РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

Дальневосточный Геологический Институт
ДВГИ
1959

ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

П.Л. Неволин, В.П. Уткин, А.Н. Митрохин

ТАФУИНСКИЙ ГРАНИТНЫЙ МАССИВ: структуры и динамика их формирования

Путеводитель учебно-экскурсионного геологического маршрута



Владивосток
2011

СОДЕРЖАНИЕ

1. ВВЕДЕНИЕ ... 3
О необходимости структурных исследований ... 3
Исследования структур интрузивов в Приморье ... 3
Цель исследований структуры Тафуинского массива ... 3
2. ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ... 4
Результаты предшествующих исследований (общая характеристика Тафуинского интрузива) ... 4
Методика исследований ... 6
3. ДО- И СИНГРАНИТНОЕ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЕ ... 6
Структурные рисунки и главные фазы геодинамического структурирования ... 6
Структурные рисунки догранитной геодинамической фазы ... 8
Структурные рисунки, синхронные становлению массива, производные гранитной ($Ф_1$) и аплитовой ($Ф_2$) геодинамических фаз ... 16
4. ПОСТГРАНИТНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ ... 25
Структурные парагенезы субширотного сжатия ... 25
Структурные парагенезы субмеридионального сжатия ... 28
5. ИТОГИ ИССЛЕДОВАНИЙ ... 39
Геодинамика структурирования массива ... 39
О природе интрузива ... 41
6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ ... 43
ЛИТЕРАТУРА ... 45

УДК [551.243+553.411.071] (571.63)

Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н. **Тафуинский гранитный массив: структуры и динамика их формирования** (путеводитель учебно-экскурсионного геологического маршрута). Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 2011. 46 с.

Экскурсионный маршрут составлен для ознакомления участников с местами детальных наблюдений останцов вмещающего каркаса, их сланцеватости, теневой полосчатости, контактов и форм гранитных и аплитовых обособлений, такситовости, гранитной полосчатоси, которые легли в основу графического и статистического анализа структурных рисунков Тафуинского гранитного интрузива (кембрий). Выделены догранитный и сингранитный типы структурного рисунка. Первый из них характерен для траекторий структурных элементов вмещающего массив протокаркаса и теневой полосчатости гранитов, ориентированных поперек сжатия. Второй тип соответствует двум главным фазам становления массива: гранитной и аплитовой. Он образован сочетаниями встречных сопряженных сколов-надвигов, контролирующих распределение гранитного и аплитового вещества. Эти же сочетания нередко создают еще и псевдоскладчатые формы, четче выраженные в контроле тел аплитовой фазы. Подобный структурный стиль сингранитных деформаций предполагает, что по динамике формирования они аналогичны догранитным. Как догранитный, так и сингранитный структурные рисунки фиксируют то, что активизация внешнего сжатия была разнопорядковой и импульсной с определенной периодичностью. При этом длинные импульсы сжатия четко соотносятся с этапами и фазами формирования массива, когда на их границах сжатие дважды изменило ориентировку по ходу часовой стрелки с угловым шагом 10°. Геодинамика главного продольного сжатия и его структурные производные выступают главной причиной, определившей особенности позиции и архитектуры интрузива. С дальнейшими позднепалеозойскими и мезозойскими импульсами сжатия связаны постгранитные деформации, которые также детально проиллюстрированы и охарактеризованы в путеводителе.
Ил. 36, библ. 64

Nevolin P.L., Utkin V.P., Mitrokhin A.N. **Tafuinsky granite massif: structures and dynamics of their formation** (guidebook of geologic excursion rout).

The rout is mapped out to acquaint excursion participants with detailed observations of relicts of the hosting skeleton (protoliths) and their foliation, and also shadow banding, contacts of granite and aplite bodies, taxite content, and granitic streakiness which became the basis for graphical and statistical analysis of the structural geometry of the Tafuinsky Cambrian granite massif. The pre- and syngranite types of the geostructural pattern are distinguished. The former type is peculiar to the trajectories of the structural elements of the protoskeleton hosting the massif, and to the shadow banding of granites oriented across the compression. The latter type is characteristic of the two main phases of the massif formation: granite and aplite. It is formed by a combination of the conjugated counter-dipping thrusts and shears controlling distribution of granite and aplite substance. The same combinations quite often form also pseudo-fold structures, which are more vivid in the control of bodies of the aplite phase. Such a structural style of syngranite deformations suggests that the dynamics of their development is similar to the pregranite ones. Both pre- and syngranite geostructural patterns demonstrate that activation of external compression was of different order and impulse characterized by certain periodicity. Incidentally, long impulses of compression are clearly correlated with the stages and phases of the massif formation, when the orientation of compression at their boundaries changed twice clockwise with an angular interval of 10^o. Thus, the geodynamics of longitudinal compression is regarded as the main reason responsible for the specific features of the position and architecture of the intrusive. Further Late Paleozoic and Mesozoic compression impulses resulted in the postgranitic deformations which are illustrated in detail and are described by the guide.

1. ВВЕДЕНИЕ

Данный экскурсионный маршрут разработан с целью ознакомления его участников с представительной частью натурного фактологического материала, характеризующего тектоническую позицию и строение Тафуинского гранитного массива, а также с динамикой их формирования в условиях фронтального и скользящего взаимодействия континентальной и океанической плит. Путеводитель составлен в виде законченного обобщения результатов структурно-динамических исследований Тафуинского массива и его окружения. В путеводителе характеризуются геологическое строение по данным предшественников, собственный фактологичекий материал, проиллюстрированный фотографиями, а также планами, схемами, диаграммами и рисунками; обсуждается модель динамики структурирования Тафуинского массива.

О необходимости структурных исследований

Хотя структуризацию земной коры справедливо считают преимущественно производной тектоники, нелишне, на наш взгляд, напомнить, что структуры – это суммарный эффект работы всех геологических процессов. Не изучая структурный ансамбль того или иного участка земной коры, вряд ли можно понять процесс развития такого участка и его геологическую историю в целом.

Так, не возможно, не видя структуры породы – что называется, «вслепую», – дать ей определение на основании только пусть и сверхточного, но вещественного анализа. Незнание структуры делает также заведомо недостаточными по корректности заключения и о природе мезо- и макрообъектов геологического пространства, включая месторождения полезных.

Структурные же исследования, в отличие от исследований чисто вещественного плана (и об этом красноречиво свидетельствуют уже ставшие классическими структурно-петрологические работы Н.А. Елисеева, А.А. Полканова и др. [Елисеев, 1953]), дают, несомненно, значительно большую возможность для уточнения «вклада» того или иного фактора (процесса) в формирование изучаемого геологического объекта.



Рис. 1.1. Общий вид на бухту Среднюю (передний план), залив Восток и устье р. Волчанки (задний план) со схемой маршрута экскурсии. Вид смоделирован с помощью системы GoogleEarth [2006].

Можно считать аксиомой невозможность сколько-нибудь корректного изучения тектоники и геодинамики без структурных исследований, поскольку главными «строителями» на Земле, безусловно, являются тектоника и геодинамика (глобальный уровень), а на региональном и локальном уровнях «работают» их прямые производные.

Поэтому структурный аспект исследований надо рассматривать, пожалуй, как один из самых приоритетных в познании геологических процессов. Знание структуры можно представить как своего рода «скелет» или «хребет» для генетических или парагенетических построений.

Исследования структур интрузивов в Приморье

Исследования такого рода в Приморье целенаправленно не проводились. Мы, будучи сотрудниками лаборатории геодинамики магмо- и рудоконтролирующих структур ДВГИ ДВО РАН, при анализе и составлении крупно- и мелкомасштабных карт неоднократно обращали внимание на тектоническую природу ориентировок неоднородностей некоторых интрузивов: в частности, позднепермского Гамовского и альбского Успенского. Исследования, вызванные таким интересом, во многом подтвердили предположения и показали явную предопределенность в Приморье структурной организации гранитных тел от элементов внешней структуры и геодинамических обстановок, синхронных магматизму [Неволин и др., 2000, 2001, 2003, 2010; Уткин и др., 2002, 2006].

Цель исследований структуры Тафуинского массива

Цель исследования заключается в наращивании базы структурно-петрологических данных и возможное расширение возрастного диапазона выявляемых в пределах интрузивов Приморья закономерностей.

2. ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ

Результаты предшествующих исследований (общая характеристика Тафуинского интрузива)

Тафуинский гранитный массив расположен на полуострове Ливадийском и принадлежит ранее выделявшемуся Тафуинскому антиклинорию (рис. 2.1Б), представляющему собой сложный породный комплекс протерозойского и раннепалеозойского фундамента, наиболее вероятно, типа Ханкайского массива [Геология…, 1969], нередко перекрытого палеозойскими образованиями. А.И. Ханчуком [1993], в т. ч. и с соавторами [Ханчук и др., 1995], породы антиклинория объединены в Сергеевский террейн как блок континентальной коры (рис. 2.1А).

Северный край Тафуинского массива скрыт под позднепалеозойскими и мезозойскими отложениями (рис. 2.1). На западе интрузив контактирует через разлом с Аннинским массивом габброидов. Интрузив закатритован Б.И. Васильевым [1965 г.] в ходе геологической съемки масштаба 1:50 000. Другие сходные по составу близко расположенные массивы картировались А.Р. Спициным [1959 г.], Н.Г. Мельниковым [1965 г.]. Тафуинские граниты изучались также М.А. Мишкиным, Е.П. Леликовым, Э.С. Овчареком [Мишкин и др., 1970], Е.А. Радкевич, Г.А. Валуй, С.А. Ко-

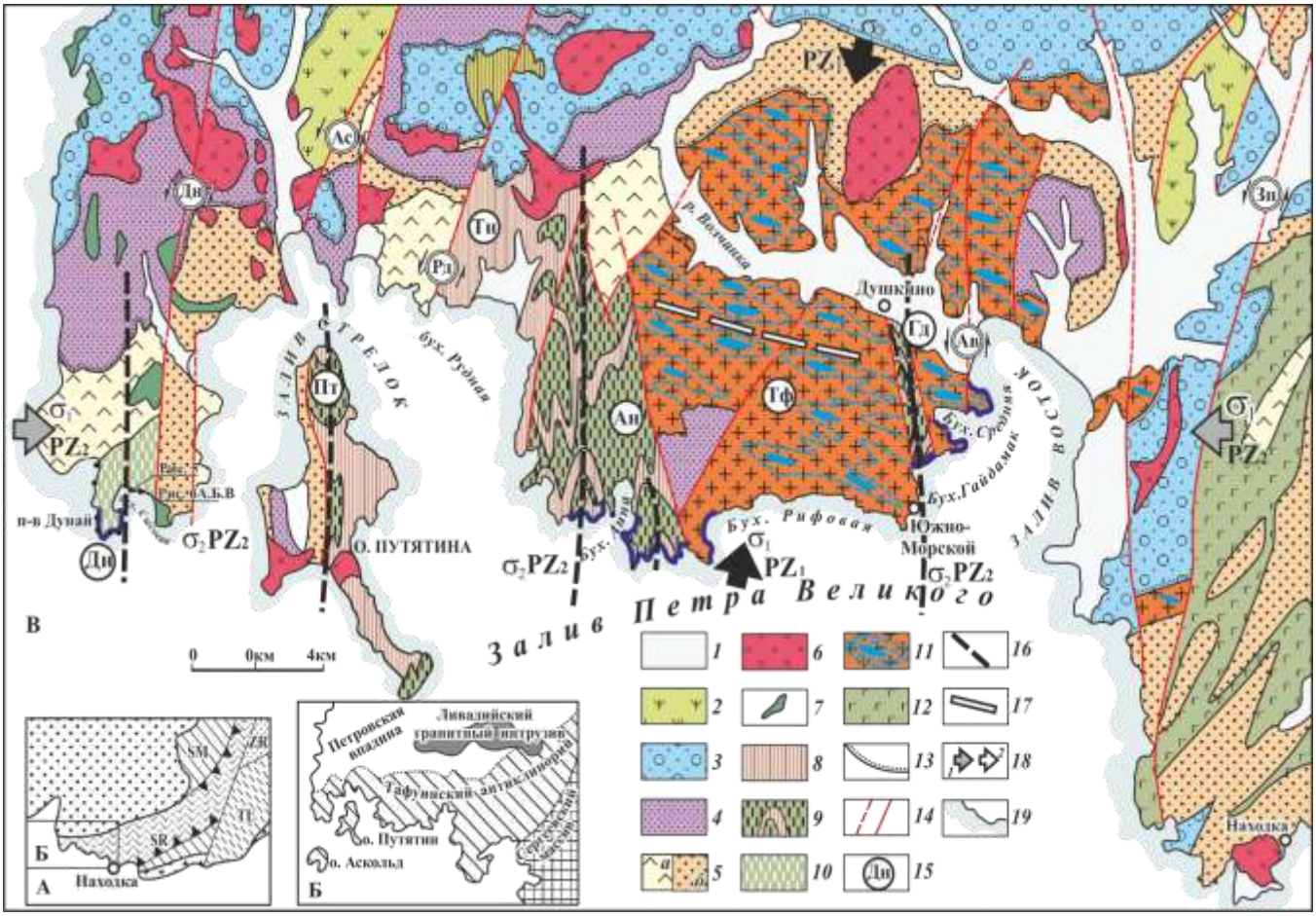


Рис. 2.1. Тектоническая позиция интрузивов юга Приморья.

А – террейны (штриховка) и перекрывающие комплексы (точки) по [Ханчук, 1993] с упрощением (террейны: SR – Сергеевский; TU – Таухинский; ZR – Журавлевский; SM – Самаркинский); Б – главные тектонические единицы (по Б.И. Васильеву и Б.Д. Чемерису [Геология…, 1969] с небольшими изменениями); В – позиция интрузивов.

1 – четвертичные образования; 2-5 – стратифицированные образования: 2 – осадочные, вулканогенноосадочные и вулканогенные (K_{1-2}), 3 – осадочные (J_{1-2}), 4 – осадочные (T_{1-3}); 5а – вулканогенные (P_1), 5б – терригенные (P_1); 6 – гранитоиды (K_2); 7 – габброиды (K_2); 8 – гранитоиды тинканского, рудневкского комплексов, Тинканский и Путятинский массивы (P_1?); 9 – габброиды Аннинского и Гайдамакского интрузивов (PZ) с меридиональными кливажем и псевдоскладчатостью, маркированной «слоями» тинканских гранитов; 10 – габброиды Дунайского интрузива с доминирующей меридиональной полосчатостью (PZ); 11 – двуслюдяные граниты Тафуинского массива с останцами древних пород (€); 12 – сергеевские габброиды (PR-PZ_1?); 13 – несогласное залегание; 14 – разломы, преимущественно сдвиги: а – достоверные, б – предполагаемые (двойной кружок – индекс разлома, стрелки – направление смещений; Дн – Дунайский, Ас – Аскольдовский, Рд – Рудневский, Ав – Авангардный, ЗП – Западно-Партизанский); 15 – интрузивы: Гд – Гайдамакский, Тф – Тафуинский, Ан – Аннинский, Тн – Тинканский, Пт – Путятинский, Дн – Дунайский; 16-17 – обобщенные траектории осей псевдоскладок в массивах: 16 – габброидных, 17 – Тафуинском; 18 – направление осей максимального сжатия: кембрийского (1), пермского (2); 19 – береговая полоса залива Петра Великого.

ренбаумом, А.А. Вржосеком и др. [Коренбаум и др., 1976, Радкевич и др., 1977]. Тафуинский массив сложен мусковитовыми, лейкократовыми, средне- и крупнозернистыми, нередко пегматоидными, микроклинизированными. Они содержат до 60% плагиоклаза, 15-20% калишпата, 20-40% кварца и 10-15% слюды. В гранитах встречены еще и пегматоидные жилы, состоящие из кварца, полевых шпатов и мусковита.

Массив содержит множество упорядоченно ориентированных обособлений слюдистых сланцев, или протолитов, – остатков глубоко метаморфизованных, вероятно, вулканогенно-осадочных и осадочных отложений раннепротерозойской авдокимовской свиты.

Нашими структурными исследованиями подтверждается представление Б.И. Васильева о двухфазном формировании интрузива. К I фазе относятся граниты и плагиограниты, ко II фазе – аплиты, гранит-порфиры и пегматитовые граниты.

K-Ar определения возраста массива противоречивы. Так, по С.А. Коренбауму и др. [1977] возраст составляет 500, 360-280 млн лет. Более точное изохронное Rb-Sr датирование (определение – Дж. Аленникофф, Геологическая служба США, Денвер, 10 проб) дает возраст в 520 млн лет. А.И. Ханчук [1993] придерживается следующих датировок: U-Pb возраст циркона из гранитов – 493±12 млн лет при возрасте реликтовых ядер – 1742±5 млн лет (определения – Дж. Алейникофф), Ar-Ar возраст мусковита из тафуинских гранитов – 492±2 млн лет (определения А.В. Игнатьева – ДВГИ ДВО РАН, РФ, М. Канка – геологическая служба США, Рестон). Он же относит

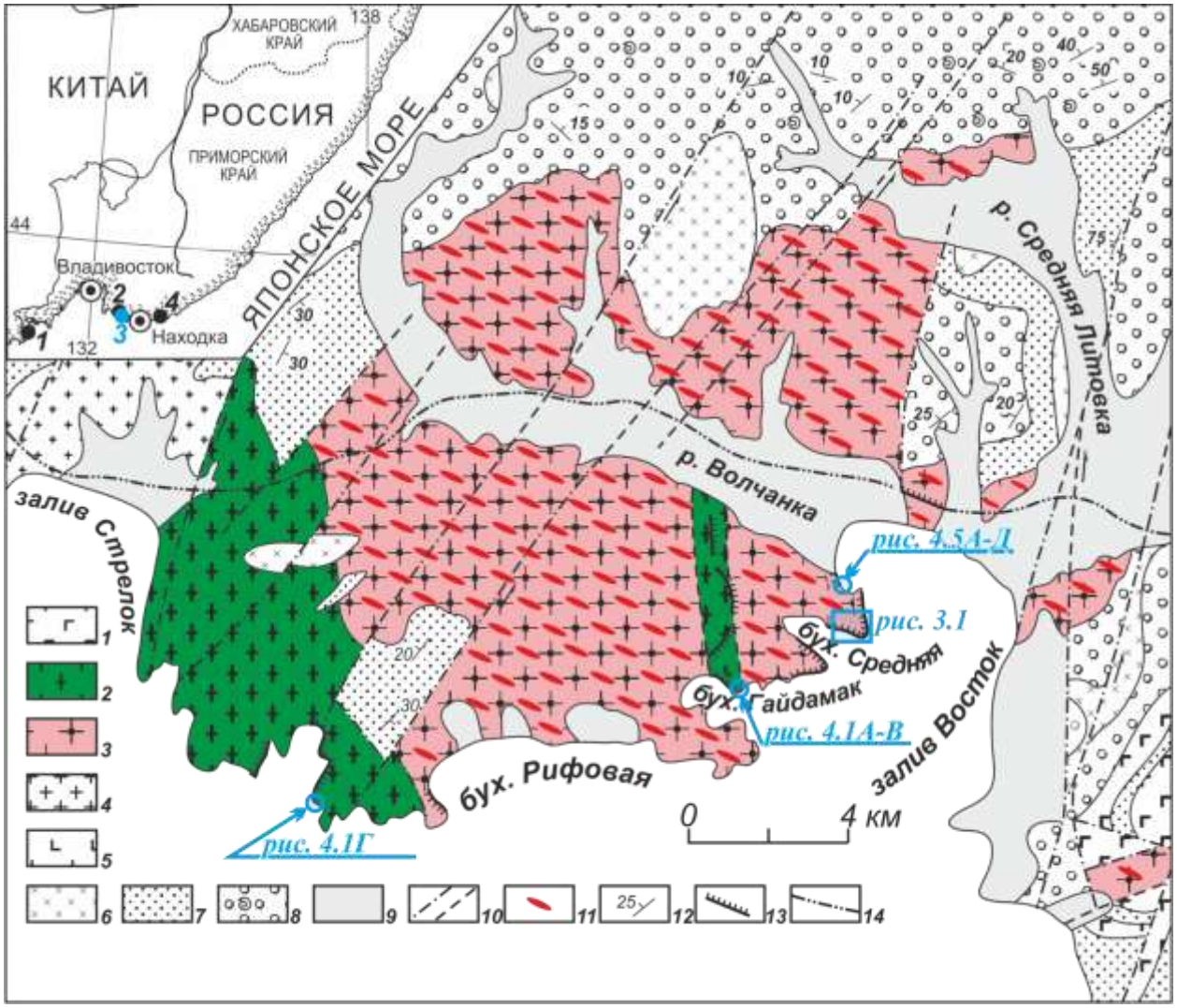


Рис. 2.2. Геологическая позиция Тафуинского массива.

1 – габброиды (PR_1); 2 – габбро-диориты Аннинского (рис. 4.1Г) и Гайдамакского (рис. 4.1А-В) массивов (PZ); 3 – мусковитовые граниты Тафуинского массива (PZ_1); 4-9 – позднепалеозойско-кайнозойские образования: 4 – гранитоиды Тинканского массива (P_1), 5 – базальтоиды (K_2), 6 – гранодиориты (K_2), 7 – терригенные (P_{1-2}), 8 – терригенные (T_3-J_2), 9 – четвертичные отложения; 10 – разрывные нарушения (преимущественно сдвиги), в т. ч. предполагаемые (пунктир); 11 – доминирующее простирание протолитов; 12 – ориентировка слоистости; 13 – участки детальных наблюдений; 14 – дорога Владивосток–Находка.

На карте-врезке показано местоположение Гамовского (1), Аннинского (2), Тафуинского (3) и Успенского (4) массивов.

тафуинские граниты по содержанию в них редких элементов к гранитам островных дуг.

Разнос в определениях возраста массива разными методами, включая U-Pb, позволили А.В. Олейникову и др. [2003 г.] (это самая последняя сводка по геологии Тафуинского массива) заключить, что исходным субстратом для интрузива послужила кисло-основная кора с возрастом 1070 и более, а также 620-622 млн лет, а Тафуинский массив – это полихронный плутон, т. е. представляет собой продукт смешения неоднократных выплавок, близких к эвтектоидным.

По А.В. Олейникову и др. [2003 г.] внедрение первой порции магмы с захватом сланцев имеет возраст 528-587 млн лет (кембрий), второй фазы – 433-465 млн лет (ордовик). Более поздние процессы метасоматической переработки датируются 200-300 млн лет.

Таким образом, исходя из самых последних сводок по геохронологической шкале [GTS, 2004], возраст Тафуинского массива следует считать *позднекембрийским*.

Методика исследований

Для исследования применялся достаточно распространенный комплекс методов структурных исследований, разработанный в трудах Е. Клооса, Б. Зандера, А.А. Полканова, Н.А. Елисеева, А.В. Лукьянова, А.И. Суворова, В.С. Буртмана, С.И. Шермана, В.П. Уткина и многих других российских и зарубежных ученых. Хорошие обзоры по этой тематике можно найти в работах [Шерман, Днепровский, 1989; Ребецкий, 2002; Continental…, 1994]. Наши работы проводились в рамках мезо-макроуровня структурных исследований. Основное внимание в них уделено изучению индикаторов поля напряжений – структурных рисунков и парагенезов [Вознесенский, 1984; Лукьянов 1991 и др.], образованных траекториями слоистости, сланцеватости, полосчатости, расслоенности и т. п. элементами. Под структурным парагенезом, как и большинством тектонистов вслед за [Вознесенский, 1984; Лукьянов 1991 и др.], нами понимается узор, составленный несколькими важнейшими структурными элементами – производными одной динамической причины. Структурный рисунок – понятие более широкое. Он может быть образованным одним или несколькими структурными парагенезами. Он высвечивает и второстепенные элементы, характеризующие динамическую причину своего проявления. Понятия структурный рисунок и структурный парагенез тесно переплетаются и нередко подменяют друг друга, что не сказывается на результатах исследований. Базисными методами составления и расшифровки структурных рисунков послужили прямые наблюдения, графический и статистический анализы. Графический анализ использует обычные приемы составления и сопоставления карт, планов и разрезов. Статистический – основывается на изучении количественного распределения ориентировок структурных элементов на круговых диаграммах, построенных на стереографической сетке Вульфа (верхняя полусфера). Диаграммы обоснованно признаются обобщенными (абстрактными) моделями структурных рисунков [Расцветаев, 1985]. При интерпретации диаграмм, кроме известных статистических методов [Гущенко, 1979; Шерман, Днепровский, 1989 и др.], использован собственный прием расшифровки вергентности складок по положению и интенсивности максимумов [Неволин и др.,1988].

3. ДО- И СИНГРАНИТНОЕ СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЕ

Общий вид и строение участка экскурсионного маршрута, расположенного вблизи экспедиционной базы ДВГИ ДВО РАН «Авангард», где в береговых обнажениях видно все разнообразие структурных особенностей интрузива, отражен на рис. 1.1, 2.1-2, 3.1. Приведены и общие фотографии некоторых интервалов участка (рис. 3.2, 3.3, 4.3, 4.5А).

Структурные рисунки и главные фазы геодинамического структурирования

Структуру или структурную канву Тафуинского гранитного массива образуют четыре основных структурных рисунка. Первый образован сланцеватостью протокаркаса. Второй – теневой полосчатостью гранитов. Третий – контактами обособлений гранитов с останцами протокаркаса. Четвертый – обособлениями аплитов. Перечисленные рисунки формировались в три основных этапа (назовем их геодинамическими фазами), поскольку 2-й и 3-й этапы сопоставляются с вещественными фазами формирования интрузива. В этом контексте структуры первого и второго рисунков формировались в догранитную геодинамическую фазу Φ_0, третий – в гранитную фазу Φ_1, а четвертый – в аплитовую Φ_2. Все четыре рисунка – результат латерального (продольного) сжатия. Главное максимальное сжимающее напряжение (сжатие) обозначено – σ_1, среднее – σ_2 и минимальное – σ_3, в ряде случаев в тексте и на рисунках при характеристике этих трех фаз, а вслед за ними и импульсы постгранитных деформаций обозначены надстрочными цифрами в соответствии с индексами фаз – например, σ_1^0, σ_1^1, σ_1^2. Фазы сжатия σ_1^3 и σ_1^4 предположительно разделены периодами снижения (причем, возможно, достаточно резкого) его интенсивности, т. е. сжатие было дискретным, что подчеркивается 2 азимутальными поворотами поля напряжения с угловым шагом 10^o. Фиксируется и более дробная, мерцательная (в понимании сейсмологов) дискретность сжатия, о которой свидетельствуют проявления в пределах одной фазы нескольких наложенных систем сопряженных сколов, имеющих разную частоту воздействия и разные углы скалывания.

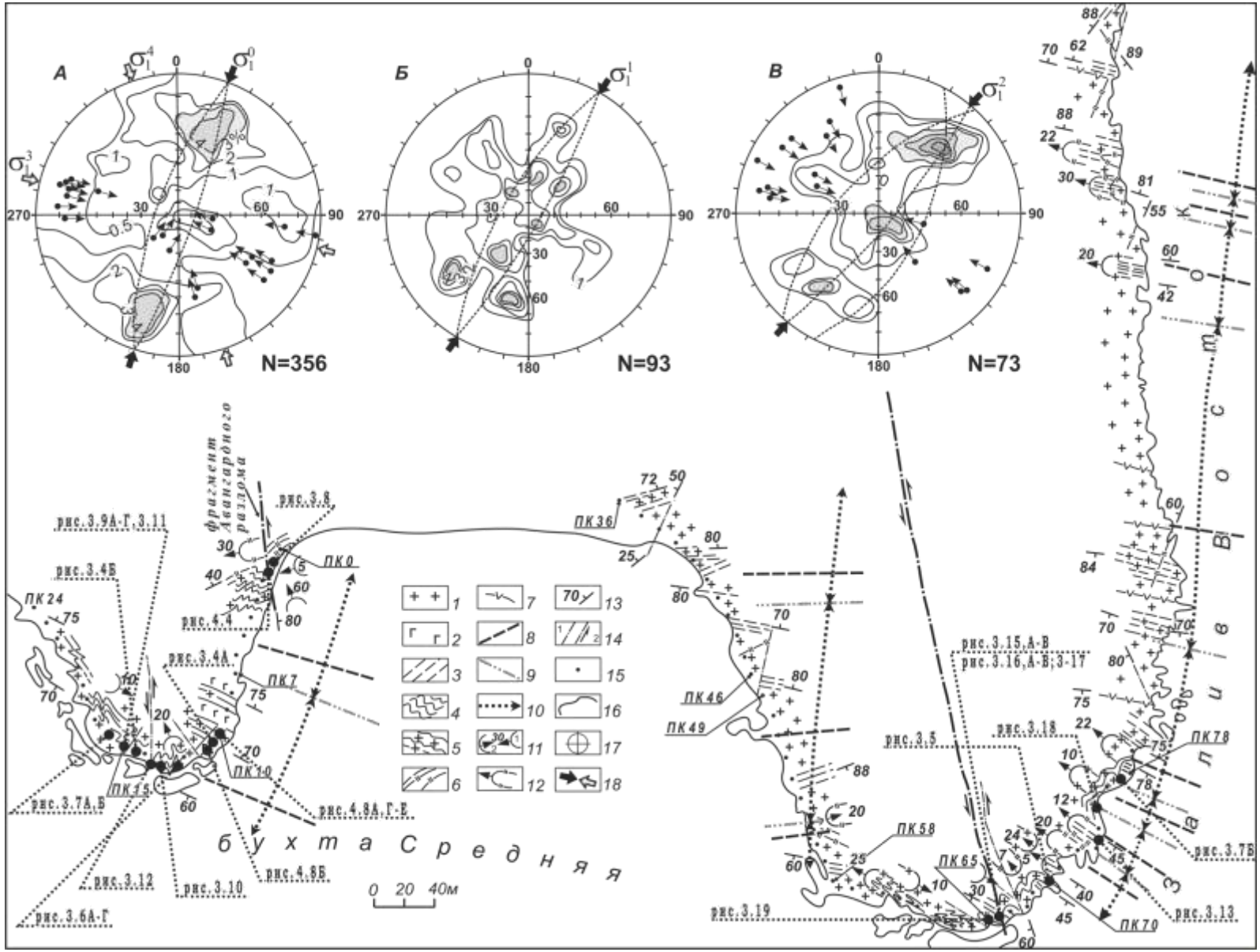


Рис. 3.1. Тафуинский массив. Юго-восточный участок детальных наблюдений [из Неволин и др., 2010 с изменениями].

1 – мусковитовые граниты; 2 – постгранитные дайки спессартитов; 3 – мусковитовые, реже амфиболитовые сланцы – останцы структурного каркаса, вмещающего граниты (PZ_1); 4 – мелкие складки в останцах; 5 – обособления гранитов в сланцах; 6 – обособления аплитов в сланцах и гранитах; 7 – дайки андезитов и базальтов (K_2); 8-9 – оси складок второго порядка в протокаркасе: 8 – антиформных, 9 – синформных; 10 – проекции линий падения крыльев складок; 11 – шарниры складок 3-го и 4-го порядков, сложенных сланцеватостью, синформных (1) и атифрмных (2), стрелки, цифры – величина угла падения шарнира в градусах; 12 – шарниры псевдоскладок 3-го – 4-го порядков, образованных обособлениями гранитов аплитов; 13 – ориентировка сланцеватости и теневой полосчатости; 14 – крутопадающие разрывные нарушения с неопределенными направлениями перемещения (1), сдвиги (2); 15 – точки пикетов; 16 – береговая линия; 17 – диаграммы ориентировки (сетка Вульфа, верхняя полусфера, азимут истинный): А – сланцеватости в останцах, Б – контактов гранитов с останцами, В – контактов тел аплитов с гранитами и останцами. Точечные дуги на диаграммах – пояса (дуги больших кругов) полюсов структурных элементов, стрелки с точкой – выходы и направление погружений шарниров мелких складок (градуировка шкалы углов падения – обратная); 18 – стрелки на диаграммах вне круга – направление главного нормального сжатия: черные – кембрийского догранитного этапа $\Phi_0 - \sigma_1^0$, сингранитного этапа $\Phi_1 - \sigma_1^1$, синаплитового этапа $\Phi_2 - \sigma_1^2$; белые – рубежа палеозоя и мезозоя – σ_1^3, и мезозойского – σ_1^4.

Структурные рисунки догранитной геодинамической фазы

Структурный рисунок вмещающего каркаса, сложившийся в догранитную геодинамическую фазу $Ф_1$, – преимущественно тесноскладчатый – составлен на планах и разрезах по траекториям слоистости и сланцеватости, фиксируемым в останцах вмещающих пород, которые расположены цепочками среди гранитов и сложены преимущественно сланцами, в основном серицит-мусковитовыми (рис. 3.4), содержащими цоизит, хлорит, эпидот, реже гранат-амфиболитовыми сланцами (рис. 3.5). ***Останцы можно видеть почти во всех скальных выходах гранитоидов, особенно в интервалах ПК 3 – ПК 15, ПК 50 – ПК 70.*** Среди останцов встречаются и слабо измененные кливажированные алевролиты. Все они предположительно относятся к метаморфизованным раннепротерозойским образованиям авдокимовской свиты и известному комплексу так называемых «сергеевских габброидов», поскольку других образований древнее здесь не известно.

Останцы четко или неясно очерчены, чаще имеют уплощенную линзообразную форму. Обычное соотношение длины, ширины и мощности останцов-включений – 5:3:1. Наиболее длинные – 30-50 м при мощности 3-5 м – слоеподобные обособления сланцев среди гранитов зафиксированы в плане дна бухты Средней.

Размеры останцов по малой оси – от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров.

Ориентировка сланцеватости согласуется с ориентировкой слоистости, обе несколько не параллельны длинным и средним осям останцов. Устойчивое простирание ЗСЗ-ВЮВ 110-290° останцов и сланцеватости отражено и на ГИС-схеме (рис. 1.1), устанавливается графически на планах детальных наблюдений (рис. 3.1), подтверждается четкостью концентраций полюсов сланцеватости в главных максимумах соответствующей диаграммы (рис. 3.1А). Траектории сланцеватости увязываются в систему тесно сжатых складок с пологими шарнирами – не случайно поэтому максимумы полюсов сланцеватости распределяются на этой диаграмме по поясам, отображенным на ней в виде дуг больших кругов (рис. 3.1А). Система таких складок содержит не менее 4-х порядков ***соподчиненных складчатых форм***. Четкая ориентировка по простиранию и увязка в складчатые формы элементов сланцеватости и слоистости останцов показывают, что такой структурный рисунок соответствует структурам каркаса вне массива, и, следовательно, останцы каркаса среди гранитов остались непереориентированными, т. е. активного внедрения магмы не было.

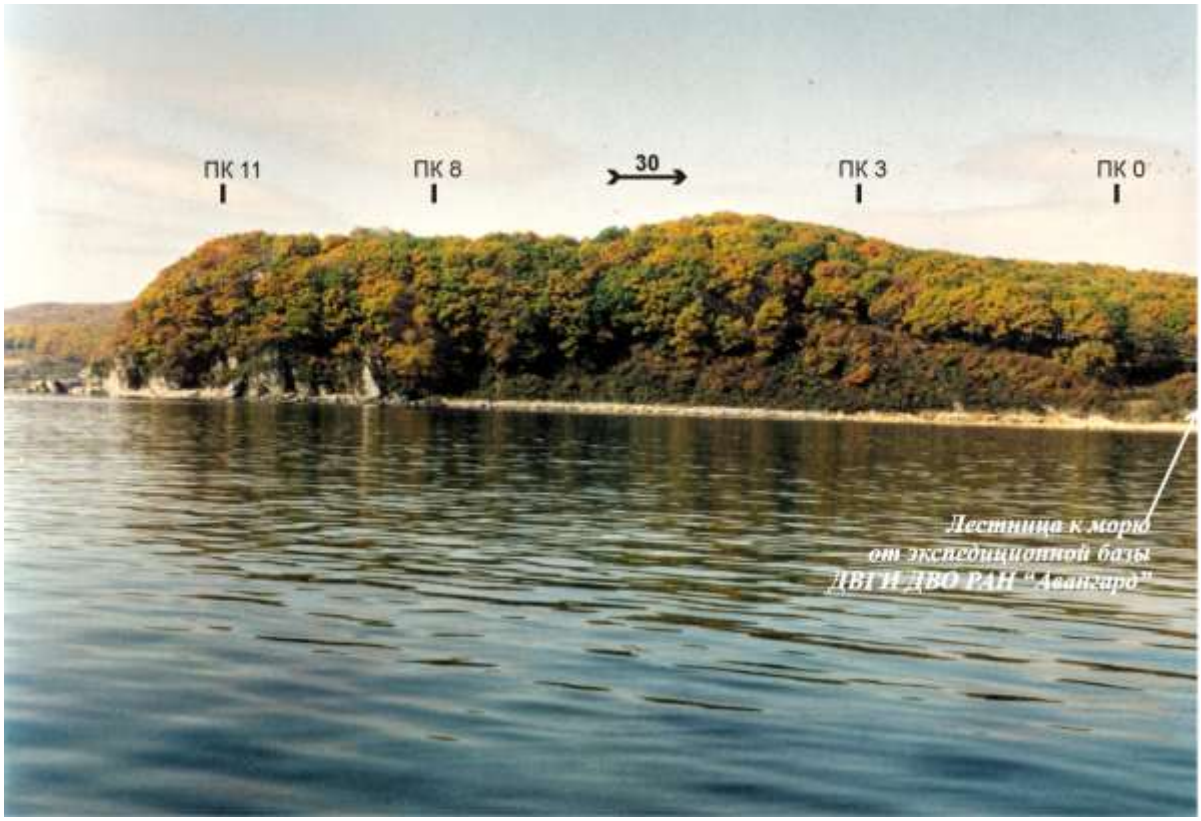


Рис. 3.2. Общий вид коренных обнажений Тафуинского гранитного массива, западный берег бухты Средней. ПК – номера пикетов данного интервала наблюдений.

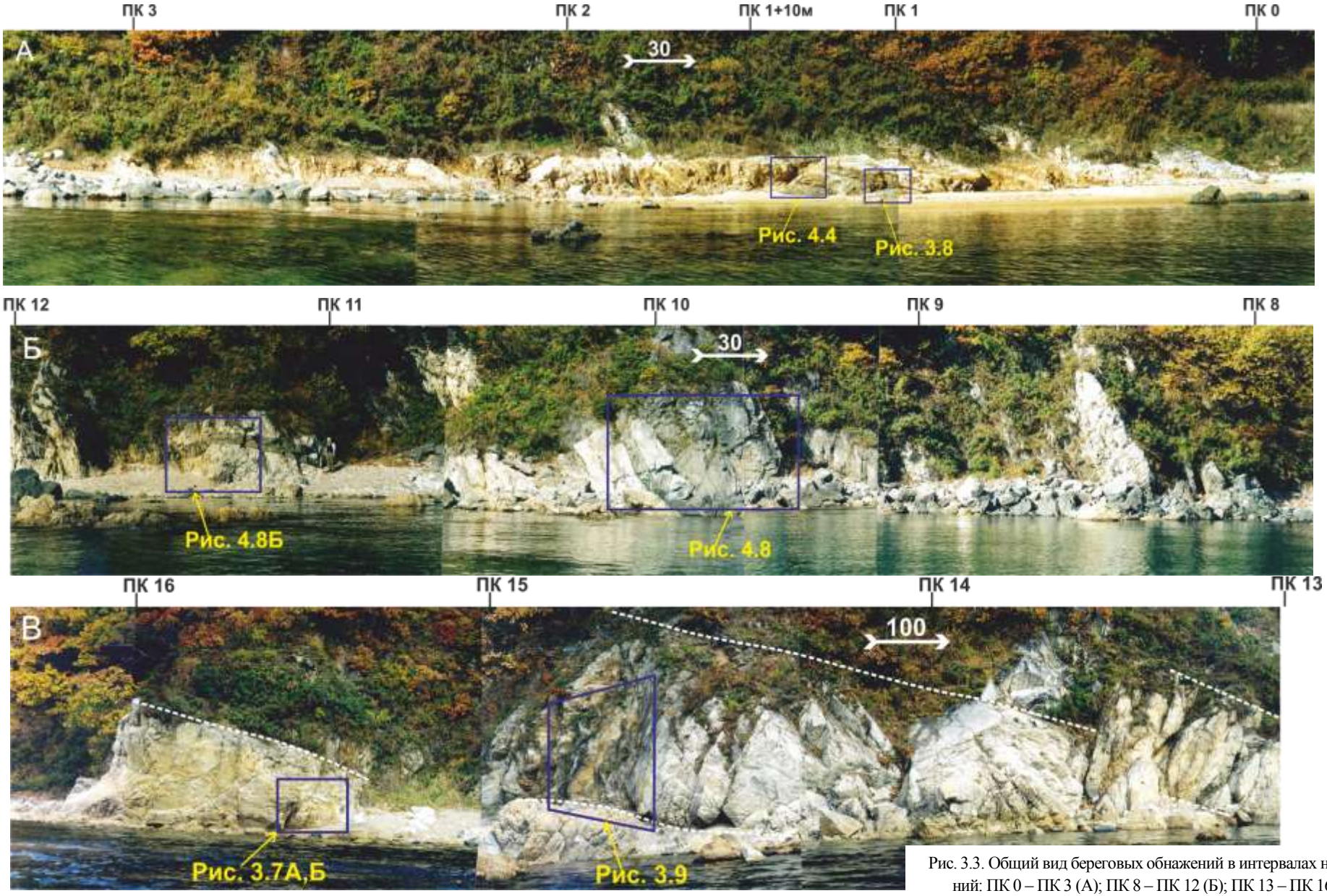


Рис. 3.3. Общий вид береговых обнажений в интервалах наблюдений: ПК 0 – ПК 3 (А); ПК 8 – ПК 12 (Б); ПК 13 – ПК 16 (В).

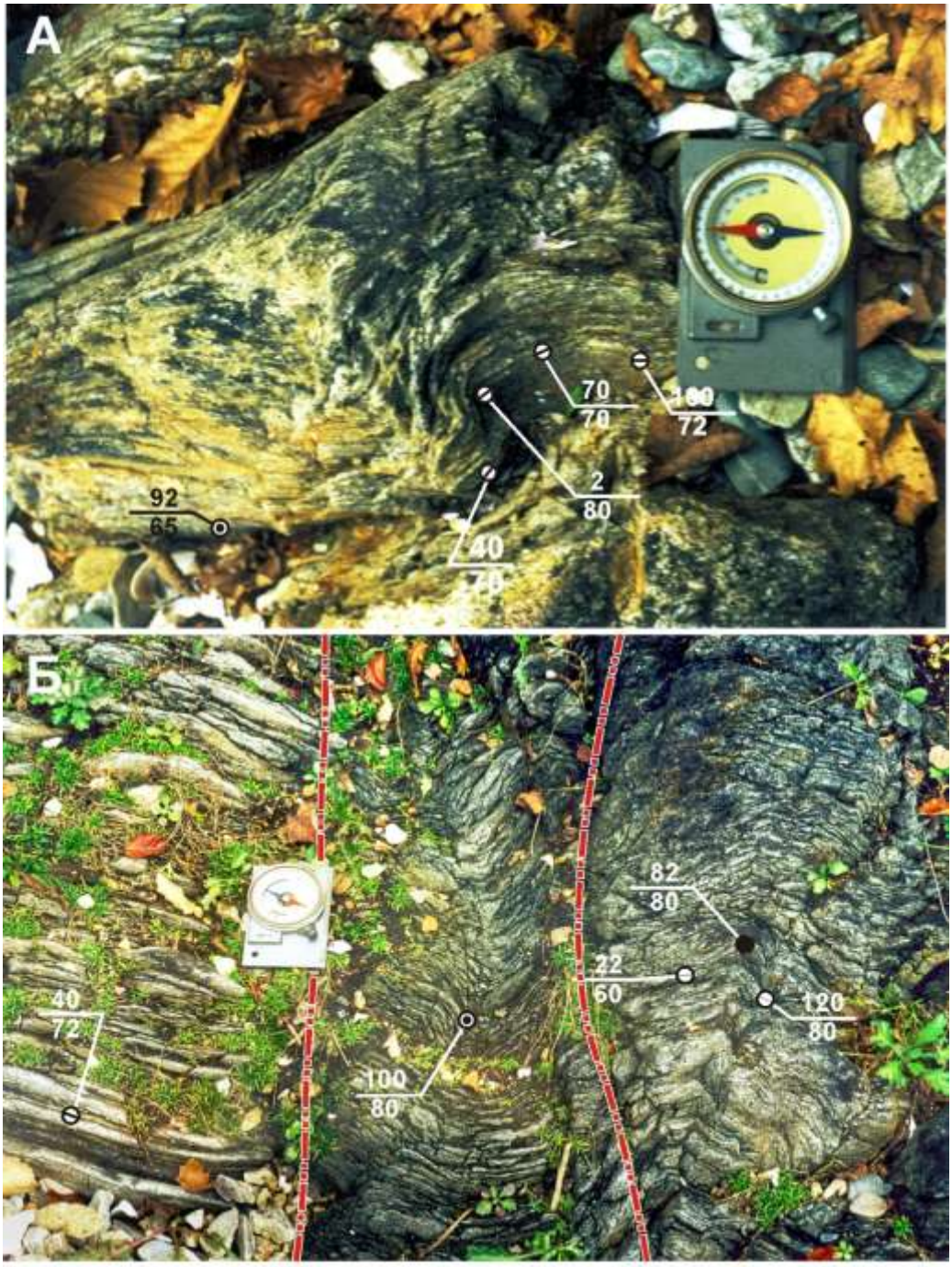


Рис. 3.4. Мусковитовые сланцы из крупного протолита. Сланцеватость образует мелкие складки. Вид в плане. А – в районе ПК 11, Б – ПК 15. На снимке А видна также вертикальная зона смятия ССВ направления.

На этом рисунке (и далее на других) показаны ориентировки: сланцеватости (⌀), разрывов (⊙), шарниров складок (●), контактов тел (⊕); азимуты – магнитные (числитель – азимут, знаменатель – угол падения структурного элемента; перед дробью – румб и угол склонения штрихов скольжения на поверхности разрыва).

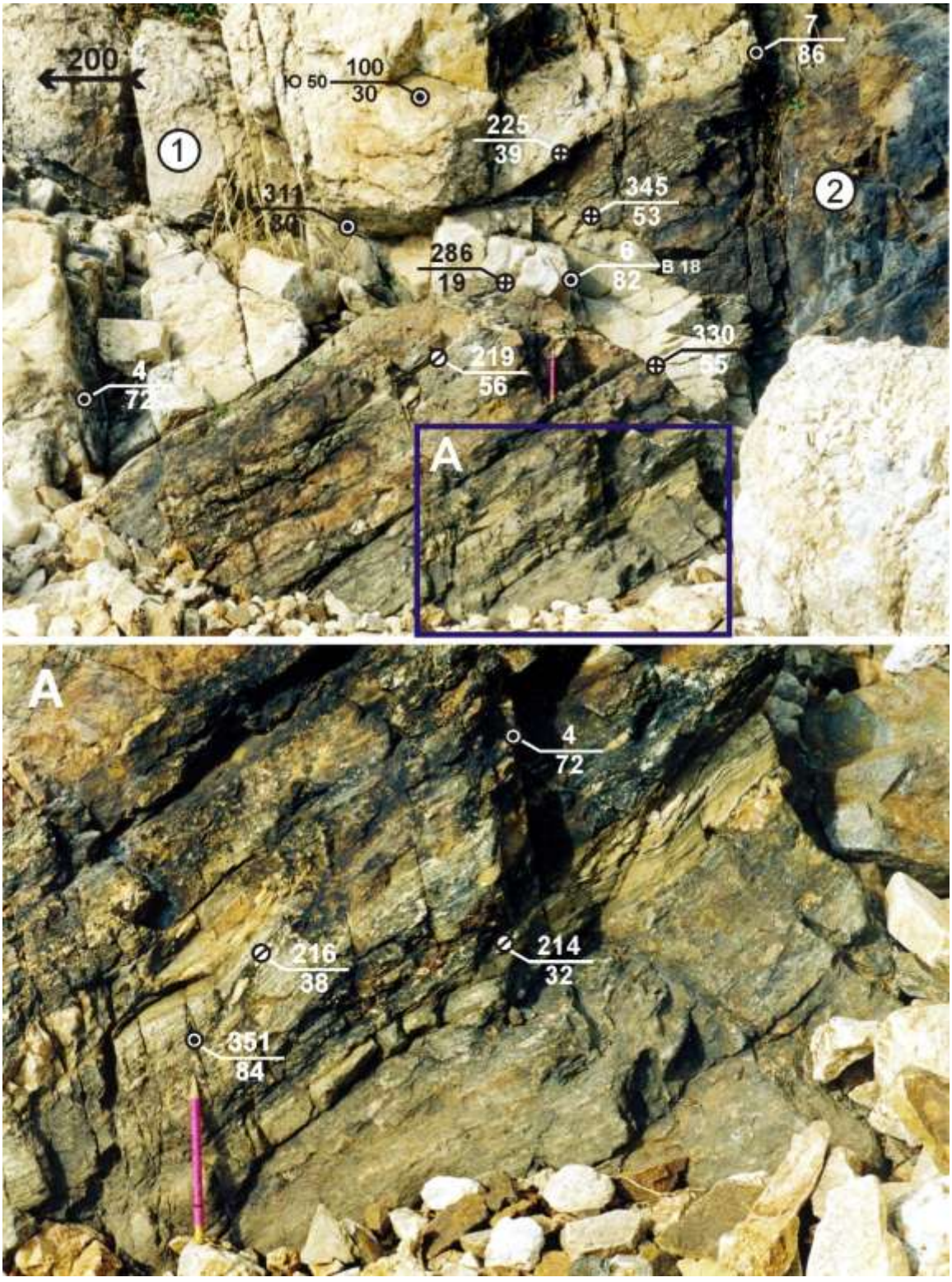
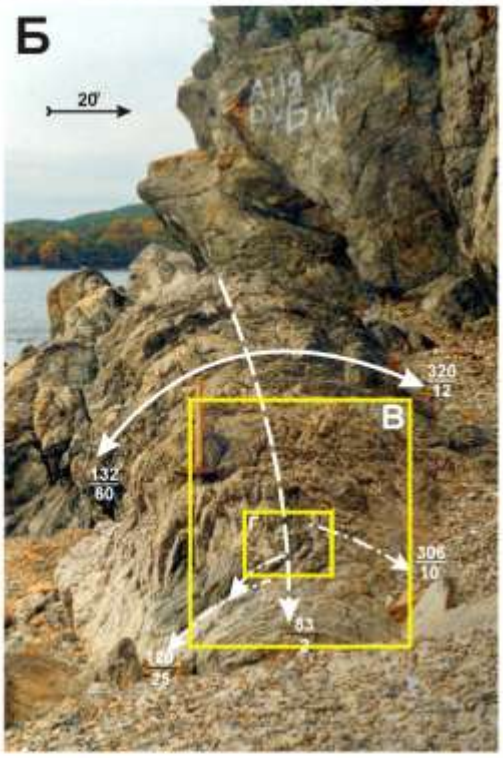


Рис. 3.5. Фрагмент рассланцованного гранатового амфиболитового протолита (ПК 70).
1 – мусковитовый крупно-среднезернистый гранит; 2 – гранатовый амфиболит.



Рис. 3.6. Будинообразный протолит «Бегемот» слюдистых сланцев в гранитах. Имеет форму шарнира складки. Конформен и одинаково ориентирован с мелкими протолитами в гранитах. На поверхности тела продольный его шарнир показан белым пунктиром, а крылья показаны сплошной белой линией. ПК 11.

А – вид сзади; Б – вид спереди; В, Г – фрагменты снимка Б, показывающие наличие мелкой поперечной складчатости (белый пунктир) и штрих-пунктир (стрелка – направление погружения шарниров складок под углами 10-35°).







Третий и четвертый порядки складок непосредственно наблюдаются в коренных обнажениях (рис. 3.6). Например, останец «Бегемот» представляет собой сложную эллипсовидную складку 3-го порядка, длинная ось которой простирается в северо-западном направлении. Крылья складки падают на ССВ и на ЮЮЗ, а шарнир погружается на ВЮВ (рис. 3.6А, Б). Крылья гофрированы продольной и поперечной мелкой складчатостью более высоких порядков (рис. 3.6Б, В, Г). Причем поперечная мелкая складчатость – вероятный продукт поздних деформаций, связанных с воздействием субширотного сжатия (об этом сказано ниже). У складок третьего-четвертого порядков ширина варьирует от первых сантиметров до нескольких десятков метров. Среди них нередки асимметричные, вергентные формы складок, которые зачастую сопровождаются кливажем осевой поверхности и особенно отчетливо фиксируются среди сланцев деформированными слоями серицитизированных и окварцованных песчаников. Наблюдается и очень мелкая складчатость – плойчатость, характерная для углистых алевролитов в мелких останцах. Выходы шарниров мелких складок (выход – точка пересечения с верхней полусферой линии шарнира, мнимо помещенной в центр полусферы) сгруппированы закономерно в полосе, расположенной по нормали к поясам складчатости. Периферийное положение выходов шарниров на диаграмме свидетельствует об их пологой ориентировке в пространстве (рис 3.1А).

С продольными складками 3-4-го порядков по положению в пространстве согласуются складки 2-го порядка. Представления о складках второго порядка получены статистически и графически. К примеру, оси и крылья их отражены на одном из участков наблюдений (рис. 3.1). Складки 2-го порядка (ширина в плане – 50-300 м) асимметричны. Крылья складок 2-го порядка, обращенные к югу, заметно более крутые и менее широкие в плане, а обращенные к северу – напротив, менее крутые и более широкие. Разная крутизна крыльев хорошо заметна на диаграмме (рис. 3.1А) по расположению главных 4-процентных максимумов. Следовательно, складки вергентны в данном случае в южном направлении. Устанавливаемая таким образом асимметрия складок отразилась, видимо, в узорах общей и частных диаграмм (не приводятся), где максимумы полюсов сланцеватости, па-



Рис. 3.7. Полосчатость и такситовость в мусковитовых гранитах, параллельные сланцеватости в протолитах.

А – полосчатость, выраженная полосами темноцветных минералов и полосами мелко- и крупнозернистых гранитов (ПК 16):

1 – мусковитовые граниты, 2 – сланцы, 3 – аплиты; Б – примеры полосчатости в гранитах (полосы – «прослои» полевошпатового материала), согласной со сланцеватостью протолитов (ПК 16);

В – такситовость в гранитах, параллельная сланцеватости и выраженная темноцветом (предположительно роговой обманкой) (ПК 78).

дающей на север, по интенсивности резко превосходят максимумы сланцеватости юго-западного падения. Такая асимметрия указывает на южную вергентность складок 2-го порядка. Неоднократно наблюдался фрагментами и расшифровывался на планах и разрезах «вложенный» структурный рисунок, образованный складками 2-4-го порядков.

Успенским массивом, где наличие свода крупной антиформы вполне обосновано [Неволин и др., 2001, 2003]. Если это так, то осевая часть складки первого порядка каркаса Тафуинского массива должна находиться южнее, возможно даже в заливе Петра Великого. Складчатые конструкции вмещающего каркаса, большей частью восстановленные по траекториям

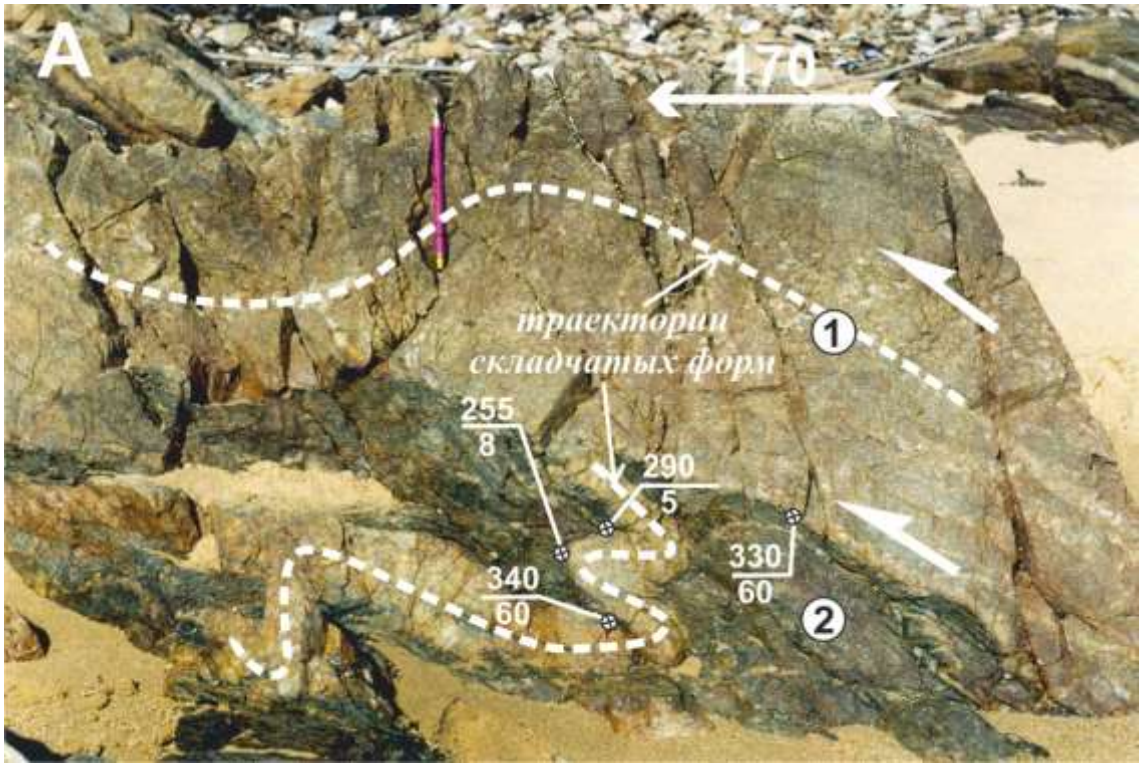


Рис. 3.8. Теневые складки, сформированные деформациями протокаркаса и отчетливо обозначенные благоприятными для гранитизации, вероятно песчаниковыми, частями ритмов протофлишоида. ПК 1.

Этот рисунок характерен тем, что мелкие складки осложняют крылья крупных складок, последние, в свою очередь, осложняют крылья еще более крупных складчатых форм. Причем осложняющие складки вергентны по восстанию осложняемых крыльев, согласно направлению межслоевых движений (рис. 3.1).

В этой иерархической цепи складчатых форм продольного сжатия весьма вероятны и более крупные первого порядка пликативные структуры – складки, соразмерные с масштабами массива. Одна из них, вероятно, оказалась магмовмещающей. Установить такую форму путем анализа карты и фрагментарного картирования оказалось весьма сложно, так как массив на суше представлен не полностью и перекрыт молодыми образованиями (рис. 2.2). Реальность ее можно предполагать лишь косвенно. На существование магмовмещающей антиформы 1-го порядка, кроме логически ожидаемой крупной складки (в ряду 4-й → 3-й →2-й → 1-й порядки), косвенно указывает «восходящая» к югу вергентность складок второго порядка (рис. 3.1). Это также косвенно подтверждается аналогией с уже изученным альбским

элементов строения останцов и частично предполагаемые по аналогии с другими массивами, имеют по существу весь парагенетический набор структурных элементов, характерных для линейной складчатости, включая кливаж осевой поверхности и конвергентную складчатость. Такой стиль складчатости воспроизведен в экспериментах и в обобщениях охарактеризован многими исследователями как следствие внешнего продольного сжатия [Ярошевский, 1981; Ramberg, 1963]. Складчатый рисунок каркаса, судя по положению останцов среди гранитов, не испытал силового внедрения магмы. Это подтверждается ориентировками гранитной теневой полосчатости.

Структурный рисунок, образованный теневой полосчатостью гранитов. Под теневой полосчатостью нами подразумевается полосчатость гранитов, образованная по сланцеватости и слоистости вмещающих пород при гранитизации. Выделяется теневая микро- и макрополосчатость гранитов. Возникновение теневой мелкой полосчатости обусловлено слоистостью и сланцеватостью пород структурного каркаса. Текстуры ее в гранитах обозначены полосами по-

левошпатового состава, темноцветов, углистого вещества (рис. 3.7А, Б). Светлые калишпатовые полосы отличаются разной степенью насыщенности тем или иным минеральным компонентом: кварцем, полевыми шпатами, мусковитом – или по разной зернистости: от скрытокристаллических (аплитовидных) до мелкозернистых. Чередование полос – упорядоченное, ритмичное, иногда частое: от долей до нескольких сантиметров, а иногда редкое: один или два «слоя» на несколько дециметров квазиоднородной кристаллической массы. Обычно полосы прерывистые, линзовидные. В ряде случаев с догранитными структурами каркаса, возможно, обусловлена и одинаково с ними ориентированная такситовость, которая выражена упорядоченным удлинением роговой обманки (рис. 3.7В). На рис. 3.7А и 3.7Б видна теневая макрополосчатость – как результат замещения гранитным веществом, вероятно, флишоидых ритмов мощностью от нескольких десятков сантиметров до первых метров, с преобладанием песчаниковых разностей, благоприятных для замещения гранитным веществом. В ритмах выражены градационные переходы, с постепенным утонением гранитной зернистости от весьма резкой нижней границы «слоя» к верхней границе. Также постепенно меняется и цвет гранитов. В нижней части «слоя» они светлые, в верхней части, напротив, темные. Оттенки соответствуют обычному обогащению верхней части элементарного флишевого ритма алевролитовой составляющей, видимо, менее благоприятной для замещения. Поэтому верхи таких «гранитных ритмов», самые мелкозернистые, имеют темные цвета и тонкую теневую полосчатость, по текстуре сходную с алевролитовой слоистостью. Другими словами, в такой полосчатости гранитов запечатлено, видимо, строение вмещающих пород. Практически аналогичные теневые структуры охарактеризованы Е.П. Смирновым [1974] в гранитных массивах Зауралья как структуры магматического замещения. Подобные текстуры гранитоидов охарактеризованы в работах Н.А. Елисеева [1953], А. Баддингтона [1963] и многих других исследователей.

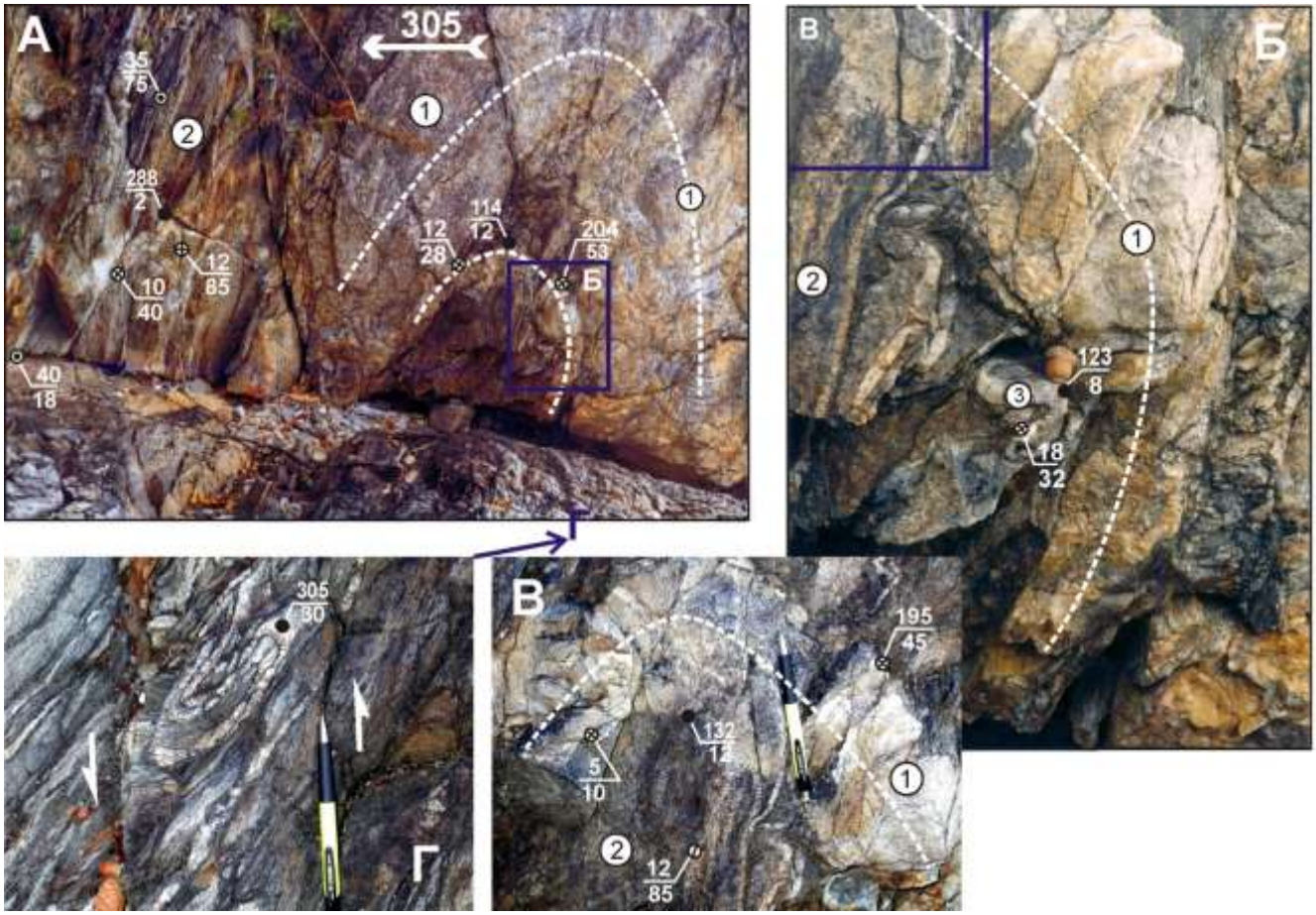


Рис. 3.9. Примеры мелких теневых вергентных складок, образованных сланцеватостью в протолитах и фиксируемых телами гранитов (ПК 14). А – общий вид обнажения; Б-Г – его детализированные участки.

1 – светло-серые мусковитовые граниты, 2 – мусковитовые сланцы; 3 – кварц.

Складки в сланцах обозначены серицитизированным, окварцованным песчаниковым материалом, белый пунктир – складки, образованные гранитами, белые стрелки – направление смещения масс. На Б-Г видны мелкие дисгармоничные складки. Г находится несколько ниже снимка А.

Теневые складчатые структуры по гранитной полосчатости. Статистический анализ показывает

идентичность ориентировок обоих видов полосчатости в гранитах и сланцеватости в протолитах. Вероятно, проявление неоднородностей в гранитах предопределено характером переслаивания и сланцеватости в протопородах в ходе гранитизации. Поэтому рисунок разных типов полосчатости в гранитах практически повторяет рисунок, образованный слоистостью и сланцеватостью в протолитах. Разница между ними заключается лишь в том, что в гранитах не наблюдается полосчатость, повторяющая мелкую складчатость третьего порядка. Не исключено, что мелкая складчатость в протолитах, возможно, синхронна гранитизации и отражает, соответственно, сингранитность динамики и кинематику структурирования массива (рис. 3.8, 3.9). Иначе говоря, полосчатость в гранитах конкордантна складчатости протокаркаса и наследует ее стиль.



Рис. 3.10. Вторичная сколовая псевдоскладка, обозначенная траекторией аплитовой жилы среди сланцев и гранитов. ПК 13.

Структурные рисунки, синхронные становлению массива, производные гранитной ($Ф_1$) и аплитовой ($Ф_2$) геодинамических фаз

Кроме догранитных структур, образованных элементами строения протокаркаса, в интрузиве проявлены структуры, синхронные гранитизации (фазы $Ф_1$ и $Ф_2$). Наложение структурных рисунков $Ф_1$ и $Ф_2$ на складчатый $Ф_0$ было импульсным, без особых искажений ранних узоров поздними. Наблюдения показывают, что «неискажение» вызвано определяющим значением сколовой составляющей в формировании синтранитных структурных рисунков. Наиболее отчетливо сколовый рисунок контролирует жилы аплитов фазы $Ф_2$, его и рассмотрим в первую очередь.

Структурный рисунок, контролирующий тела аплитов, образован преимущественно двумя разнополярными (падающими навстречу друг другу) системами плоскостных сколовых элементов сопряженного типа, проявленных в останцах вмещающих пород и в гранитах, они явно наложены на рисунки фаз $Ф_0$ и $Ф_1$. Доминанта обеих систем отражена двумя главными и несколькими второстепенными максимумами полюсов на соответствующей диаграмме (рис. 3.1В). При этом группировка этих максимумов в пояса с осями ЮВ-СЗ ориентации при надвиговой кинематике рассматриваемых систем сколов указывает на их сопряженный характер. Полюсы и их максимумы сконцентрированы на тесно сближенных дугах больших кругов (рис. 3.1В), а сливаясь, дают по существу один широкий пояс.

Напомним, что сопряженные сколы возникают при нагружениях чистого и простого сдвига в анизотропном поле напряжения и проявляются как системы пересекающихся разрывов-трещин [Гзовский, 1975; Ярошевский, 1981 и др.]. При пересечении сколов образуются две пары накрест лежащих двугранных углов. При этом максимальное напряжение – σ_1 – направлено по биссекторной плоскости пары противолежащих углов, нормально к линии сопряжения (пересечения) сколов.

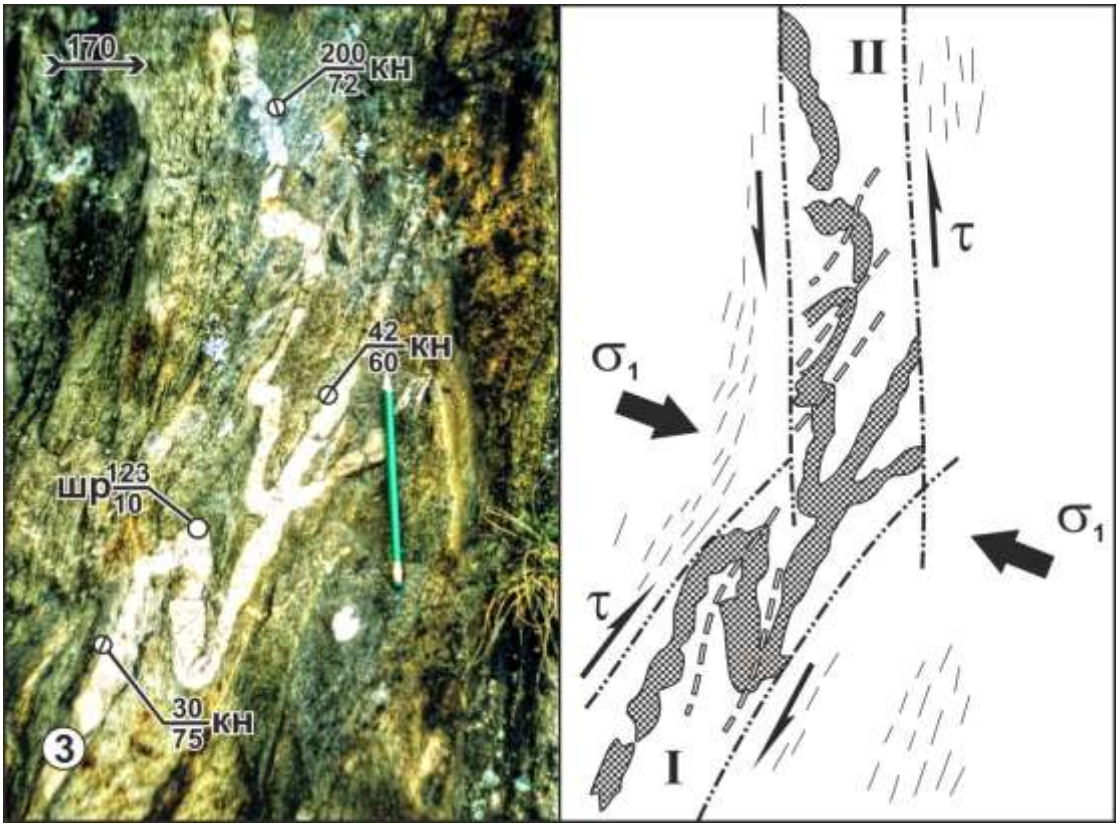


Рис. 3.11. Сколовые псевдоскладки, обозначенные аплитами. Они сформированы под действием тангенциальных напряжений (τ), возникших в системе сопряженных взбросов (I, II) при пластическо-сколовой деформации в условиях пологонаклонного продольного сжатия (σ_1). ПК 15.

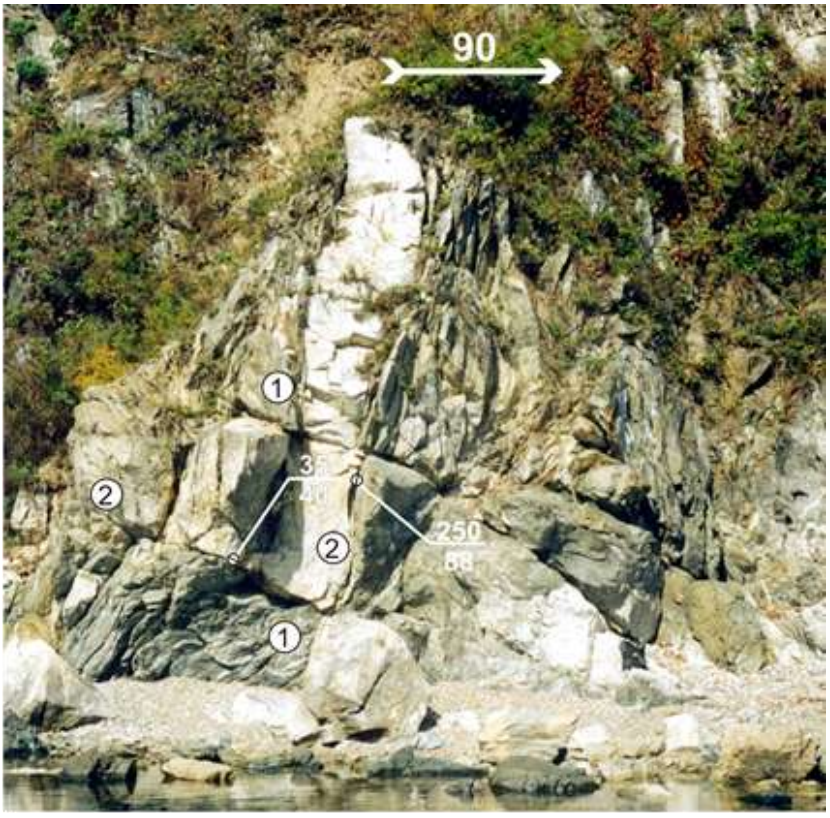


Рис. 3.12. Хрупко-пластические субскладчатые деформации, зафиксированные гранит-аплитами (ПК 12+10 м). 1 – слюдистые сланцы; 2 – мусковитые гранит-аплиты.

Угол между осью главного сжатия и одним из двух сопряженных сколов назвается углом скола или скалывания – θ. Угол между двумя сопряженными сколами известен как угол сопряжения 2θ. В условиях хрупкой деформации θ не превышает 45°. Однако при пластическом скалывании, характерном, например, для условий средних глубин коры – мезозоны [Спенсер, 1981], угол θ может достигать 70-80° [Ramsey, 1980]. Минимальное по величине напряжение сжатия – σ_3 – направлено по другой биссекторной плоскости

Простые – плоскостные – формы контроля аплитов главной системой сопряженных сколов довольно разнообразны. Фиксируются X-, V-, Y-, У-образные сочетания сколов, овеществленные аплитами. Формы контроля главной сопряженной системой нередко дополняются вторичными сколами с некоторым варьированием углов сопряжений, являющимися, видимо, производными от второстепенных, внутрифазовых, полихронных импульсов сжатия. Однако стоит подчеркнуть, что наблюдаемая при этом пологая ориентировка линий сопряжения остается однообразной для всех сопряженных сколов. Повсеместны и постаплитовые сопряженные сколовые трещины, образованные мерцательными импульсами того же продольного сжатия (рис. 3.13). Теоретически углы скола зависят не только от реологических свойств деформируемой среды, но и скорости нарастания интенсивности импульса. Особо примечательно, что весьма часто жилы имеют форму складок, образованных угловатыми волнообразными сочетаниями аплитизированных сколов одной или нескольких генераций, также наложенных на ранние рисунки фаз Φ_0 и Φ_1. В отличие от складок каркаса, такие формы не являются результатом смятия, по крайней мере, в длительный период с момента начала развития, и их правильнее называть псевдоскладками. Вполне отчетливо выделяются псевдоскладки 2-4-го порядка, размерность которых примерно отвечает соответствующим порядкам складок структурного каркаса.

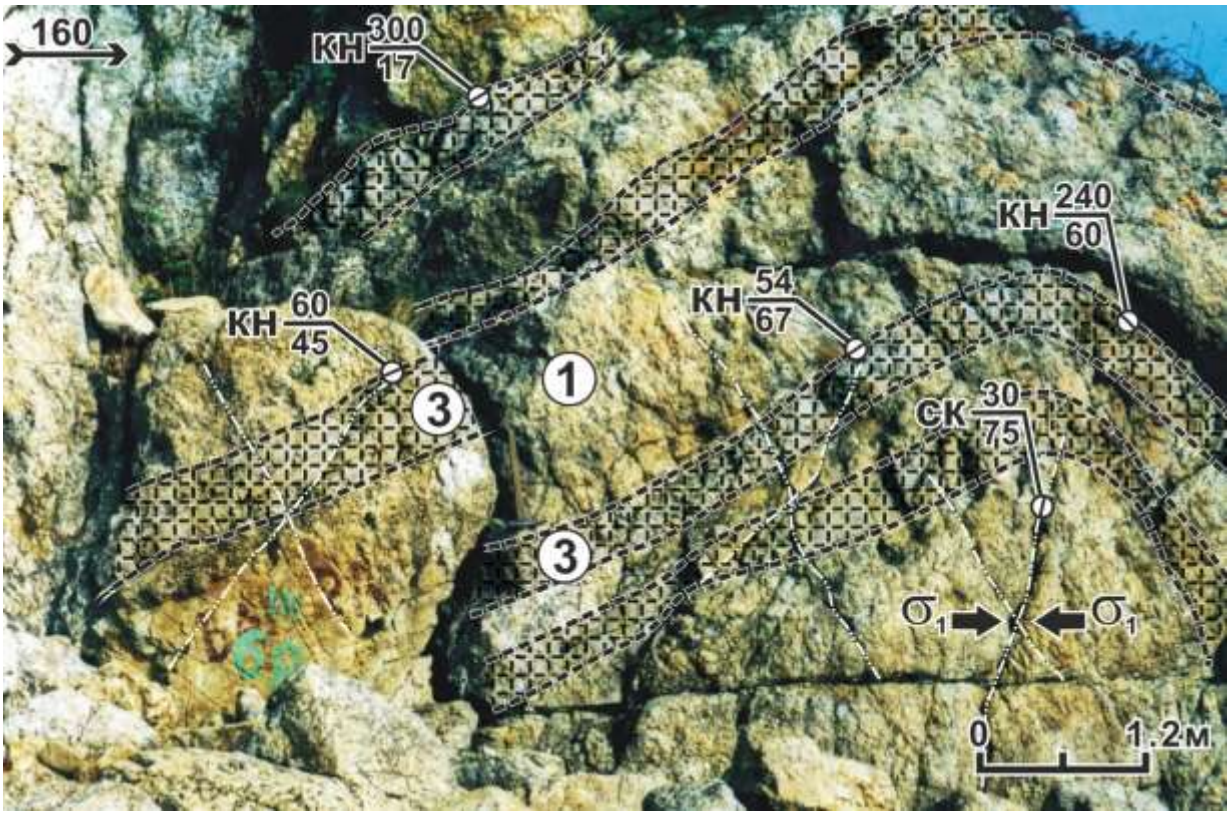


Рис. 3.13. Складкоподобные формы, образованные аплитами в гранитах, и ромбическая система сопряженных сколов [из Неволин и др., 2010]. ПК 73+10м.

1 – мусковитовые граниты; 3 – светло-серые аплиты.

другой пары накрест лежащих углов. Ось среднего сжатия – σ_2 – при этом параллельна линии сопряжения.

В нашем случае углы сопряжения преимущественно тупые ≈120-130°, причем в более хрупких гранитах закономерно углы сопряжения более острые, чем в сланцах. Именно в условиях продольного сжатия сколы закономерно представляют собой встречные надвиги и взбросы, что показывают разобщения и мелкие подвороты сланцеватости и теневой полосчатости. По углам сопряжения, ориентировкам сколов и их надвиго-взбросовым кинематическим характеристикам определяются направления осей главного сжатия: σ_1 как субгоризонтальная по азимуту 40–220°; σ_2 как субгоризонтальная средняя ось сжатия, нормальная к σ_1, а ось минимального напряжения σ_3 при этом занимает субвертикальное положение.

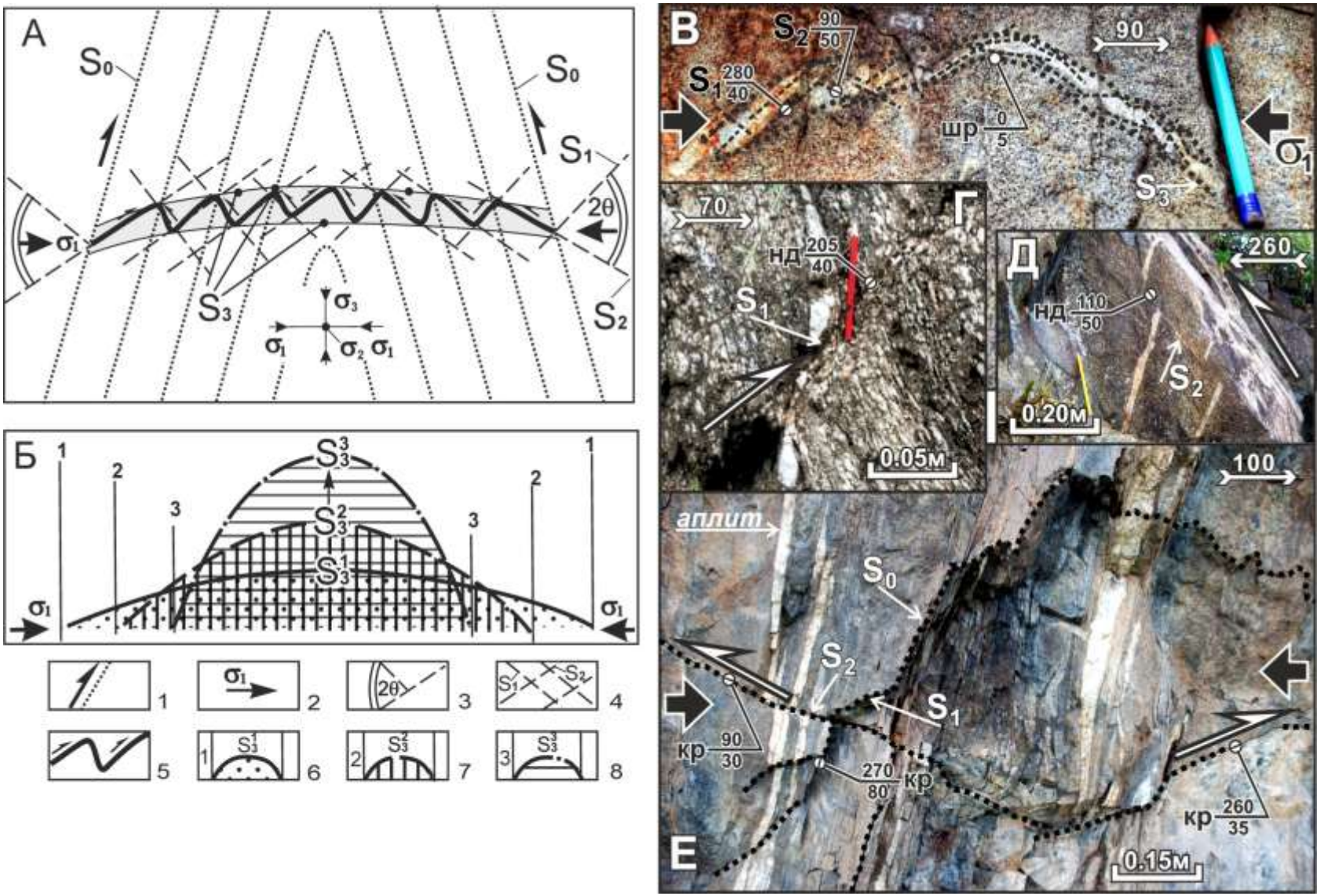


Рис. 3.14. Примеры оформления сопряженными сколами вторичных квазискладчатых или псевдоскладчатых форм в интрузивных и метаморфических породах (Гродековский гранитный массив) и схема их формирования.

А – формирование вторичных сопряженных сколов и аплитизация их в зоне разуплотнения [по Неволин и др., 2008, 2010]. Б – вероятное поэтапное искривление сколово-складчатой зоны разуплотнения:

1 – траектории сланцеватости (S_0) идеализированной складки протокаркаса, стрелки – доминирующие тенденции послойных смещений; 2 – направление главного продольного сжатия; 3 – угол сопряжения 2θ; 4 – сопряженные сколы (S_1 и S_2), сформированные продольным сжатием; 5 – аплитизированные псевдоскладчатые формы в зоне разуплотнения, ограниченной поверхностями (S_3); 6-8 – предполагаемое искривление зоны S_3 с последовательным сводообразованием за три абстрактных импульса сжатия: 6 – первый, 7 – второй, 8 – третий.

В – Контроль сколами аплитов и формирование псевдоскладки. Г и Д – примеры встречных надвигов. Е – формирование «виртуальной», ничем не выполненной сколовой квазискладчатой антиформы.

.

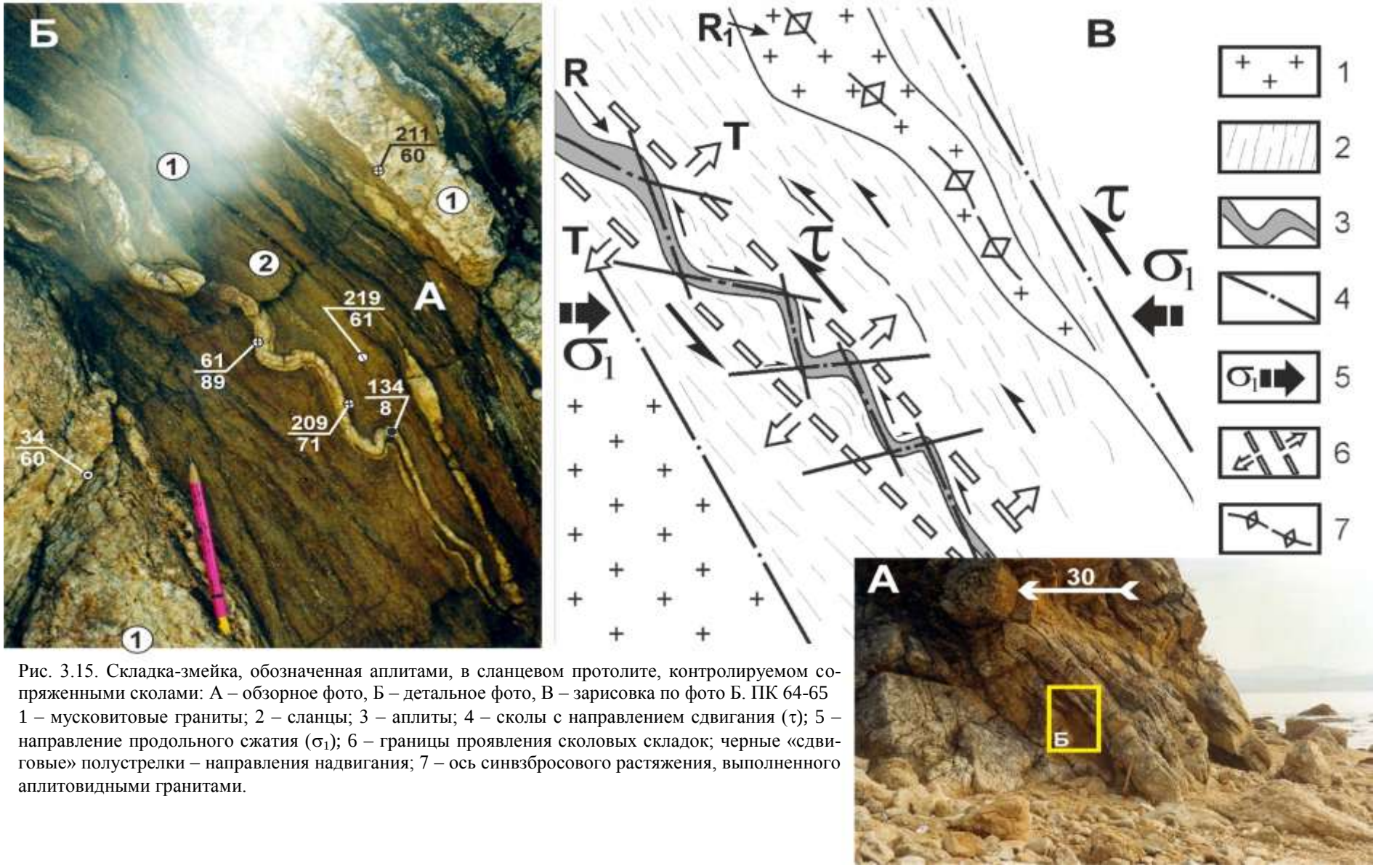


Рис. 3.15. Складка-змейка, обозначенная аплитами, в сланцевом протолите, контролируемом сопряженными сколами: А – обзорное фото, Б – детальное фото, В – зарисовка по фото Б. ПК 64-65
1 – мусковитовые граниты; 2 – сланцы; 3 – аплиты; 4 – сколы с направлением сдвигания (τ); 5 – направление продольного сжатия (σ_1); 6 – границы проявления сколовых складок; черные «сдвиговые» полустрелки – направления надвигания; 7 – ось синвзбросового растяжения, выполненного аплитовидными гранитами.

Среди псевдоскладчатых форм 3-4-го порядков преобладают клиновидные и килевидные асимметричные формы (рис. 3.10-3.13). Для них характерны плоскостные крылья, острые угловатые замки, но нередки псевдоскладки со слегка сглаженными, округлыми крыльями и замками, весьма сходные со складками смятия. На оформление аплитовых псевдоскладчатых структур 4-го порядка повлияли реологические свойства вмещающей среды. При пересечении сланцев и гранитов одной группой таких аплитовых складок форма их волн в жиле меняется от крутой угловато-сглаженной в сланцах до угловато-шевронной – в гранитах.

Ориентировки сколовых элементов псевдоскладок указанных порядков, также как и сколы, образующие плоскостные формы, хорошо вписываются в поясовую картину диаграммы (рис. 13В). Выходы шарниров псевдоскладок (натурно почти все пологие) на верхнюю полусферу концентрируются в СЗ и ЮВ румбах диаграммы, фиксируя таким образом как генеральное простирание псевдоскладок ~ ЮВ-СЗ 125-305°, так и положение осей σ_2. Отсюда в целом получается, что ось главного сжатия – σ_1 – занимала субгоризонтальное положение с азимутом 40-220° (т. е. нормальное к простиранию псевдоскладок), а ось минимального напряжения σ_3 была ориентирована субвертикально. Другими словами, псевдоскладки, как и плоскостные формы контроля аплитов, образованы одними и теми же системами сопряженных сколов. То есть результаты статистического ана-

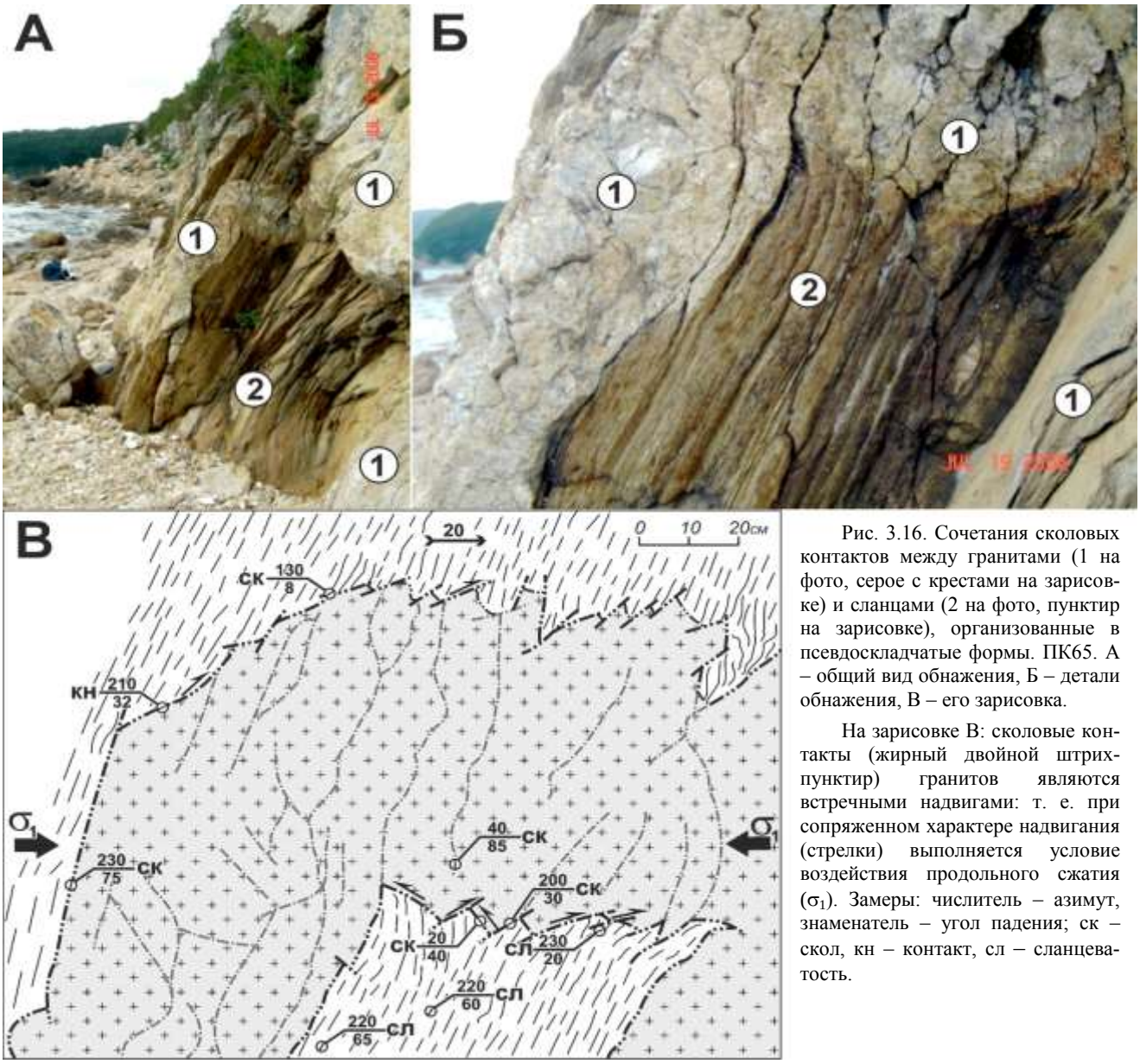


Рис. 3.16. Сочетания сколовых контактов между гранитами (1 на фото, серое с крестами на зарисовке) и сланцами (2 на фото, пунктир на зарисовке), организованные в псевдоскладчатые формы. ПК65. А – общий вид обнажения, Б – детали обнажения, В – его зарисовка.

На зарисовке В: сколовые контакты (жирный двойной штрих-пунктир) гранитов являются встречными надвигами: т. е. при сопряженном характере надвигания (стрелки) выполняется условие воздействия продольного сжатия (σ_1). Замеры: числитель – азимут, знаменатель – угол падения; ск – скол, кн – контакт, сл – сланцеватость.

лиза и прямые наблюдения свидетельствуют о формировании складок в условиях продольного сжатия.

Из принципа структурного подобия весьма вероятен и 2-й порядок аплитовых псевдоскладок. Здесь же уместна еще и аналогия со складками вмещающего каркаса. «Цельными» такие складки не наблюдались, однако их вполне можно графически «сшить» из отдельных фрагментов. Представляются важными наблюдения пологих относительно крупных сводообразных замыканий ап-

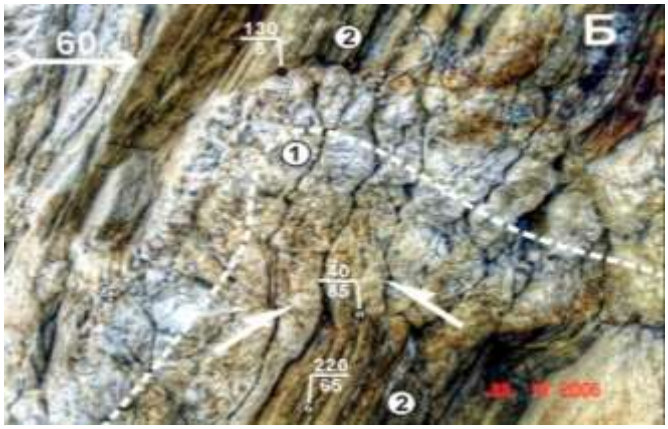


Рис. 3.17. Подвороты сланцеватости по сколам, ограничивающим обособление гранитов, которое имеет форму складки (подвороты указывают на то, что эти сколы являются встречными надвигами). ПК 65.

1 – граниты, 2 – сланцы.

литовых жил среди гранитов, которые можно, вероятно, интерпретировать как фрагменты псевдоскладок 2-го порядка (рис. 3.13). Причем псевдоскладки всех порядков подобны друг другу. В нескольких случаях в небольших фрагментах проявлено осложнение крыльев псевдоскладок 3-го порядка псевдоскладками 4-го порядка. Отметим также что, как и в складках каркаса, среди псевдоскладок распознается нехарактерный для заведомо хрупкой среды конвергентный стиль осложнения крупных форм мелкими. Конвергентные складки обычно осложняют крылья более крупных складок при продольном смятии [Ярошевский, 1981; Ramberg, 1963]. Конвергентность заключается в том, что осложняющие складки наклонены к замку осложняемых складок, согласно с движениями масс на крыльях крупных антиформ. Складки, наклоненные от замка по падению крыльев, называются дивергентными, обычно это формы поперечного сжатия. Наложение сининтрузивных псевдоскладчатых форм фаз $Ф_1$, $Ф_2$ без заметного искажения ранних узоров, их конвергентность и почти полное отсутствие дивергентных форм затрудняют объяснение образования псевдоскладок турбулентными движениями расплава, пластического течения застывающей магмы, выдавливания. При перечисленных явлениях должен значительно деформироваться или уничтожаться более ранний узор, свойственный, например, структурам вмещающего каркаса интрузива и теневой полосчатости в гранитах, к тому же наряду с конвергентными формами именно в равной степени должны развиваться и дивергентные формы, осложняющие антиформы.

Возможный механизм формирования псевдоскладчатого рисунка. Рассмотрим вариант наложения аплитовых псевдоскладок на сланцеватость, сопоставив наиболее известные данные экспериментов и теоретические наработки со своими результатами. Этот вариант не должен во многом отличаться от динамики наложения аплитов на граниты. Так как среда останцов предельно смятая, условимся рассматривать ее как среду изотропную, реологически подобную гранитной. Допустим, возобновленное после некоторого перерыва тектоническое сжатие σ_1 обусловило формирование в смятой среде вмещающего каркаса разнополярных систем сопряженных сколов (кинематически представляющих собой надвиги и взбросы), сочетания которых стали канвой для распределения эндогенного вещества. Пусть структурное состояние догранитной среды отражает тесно сжатая складка с крутыми падениями крыльев S_0 (рис. 3.14), соответствующими главным максимумам полюсов сланцеватости (рис. 3.1А). Под воздействием импульса пологого сжатия в этой среде формируются две главные системы разнополярных сопряженных сколов – S_1 и S_2, соответствующие главным максимумам плюсов диаграммы (рис. 3.1А) по типу деформации чистого сдвига. Как правило, в хорошо известных экспериментах [Шерман и др., 1983; Ramsey, 1980] и многих натурных примерах механизма чистого сдвига одна из двух сопряженных систем сколов развита значительно лучше, чем другая. В нашем случае доминирует та из них (в одном крыле S_1, а в другом – S_2), сколовые движения по которой согласуются с восходящими движениями на крыльях абстрактной модельной складки. Угнетенные сколы превосходятся доминантными сколами длиной, частотой проявления и, видимо, амплитудой надвигания. По причине преобладаний амплитуд доминирующих сколов-надвигов, например, по S_1,

угнетенные сколы S_2, вероятно, могут испытывать некоторое приоткрывание и заполнение магматическим материалом. Однако это не полностью объясняет приоткрывание всей системы.

Вероятно, субпараллельно направлению главного сжатия образуется уплощенная зона некоторого растяжения (S_3). Такие зоны теоретически закономерны – они занимают позицию, приближенную к положению плоскости $\sigma_1\sigma_2$. Они наиболее вероятны для приоткрывания несколько ранее образованных или синхронных сопряженных сколов, достаточного для наполнения последних магматическим или жильным веществом. Визуализирующиеся путем аплитизации сколы по сути дела превращаются в псевдоскладчатые жилы и дайки. При дальнейшем поэтапном сжатии среды зона S_3 постепенно изгибается, занимая положение $S_3^1 \rightarrow S_3^2 \rightarrow S_3^3$ (рис. 3.14Б). Процесс изгиба S_3 способствует формированию некоего свода и разуплотнению в нем среды с развитием мелкой пористости и мелкой трещиноватости, заметно не нарушающей сплошность субстрата, где и происходит гранитизация за счет проникновения эндогенного вещества. Трансформация S_3 изгибом, по всей вероятности, играет существенную роль в становлении самих гранитов Тафуинского массива в период фазы Φ_1.

Структурный рисунок гранитной геодинамической фазы (Φ_1). Гранитные обособления принципиально сходны с аплитовыми, только крупнее, они имеют форму крупных слоев, линз. Часто мощность их превышает размеры обнажений и составляет более первых десятков метров. Сколовая предопределенность их границ устанавливается в малых формах и статистически. В малых формах слои образуют псевдоскладки, обычно выраженные волнообразными «слоями» гранитов мощностью от 10-20 см до 1-3 м среди крутопадающих сланцев. Заметно «огранение» сколами нижних и верхних поверхностей таких гранитных слоев (рис. 3.15-3.18). Причем у сколов видны надвиговые и взбросовые подвороты сланцеватости. Статистические максимумы границ гранитных обособлений на диаграмме расположены примерно в таких же поясах, что и полюсы сланцеватости и аплитовых жил (рис. 3.1Б). Диаграммы показывают: в расположении максимумов преобладают углы, которые характерны для сколовых сопряжений при хрупких деформациях, они не превышают 90^o. Поясовое распределение максимумов на диаграммах оцениваем как косвенный индикатор распространенности субскладчатой организации систем сопряженных сколов, определяющих гранитные контакты. То есть линзообразные обособления гранитов имели форму син- и антиформных полуподков с утолщенными замками. Заметно совпадение некоторых максимумов контактов гранитов (рис. 3.1Б) с некоторыми максимумами сланцеватости (рис. 3.1А). Видимо, часть контролирующих сколов развивалась по сланцеватости, наследуя первичный структурный рисунок. В то же время сопряженные сколы гранитной фазы Φ_1, как и сколы аплитовой фазы Φ_2, образовались также благодаря новому импульсу продольного сжатия (быстрой активизации тектогенеза), что иллюстрируется главным образом несовпадением по азимуту и углу падения главных максимумов полюсов сланцеватости и контактов гранитных обособлений (рис. 3.1А и 3.1Б). Расхождение подтверждается наблюдениями (рис. 3.19). Другими словами, развитие сколов Φ_1 было унаследованно-наложенным. *Получается, что разуплотненная среда в антиформе вмещающего каркаса гранитизировалась не только сообразно со слоистостью и сланцеватостью, превращая наиболее полно в граниты самые благоприятные для этого песчаниковые разности протопород, но и согласно с новообразованными главной и второстепенными сколовыми системами*. Судя по диаграмме, статистика сколовых контактов гранитов со сланцами показывает, что структурообразующее сжатие фазы Φ_1 было переориентировано по часовой стрелке на 10-15^o относительно сжатия фазы Φ_0. Это обстоятельство подтверждается рядом наблюдений, где явно видно несовпадение сланцеватости и контактов гранитов (рис. 3.18).

Вероятно, сколы служили крупными и малыми (вплоть до микропроявлений) экранами на пути распространения гранитизирующей субстанции, таким образом структурно (по крайней мере) подчиняя и упорядочивая гранитизацию. Неслучайно вдоль сколовых контактов нередко наблюдались фрагменты вторичной полосчатости.



Рис. 3.18. Оформление и контроль обособлений гранитов крупными сколовыми поверхностями. ПК77.

1 – мусковитовые граниты, 2 – сланцы.

Стрелки – направление смещения масс.

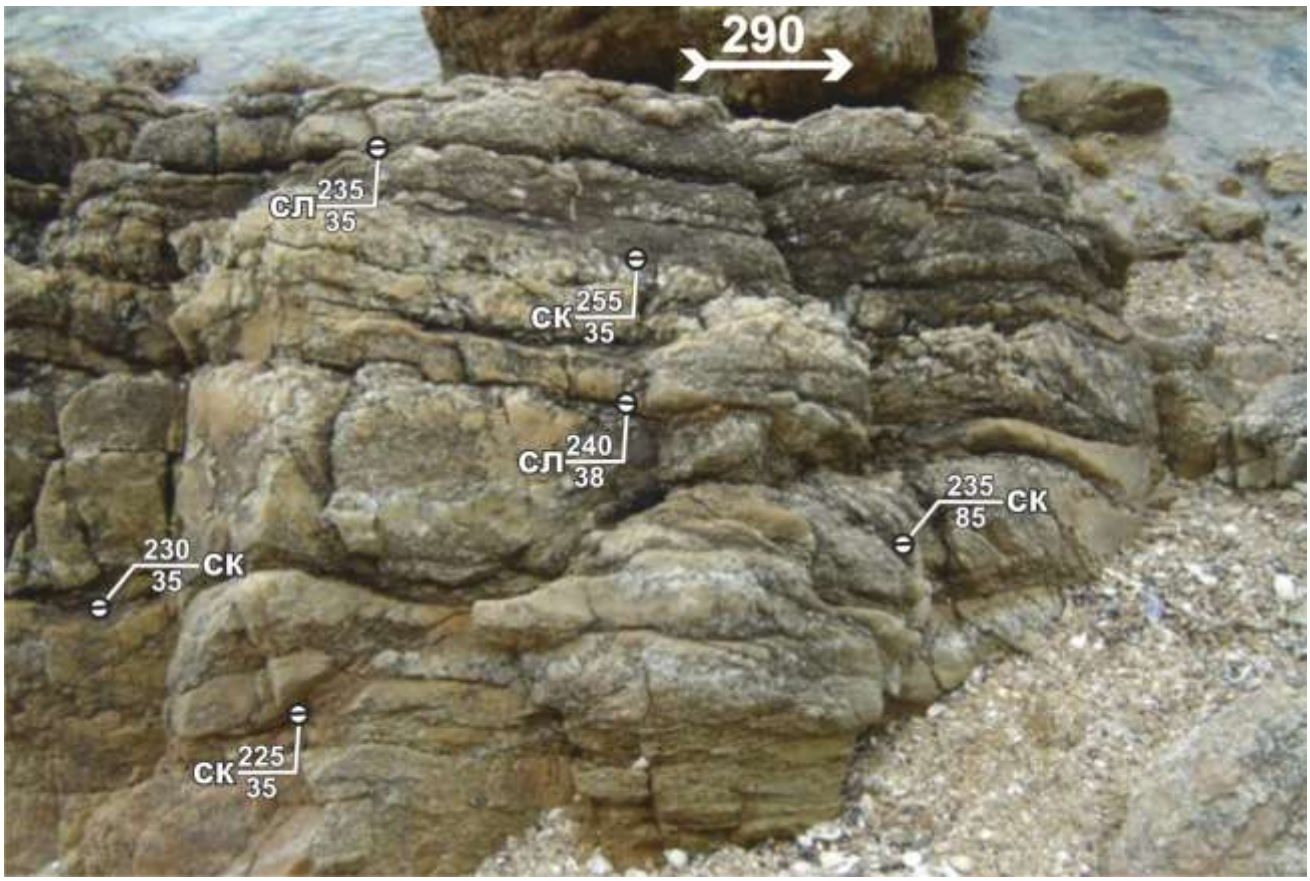


Рис. 3.19. Острые углы между сланцеватостью в протолитах со сколовыми ограничениями сланцев среди гранитов 10-20°. Это коррелирует с результатами статистического анализа, свидетельствующего о наличии пофазного разворота направления оси максимального сжатия. ПК 64+10 м.

4. ПОСТГРАНИТНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ

Постгранитные деформации, отделенные от периода становления интрузива значительным интервалом времени, характеризуются кратко, поскольку по объему имеющегося материала это отдельная тема. Примечательно, прежде всего, что переориентировки сжатия зафиксированы и для постгранитных деформаций. С ними, так же как и с сингранитными, синхронизируются два наиболее структурно выраженных региональных изменения ориентировки латерального сжатия.

Структурные парагенезы субширотного сжатия

Первая обстановка обусловлена субширотным сжатием σ_1^4. Широтное сжатие в гранитоидах массива обусловило ундуляцию шарниров ранних складок (оси ундуляции показаны на рис. 3.1А) и развитие системы меридиональных надвигов, отчетливо выраженных в скальных выходах массива. Благодаря этому сжатию, возможно, сформировалась наложенная поперечная мелкая складчатость (рис. 3.6). То есть опять отмечаются пликативные и дизъюнктивные формы, образованные тем же механизмом продольного сжатия, что и раннепалеозойские структуры. Разрывные деформации представлены широко развитыми встречными надвигами, зачастую весьма протяженными. Однако в микроструктуре самой гранитной массы Тафуинского массива широтное сжатие почти не отражено. Возможно, что он к той поре был уже весьма инертной массой. Сполна отразилось широтное сжатие в структурах Аннинского и Гайдомакского массивов. Мы располагаем весьма любопытным материалом по структурам этих объектов, который как нельзя хорошо укладывается в контекст предыдущих рассуждений. Позволим себе привести некоторую его часть как подтверждающую наши суждения.

Аннинский массив вытянут от побережья бухт Анна и Рудная к северу и имеет субмеридиональные тектонические контакты с Тафуинским и Тинканским гранитными интрузивами (рис. 2.1). Восточный контакт его с Тафуинским массивом частично перекрыт раннепермскими терригенными породами. Магнитное поле «над» массивом – до 1400 нТл, а гравитационное – до 16 мГл. Он сложен преимущественно мелко-, крупнокристаллическими, полосчатыми амфи-

бол-пироксеновыми габбро-диоритами, редко габбро и пироксенитами. Породы сильно изменены. K-Ar датировки аннинских габбро-амфиболитов по Э.С. Овчареку: 615 млн лет, 533-537 млн лет, 400-450 и 200-250 млн лет [Олейников и др., 2002 г.]. U-Pb датировки по цирконам дают 526 млн лет.

ном направлении, поперек пересекается Тафуинский интрузив (рис. 2.1).

Структурные рисунки Аннинского и Гайдамакского интрузивов показывают, что в них позднепалеозойское субширотное сжатие, «угнетенное» для Тафуинского массива, как структурообразующее

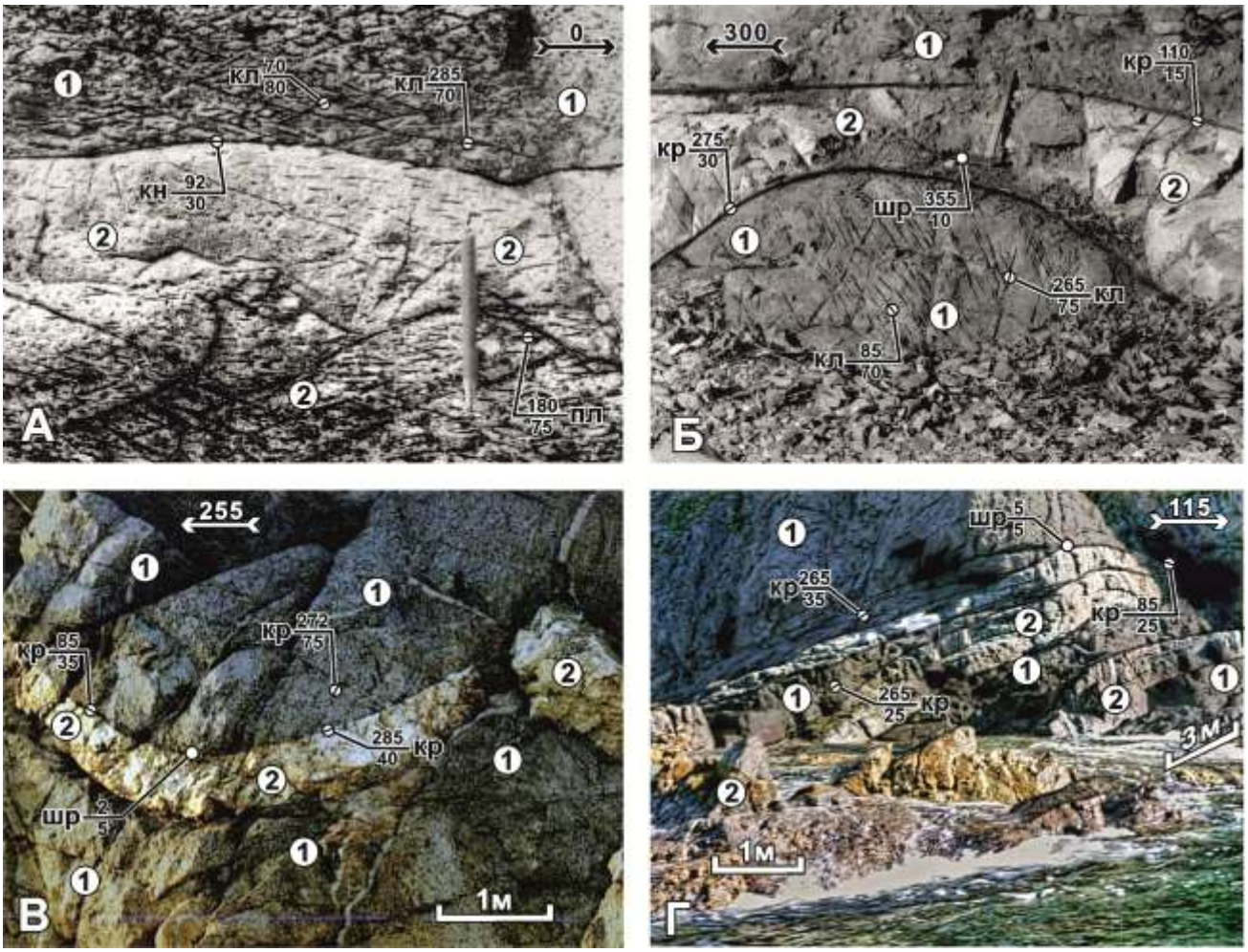


Рис. 4.1. Малые структурные формы в Аннинском (Г) и Гайдамакском (А, Б, В) габброидных интрузивах.

А – меридиональный (по хорде) ромбический кливаж в габбродиорите (1) и «слое» гранитов (2) в Гайдомакском массиве; Б, В – сколовые псевдоскладчатые формы меридионального направления в такситовых, кливажированных габбро (1), маркированные мелкозернистыми розовато-серыми лейкогранитами (2) в Гайдамакском массиве; Г – антиформная складка в габброидах (1), обозначенная слоями (2) розовых гранитов в Аннинском массиве.

1 – темно-зеленые мелкозернистые габбро, 2 – «слои» светлых розоватых мелкозернистых гранитов.

Несмотря на более древние абсолютные датировки Аннинского массива, чем Тафуинского, весь набор его структурных элементов и другие геологические данные указывают на позднепалеозойский геодинамический период и свойственное этому периоду широтное направление латерального сжатия.

У Аннинского массива рядом есть «младший брат-близнец» – дайкообразный Гайдамакский габбро-диоритовый интрузив; он имеет такие же структуры и состав, как и у Аннинского. Габброидным массивом, установленным нами в бухте Гайдамак и прослеженным по дорожным выемкам в меридиональном направлении, поперек пересекается Тафуинский интрузив (рис. 2.1).

начало проявлено очень широко. Главными структурными особенностями и того, и другого интрузивов, свидетельствующими о проявлении внешнего динамического воздействия, прежде всего являются практически строго меридиональный кливаж, параллельная ему сланцеватость и сколовая псевдоскладчатость, т. е. этот набор элементов-индикаторов во многом сходен с таковым же, что характеризует динамическую обстановку фаз $Ф_1$ и $Ф_2$ формирования Тафуинского массива.

Кливаж пронизывает приблизительно две трети Аннинского и почти весь Гайдамакский интрузив и развит с разной степенью интенсивности (рис. 4.1Г).

Строение кливажа согласуется с точкой зрения Дж. Уилсона [1985], Ю.С. Куцева [1988], С.М. Синицы [Sinitsa, 2000] и других исследователей о тектонической природе кливажа в противоположность альтернативному, но, безусловно, также оправданному мнению о флюидном начале этого структурного явления [Гончаров и др., 1977]. Согласно выводам Дж. Уилсона [1985], при дальнейшем развитии кливаж сменяется кливажной сланцеватостью и полосчатостью.

Действительно, кливаж, наблюдаемый в Аннинском и Гайдамакском массивах, образован по типу деформации чистого сдвига системами сопряженных часто расположенных сколов [Sinitsa, 2000], пересекающихся в плане под углами сопряжения ≈140-160°. Протяженность и мощность кливажных сколов – разные. Длина крупных, непрерывных трещин – несколько десятков см, мелких и микротрещин – до 1 мм и мельче. Мощность (имеется в виду мощность дислокационной зонки) крупных трещин – до 1 мм; сантиметровой и миллиметровой длины – микроскопическая. Соответственно, мелкие трещины кливажа проявлены часто, а крупные – реже. Также разнится и размер в плане ромбов-литонов, окаймляемых кливажными сколами. Выделяются ромбы с длинной диагональю (длинная диагональ – хорда кливажа): 70-60, 25-20, 4-3, 2-1 см, 3-1 мм и мельче (рис. 4.1Г). Хорды кливажа вытянуты в меридиональном направлении. Именно ориентировка хорд обычно и принимается как ориентировка всей кливажной системы. Кливаж, как считается, в большей мере – атрибут пластических деформаций. Значит, и в нашем случае он формировался, вероятно, в еще нехрупкой среде, поэтому углы сопряжения между кливажными сколами со стороны оси главного сжатия – закономерно тупые, что является свойством системы сопряженных сколов, проявляемых в условиях пластичной или хрупко-пластической среды [Шерман и др., 1983; Спенсер, 1981].

Весьма примечательно, даже несколько курьезно сходство ориентировок между кливажными трещинами, ограничивающими ромбы-литоны, и разрывами ранга разломов, обрамляющими Аннинский массив. Он имеет форму половины крупного ромбического литона, возможно, вторая половина интрузива, скрытая заливом Петра Великого, дополняет его форму до ромба. Меридиональное положение длинной диагонали интрузива совпадает с хордами кливажа.

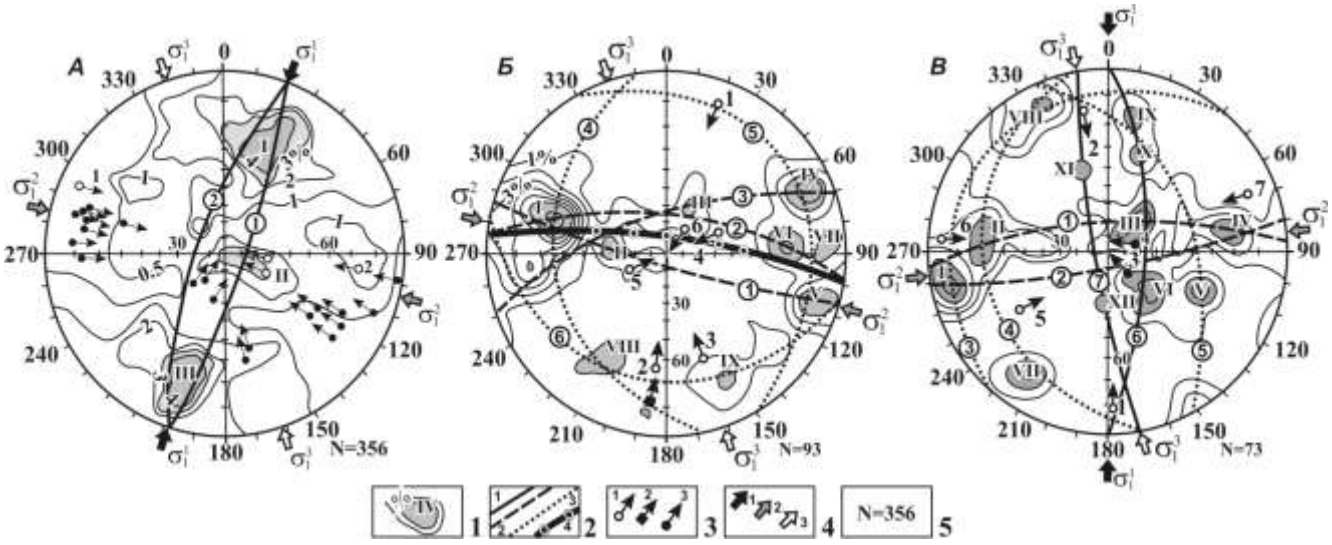


Рис. 4.2. Ориентировка структурно-динамических элементов.

А – слоистость и сланцеватость останцов Тафуинского гранитного массива; Б – сланцеватость и тонкая полосчатость по сколам, образующим псевдоскладки в габбро и габродиоритах Аннинского интрузива; В – такситовость, сланцеватость, полосчатость в габброидах Дунайского массива. Диаграммы составлены на сетке Г.В. Вульфа (верхняя полусфера).

1 – линии изоконцентраций полюсов, опорные максимумы (проиндексировны римскими цифрами и залиты серым цветом); 2 – экваторы поясов элементов, производных сжатия: позднепротерозойско-раннепалеозойского (1), позднепалеозойского (2), мезозойского (3), пояс натурной псевдоскладки Гайдамакского массива (4); 3 – выходы осей поясов и натурных шарниров (шкала углов погружений осей – обратная), номера выходов осей поясов на диаграмме аналогичные номерам соответствующих поясов, стрелка – направление погружения (1), ось пояса реальной псевдоскладки (2); оси шарниров натурных мелких складок в останцах протокаркаса и теневые в гранитах Тафуинского массива (3); 4 – азимутальное направление сжатия: позднепротерозойско-раннепалеозойского (1), позднепалеозойского (2), мезозойского (3); 5 – количество замеров.

Первичные складчатые формы в протопородах Аннинского и Гайдамакского интрузива не фиксируются, а вторичные складки выражены отчетливо. С точки зрения динамики формирования обоих интрузивов – это те же вторичные псевдоскладки, что и псевдоскладки в Тафуинском массиве, где они вы-

полнены материалом гранитной и аплитовой фаз. В них, как и в нем, складки образованы пологими системами сопряженных сколов по типу чистого сдвига, которые служат крыльями складок.

Поэтому крупные участки крыльев, удаленные от замков, имеют форму плоскости и, судя по штрихам скольжения, разобщения элементов с малым амплитудами и подворотам пакетов параллельных текстур, являются встречными надвигами. Вдоль поверхностей сочетающихся встречных надвигов развиты светлые розовато-серые граниты, по облику и по составу отвечающие разностям первой фазы более молодого Тинканского массива и контрастно визуализирующие псевдоскладки (рис. 4.1 Б-Г). Последние бывают выражены тонкой посколовой пунктирной полосчатостью и сланцеватостью, предположительно наложенными на кливаж. За счет выразительности складок хорошо видно, что замковое сочленение округлое за счет, видимо, искривлений сколов или сглаживания углов при последующих подвижках. Максимальная ширина непрерывно наблюдаемого фрагмента замковой части некоторых таких псевдоскладок чуть более пятидесяти метров (рис. 4.1Г), минимальная – от первых метров до десятков сантиметров. Шарниры псевдоскладок (или линии сопряжения крыльев – складкообразующих сколов) расположены полого в субмеридиональном направлении, аналогично сопряжениям кливажных сколов, которые закономерно являются прямыми индикаторами положения оси среднего девиаторного напряжения (или средней оси деформации). Поскольку складкообразующие сопряженные сколы являются встречными надвигами, значит, ось главного напряжения сжатия занимала субширотное и субгоризонтальное положение, нормальное к ориентировке шарниров складок и сопряжений кливажных систем. Судя по форме складок, вариант механизма их формирования в условиях продольного сжатия, предложенный для объяснения структуры Тафуинского массива [Неволин и др., 2010], применим также и к характеристике структуры Аннинского, Гайдамакского и других базитовых интрузивов.

Ориентировки сколовых элементов псевдоскладок, наблюдаемых на береговых обнажениях бухт Анна и Гайдамак, вынесены на главную диаграмму по массиву (рис. 4.2Б). Группы главных максимумов (I, IV-VII) в периферийной части диаграммы иллюстрируют крутое положение большинства элементов кливажа и кливажной сланцеватости. Максимумы II и III в центральной части маркируются положением пологих сколовых элементов псевдоскладок. Узоры изоконцентраций полюсов с максимумами I, II, III, IV, V, VI, VII формируют три основных пояса (1-3), по которым с известной долей вероятности восстанавливаются главные оси поля напряжения. Средняя ось σ_2, которой отвечают оси названных поясов (стрелки 1-3), занимала субмеридиональное, пологое в целом положение. Соответственно, вариации оси сжатия $\sigma 1$, ориентированные субширотно, располагались вдоль экваторов этих поясов (иначе – динамических плоскостей $\sigma_1\sigma_3$). А вариации оси растяжения σ_3 как нормали к плоскостям $\sigma_1\sigma_2$ при этом ориентировались субвертикально, фиксируя тем самым динамику одноосного субширотного сжатия. Обратим внимание также на то, что пояс на рис. 4.2Б с осью, совпадающей с шарниром реальной псевдоскладки Гайдамакского массива (рис. 4.1В), которая как типичный пример отражает стиль и положение большинства мелких псевдоскладок Аннинского и Гайдамакского массивов, буквально вписан в группу поясов «псевдоскладчатых» сколов 1-3. Такое совпадение между статистической и реальной картинами трудно считать случайным, и оно позволяет говорить в данном случае о явном динамическом сходстве по существу разнопорядковых и разномасштабных складок. Другими словами, статистические и натурные структурные рисунки всех доступных для изучения структурных «подуровней» мезоуровня структурной организации коры, их принципиальное совпадение свидетельствуют о поле напряжения с доминантой пологого субширотного сжатия.

Структурные парагенезы субмеридионального сжатия

Вторая, мезозойская, обстановка – следствие северо-северо-западного сжатия. Главным ее продуктом здесь, как, впрочем, и во всем Приморье [Уткин, 1980, 1989 и др.], являются системы крутых и пологих разрывов-сместителей и трещин преимущественно меридионального, северо-западного, северо-восточного направления, образующих в совокупности сдвиговый структурный парагенез. Меридиональные и северо-восточные левосторонние сдвиги самой разной протяженности – одни из наиболее часто встречаемых разрывных структур на рассматриваемой площади. К ним, в частности, относится Авангардный субмеридиональный левый сдвиг, являющийся одной из наиболее протяженных структур такого рода, проявленных в пределах Тафуинского массива (рис. 2.1, 2.2, 3.1, 4.3).

Авангардный левый сдвиг (АЛС) протягивается в субмеридиональном (3-5°) направлении как раз в пределах экскурсионной площади: на юго-восточной оконечности Ливадийского п-ова между б. Тихая Заводь и Средняя (рис. 2.1, 2.2, 3.1, 4.3-5).

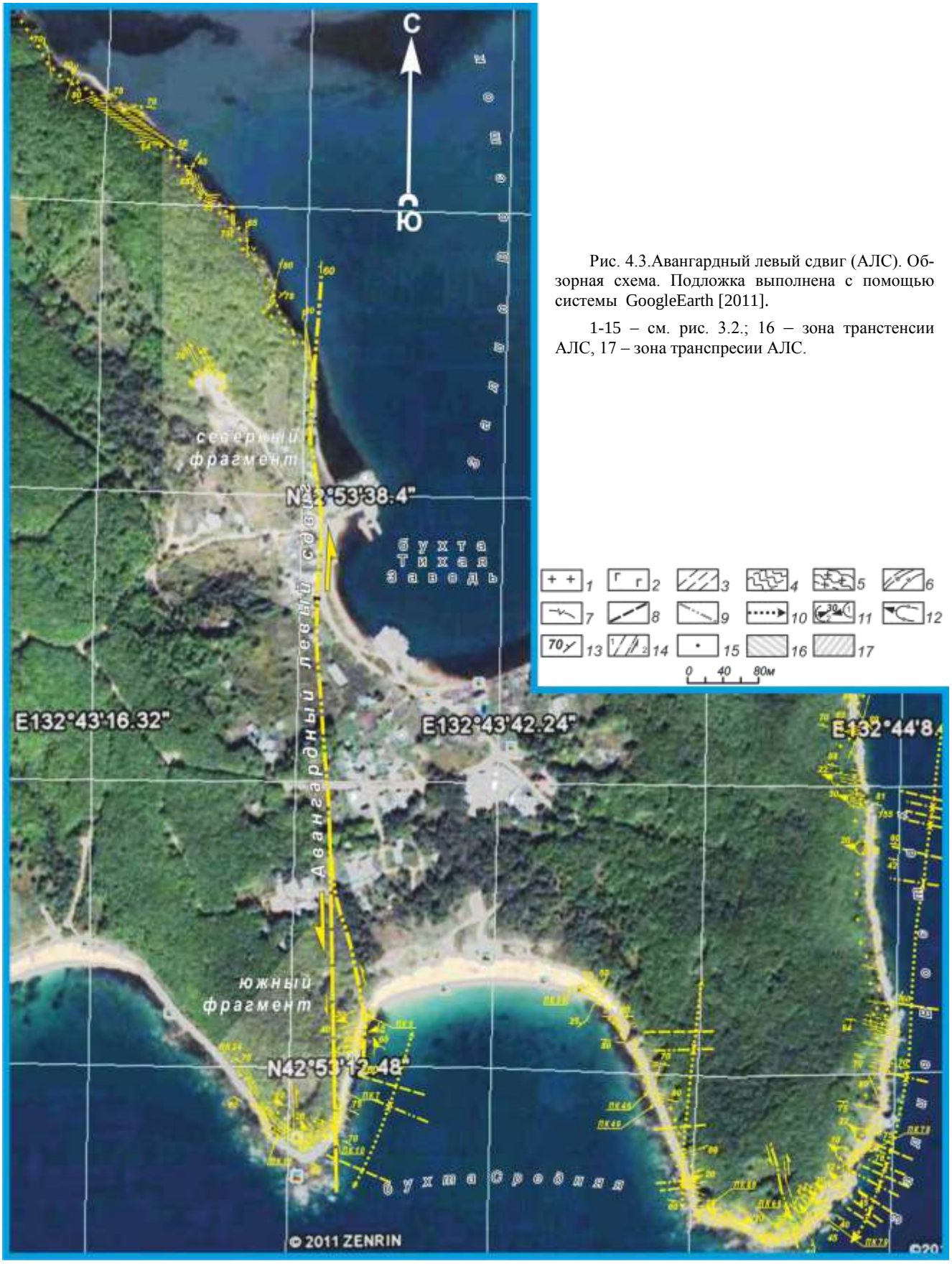


Рис. 4.3.Авангардный левый сдвиг (АЛС). Обзорная схема. Подложка выполнена с помощью системы GoogleEarth [2011].

1-15 – см. рис. 3.2.; 16 – зона транстенсии АЛС, 17 – зона транспресии АЛС.

С деталями его строения можно ознакомиться в двух естественных подсечениях: (1) – в береговых обнажениях правого борта устья р. Волчанки (далее – Северный фрагмент, рис. 4.3-5) и, южнее (2), – в обнажениях северного берега б. Средней (далее – Южный фрагмент, рис. 4.3-4). Структурно обе эти группы обнажений протяженностью 200-250 м каждая приурочены к западному крылу АЛС, где синсдвиговые деформации сопровождаются также тесно сближенными сериями даек габброидов, относящихся предположительно (следуя за С.В. Коваленко и др. [1995 г.]) к меловым, либо ольховому, либо успенскому (4-я фаза) комплексам (рис. 4.3, 4.7-8). Между названными подсечениями разлом пунктирно прослеживается по поселку Авангард в отдельных рытвинах до коренных, где наблюдаются признаки тектонического рассланцевания тафуинских гранитоидов, и по водяным скважинам (рис. 4.3, 4.7-8).

Северный фрагмент Авангардного сдвига (рис. 4.3, 4.5) представляет собой группу тесно сближенных субмеридиональных сколов-сместителей с пологими штрихами скольжения на их поверхностях, ориентированных почти параллельно линии берега, которая сопровождается зоной тектонической переработки локализованных в ней габброидов и вмещающих тафуинских гранитов в виде дробления, смятия и осветления этих пород (рис. 4.3, 4.5, 4.8). При этом вытянутость тел габброидов имеет преимущественно ССВ и субмеридиональную, реже ССЗ направленность (рис. 3.1, 4.3, 4.5, 4.7а). Поверхности сколов-сдвигов – от ровных и до волнообразных с пологой тектонической штриховкой. В межсдвиговом пространстве деформации зачастую приобретают складчатый или псевдоскладчатый стиль. Это выражается в формировании складок волочения (вплоть до рулонообразных) с пологими и крутыми шарнирами, куда вовлечены и тонкие дайковые тела габброидов (рис. 4.3, 4.5, 4.7а). А параллельная контактам внутренняя слоеватость даек габброидов, равно как и вмещающих их тафуинских гранитоидов, субпараллельная сдвигам-сколам, обретает иногда складкоподобный вид.

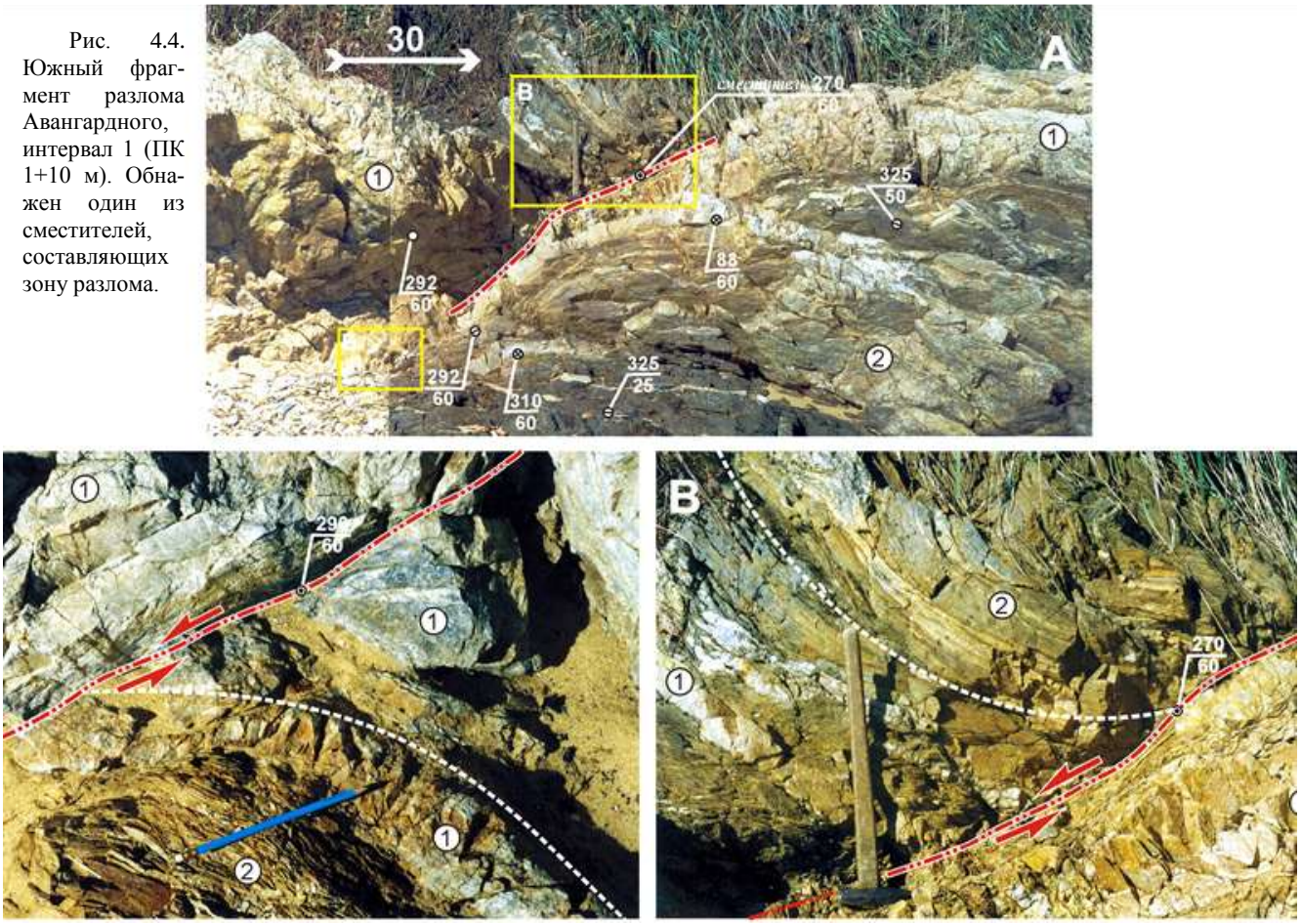


Рис. 4.4. Южный фрагмент разлома Авангардного, интервал 1 (ПК 1+10 м). Обнажен один из сместителей, составляющих зону разлома.

А – общий вид. Б и В – детали строения зоны сместителя в плане. Сместитель представлен перетертыми рассланцованными породами, притертыми поверхностями. Заметны пластические подвороты сланцев (2) и слоеподобных обособлений гранитов (1). Конфигурация подворотов обозначена белой точечной линией. След сместителя показан красным штрих-пунктиром с направлением смещений (стрелки).

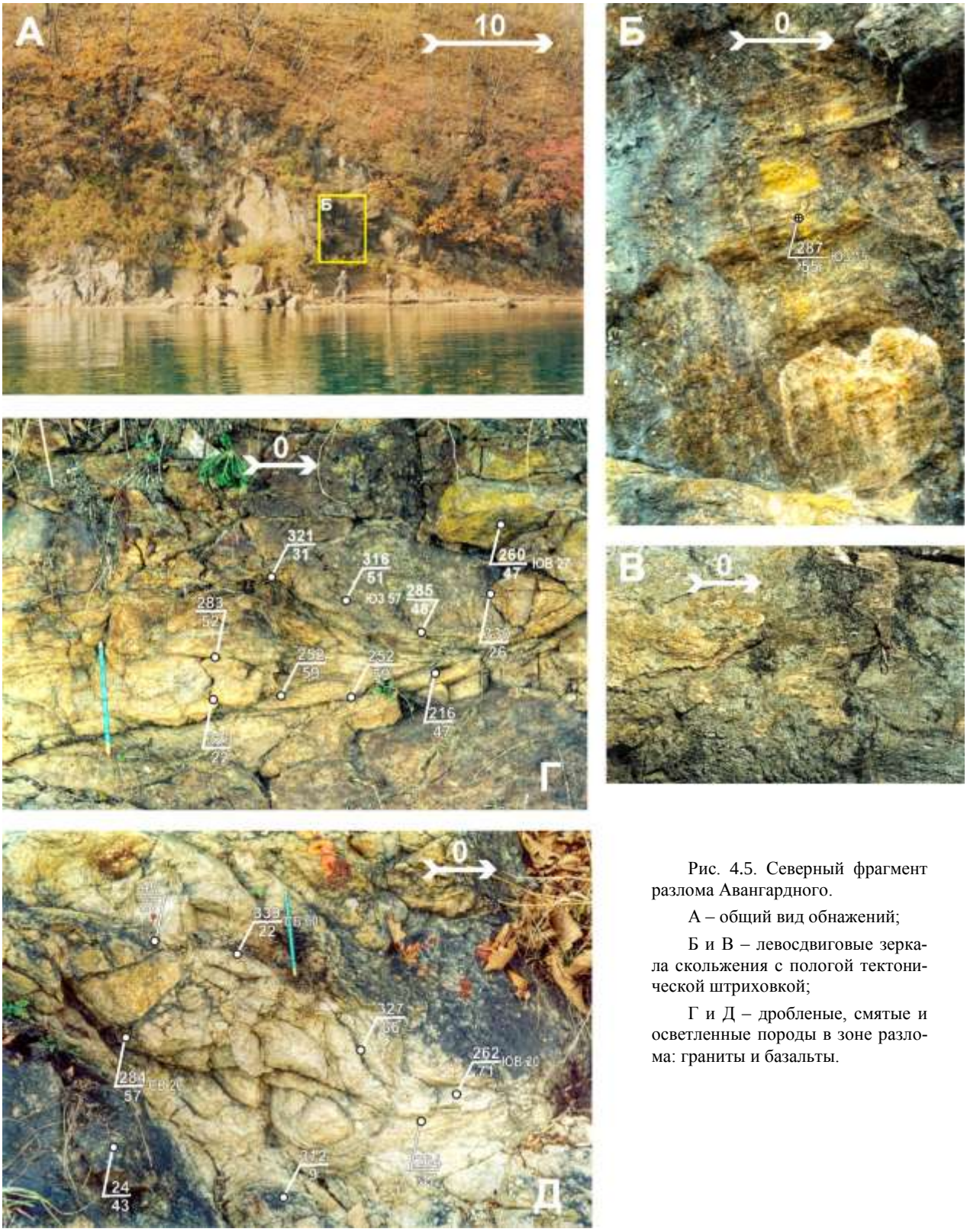


Рис. 4.5. Северный фрагмент разлома Авангардного.

А – общий вид обнажений;

Б и В – левосдвиговые зеркала скольжения с пологой тектонической штриховкой;

Г и Д – дробленые, смятые и осветленные породы в зоне разлома: граниты и базальты.

Южный фрагмент фиксируется прежде всего по аномальному левостороннему развороту слоевидно построенной гранитоидно-сланцевой толщи в створе южного фланга АЛС, где она меняет свое простирание с исходного, почти поперечного к сдвигу (СЗ), на ССВ и, далее, на параллельное сдвиганию (С-Ю) (рис. 3.1, 4.3, 4.6), как это видно in situ на примере шовного сместителя этого фрагмента разлома (рис. 4.4), где геометрия левосторонних подворотов сланцев вкупе с обособлениями тафуинских гранитоидов очень сильно напоминает синсдвиговые флексуры в более молодых осадочных образованиях, в т. ч. того же Приморья. Прямо к западу от этой флексуры локализована серия даек меловых габброидов разной ориентации с доминантой СВ-ВСВ простирания (рис. 3.2-3, 4.8, 4.7б).

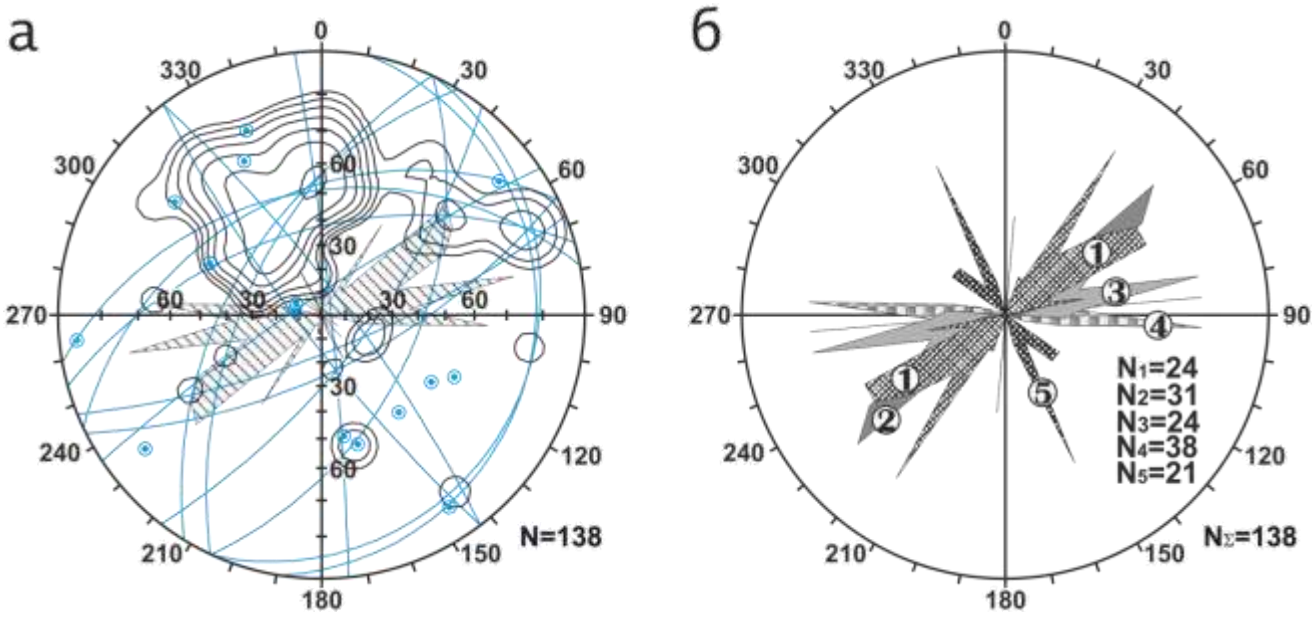


Рис. 4.6. Диаграммы ориентировки контактов слюдистых сланцев на южном фрагменте Авангардного разлома (ПК 0 – 3):

А – суммарная диаграмма ориентировки полюсов и роза-диаграмма простираний контактов: отображены изолинии плотности полюсов (0.25-0.4-0.6-1.0-1.6-2.6-4.3-7-11%), экваторы поясов контактов (синие дуги больших кругов) и их оси (синие кружки). Сетка Вульфа, верхняя полусфера; Б – поинтервальные розы-диаграммы простираний контактов сланцев на участке ПК 0 – 3, показывающие изменение простирания сланцев от субширотного в зоне АЛС до фонового северо-западного в крыльях (стрелки – направление разворота). Интервалы: 1 – ПК 0 – ПК 0+12 м, 2 – ПК 0 – ПК 1+5 м, 3 – ПК 1+5 м – ПК 1+15 м, 4 – ПК 1+15 м – ПК 2+2 м, 5 – ПК 2+5 м – ПК 3.

N – количество замеров: N_n – поинтервально; N_Σ – сумма.

Отдельно остановимся на названных габброидах. Петрографически породы определяются как диориты и спессартиты (в краевых фациях). Диориты сложены базальтической и обыкновенной роговой обманкой, плагиоклазом, кварцем и вторичными минералами: карбонатом, хлоритом, серицитом. Структура породы пойкилитовая. Пойкилитовые включения в роговой обманке нацело представлены серицитизированным полевым шпатом. Иногда между зернами плагиоклаза развиваются кристаллы эпидота и цоизита. Эпидот ассоциирует с кварцем.

Проявлен в них и метасоматоз, особенно в центральных частях даек, подвергшихся, вероятно, максимальному растяжению. Породы бывают изменены нацело и определяются, к примеру, как апоандезитовый полнопроявленный мусковит-карбонатный метасоматит. Для дайковых апофиз характерна также метасоматическая зональность. Фрагментами проявлена также и слоевидная кристаллическая зональность, выраженная параллельными контактам «слоями». Последние отличаются друг от друга по оттенкам серо-зеленого цвета и зернистости, которая в целом снижается в сторону контакта. При этом зернистость в пределах «слоя» стабильна. Другими словами, снижение к контактам размеров зернистости носит «послойно»-дискретный, или ступенчатый характер, причем достаточно резкое уменьшение размеров зерен происходит вблизи контакта, где породы становятся темно-зелеными почти сливными базальтами (рис. 4.5, 4.8).

Зачастую «слои» габбро и базальтов – такситовые и полосчатые за счет ориентированного расположения меланократовых и лейкократовых минералов. В Южном фрагменте, на интервале ПК 9 – ПК 10, полосчатость и такситовость субпараллельны не только контактам самого тела, но и неоднородностям во вмещающих породах: гранитах и сланцеватости в сланцах (рис. 4.8) Необходимо также заметить, что такситовость нередко сопряжена с явной и неявной полосчатостью, параллельной в трех срезах слоям габбро. В одной из мощных (до 4 см) белых кварц-плагиоклазовых полос развиты черно-коричневые кристаллы амфибола, заметно упорядоченные парал-

лельно полосчатости в габбро (рис. 4.8Е). В некоторых габбровых «слоях» наблюдается частая дискордантная полосчатость, располагающаяся под крутым углом к поверхности слоя и контактам тела, тогда как обычно полосчатость даек параллельна их контактам.

себя понятие о реконструкции единичных «квазиосях» напряжений в рамках понимания В.Д. Парфеновым [1984; Ребецкий, 2002] перспектив метода В.Н. Даниловича [1961], а именно: единичному смещению соответствует единичная тройка осей эллип-

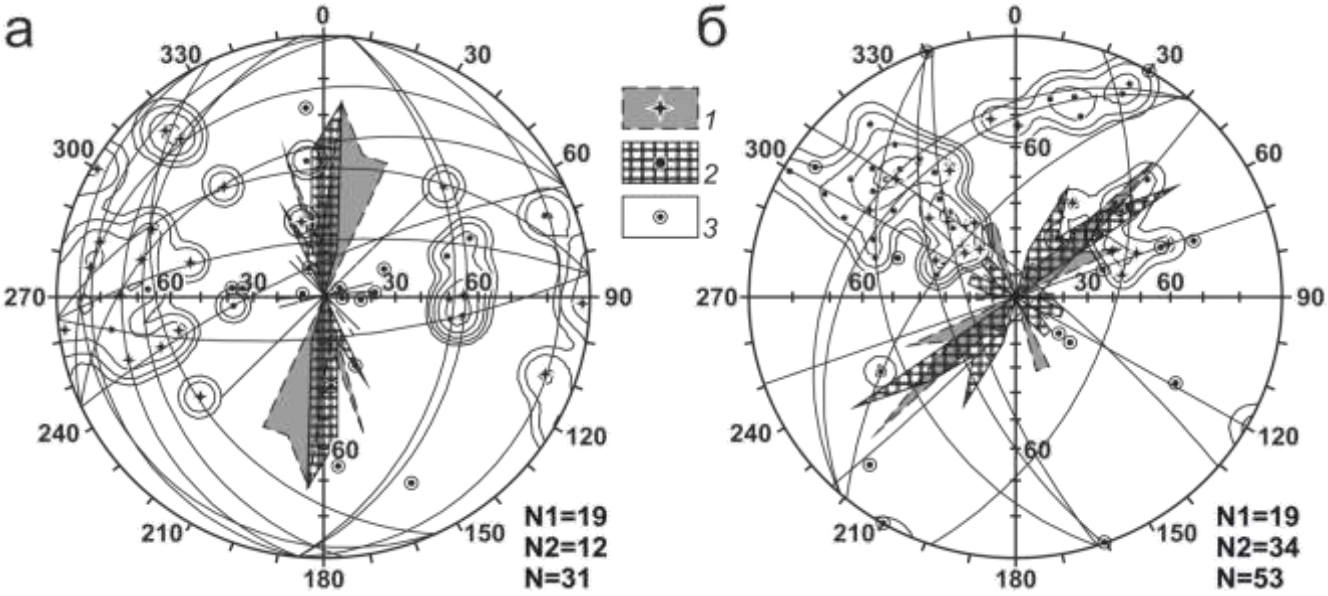


Рис. 4.7. Диаграммы ориентировки контактов габброидов и розы-диаграммы их простираний на северном (а) и южном (б) фрагментах Авангардного разлома. Сетка Вульфа, верхняя полусфера. N – общее (N1+N2) количество замеров. Изолинии плотности:

1 – контакты тектонического характера (N1); 2 – прочие контакты (как правило, нетектонические) (N2); 3 – оси их поясов (чьи экваторы отображены в виде дуг больших кругов).

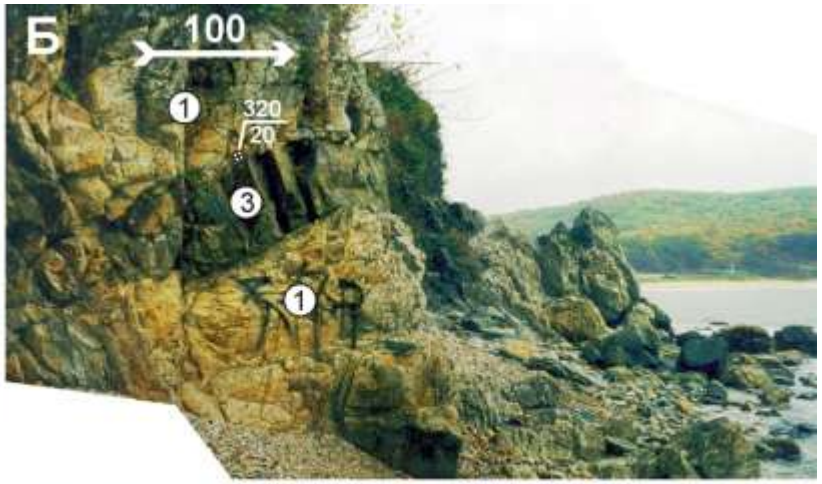
В геолого-структурном отношении эти габброиды сидят в линейных присдвиговых дайках разной ориентации, сопровождающихся многочисленными рукавами-ответвлениями (что близко, по сути, к термину «рои даек»), часто согласными со сланцеватостью в протолитах и полосчатостью в гранитах. В своих ответвлениях дайки наиболее раскристаллизованы, метосоматически изменены, а их разности приобретают все более мелкую и, в итоге, скрытокристаллическую текстуру (рис. 3.1, 4.3, 4.5, 4.8).

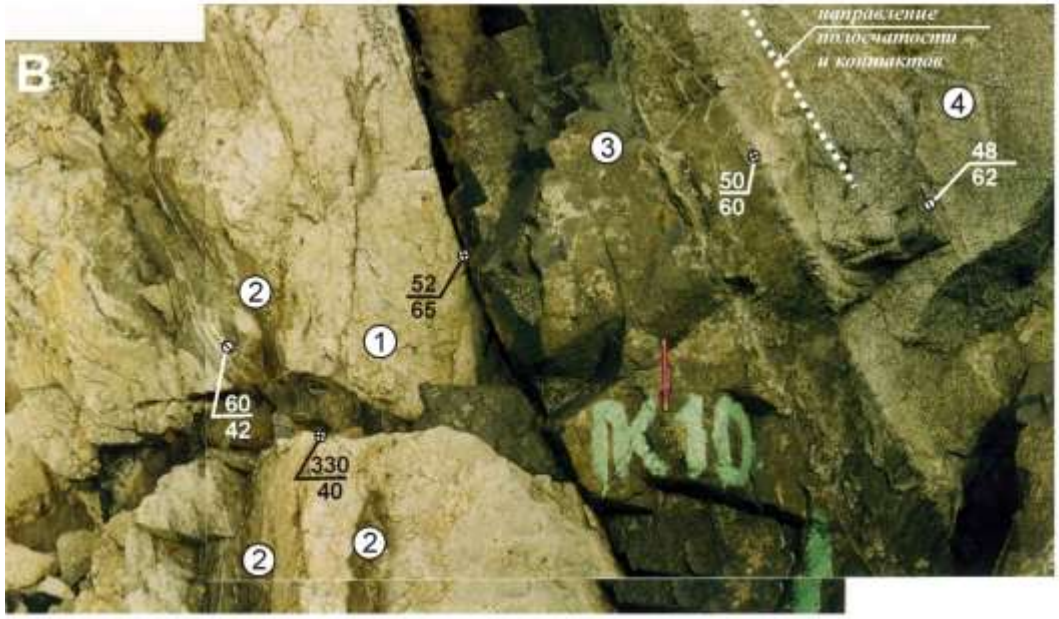
Достаточно непротиворечивую и целостную структурно-динамическую картину формирования АЛС и сопровождающих его структур дают приводимые здесь диаграммы (рис. 4.6-7, 4.9-10). Они построены на основе массовых замеров ориентировок структурных (разрывов, контактов сланцев и габброидов) и кинематических (штрихов и шарниров скольжения) элементов, производившихся в ходе геолого-структурной документации исследованных интервалов Тафуинского массива и последующих систематизации по различным критериям и анализа их поясового и конического распределения.

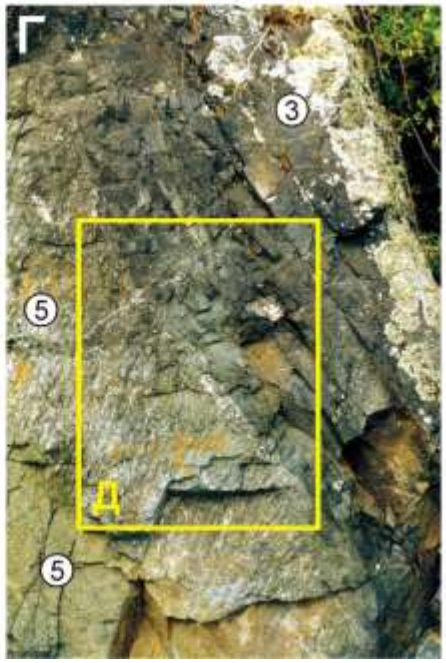
По ходу отметим, что в основу последнего, который дает также (помимо всего прочего) динамические характеристики развития деформаций, заложены 2 базовых принципа, которыми руководствуется наша оригинальная методика структурно-динамического анализа [Иванов и др. 1976 г.]. Первый включает в

соида напряжений (что, надо сказать, очень хорошо коррелирует с замеряемыми данными). Второй же, являющийся эмпирической предтечей первого, заключается в том, что поле напряжений является пространственно неоднородным (за счет преломления и искривления по ранее и вновь образованным поверхностям разрывов), транситивным (т. е. регулируемым и искривляемым на крыльях разрывов в процессе движений по этим самым поверхностям) и обладающим, в итоге, иерархической пространственно-временной архитектурой. Самый известный пример такого рода структурно-динамической системы – это система Дж.Д. Муди и М.Дж. Хилла [1960] применительно к разлому Сан-Андреас, построенная на структурно-геометрических моделях Е.М. Андерсона [1951] и Г.Е. Мак-Кинстри [1953]. Ее левосдвиговый аналог показан на рис. 4.11а. Несмотря на определенную критику в их адрес в последующие годы [Ярошевский, 1981 и др.], их справедливость применительно к сдвигам определенной длины и их дуплексам и смыканиям осталась по сию пору неопровергнутой. Мало того, они только подтверждаются и экспериментальными (любые работы Д.Н. Осокиной и ее коллег и др.), и новейшими сейсмическими данными [мониторинг землетрясений на сайте neic.usgs.gov], и геолого-структурными исследованиями, включая наши собственные и наших непосредственных коллег [Митрохин и др., 1997, Уткин и др., 2007 и др.].


А
В
4
Г


Б
100
1
320
20
3
1


В
направление
толщатости
и контактов
4
3
48
62
50
60
52
65
2
1
60
42
330
40
2
2
К10


Г
3
5
Д
5

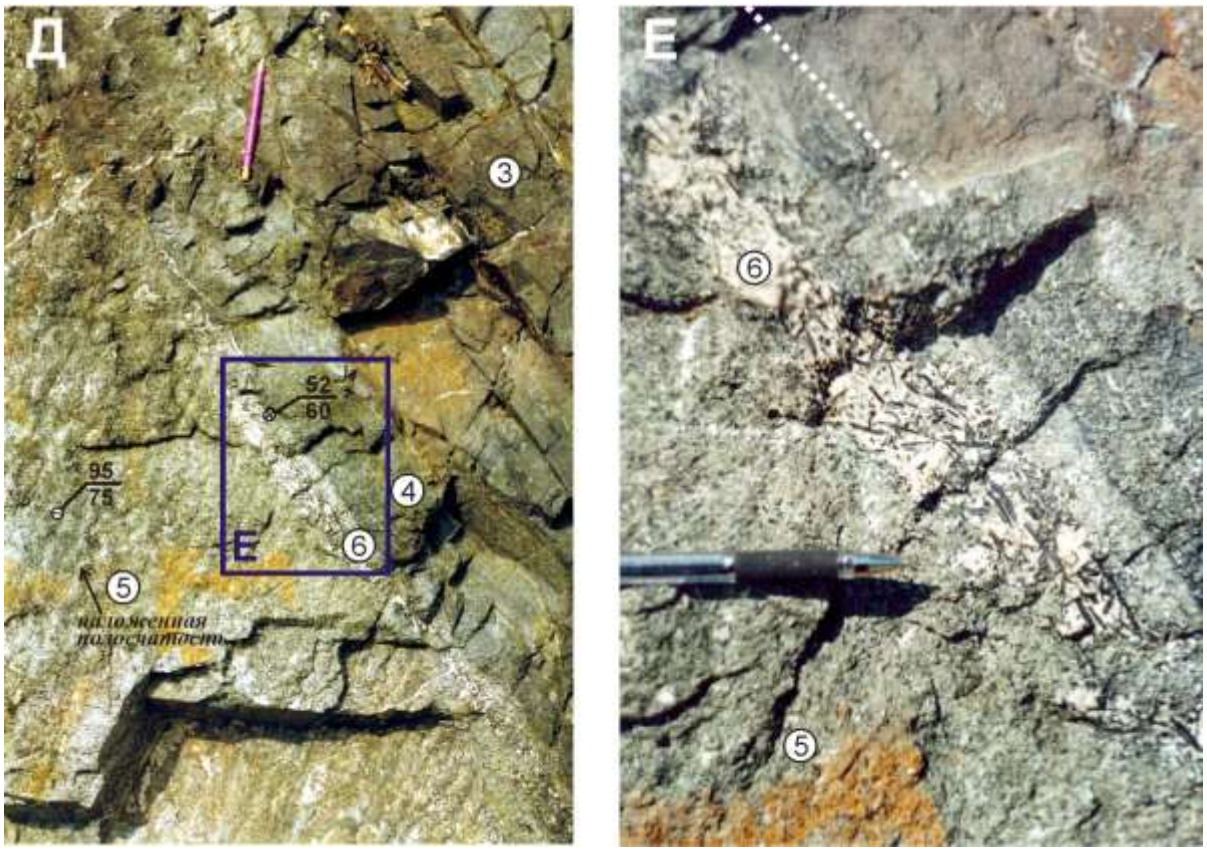


Рис. 4.8. Зональное малое тело рвущих постгранитных (вероятно, поздний мел) магматических пород основного-среднего состава. А – общий вид; Б – вид со стороны ПК 11. Дайка спессартитов (3) среди мусковитовых гранитов (1); В – лежачий контакт зонального малого тела основного-среднего состава. На контакте с гранитами (1), содержащими протолиты мусковитовых сланцев (2), слоевидная зона спессартитов (3), краевая по отношению к диоритам (4). Ответвление дайки спессартитов. Контакты между диоритами и спессартитами, полосчатость в диоритах почти параллельны сланцеватости в протолитах и полосчатости в гранитах.

Г – висячий контакт диоритов (4) и спессартитов (3). В диоритах (4) – зона диоритов с полосчатостью за счет разной зернистости (5), в них наблюдается наложенная полосчатость, выраженная за счет светлых вторичных минеральных ассоциаций (ориентировка полосчатости на рис. Д);

Д – детализация рис. Г; Е – деталь кварц-полевошпатовой жилы с вытянутыми кристаллами амфибола. Кристаллы близпараллельны полосчатости в диоритах. На снимке также видна полосчатость в диоритах, выраженная полосами лейкократовых минеральных ассоциаций.

Так вот, приведенные здесь диаграммы (рис. 4.7б, 4.9-10, I), если говорить очень кратко, свидетельствуют о том, что указанные выше естественные подсечения (при всей типично сдвиговой картине дислокаций: разрывы крутопадающие, штрихи скольжения, σ_1 и σ_3 субгоризонтальные, а шарниры скольжения и σ_2 субвертикальные) приходятся на два отличных друг от друга в структурно-динамическом отношении ареала западного крыла АЛС.

Диаграммы по северному фрагменту АЛС (рис. 4.7б, 4.9-10, I) отражают прежде всего картину, очень характерную для инфраструктуры любой сдвиговой зоны. В самом деле, здесь проявлены главным образом только те системы разрывов, которые составляют основу сдвигового структурного каркаса. В нашем случае это в первую голову СЮ левые сдвиги I пространственной системы, распадающейся еще на 3 подсистемы, соответствующим R-, L- и P-сколам в общеизвестной схеме Риделя [Уткин, 1989; Разломообразование…, 1991 и др.]. Далее, это система СЗ разрывов (II система), куда входят и система ранних сопряженных с левыми собственно правых сдвигов, и антитетические R'-сколы, находящиеся в динамопаре с R-сколами, и более поздние сбросы/раздвиги, трансформированные частью (по мере развития АЛС) в левые сдвиги высоких порядков (рис. 4.9-10, I). Последние, как оперяющие к сдвигу, на ощутимом удалении от него к западу начинают превалировать, фиксируя таким образом признаки проявления зоны присдвиговой транстенсии (рис. 4.3). Об этом же говорит и характер наложения локальных присдвиговых полей напряжения, который выражается на диаграмме (рис. 4.10д) в развороте фиксируемых ею осей сжатия влево, против часовой стрелки, от регионального ССЗ 357° (σ^1_1) через СЗ 328° (σ^{1a}_1), СЗ 325° (σ^2_1), СЗ 315° (σ^{2a}_1) до, по крайней мере, субширотного ЗСЗ 295° (σ^3_1) сжатия, что отражает последовательность наложения этих полей друг на друга с формированием генетической цепи левых сдвигов как минимум $S_1 \rightarrow S_{1a} \rightarrow S_2 \rightarrow S_{2a} \rightarrow S_3$ (где S_n – генерации левых сдвигов: они доминируют, в т. ч. и в динамическом смысле) с набором сопряженных (но подчиненных) систем

правых (D) сдвигов, сбросов и т. п. (с той же индексацией). Хотя здесь возможен и доворот сжатия еще на 25-30° [Митрохин, 1991; Митрохин и др., 1997 и др.], хотя он проявлен статистически очень слабо. То, что этот процесс сопровождался также генерированием новых разрывов, подтверждается еще и розой-диаграммой пологих осей поясов (4.10а), где их пики коррелируют с простираниями пространственных и кинематических (сдвиговых) систем (ср. с рис. 4.9а, в и 4.10в, д). Безусловно, приведенный рисунок (4.10д) не отражает до конца всей палитры объемного деформирования при транстенсии, но о принципе его реализации вполне можно получить адекватное представление по рис. 4.9а-10а. Главное состоит в том, что приведенное отвечает упомянутой схеме Дж.Д. Муди и М.Дж. Хилла (рис. 4.11), основной смысл которой заключается в том, что более ранняя активно-доминантная сдвиговая система генерирует формирование последующей через искривление исходного поля напряжений. И понятно тогда, почему, кроме названных, здесь отбиваются еще и субширотные разрывы III системы, поперечные к региональному ССЗ сжатию и направлению сдвигания, заложившиеся, соответственно, как самостоятельные взбросы либо как присдвиговые инерционные.

Сказанному не противоречат и особенности морфологии тел габброидов, контролируемых теми же элементами инфраструктуры Авангардного сдвига (рис. 3.2, 4.3, 4.5, 4.7а). При этом роза-диаграмма контактов тел габброидов (рис. 4.7а) подчеркивает также, что контакты без следов смещений отклонены влево от контактов со следами таковых. Вторые таким образом фиксируют в телах габброидов звенья скольжения (левостороннего сдвигания), а первые – звенья приоткрывания (растяжения) при них.

Говоря же вообще, в теоретическом смысле, узоры диаграмм контактов габброидов и северного, и южного фрагментов АЛС являются еще одним свидетельством повсеместного проявления в сдвигах такого явления, как вещественная (или рудно-магматичекая) динамо-зональность [Уткин, 1980; Митрохин, 1999 и др.]. Она существует везде, где наблюдается суперпозиция рудно-магматических систем и структурных парагенезов (типичный пример – гидротермальные месторождения) в переменном стрессовом поле, и фиксирует, соответственно, последовательность локализации вещества в складчато-разрывных структурах различных генераций в процессе локальной перестройки напряжений. Вдобавок при чтении такого рода диаграмм, что представлены на рис. 4.10д, е, всегда (!) надо иметь в виду, что они отражают только иерархическую соподчиненность рангов полей напряжений, проявленных на объекте, которая выражается здесь, соответственно, лишь в угловых соотношениях, поскольку параметры ориентации этих полей совмещаются в них в одной точке. Это замечание очень близко по смыслу пониманию Д.Н. Осокиной [1989] «иерархии рангов» стрессовых полей, которая противопоставляется «иерархии масштабов», фиксирующей особенности распределения этих полей в пространстве (в т. ч. в траекториях напряжений), и что в какой-то мере демонстрируется рис. 4.11.

Диаграммы же по Южному фрагменту (рис. 4.6-7, 4.9-10, II) однозначно указывают на изначальную обстановку фронтального присдвигового сжатия (транспрессии), о чем свидетельствует генетическая цепь систем левых сдвигов $S\tau_1 \rightarrow S\tau_{1a} \rightarrow S\tau_2$ с соответствующими осями сжатия, фиксирующими характерный для зон транспрессии разворот сжатия и левосдвиговых генераций по часовой стрелке [Anderson, 1951; McKinstry, 1953 и др.]. Об этом же говорит и характерное для таких зон [Разломообразование…, 1991 и др.] преобладание систем оперяющих взбросов и надвигов (субширотные, СВ-ВСВ разрывы III-IV систем и промежуточные разности) при широком проявлении правых сдвигов (II система) и подавлении развития левых сдвигов I системы (трансформировавшихся нередко в сбросы, а то и в «реактивные» правые сдвиги). То же дает и фиксируемая узором диаграммы разрывов (рис. 4.9б) обстановка одноосного сжатия, в целом параллельного сдвигу, но с типичной для транспрессии тенденцией поступательного наложения его локальных проявлений с разворотом осей сжатия вправо, по часовой стрелке, на угол, если брать от исходного ССЗ направления, 25-40°. Тела габброидов здесь, как и в Северном фрагменте, опять же наследуют геометрию присдвиговых деформаций (ср. рис. 4.7б и 4.9б), хотя и опосредованно, поскольку характер распределения замеров их контактов больше отвечает уже обстановке одноосного растяжения, но тем не менее улавливается и влияние левосдвиговых дислокаций, судя по отклонению влево контактов габброидов без признаков смещения относительно несущих таковые (рис. 4.7б). Это объясняется тем, что по мере развития южного фрагмента АЛС в его западном крыле произошло наложение на исходное фронтальное «обычных» (более зрелых с точки зрения сдвиговых дислокаций) полей напряжений (с переориентацией по схеме Муди и Хилла) (рис. 4.10е, что подтверждается как диаграммами локальных осей сжатия и растяжения (рис. 4.10, так и in situ в прибрежных обнажениях – см. рис. 4.12). Это также служит косвенными подтверждением распадения АЛС здесь на две ветки (рис. 2.1, 4.3).

Таким образом, детальные исследования АЛС, являющегося важным элементом в южно-приморской системе производных левостороннего скольжения на стыке континентальной Восточно-Азиатской и океанической плит в мезозое, показывают непрерывно-прерывистое развитие целой гаммы полей напряжений, жестко связанных с генетической иерархией. Показано, что по этим законам могут развиваться разнопорядковые системы сколов не только в системах сдвигов (наиболее удобных для изучения в плане), но и взбросов и надвигов. Широко проявленная связь надвигов в системе сколовой псевдоскладчатости позволяет отчетливее понимать принципы развития разноуровневой псевдоскладчатости, наведенной тангенциальными напряжениями.

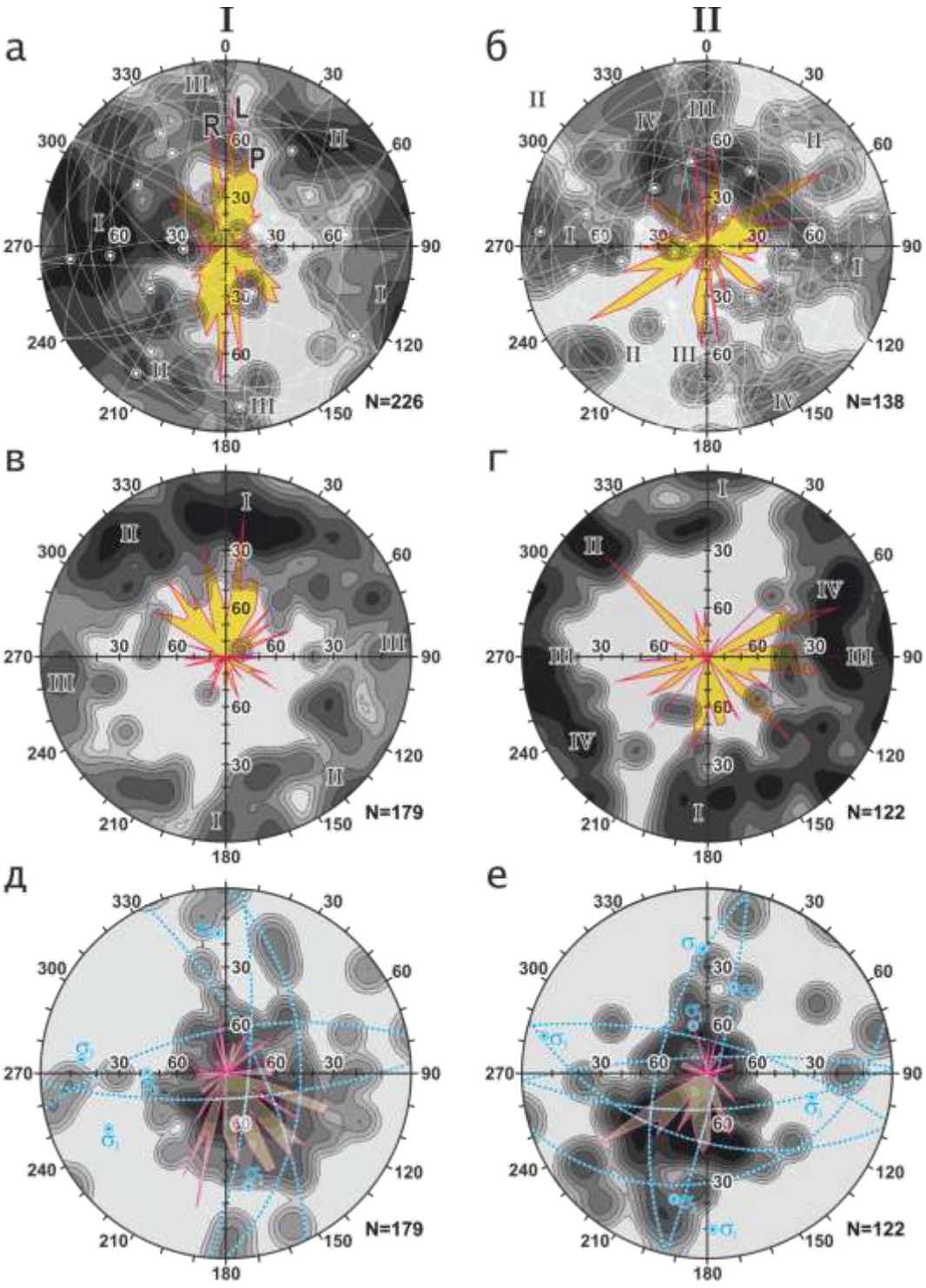


Рис. 4.9. Суммарные диаграммы ориентировки структурно-кинематических элементов в северном (I) и южном (II) фрагментах Авангардного разлома: разрывов с признаками смещения (а, б), штрихов (в, г) и шарниров (д, е) скольжения. Сетка Вульфа, верхняя полусфера. Изолинии плотности: 0.25-0.4-0.6-1.0-1.6-2.6-4.3-7%.

На диаграммах также отображены: розы-диаграммы простираний разрывов (а, б) и горизонтальных проекций штрихов (в, г) и шарниров (д, е) скольжения; на а, б – экваторы поясов разрывов (белые дуги больших кругов) и их оси (белые кружки); на д, е – динамические плоскости $\sigma_2\sigma_1$ и $\sigma_2\sigma_3$ (дуги больших кругов, синий штрих-пунктир) и соответствующие им оси (синие кружки) сжатия (σ_1) и растяжения (σ_3).

Римские цифры – пространственные системы разрывов. N – количество замеров.

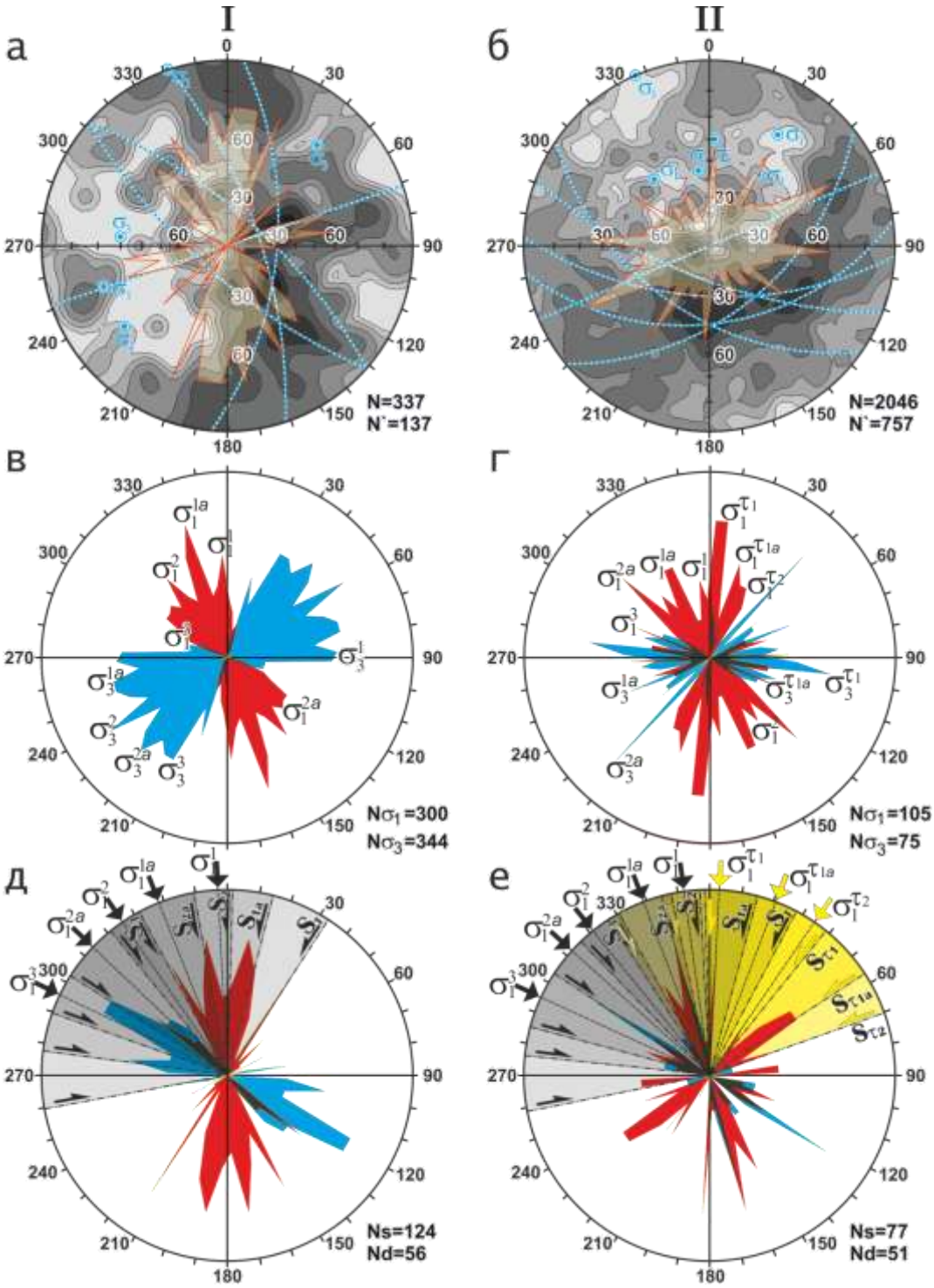


Рис. 4.10. Суммарные диаграммы ориентировки динамо-кинематических элементов в северном (I) и южном (II) фрагментах Авангардного разлома: осей поясов разрывов (а, б, сетка Вульфа в верхней полусфере), розы-диаграммы горизонтальных проекций осей сжатия (σ_1) и растяжения (σ_3) с углами погружения до 30° (в, г) и простираний левых (S, красное) и правых (D, синее) сдвигов (д, е). N – количество замеров.

На диаграммах также изображены: на а, б – изолинии плотности осей поясов разрывов (0.25-0.4-0.6-1.0-1.6-2.6-4.3-7-11%), розы-диаграммы горизонтальных проекций осей поясов разрывов с углами погружения до 30°, динамические плоскости $\sigma_2\sigma_1$ и $\sigma_2\sigma_3$ (дуги больших кругов, синий штрих-пунктир) и соответствующие им оси (синие кружки) сжатия (σ_1) и растяжения (σ_3); на в-е - σ^n_1, σ^n_3, S_n – индексы, соответственно, сжатия, растяжения и систем левых сдвигов, для которых n ($1\rightarrow3$ или $\tau_1\rightarrow\tau_2$) отражает порядок и последовательность проявления полей напряжений и сдвигов во фрагментах АЛС.

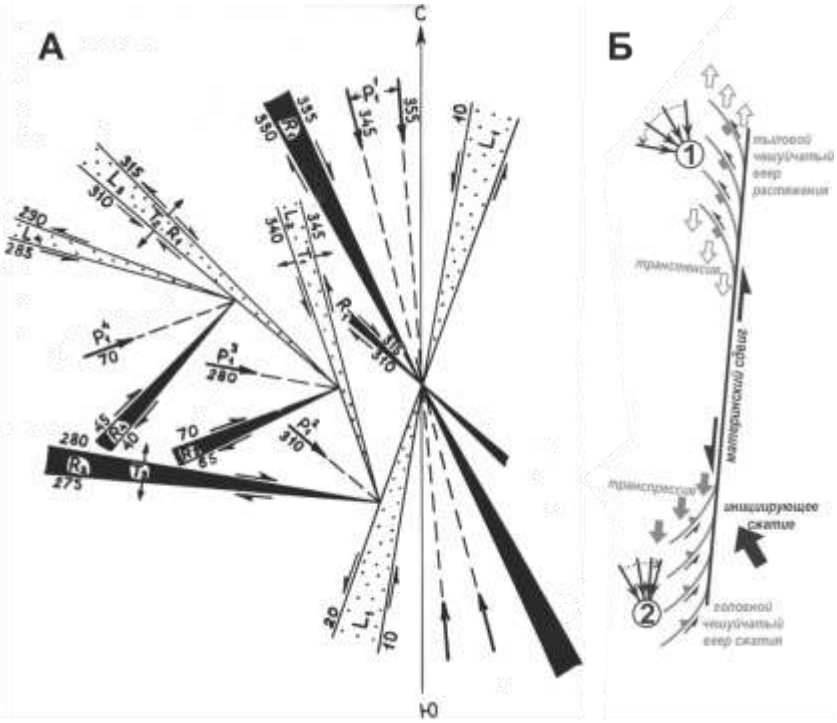


Рис. 4.11. Схема иерархической и возрастной соподчиненности в зоне левосдвигового дуплекса растяжения [Митрохин, 1991] (А) и идеализированная структурно-динамическая схема (из [Касаткин, 2011] с изменениями и дополнениями) расположения зон присдвиговых полей напряжений и дочерних структур для зоны и западного крыла Авангардного левого сдвига (Б).

L_n, R_n, T_n – кинематические системы разрывов: L – левые сдвиги, R – правые сдвиги, T – раздвиги; P^n_1 – направления максимальных сжимающих напряжений. Индекс n указывает порядок и последовательность проявления полей напряжений и сдвигов и раздвигов.



Рис. 4.12. Вид, смоделированный с помощью системы Google Earth [2007], отражающий некоторые постгранитные структурные и динамические элементы Тафуинского массива на одном из интервалов наблюдений (ПК 10-13). Южный фрагмент Авангардного разлома из ([Неволин и др., 2010] с изменениями).

5. ИТОГИ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геодинамика структурирования массива

Составлена обобщающая модель архитектуры интрузива, концентрирующая итоги исследований позиции Тафуинского интрузива, характера структурных рисунков, процессов структурирования в течение трех геодинамических фаз. Результирующий абстрактный рисунок модели (рис. 8А) выполнен в проекции на осредненную плоскость, близкую к плоскости σ_1 σ_3, без учета переориентировки сжимающих напряжений.

В раннюю догранитную геодинамическую фазу $Ф_0$ продольным сжатием σ_1^0 были сформированы складчатые структуры вмещающего каркаса, структурные рисунки которых образованны траекториями непереориентированных останцов древних пород среди гранитов и узорами теневой полосчатости. При и этом позиция массива определена крупной составной частью каркаса – антиформой 1-го порядка, осложненной конвергентными складками 2-4-го порядков. По типам тектонофаций (кливаж, рассланцевание) глубина формирования структурного каркаса, видимо, соответствует мезо-катазоне (Паталаха, 1985). Азимутальная позиция антиформы и других структур каркаса отражена эллипсоидом деформаций $Ф_0$ (рис. 5.1В). Динамически модель соответствует модели складчатости, образующейся при динамике продольного сжатия [Ramberg, 1963] (рис. 5.2).

Структуры геодинамической фазы $Ф_1$ (гранитной) наложились на разуплотненную сводовую часть антиформы синхронно, частично унаследовав позицию антиформы и осложняющих ее разнопорядковых складок, став производными нового импульса (периода активизации) продольного сжатия σ_1^1. Эллипсоид деформации ($Ф_1$), согласно статистическому анализу (рис. 2.3А и 2.3Б), оказался повернутым вправо на 10^o относительно эллипсоида $Ф_0$ (рис. 5.1В). Основные деформационные структуры этого временного отрезка – встречные надвиги и взбросы – заложены как сопряженные сколы по типу чистого сдвига. На рисунке 5.1Б показаны возможные спектры сопряженных сколов, возникающих при хрупком и пластическом скалывании для нашего случая горизонтального положения осей максимального σ_1 и среднего σ_2 сжатия при вертикальной ориентации оси минимального сжатия σ_3, обусловивших сочетания встречных

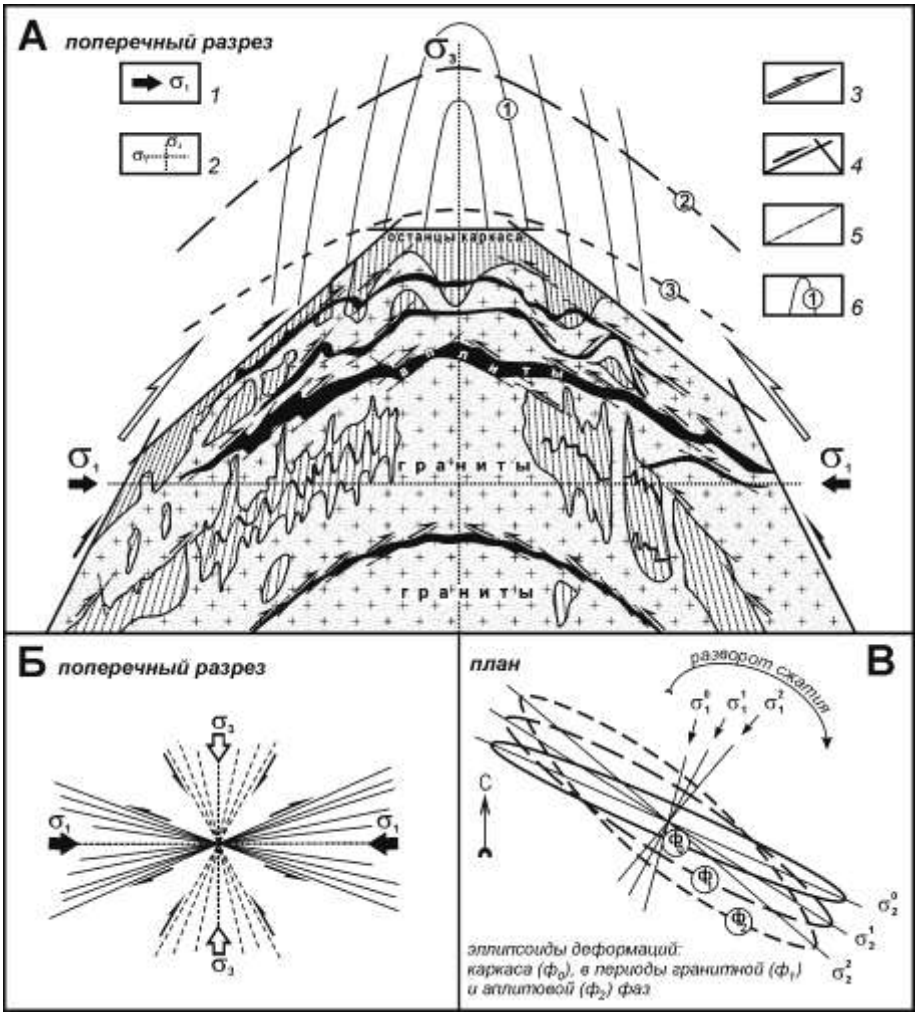


Рис. 5.1. Геодинамика формирования архитектуры Тафуинского массива (пояснение в тексте).

А – модель архитектуры и структурирования Тафуинского массива. Б – спектры сколов, формирующихся при продольном сжатии, по [Dunne, Hancock, 1994] с дополнением; В – планарное изменение ориентировок главных осей складчатых форм и структур коробления в ходе становления интрузива.

1 – направление главного продольного сжатия (σ_1); 2 – оси среднего (σ_2) и минимального (σ_3) нормальных напряжений; 3 – общая направленность тангенциальных напряжений. 4 – теоретическое положение главных сколов, принявших участие в оформлении интрузива, и направление перемещения по ним; 5 – сколы 2-го порядка, обусловившие гранитные и аплитовые складчатые формы активного структурного рисунка; 6 – общая среднестатистическая конфигурация форм по протолитам (1), гранитам (2), аплитам (3).

надвигов и взбросов. Углы сопряжения могут варьировать в зависимости от реологических свойств среды и скорости деформирования. Сочетания надвигов и взбросов образовали квазискладчатые поверхности, ставшие причиной контроля синхронного гранитного вещества, аккумулировавшегося в сводовых участках разуплотнения (рис. 5.1А), по существу все изображенные на рисунке контакты являются сколовыми.

Есть основания считать, что сколовые системы при дальнейшем длительном сжатии могут вести себя как слоистость, благоприятная для вторичного смятия. Возможный механизм такой деформации прокомментирован в предыдущем подразделе. Вместе со «сколово-складчатой» огранкой обособления гранитов приобрели структуры теневой полосчатости, траектории которых сохраняли первичные узоры каркаса.

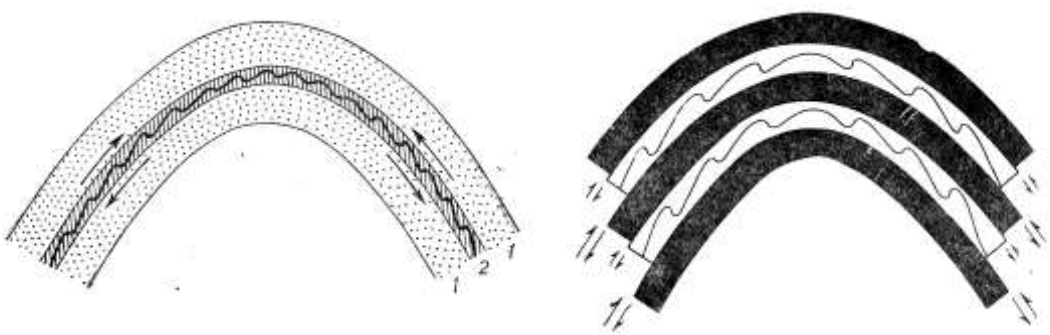
Во время геодинамической фазы $Ф_2$, совпадающей с аплитовой фазой становления массива, все стрессовые явления повторились. Произошел новый импульс продольного сжатия σ_1^2 сопровождавшийся новой переориентировкой эллипсоида напряжений – еще раз вправо на 10-15° (рис. 8В). Этим импульсом обусловлено формирование новой системы сопряженных сколов, рассекающих не только сланцы, но и граниты. Структурный рисунок, сложенный траекториями жил 2-й фазы, сформирован по тому же механизму, что и сколовый структурный рисунок гранитной фазы. Сочетания сопряженных сколов образуют аплитовые, зачастую конвергентные псевдоскладчатые формы, что и отражено на рис. 5.1А. Есть основания предполагать близкую иерархическую структуру и размерность складок каркаса и вторичных сколовых и псевдоскладчатых форм.

Несмотря на фиксируемую дискретность (наложенность поздних на ранние) разнофазных рисунков, отраженную азимутальным несовпадением планов напряжений и деформаций, образованных главными и второстепенными вплоть до мерцательных импульсами и рядом других менее значимых признаков, можно выделить некоторые черты, указывающие на определенное сходство и унаследованность рисунков. Например, одинаковое направление падения крыльев складок и доминирующей системы из двух встречных систем сопряженных сколов, образующих псевдоскладки, сходство форм и размеров складок и псевдоскладок 3-4-го порядков. Это дает косвенное основание предполагать, что складки и псевдоскладки имеют близкую порядковую структуру, соразмерность форм и, видимо, нередкое пространственное совпадение, по крайней мере, крупных форм 1-2-го порядков.

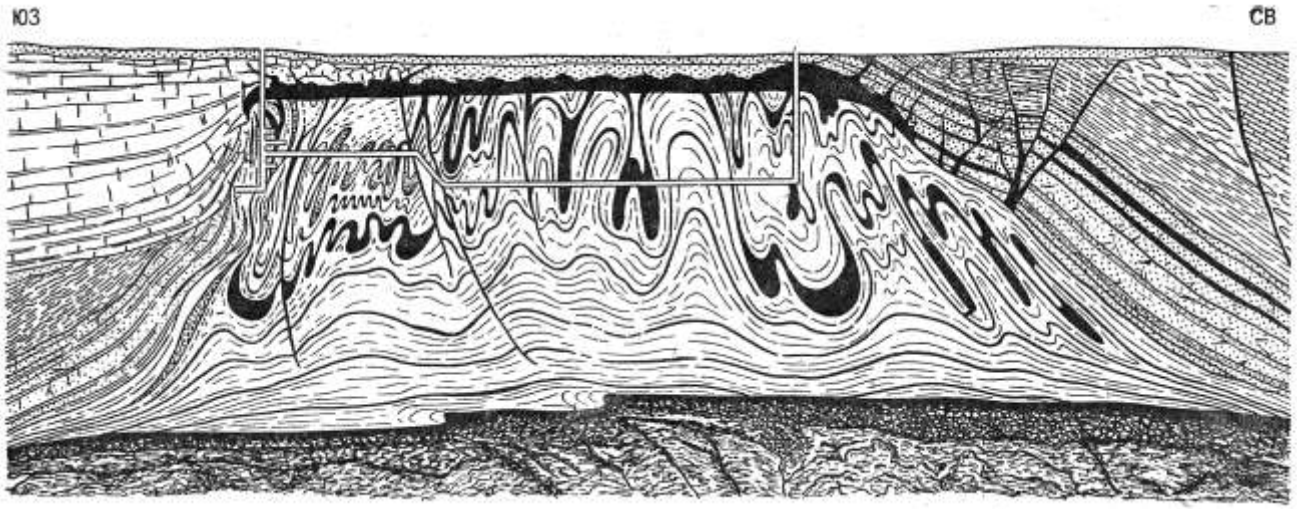
Итак, охарактеризованный здесь фактический материал дает все основания полагать, что продольное латеральное сжатие пульсировало в течение всего времени становления массива и явилось основной причиной структурообразования. Безусловно, модель требует многократной проверки на других интрузивных объектах, а также возможной детализации в плане поиска влияния локальных полей напряжений.

О природе интрузива

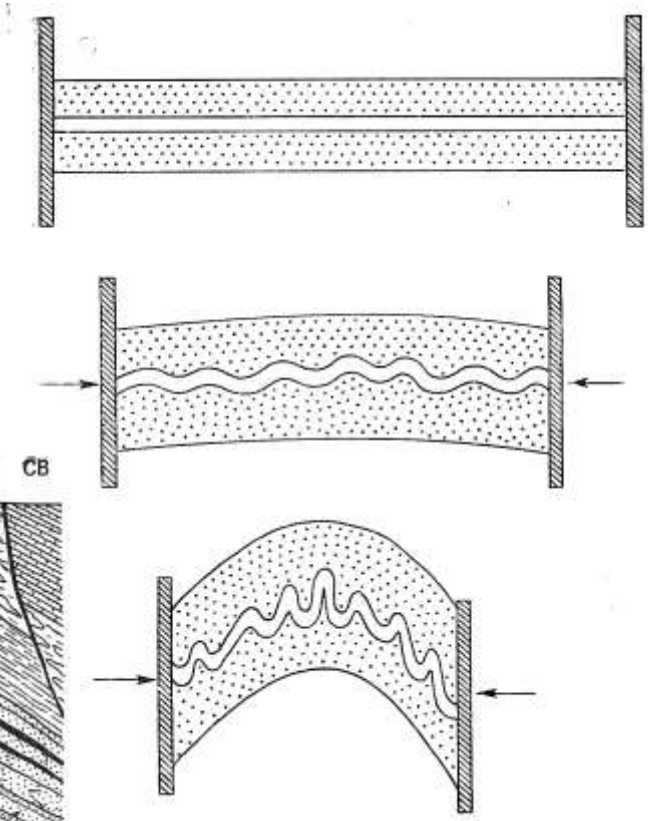
Весьма сходную структурно-динамическую картину обнаруживают исследования нескольких гранитных массивов на территории США и в западной части гор Сьера-Морена [Pons, Brun, 1979]. В последнем случае массивы приурочены к наклонной антиклинали. Здесь траектории флюидальности (теневой полосчатости) в гранитах согласуются по ориентировке со сланцеватостью вмещающих пород и дискордантны по отношению к контактам массивов [Баддингтон, 1963; Pons, Brun, 1979]. Как ориентирована полосчатость или флюидальность в Тафуинском массиве относительно контактов, неизвестно, поскольку интрузивные границы перекрыты палеозойско-мезозойскими отложениями, но статистически доминантные ориентировки траекторий гранитной полосчатости незначительно отличаются от ориентировок контактов гранитов с протолитами. Поэтому влияние внешней тектоники в нашем случае, видимо, обозначено более явно. На основании устанавливаемого весомого влияния внешней тектоники на формирование интрузивов привлекает мысль о преобразовании коры за счет только одного тектонического воздействия. Например, В.А. Магницкий и др. [1998] обосновывают модель формирования гранитных интрузивов Памира in situ, за счет энергии складчатости, которая, как отмечают авторы, не противоречит расчетам, выполненным в работе Д. Теркота и Дж. Шуберта [1985]. На Памире при хороших условиях наблюдения не закартированы подводящие каналы, а также следы внедрения плутонов и повсеместно наблюдаются постепенные (в десятки километров) переходы плутонов во вмещающие породы.



А – графические модели формирования конвергентных складок, вызванного складчатыми искривлениями слоев и межслоевыми проскальзываниями [Ярошевский, 1981].



В – натурная модель. Разрез через соляной шток в районе Ганновера, по Е. Зейдлю (E. Seidl) [Cloos, 1935].



Б – экспериментальная модель мелких дисгармоничных складок в крупных складках по Г. Рамбергу [Ramberg, 1963].

Рис. 5.2. Модели конвергентной складчатости [по Ramberg, 1963].

Природа массивов в этом случае кроется в расплавлении первично осадочных пород и последующем застывании жидкой фазы, причем без активного участия в процессе мантийных флюидных потоков. В таком подходе привлекает теоретическая попытка рассмотреть динамические условия в ранге приоритетных факторов, продуцирующих явления магматизма, поскольку наши исследования указывают на управляющую роль геодинамики в структурировании интрузивов. В поддержку такой точки зрения необходимо указать и то обстоятельство, что большое количество гранитных массивов в Приморье по геофизическим данным не имеет корней. Многие из них независимо от возраста содержат упорядоченные останцы, а следовательно, формировались либо путем магматического замещения вмещающей среды, не исключая при этом явлений метасоматоза, либо при участии тектонических преобразований или целиком за счет тектоники. В том и другом случаях наиболее вероятен, как и в Тафуинском массиве, складчатый или складчато-сколовый характер структурирования интрузивов. По структурным характеристикам и классификационным принципам, разработанным А. Баддингтоном [1963] и другими исследователями, исходя из общепринятого порядка постепенного нарастания литостатического давления с глубиной, Тафуинский массив попадает в группу массивов мезо- и катазоны [Паталаха, 1981]. Однако, учитывая доминанту продольного горизонтального сжатия, а она, как правило, признается многими тектонистами, следует ожидать существенную нелинейность в этом постепенном нарастании напряжений с глубиной ввиду явно возможной неравномерности сжатия по вертикали. Другими словами, в интрузивных и метапородах не исключены значительные нарушения классического градиента температуры и давления.

Приведенный нами материал свидетельствует будто бы об отсутствии магматического расплава, что стрессовые напряжения не передаются в расплаве.

Так, М. Райнер [1965] обосновывает экспериментально возможность передачи анизотропных напряжений в условиях ньютоновской жидкости при превышении их величиной предела текучести. Такой же анизотропией, вероятно, объясняется эффект кристаллизации переохлажденной дистиллированной воды с мгновенным превращением ее в лед во всем объеме сосуда после незначительного удара по нему. Значит, возникает некое динамическое поле, которое своей структурой образует центры кристаллизации одновременно во всем объеме жидкости. В обычной воде таковыми центрами служат различные взвешенные частицы. Следовательно, нельзя исключить возможности структурирования магматических тел на стадии расплава, определяемого внешними силовыми воздействиями.

Вероятно, правомерны два варианта проявления этого вещества: оно могло поступать в несколько разуплотненное пространство свода антиформы структурного каркаса в виде гранитизирующего флюида либо формироваться исключительно на месте за счет преобразования вмещающих пород, подвергшихся градиентной декомпрессии. Причем в строение самой гранитовмещающей антиформы могут весьма активно вплетаться сколы фазы $Ф_1$, ибо они, вероятно, устроены иерархично. Коли так, то возможны сколовые системы $Ф_1$, соответствующие первому порядку складок, которые контролируют распределение гранитов.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, натурно представленные участникам экскурсии места наблюдений, проиллюстрированных, систематизированных и осмысленных наряду с результатами наблюдений вне экскурсионного маршрута в ходе структурно-динамического анализа, позволили получить представления об архитектуре и структуре кембрийского Тафуинского гранитного массива. Изучение структуры вмещающего каркаса, соотношения ее со складчатыми траекториями гранитной полосчатости, такситовости и других элементов позволили сделать вывод о том, что главные структуры гранитов образованы внешним латеральным сжатием северо-северо-восточного направления.

Магматические «внедрения» не смогли самостоятельно организовать свои структурные рисунки – которые должны были быть парагенезами вертикального сжатия или хотя бы зафиксироваться в изменении ориентировок первичных форм. Значит, магматическое вещество не внедрялось, а вовлекалось в участки декомпрессии, не изменяя в них раннего структурного рисунка. Такие участки, возникавшие, прежде всего, в сводах антиформных складок за счет увеличения эффективной пористости и трещиноватости, стали главными магмовмещающими. Судя по признаку пассивности, гранитизирующее эндогенное вещество замещало протопороды in situ. Неспроста в гранитах видны догранитные теневые складки и заметно, что в граниты превращались эффективно наименее плотные хрупкие песчаниковые части флишоидных ритмов, а алевритовые зачастую гранитизировались слабо.

Продуктами внешнего латерального сжатия оказались обозначенные в гранитах и вторичные структурные рисунки, синхронные гранитизации. Наиболее важный динамический индикатор из них – сколовые псевдоскладки, – контролирующие дайки и магматические жилы, указывает на то же самое направление главных динамических осей, которое характерно и для поля напряжений, сформировавшего структурный каркас интрузива.

Структурные рисунки гранитов показывают, что латеральное сжатие пофазно незначительно меняло ориентировку, импульсно разворачиваясь дважды на 10-15° по часовой стрелке в ходе становления массива. Более дробная пульсационность внешнего динамического воздействия устанавливается и по малым системам сопряженных сколов. Причем новообразованные системы сколов возникали при каждом импульсе сжатия.

Импульсное начало имеют также позднепалеозойская и мезозойская геодинамические обстановки сжатия, вызвавшие в Тафуинском интрузиве хрупкие постгранитные деформации.

Широтное сжатие позднепалеозойской обстановки обусловило развитие сопряженной системы меридиональных взбросов и надвигов. Как хрупкопластическая система в виде меридионального кливажа и псевдоскладок, аналогичных по рисунку «тафуинским», она появилась при формировании структуры базитовых Аннинского и Гайдомакского массивов, примыкающих к Тафуинскому с запада.

Мезозойская динамическая обстановка, где доминировало латеральное скольжение в отличие от кембрийской и позднепалеозойской обстановок фронтального сжатия, широко обозначена системой левых сдвигов, хорошо выраженных в Сихотэ-Алине. Детальное изучение одного из представителей этой системы – разлома Авангардного – позволило изучить тенденцию развития разлома левосдвигового типа, а также эволюцию поля напряжения и особенности влияния того и другого фактора на структуры интрузивов.

Расшифрованные при исследовании Тафуинского массива переориентировки сжатия, в особенности ортогональные, зафиксированные постгранитными деформациями и подтвержденные динамикой тектонической обстановки в Западном Приморье, по-видимому, нельзя не связывать с ротационным режимом Земли. Поскольку это очень хорошо согласуется с выдвинутыми ранее положениями о трансформациях латеральных смещений Азиатского континента и (или) Тихоокеанской плиты, вызванных ускорением и замедлением вращения нашей планеты, согласно ранее обоснованным представлениям [Уткин, 1979]. Возможно, сообразуясь с характером ротации, менялись направления астеносферных конвективных токов, прямо ответственных, как считается, за механизмы движения плит.

Результаты подтвердили, на наш взгляд, необходимость структурного анализа при геологических исследованиях объектов макро- и мезоуровня структурной организации литосферы, к которым относятся и интрузивы.

Сходство структурных особенностей ордовикского Тафуинского, позднепермских Гамовского, Рязановского, альбского Успенского интрузивов, учитывая их значительные площади, заставляет предполагать распространенность установленных закономерностей.

Благодарим ученых-геологов: академика А.И. Ханчука, а также А.А. Вржосека, В.В. Голозубова, В.Г. Хомича и С.А. Щеку, С.О. Максимова, Б.М. Тишкина за плодотворные консультации и обсуждение при подготовке 1-го и настоящего варианта путеводителя; также выражаем особую благодарность Б.А. Натальину и А.В. Прокопьеву за вдумчивое и критичное прочтение рукописи и ценные замечания при публикации статьи, большая часть которой вошла в содержание настоящего путеводителя. Мы искренне признательны доценту А.В. Зинькову за приведенные здесь петрографические описания, а О.М. Молибог и Т.П. Карпенко – за действенную помощь при оформлении графики.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ажгирей Г.Д. Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1966. 364 с.
2. Баддингтон А. Формирование гранитных тел. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1963. 108 с.
3. Вознесенский В.Д. Структурные парагенезисы // Изучение тектонических структур: Метод. пособие по геол. съемке масштаба 1:50000. Л.: Недра, 1984. Вып. 16. С. 84-101.
4. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / под ред. А.И. Ханчука. Кн. 2. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 573-981.
5. Геология СССР. Том XXXII. Приморский край. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 696 с.
6. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 533 с.
7. Гончаров М.А. Кливаж // Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. М.: Наука, 1977. С. 93-119.
8. Гущенко О. И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 7-25.
9. Елисеев Н.А. Структурная петрология. Л.: Изд-во Ленинградского ун-та, 1953. 309 с.
10. Касаткин С.А. Геодинамика формирования рудоконтролирующих структур Фестивального месторождения (Комсомольский рудный район): Автореф. канд. дисс. Владивосток: ДВГИ ДВО АН СССР, 2011. 28 с.
11. Коваленко С.В., Давыдов И.А. Сергеевский выступ – древняя структура южного Сихотэ-Алиня // Доклады АН СССР. 1991. Т. 319, № 5. С. 1173-1177.
12. Коренбаум С.А., Валуй Г.А., Вржосек А.А., Горбатюк О.В. Гранитоидный магматизм Южного Приморья // Изверженные породы Востока Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 57-68.
13. Куцев Ю.С. Сланцеватость, ее возникновение и развитие. М.: Недра, 1988. 103 с.
14. Левашев Г.Б. Геохимия парагенных магматитов активных зон континентальных окраин (Сихотэ-Алинь). Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. 380 с.
15. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
16. Магницкий В.А., Мухамедиев Ш.А., Хасанов Р.Х. О возможности плавления пород земной коры при интенсивном складкообразовании (на примере Памира) // Доклады Академии наук, 1998. Т. 363, № 5. С. 682-686.
17. Митрохин А.Н., Сорокин Б.К., Саядян Г.Р. Сдвиговые дуплексы и их рудоносность // Структурные парагенезы и их ансамбли: Мат. Всеросс. Совещ. М.: ГЕОС, 1997. С. 112-114.
18. Митрохин А.Н. Геодинамика формирования разрывных рудоконтролирующих структур Придорожного и Октябрьского месторождений (Комсомольский район): Автореф. канд. дисс. Владивосток: ДВГИ ДВО АН СССР, 1991. 25 с.
19. Митрохин А.Н. Дизъюнктивные рудно-магматические дуплексы и структуры смыкания: пути и методы их изучения // Геология и тектоника платформ и орогенных областей Северо-Востока Азии (Чтения к 80-летию со дня рождения профессора К.Б. Мокшанцева): Материалы совещания. Т. 1. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1999. С. 103-107.
20. Мули Дж.Д., Хилл М.Дж. Сдвиговая тектоника // Вопр. совр. зарубежной тектоники. М.: ИЛ, 1960. С. 265-333.
21. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Ч. III. Тектоника. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 60 с.
22. Неволин П.Л., Иванов В.В., Коваленко С.В., Митрохин А.Н. Геодинамика формирования структуры Сергеевского блока кристаллических пород и контроль золотого оруденения (Южный Сихотэ-Алинь) // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 91-112.
23. Неволин П.Л., Мельников Н.Г., Сутурин Н.Г. О тектонике бассейна среднего течения р. Бикин (Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология. 1988. № 2. С. 44-52.
24. Неволин П.Л., Уткин В.П., Коваленко С.В., Кутуб-Заде Т.К., Митрохин А.Н. Геодинамика формирования структуры Успенского гранитоидного массива, контроль даек и проявлений рудной минерализации // Рудные месторождения континентальных окраин. Вып. 2. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 74-89.
25. Неволин П.Л., Уткин В.П., Кутуб-Заде Т.К., Кандауров А.Т., Аленичева А.А., Митрохин А.Н. Геодинамика структурирования и аспекты металлогении северной части западного Приморья // Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 278-298.
26. Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н. Внешние поля напряжения и структуры разновозрастных интрузивов в блоках древней коры и перекрывающих образованиях Юга Приморья // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения: Мат. научн. конф. и путеводитель экскурсии. Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2005. С. 237-239.
27. Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н. О псевдоскладчатом контроле аплитовых даек в палеозойских интрузивах юга Приморья // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: Мат. XLIII Тектоническ. Совещ. Т. II. М.: ГЕОС, 2010. С. 81-85.
28. Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н. Тафуинский гранитный массив (южное Приморье): структуры и геодинамика продольного сжатия // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29, № 4. С. 64-81.
29. Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н., Коваленко С.В., Кутуб-Заде Т.К. Меловые интрузивы Южного Приморья: Тектоническая позиция, структуры, динамика их формирования // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 5. С. 73-86.
30. Ососкина Д.Н. Иерархические свойства тектонического поля напряжений // Экспериментальная тектоника: (Методы, результаты, перспективы). М.: Наука, 1989. С. 197-208.
31. Парфенов В.Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника. 1984. № 1. С. 60-72.
32. Паталаха Е.И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.
33. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 1991. 262 с.
34. Райнер М. Геология. М.: Наука, 1965. 152 с.
35. Расцветаев Л.М. Некоторые общие модели дизъюнктивной разрывной деформации // Экспериментальная тектоника в теоретической и прикладной геологии. М.: Наука, 1985. С. 118-126.
36. Ребецкий Ю.Л. Обзор методов реконструкции тектонических напряжений и сейсмотектонических деформаций // Тектонофизика сегодня. М.: ОИФЗ РАН, 2002, С. 227-243.
37. Смирнов Е.П. О роли магматического замещения при образовании гранитоидов Зауралья // Доклады Академии наук СССР. 1974. Т. 218, № 2. С 442-445.
38. Спенсер Э.У. Введение в структурную геологию. Л.: Недра, 1981. 367 с.
39. Уилсон Дж. Геологические структуры малых форм. М.: Недра, 1985. 112 с.
40. Уткин В.П. Обратимая трансформация шарьяжно-надвиговых и сдвиговых дислокаций окраин континентов // Доклады АН СССР. 1979. Т. 249, № 2. С. 425-429.
41. Уткин В.П. Обратимая трансформация шарьяжно-надвиговых и сдвиговых дислокаций окраин континентов // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249, № 2. С. 425-429.

42. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 144 с.
43. Уткин В.П. О роли переориентировок напряжений в формировании рудных месторождений // Изв. вузов. Геология и разведка. 1980. № 5. С. 43-49.
44. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и оруденение. М.: Наука, 1989. 166 с.
45. Уткин В.П., Неволин П.Л., Митрохин А.Н. Два плана деформаций Восточного фланга Цзилинь-Лаоелинской складчатой системы // Доклады Академии наук. 2003. Т. 389, № 1. С. 75-79.
46. Уткин В.П., Неволин П.Л., Митрохин А.Н. Позднепалеозойский и мезозойский планы деформаций юго-западного Приморья // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 4. С. 3-21.
47. Уткин В.П., Ханчук А.И., Касаткин С.А., Ли Д.У. Геодинамика формирования мелового осадочного бассейна Конджу (Южная Корея) // Доклады Академии наук. 2007. Т. 416, № 2. С. 236-240.
48. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана: автореф. доктор. дисс. М.: ГИН, 1993. 31 с.
49. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана: Автореф. докт. дисс. Москва: ГИН РАН, 1993. 31 с.
50. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. Геология и полезные ископаемые Приморского края: Очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 68 с.
51. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ф. Области динамического влияния разломов (в результате моделирования). Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.
52. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 158 с.
53. Шерман. С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ф. Области динамического влияния разломов (в результате моделирования). Новосибирск: Наука, 1983. 112 с.
54. Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. М.: Недра, 1981. 245 с.
55. Anderson E.M. The dynamics of faulting. Edinburg: Oliver and Boyd, 1951. 206 p.
56. Cloos E. Mother Lode and Siera Nevada batholith // Jour. Geology. 1935. № 45. P. 225-249.
57. Continental Deformation / Hancock P.L. (ed.). Oxford: Pergamon Press, 1994. 423 p.
58. Dunne W.M. and. Hancock P.L. Paleostress Analysis of Small-Scale Brittle Structures // Continental Deformation / P. L. Hancock (ed.). Oxford, New York, Seoul, Tokyo: Pergamon Press, 1994. P. 101-120.
59. GTS: “A geologic Time Scale 20004” / Gtradestein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., et al. with and Cambridge University Press and ‘The Concirce Geologic Time Scale” by Ogg J.G., Ogg G., Gtradestein F.M. (in press), and website of the International Comission on Stratigraphy (ICS) www.stratigraphy.org/
60. McKinstry H.E. Shears of second order // Am. J. Sci. 1953. V. 251. P. 401-414.
61. Pons J., Brun J.P. Les structures internes des granitoides: tectonique et ecoulement magmatique? «7e Reun/ annu. sci. terre, Lyon, 1979». Paris. 379 p.
62. Ramberg H. Evolution of drag fold // Geol. Mag. V. 100, № 2. 1963. P. 97-106.
63. Ramsey J.G. Shear zone geometry: a review // J. of Structural Geology. 1980. V. 2, N 1/2. P. 8-100.
64. Sinitsa S.M. The clivage paradox // Geol. of Pac. Ocean. 2000. V. 15. P. 116-121.

Петр Львович
НЕВОЛИН
Валентин Павлович
УТКИН
Александр Николаевич
МИТРОХИН

ТАФУИНСКИЙ ГРАНИТНЫЙ МАССИВ:
СТРУКТУРЫ И ДИНАМИКА ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Путеводитель учебно-экскурсионного геологического маршрута

Технический редактор, редактор электронной верстки *А.Н. Митрохин*
Литературный редактор, корректор *Ю.Н. Шеховцева*