигание окраинно-морских и островодужных пластин на гетерогенные образования окраины см рис. 13, Б), первой надвигается пластина, сложенная породами, затем превращенными в образования андриановской свиты (см. рис. 13, Б, 1). Сверху. были шарьированы пластины ирунейского аллохтона. Гетерогенные образования окраины ютытывают быстрое захоронение под пакетом тектонических пластин (см. рис. 13, Б, 2). Комплексы окраины и нижняя аллохтонная пластина подвергаются метаморфизму, пик (анатексис) которого приходится на 52 млн. лет [48]. В это же время происходит внедрение пегматитов и гранитов (см. рис. 13, Б, 3). Достаточно быстро после ЭТОГО, а, возможно, и одновременно, вероятно, начинается постколлизийный "развал" орогена, происходит выведение на поверхность метаморфических образований (см. рис. 13, В). Около 50 млн. лет назад начинается накопление нижних горизонтов неоавтохтона (барабской свиты) [26], несколько позже в область размыва выводятся метаморфические породы Срединного хребта. Возможно, конгломераты барабской свиты могут рассматриваться как фангломераты фации уступов, сформировавшихся при сбросовых перемещениях на всячем крыле при эксгумации метаморфических комплексов.

### ВЫВОДЫ

1. Главный структурный шов разделяет на изученном сегменте Андриановской зоны метапелиты камчатской серии и метавулканы андриановской свиты.

2. В структурной эволюции комплексов аллохтона (андриановская, ирунейская свиты) фиксируется раннее коллизийное деформационное событие, связанное с надвиганием окраинно-морских и островодужных комплексов к западу.

3. Постколлизийное деформационное событие связано с обратными - сбросовыми - перемещениями по зоне Андриановского разлома, отраженными в структурах автохтона (камчатская серия) и аллохтона (андриановская свита). Зона пластичного сброса развивается по породам камчатской серии в кровле автохтона.

4. В восточном обрамлении Срединного массива тектонически совмещены в различной степени метаморфизованные автохтонные гетерогенные комплексы северо-восточной окраины Евразии и

аллохтонные окраинно-морские и островодужные образования.

5. Выведение высокометаморфизованных образований Срединного хребта Камчатки, совмещение в современной структуре в разной степени метаморфизованных комплексов может соответствовать эволюционному сценарию формирования метаморфических ядер кордильерского типа.

Авторы выражают глубокую признательность М.Н. Шапиро (ОИФЗ РАН) за предоставленный неопубликованный материал, консультации и обсуждение результатов работы, Л.И. Деминой и В.Г. Талицкому (МГУ) за консультации по вопросам метаморфических преобразований и петротектоники метапелитов. Хочется отметить самоотверженный труд вездеходчика С. Кузьменко, помощь которого при проведении полевых работ была неоценима. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 02-05-64967, 03-05-06219), НШ-1980.2003.5, Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 7, Национального научного фонда (США), проект NSF OPP-9911910, CRDF № RG1-2568-MO-03.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Богданов Н.А., Чехович В.Д.* О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // Геотектоника. 2002. № 1. С. 72-85.
2. *Бондаренко Г.Е.* Ультраосновные и основные метавулканы Срединного хребта Камчатки: положение в разрезе и обстановка формирования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72. Вып. 3. С. 32-40.
3. *Бондаренко Г.Е., Кузнецов Н.Б., Савостин Л.А. и др.* Изотопный возраст гранатовых плагиогранитов Срединного хребта Камчатки // Докл. РАН. 1993. Т. 330. С. 233-236.
4. *Борисов М.В.* Геохимические и термодинамические модели жильного гидротермального рудообразования. М.: Научный мир, 2000. 360 с.
5. *Виноградов В.И., Григорьев В.С.* Rb-Sr возраст пород Срединного выступа Камчатки // Докл. РАН. 1994. Т. 339. № 5. С. 645-649.
6. *Виноградов В.И., Григорьев В.С., Кастрыкина В.М.* Возраст метаморфических пород фундамента Камчатки // Сов. геология. 1991. № 7. С. 58-65.
7. *Галкин В.А.* Парагенетический анализ в геодинамике. Развитие терминологии и методов // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 28-30.
8. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200000. Серия Западно-Камчатская. Лист N-57-XIV. Л.: ВСЕГЕИ, 1972.
9. *Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Галкин В.А. и др.* Деформационно-химические парагенезы и струк-

- турно-метаморфическая зональность // Геотектоника. 1995. № 2. С. 49-60.
10. *Зинкевич В.П., Колодяжный С.Ю., Брагина Л.Г. и др.* Тектоника восточного обрамления Срединнокамчатского массива метаморфических пород // Геотектоника. 1994. № 1. С. 81-96.
  11. *Кирмасов А.Б.* Механизмы и стадийность структурообразования при прогрессирующем характере деформации (Уакитская зона, Байкальская складчатая область) // Геотектоника. 2003. № 5. С. 41-56.
  12. *Кирмасов А.Б., Талицкий В.Г., Божко Н.А.* Структурная эволюция Келяно-Иракиндинской зоны (восточная часть Байкало-Муйского пояса) в позднем докембрий-раннем палеозое // Геотектоника. 2000. № 1. С. 61-78.
  13. *Константиновская Е.А.* Механизм аккреции континентальной коры: пример Западной Камчатки // Геотектоника. 2002. № 5. С. 59-78.
  14. *Кузьмин В.К., Белящий Б.В., Пузанков Ю.М.* Новые данные о докембрийском возрасте гнейсового комплекса Камчатского массива // Геодинамика, магматизм и минералогия континентальных окраин Севера Пацифики. Том 1. Магадан: СВКНИИ, 2003. С. 162-165.
  15. *Кузьмин В.К., Чухонин А.П.* О докембрийском возрасте гнейсов Камчатского массива // ДАН СССР. 1980. Т. 251. № 4. С. 932-935.
  16. *Лебедев М.М.* Верхнемеловые кристаллические сланцы Камчатки // Советская геология. 1967. № 4. С. 57-69.
  17. *Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
  18. *Марченко А.Ф.* О тектонической природе, возрасте и структурном положении метаморфических комплексов Камчатки // Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 234-246.
  19. *Морозов Ю.А.* Об "обратном" кинематическом эффекте при надвигообразовании и его структурных и тектонических следствиях // Докл. РАН. 2002. Т. 384. № 3. С. 368-371.
  20. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1 : 2500000 / Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина. М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. 193 с.
  21. *Рихтер А.В.* Структура метаморфического комплекса Срединно-Камчатского массива // Геотектоника. 1995. № 1. С. 71-78.
  22. *Родыгин А.М.* Динамометаморфические горные породы. Томск: Изд-во Том. ун-та, 2001. 356 с.
  23. *Савостин Л.А., Кузнецов Н.Б., Бондаренко Г.Е. и др.* Новые данные о характере соотношений камчатского и андриановского комплексов (Срединная Камчатка) // ДАН. 1992. Т. 326. № 1. С. 148-153.
  24. *Склярков Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И.* Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Н.: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997. 182 с.
  25. *Соловьев А.В.* Применение термохронологического анализа для оценки скоростей эксгумации комплексов // Современные вопросы геологии. М.: Научный мир, 2003. С. 51-54.
  26. *Соловьев А.В., Григоренко Е.С., Хоуриган Дж.К.* Возраст и состав барабской свиты: время коллизии меловой островной дуги с Евразийской континентальной окраиной (Срединный хребет, Камчатка) // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы (Материалы XXXVI Тектонического совещания). Т. 2. М.: ГЕОС, 2003. С. 208-211.
  27. *Соловьев А.В., Шапиро М.Н., Гарвер Дж.И.* Лесновский тектонический покров, Северная Камчатка // Геотектоника. № 6. 2002. С. 45-59.
  28. *Талицкий В.Г.* Генетические типы структурных парагенезов // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1994. № 4. С. 65-72.
  29. *Талицкий В.Г.* Новые подходы к моделированию геологической среды // Геотектоника. 1994. № 6. С. 78-84.
  30. *Талицкий В.Г., Галкин В.А.* Структурная организация геологической среды и некоторые закономерности ее динамических перестроек // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1997. № 2. С. 12-17.
  31. *Тильман С.М., Богданов Н.А.* Тектоническая карта Северо-Востока Азии. Объяснительная записка. М.: Институт литосферы АН, 1992. 54 с.
  32. *Ханчук А.И.* Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 138 с.
  33. *Шапиро М.Н.* Позднемеловая Ачайвайям-Валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58-70.
  34. *Шапиро М.Н., Разницын Ю.Н., Шанцер А.Е., Ландер А.В.* Структура северо-восточного обрамления массива метаморфических пород Срединного хребта Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 5-21.
  35. *Aerden D.G.A.M.* Porphyroblast non-rotation during crustal extension in the Variscan Lys-Caillaouas Massif, Pyrenees // J. Struct. Geol. 1995. Vol. 17. P. 709-725.
  36. *Anderson T.B.* The relationship between kinkbands and shear fractures in the experimental deformation of slate // Geol. Soc. London Journ. 1974. Vol. 130. P. 367-382.
  37. Atlas of deformational and metamorphic rock fabrics / Ed. by G.J. Borradaile, M.V. Bayly, C.McA. Powell. Berlin - Heidelberg - New York: Springer-Verlag, 1980. 551 p.
  38. *Azcarraga J., Abalos B., Gil Ibarguchi J.I.* On the relationship between kilometer-scale sheath folds, ductile

- thrusts and minor structures in the basal high-pressure units of the Cabo Ortegal complex (NW Spain) // *J. Struct. Geol.* 2002. Vol. 24 P. 1971-1989.
39. *Bell T.H., Hammond R.L.* On the internal geometry of mylonite zones // *Jour. Geol.* 1984. Vol. 92. № 6. P. 667-686.
  40. *Bindeman I.N., Vinogradov V.I., Valley J.W. et al.* Archean protolith and accretion of crust in Kamchatka: SHRIMP dating of zircons from Sredinny and Ganal Massifs // *Jour. Geol.* 2002. Vol. 110. P. 271-289.
  41. *Bregar M., Bauernhofer A., Pelz K. et al.* A Late Neoproterozoic magmatic core complex in the Eastern Desert of Egypt: emplacement of granitoids in a wrench-tectonic setting // *Precambrian Research.* 2002. Vol. 118. P. 59-82.
  42. *Caby R., Hammor D., Delor C.* Metamorphic evolution, partial melting and Miocene exhumation of lower crust in Edough metamorphic core complexes, west Mediterranean, eastern Algeria // *Tectonophysics.* 2001. Vol. 342. P. 239-273.
  43. *Fowler A.-R., El Kalioubi B.* The Migif-Hafafit gneissic complex of the Egyptian Eastern Desert: fold interference patterns involving multiply deformed sheath folds // *Tectonophysics.* 2002. Vol. 346. P. 247-275.
  44. *Goscombe B.* Intense non-coaxial shear and the development of mega-scale sheath folds in the Arunta Block, Central Australia // *J. Struct. Geol.* 1991. Vol. 13. P. 299-318.
  45. *Hanmer S., Passchier C.* Shear-sense indicators: a review // *Geol. Surv. of Canada. Paper 90-17.* 1991. 72 p.
  46. *Higgins M.W.* Cataclastic rocks // *U.S. Geol. Surv. Profess. Paper.* 1971. № 678. 79 p.
  47. *Hourigan J.K., Brandon M.T., Garver J.I., Soloviev A.V.* A comparison of the detrital zircon grain age distribution from Ukelayat group and the Kamchatskiy complex of the Sredinny Range, Kamchatka // 7<sup>th</sup> Zonenshain Int. Conf. on Plate Tectonics. 2001. M.: Nauchny Mir, 2001. P. 510.
  48. *Hourigan J.K., Brandon M.T., Soloviev A.V., Kirmasov A.B.* High-grade metamorphic core of an Eocene arc-continent collision zone, Sredinny Range, Kamchatka // *Geological Society of America Program with Abstracts.* 2003. Vol. 35. P. 139-140.
  49. *Kirscher D.L., Teixell A.* Three-dimensional geometry of kink bands in slates and its relationship with finite strain // *Tectonophysics.* 1996. Vol. 262. P. 195-211.
  50. *Konstantinovskaia EA.* Arc-continent collision and subduction reversal in the Cenozoic evolution of the North-Pacific: an example from Kamchatka (NE Russia) // *Tectonophysics.* 2001. Vol. 333. P. 75-94.
  51. *Lister G.S., Davis GA.* The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, USA // *J. Struct. Geol.* 1989. Vol. 11. P. 65-94.
  52. *Lister G.S., Snoko AW.* S-C-mylonites // *J. Struct. Geol.* 1984. Vol. 6. P. 617-638.
  53. *McClay K.R.* The mapping of geological structures. New York - Toronto: Acad. Press, 1989. 162 p.
  54. *Miller E.L., Gans P.B., Garing J.* The Snake Range Decollement: An exhumed mid-Tertiary ductile-brittle transition // *Tectonics.* 1983. Vol. 2. № 3. P. 239-263.
  55. *Passchier C.W., Trouw R.* *Microtectonics.* Berlin—Heidelberg-New York: Springer-Verlag, 1996. 289 p.
  56. *Pater son M.S., Weiss L.E.* Experimental deformation and folding in phyllite // *Geol. Soc. America Bull.* 1966. Vol. 77. P. 343-374.
  57. *Prior DJ.* Syntectonic porphyroblast growth in phyllites: textures and processes // *J. Metam. Geol.* 1987. Vol. 5. P. 27-39.
  58. *Ramsay J.G., Huber M.I.* *The Techniques of Modern Structural Geology.* Vol. 2. Fold and Fractures. L., NY: Acad. Press, 1987. 462 p.
  59. *Vandenberg L.G., Lister G.S.* Structural analysis of basement tectonites from the Aegen metamorphic core complexes of Ios, Cyclades, Greece // *J. Struct. Geol.* 1996. Vol. 18. P. 1437-1454.
  60. *Wang X., Neubauer F.* Orogen-parallel strike-slip faults bordering metamorphic core complexes: the Salzach-Enns fault zone in the Eastern Alps, Austria // *J. Struct. Geol.* 1998. Vol. 20. P. 799-818.
  61. *Watson B.F., Fujita K.* Tectonic evolution of Kamchatka and the Sea of Okhotsk and implications for the Pacific basin. Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region // *Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Sciens Series / Ed. David G. Howell.* Houston, Texas, USA, 1985. 1. P. 333-348.
  62. *Wernicke B.* Low-angle normal faults in the Basin and Range province: nappe tectonics in an extending orogen // *Nature.* 1981. Vol. 291. P. 645-648.
  63. *White S.H., Burrows S.E., Carreras J. et al.* On mylonites in ductile-shear zones // *J. Struct. Geol.* 1980. Vol. 2. P. 175-187.
  64. *Wise D.U., Dunn D.E., Engelder J.T. et al.* Fault-related rocks: suggestions for terminology // *Geology.* 1984. Vol. 12. P. 391-394.

Рецензенты: М.Н. Шапиро, С.В. Руженцев