

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ И МЕЗОЗОЙСКИЙ ПЛАНЫ ДЕФОРМАЦИЙ ЮГО-ЗАПАДНОГО ПРИМОРЬЯ

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

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Поступила в редакцию 31 января 2005 г.

На юго-западе Приморья установлено два плана тектонических деформаций и определены геодинамические условия их формирования. Первый, позднепалеозойский план образован в условиях близширотного сжатия. В пермских стратифицированных комплексах сформированы нормальные к сжатию субмеридиональные системы: складок, зон динамотермального метаморфизма, кливажа, сланцеватости. В этом же плане были дислоцированы позднепротерозойские (?) базит-гипербазиты. Синхронно (поздняя пермь) происходили процессы гранитоидного магматизма, контролируемые складчатыми и кливажными структурами. Второй, мезозойский план, производный субмеридионального сжатия, проявился в развитии северо-восточных левых сдвигов и их структурных парагенезов: восток-северо-восточного простираения систем складок и взбросо-надвигов, как наложенных на палеозойские протоструктуры, так и проявленных в чистом виде в мезозойских и кайнозойских образованиях. Сделан вывод: на границе палеозоя и мезозоя произошла резкая смена сжатия с субширотного на субмеридиональное, по-видимому, отражающая соответствующие изменения направлений латерального смещения сочленяющихся Азиатского континента и (или) Тихоокеанской плиты.

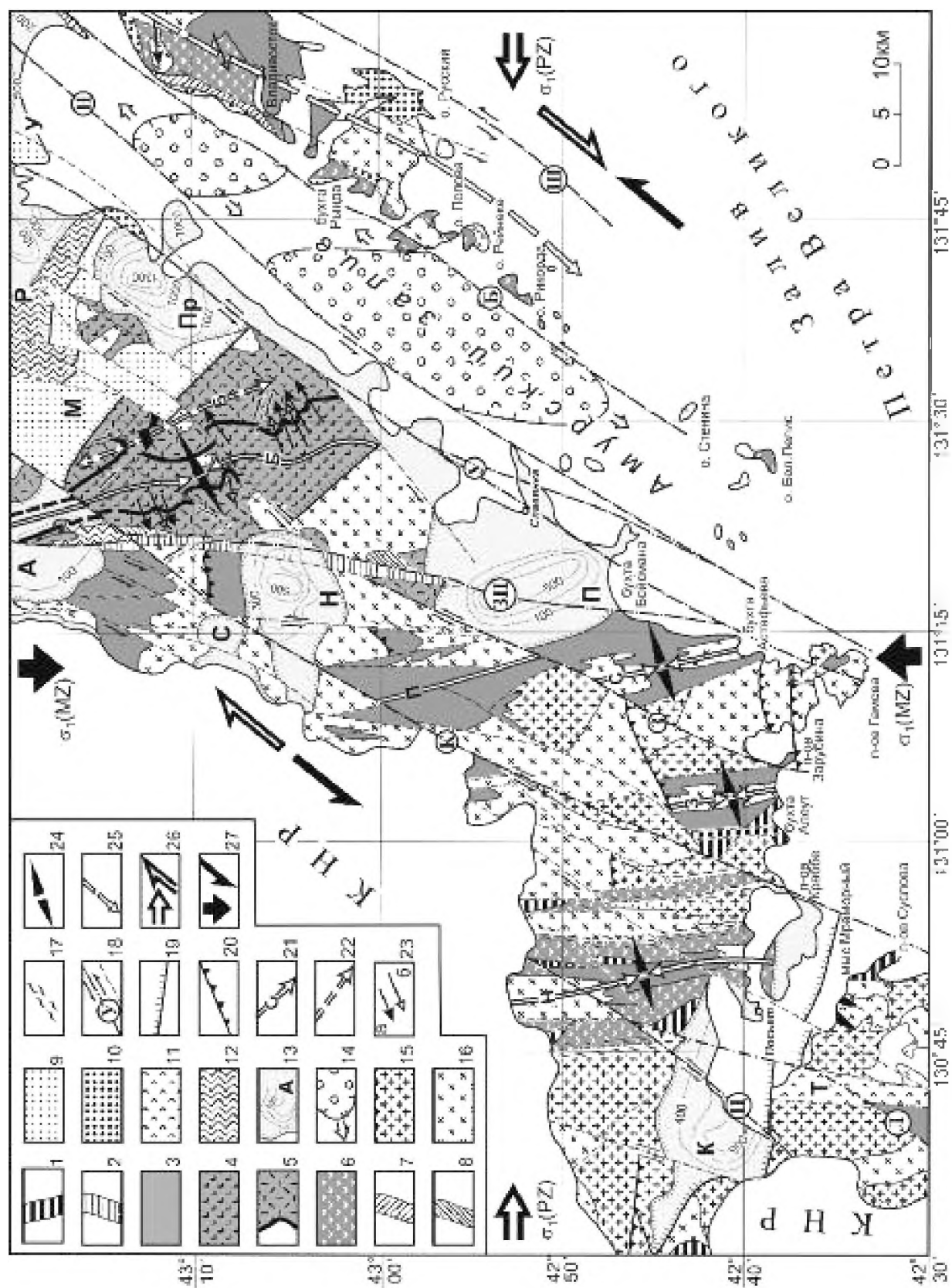
Ключевые слова: план деформаций, структурный парагенез, геодинамический режим, деструкция, сдвиги, складки, кливаж, гранитизация, Приморье.

ВВЕДЕНИЕ

Юго-Западное Приморье – восточный фланг Цилинь-Лаоелинской складчатой системы (ЦЛСС), которая, при ширине до 100 и более км, протягивается в широтном направлении на сотни километров между Северо-Китайским и Амурским геоблоками [9]. Восточный фланг ЦЛСС вместе с Сихотэ-Алинской складчатой системой (САСС), как и вся Восточная окраина Азии, принадлежат Тихоокеанскому подвижному поясу [9 и др.]. Кинематическая неопределенность термина “подвижный пояс” для мезозойско-кайнозойского этапа его развития была конкретизирована выявлением доминанты север-северо-восточных левых сдвигов, составляющих Восточно-Азиатскую глобальную сдвиговую зону (ВАГСЗ) [18, 21]. Сдвиговая природа ВАГСЗ рассматривается как следствие синхронного или последовательного движения Азиатского континента и (или) Тихоокеанской плиты относительно друг друга.

В зоне перехода континент–океан сформированы системы складок, сдвигов, надвигов, раздвигов, сбросов, закономерное соподчинение которых в пространстве и времени отражают левосдвиговый геодинамический режим зоны перехода в мезозое–кайно-

зое. Однако если САСС северо-восточного простираения полностью соответствует складчатым парагенезам левосдвиговых дислокаций, происходивших в условиях субмеридионального сжатия, то в Юго-Западном Приморье палеозойские стратифицированные образования, судя по закартированным фрагментам складок субмеридионального простираения, дислоцированы в условиях субширотного сжатия. Существовала дилемма: либо ВАГСЗ не охватывала Юго-Западное Приморье и древний Ханкайский массив в целом, либо наложенные на палеозойские протоструктуры мезозойские дислокации здесь не удалось установить. В рамках решения этой дилеммы мы продолжили поиск фактов, подтверждающих ранее высказанные представления [18, 21], согласно которым развитие Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода происходило в условиях меняющихся геодинамических режимов, вызванных изменениями направлений смещений сочленяющихся континентального и океанического суперблоков литосферы, от фронтальных (надвигово-взбросовых) на юские (сдвиговые) и в обратной последовательности. Изучение разноплановых дислокаций, включая и наложенные на протоструктуры, позволяет выявить разновозрастные на-



правления регионального сжатия литосферы и, тем самым, фактологически установить геохронологию, возможно, многократного изменения геодинамических обстановок развития зоны перехода континент–океан.

МЕТОДЫ И ПОДХОДЫ К РЕШЕНИЮ ПРОБЛЕМЫ

Известно, что динамика (или геодинамика), сутью которой является направленность и характер стрессового воздействия на определенное геологическое пространство, отражается, прежде всего, в обусловленных нагрузкой закономерных сочетаниях тектонических структур – структурных парагенезах [10 и др.]. Методы парагенетического структурного анализа, главная цель которого – расшифровка локальных и региональных геодинамических режимов, разрабатываются и широко используются в трудах российских и зарубежных тектонистов [1, 6, 10, 12, 16, 19, 23, 26–28 и др.]. Одна из модификаций метода применялась при изучении мезозойско-кайнозойских тектонических дислокаций и синхронного магматизма Восточного Приморья [17, 19] и использована в настоящей работе в Юго-Западном Приморье, где идентичные проблемы оставались нерешенными.

Изучение структурных парагенезов проводилось путем анализа карт, планов, разрезов и полевой документации морфологии, пространственных и временных соотношений разноранговых складок и разломов и составляющих их структурных и кинематических элементов: слоистости, разрывов, штрихов и зеркал тектонического скольжения, полосчатости, гнейсоватости, такситовости, кливажа и др. С целью

статистического обобщения наблюдений составлялись частные и суммарные диаграммы с применением сетки Вульфа. По доминантному положению элементов структурных парагенезов определялись направления сжатия, исходя из известных закономерностей наиболее распространенных типов деформаций, с применением методов динамического анализа [5, 7, 13 и др.] и метода морфогенетических аналогий структур разных иерархических уровней, специально разработанного для тектонического изучения закрытых горно-таежных условий Приморья [19].

В анализ вовлечены результаты геологической съемки, проведенной Г.М. Власовым (1944 г.), Б.И. Васильевым (1957, 1960 гг.), А.А. Асиповым и др. (1960 г.), В.М. Чмыревым и др. (1965 г.), А.А. Вржосеком и др. (1968 г.), А.И. Бурде и др. (1969 г.), Н.Г. Мельниковым и др. (1991 г.). Полевые структурные исследования проводились нами при геологическом доизучении площадей в масштабе 1:200 000 (ГДП-200) Приморской поисково-съемочной экспедицией (Т.К. Кутуб-Заде и др., 1998–2000 гг.; А.А. Сясько и др., 1999–2001 гг.). Материалы наших структурных исследований, входящих в отчеты по ГДП-200, частично опубликованы [22].

СТРУКТУРЫ ДОМЕЗОЗОЙСКОГО ЭТАПА ДЕФОРМАЦИЙ

Среди домезозойских образований выделяют: позднерифейские (?) метаморфический (кубанский) и магматический (сусловский) комплексы, которые в статье объединены под общим названием – габбро-пироксенитовые образования (рис. 1); ранне-позднепермские терригенные и позднепермские тер-

Рис. 1. Геолого-структурная карта Юго-Западного Приморья.

1 – позднерифейский (?) габбро-пироксенитовый комплекс; 2–8 – пермские стратифицированные комплексы: 2 – вулканогенный риолитовый (P_1), 3 – терригенный (P_{1-2}), 4 – терригенно-вулканогенный (P_2), 5 – карбонатно-терригенно-вулканогенный (P_2) с горизонтом известняков (черная полоса), 6 – то же, нерасчлененные (P_2), 7 – карбонатно-терригенный (P_2), 8 – терригенный приразломных прогибов (P_2); 9–13 – мезозойско-кайнозойские стратифицированные комплексы наложенных депрессий: 9, 10 – терригенный T_3 (9) и T_{1-3} (10) Монгугайской (М) депрессии, 11 – вулканогенный (T_3) Тальминской (Т) депрессии, 12 – угленосно-терригенный (K_{1-2}) Раздольненской (Р) депрессии, 13 – вулканогенно-терригенный кайнозойский комплекс, компенсирующий депрессии (изогипсы (м) рельефа фундамента): Краскинскую (К), Пойменскую (П), Нарвскую (Н), Сине-Утесовскую (С), Амбинскую (А), Проваловскую (Пр), Раздольненскую (Р), Упловскую (У); 14 – некомпенсированные осадками сдвиговые структуры растяжения (стрелки – направления сдвигового растяжения); 15–16 – позднепермские гранитоидные комплексы: гвоздевский – гранит-лейкогранитовый (15), седанкинский – гранофировых гранитов и гамовский (к западу от Западно-Приморского разлома) – тоналит-гранитный (16); 17 – динамозоны; 18 – главные разломы (стрелки – мезозойско-кайнозойское сдвигание): ЗП – Западно-Приморский, У – Уссурийский, К – Кубанский, З – Зарубинский, Н – Надеждинский, Б – Береговой, Ш – Шкотовский, Ц – Цукановский, Л – Лебединый; 19 – сбросы; 20 – взбросо-надвиги; 21 – оси палеозойских антиклиналей: Б – Барабашской, П – Пойменской, С – Сухановской, З – Зарубинской, Н – Новгородской (стрелки – направление погружения сводов); 22 – ось Барабашской синклинали (Б); 23 – направления погружения шарниров мелких наложенных чередующихся антиклиналей (а) и синклиналей (б); 24 – оси крупных мезозойских наложенных синклиналей; 25 – ось Муравьево-Амурской горст-антиклинали и направление ее погружения; 26–27 – направления позднепалеозойского (26) и мезозойского (27) регионального сжатия литосферы, обусловивших соответственно правостороннюю и левостороннюю активизацию ССВ системы сдвигов и сопутствующих структурных парагенезов.

ригенно-вулканогенные, карбонатно-терригенно-вулканогенные образования; позднепермские гранитоиды, включающие разноглубинные комплексы (седанкинский – гранофировых гранитов и гамовский – тоналит-гранитный). В пределах последнего при геокартировании выделен гвоздевский комплекс – гранит-лейкогранитный как предположительно юрский. Однако, согласно [2], весь объем гранитоидного магматизма сформировался в поздней перми вслед за интрузиями базитов и гипербазитов.

Строение блоков позднепермских (?) образований

Преимущественно меридиональные блоки габбро-пироксенитов расположены на крыльях некоторых антиклиналей и в зонах динамотермального метаморфизма (динамозонах), где по разрывам контактируют с пермскими породами (рис. 1). Позднепермский возраст (?) при геокартировании принят на основании определений абсолютного возраста (690 млн лет, U/Pb метод) сходных по составу и облику образований, развитых на территории КНР, неподалеку от госграницы (Кутуб-Заде и др., 2001). Габбро-пироксениты претерпели несколько этапов тектоно-метаморфических преобразований. Наиболее яркий след оставил последний – позднепермский – этап, завуалировавший эффекты предыдущих. Об этом свидетельствует явственность доминирующей ориентировки элементов инфраструктуры блоков габбро-пироксенитов, имеющих большое сходство, как будет показано ниже, со стилем деформаций в ранне-позднепермских стратифицированных образованиях.

Габброиды зачастую расслоены на лейко- и меланосому, разgneйсованы и рассланцованы, за счет чего приобрели полосчатые и такситовые текстуры. Меланосома представлена преимущественно амфиболитами, пироксенитами, а лейкосома – плагиоаплитами, плагиодиоритами. Мелано- и лейкообособления имеют удлиненные слоевидные, линзовидные формы, параллельные простиранию блоков. Близпараллельно линзам в СЗ-направлении ориентированы сланцеватость и кливаж (рис. 2). Кливаж и сланцеватость сопровождались гранитизацией, которая выразилась в формировании вытянутых тонких пилообразных (вдоль кливажа) обособлений такситовых и полосчатых биотитовых гранитов, гранодиоритов, плагиогранитов, аплитов, которые облекают удлиненные в соответствии с ориентировкой кливажа фрагменты габбро (рис. 3). В разрезе от м. Михельсона до м. Лукина (рис. 4) по ориентировкам этих элементов выделяются пять кливажных син- и антиформ ССЗ-направления с шириной крыльев от 500 м до 1.5 км. Складки крутые, килевидные, с углами па-

дения крыльев 60–80°, полого погружаются в ССЗ-направлении. Исключительная упорядоченность и почти параллельная субмеридиональная ориентировка складчато-кливажных структур свидетельствует об интенсивности структурообразующего сжатия, ориентированного субширотно, несколько опережающего гранитизацию, либо синхронного с ней.

Протоструктуры пермских образований

В результате изучения структур стратифицированных пермских образований, размещенных среди обширного поля позднепермских гранитов, выявлено их, в большинстве случаев, антиклинальное строение.

Зарубинская антиклиналь (рис. 1 и 4) прослеживается в ССЗ-направлении на расстоянии 15 км и сложена флишоидами решетниковской свиты (P_{1-2}). С флангов структура ограничена разломами ССЗ простирания и представляет собой узкую антиформу. Крылья ее падают круто (рис. 4), а свод погружается в ССЗ направлении под углом 34°, о чем свидетельствует положение оси максимумов пояса на диаграмме ориентировки слоев (рис. 2). В этом же направлении погружаются шарниры мелких складок, осложняющих крылья антиклинали (рис. 2).

При сжатии и смятии флишOID в разной степени испытал динамотермальный метаморфизм мусковитовой фации, связанный, видимо, с развитием позднепермских гранитов. Известно, что при метаморфизме, достигающем зеленосланцевой фации, контрастно проявляются первичные текстуры осадочных пород при замещении глинистых слюйков, плохо различимых визу ально, новообразованной минеральными ассоциациями [15]. Вероятно, замещение способствуют и эффекты межслоевого скольжения при формировании складок. В нашем случае наблюдается слюдизация, окварцевание таких слюйков, что определило достаточную четкость строения дополнительных складок, которые, по-видимому, формировались при вязком послойном течении масс в направлении сводов мелких антиклиналей (рис. 5). В других случаях дополнительные складки западного крыла Зарубинской антиклинали тесно сжаты и опрокинуты на восток (рис. 6), в отличие от складок восточного крыла идентичного строения, опрокинутых на запад (рис. 7). Выделяется не менее 4-х порядков складок, геометрически подобных друг другу. Для всех характерен встречно-вергентный (конвергентный) тип структурного рисунка, из которого следует, что складки формировались по механизму смятия твердого тела среди более мягких при продольном (в нашем случае субширотном) сдавливании [14, 24, 25].

Складки повсеместно сопровождаются кливажом, который близпараллелен осевым поверхностям

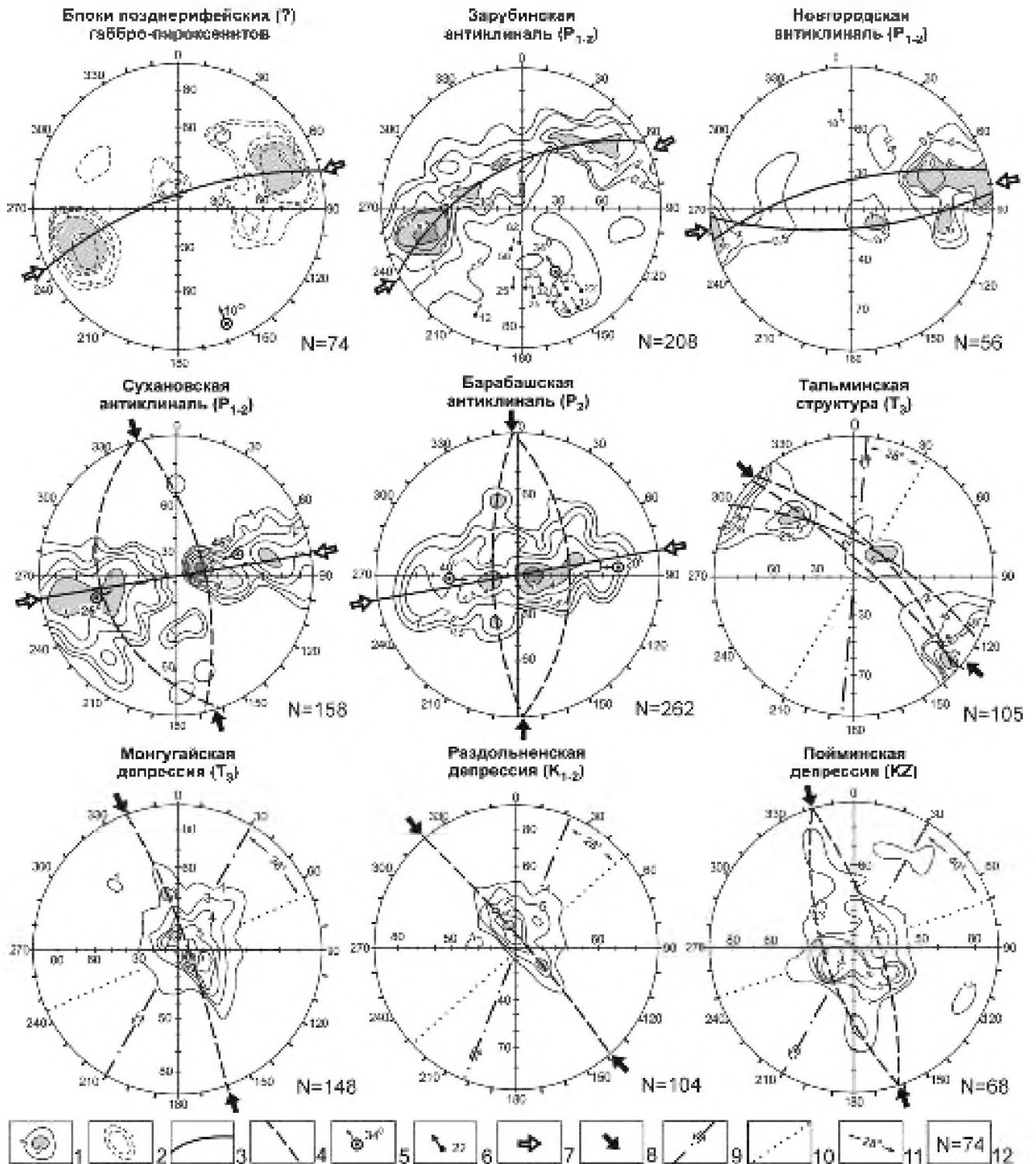


Рис. 2. Диаграммы ориентировки плоскостных и линейных структурных элементов образований разного возраста (сетка Вульфа, верхняя полусфера).

1–2 – изолинии падения слоев (1), кливажа и сланцеватости (2); 3–4 – пояса слоистости и кливажа структур, производных палеозойского субширотного сжатия (3) и слоистости структур, производных мезозойско-кайнозойского субмеридионального сжатия (4); 5–6 – выходы, направления и углы погружения осей поясов (5) и шарниров (6) складок высоких порядков; 7–8 – направления регионального палеозойского (7) и мезозойско-кайнозойского (8) сжатия; 9 – простиранния левых сдвигов, ограничивающих депрессии; 10–11 – простиранния складчатых систем депрессий (10) и величины углов между сдвигами и складками (11); 12 – количество замеров.

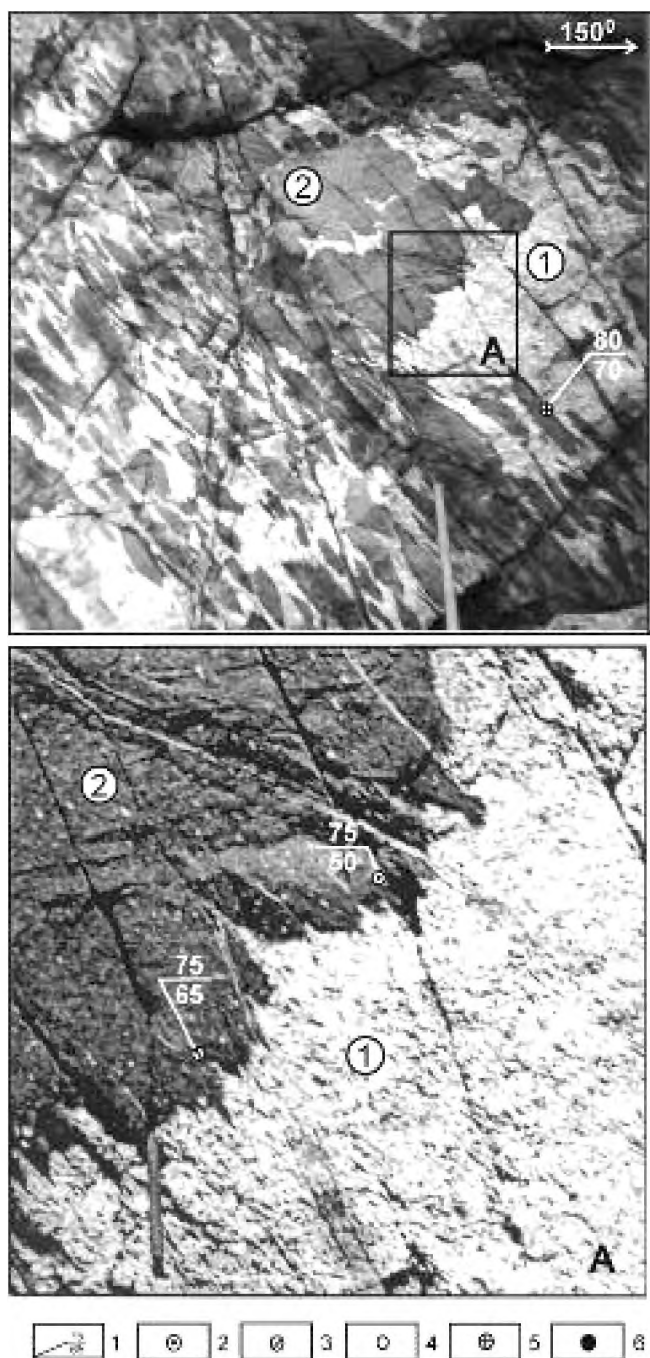


Рис. 3. Проявление гранитизации в рассланцованных позднерифейских (?) габброидах (привязку см. на рис. 4).

Цифры в кружках: 1 – биотит-роговообманковые граниты, 2 – темно-серые габбро с вкрапленниками плагиоклаза.

Здесь и на следующих фотографиях: 1 – верхний ряд цифр – азимут падения или погружения, нижний – угол падения или погружения: тектонического сместителя (2), сланцеватости и кливажа (3), слоя (4), контакта интрузивного тела или дайки (5), шарнира складки (6).

разнопорядковых складок, но несколько отклоняется от них по углам падения. Он преимущественно однополярен слоям на крыльях складок, но ориентирован, как правило, более круто. Наблюдаются переходные формы от несовершенного ромбического кливажа к близпараллельному хрупкому, затем к наиболее совершенному – кливажу сланцеватости. Кливаж Зарубинской антиклинали близпараллелен кливажу, проявленному в позднерифейских (?) габброидах (рис. 2). Следовательно, тот и другой возникли в идентичных динамических условиях субширотного сжатия.

Важной особенностью Зарубинской (как и других) антиклинали является гранитизация пород в ее сводовой части (рис. 1, 4). Вместе с тем, на восточном крыле антиклинали сформировано крупное тело гранитов, вытянутое в меридиональном направлении параллельно простираению слоев пермских стратифицированных образований (рис. 7). Здесь же широкое развитие получили межслоевые дайки преимущественно среднего состава (возможно, комагматы гранитоидов). На западном крыле кроме межслоевых даек наблюдается избирательная гранитизация осадочных пород (рис. 5). Гранитизированы, главным образом, песчанниковые составляющие флишоидных ритмов. Благодаря этому в гранитах «просвечивают» первичные структуры флишоида (рис. 6 А). Приходит мысль, что обширные поля позднепермских гранитов (рис. 1) могли развиваться в основном по существу песчанниковым образованиям.

Новгородская антиклиналь, шириной 10–15 км, прослежена в ССЗ направлении от бухты Новгородской до границы КНР на расстоянии до 35–40 км (рис. 1). Разрезы ее наблюдались на северном берегу полуострова Краббе и мысе Мраморном. Строение складки во многом сходно со строением Зарубинской антиклинали. Ядро сложено флишоидами решетниковской свиты (P_{1-2}), а крылья – позднепермскими образованиями барабашской свиты (P_2): андезитами, дацитами, риолитами и редкими прослоями базальтов и ультраосновных пород, а также окварцованными кремнисто-глинистыми сланцами с прослоями мраморизованных известняков. Породы испытали региональный метаморфизм мусковитовой фации. Кроме того, в чередующихся крупных и мелких динамозонах (шириной до 3 км), развитых на крыльях антиклинали, проявлены весьма интенсивные термодинамические преобразования зеленосланцевой, реже амфиболитовой фации. Складка в целом тесно сжатая, симметричная, с крутопадающими крыльями (рис. 2), которые осложнены многочисленными дисгармоничными, нередко имеющими формы выдавли-

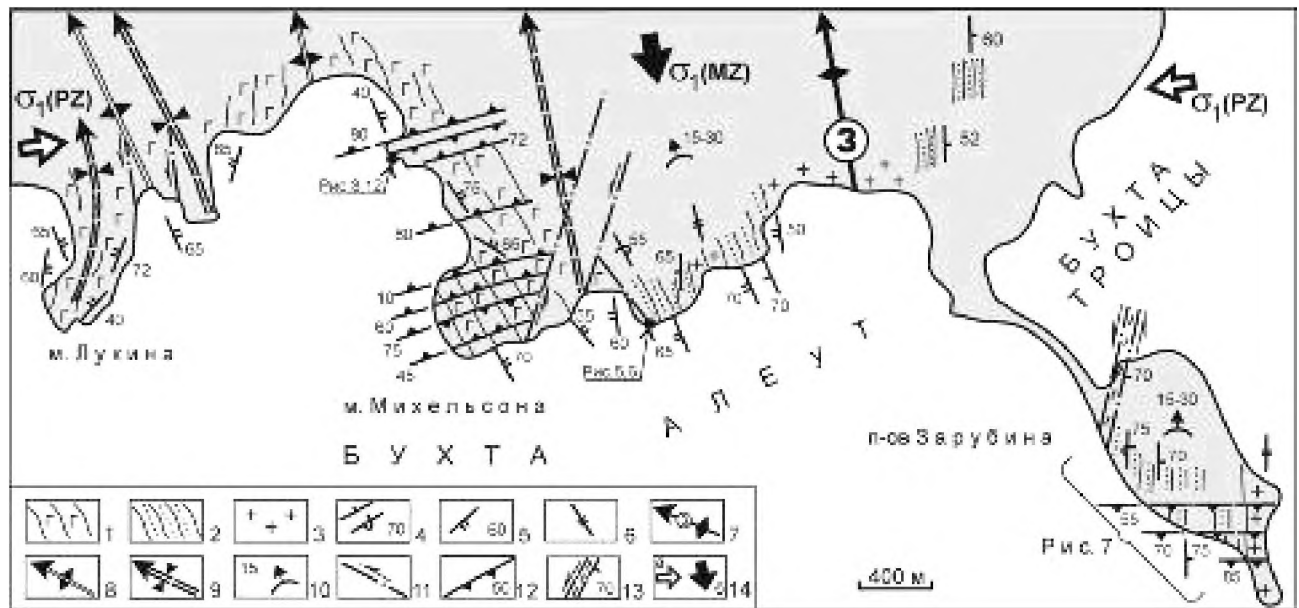


Рис. 4. Строение Зарубинской антиклинали и кливажных син- и антиформ.

1 – расслоенные, рассланцованные, кливажированные габбро-пироксениты; 2 – рассланцованный, кливажированный, смятый в складки флишопид решетниковской свиты (P_{1-2}); 3 – биотитовые граниты (P_2); 4 – ориентировка слоев флишопида, затегающих нормально и опрокинутых; 5 – ориентировка кливажа и сланцеватости; 6 – простирание крутопадающей такситовости в гранитах; 7–9 – оси складок, производных субширотного сжатия (домезозойский план деформаций): 7 – Зарубинской антиклинали, 8, 9 – кливажных антиформ (8) и синформ (9) и направление погружения их осей; 10 – направление и углы погружения шарниров мелких складок; 11–13 – разрывные нарушения, производные мезозойского субмеридионального сжатия: 11 – сдвиги, 12 – надвиги, 13 – зона Зарубинского разлома (сдвига); 14 – направление главного вектора домезозойского (а) и мезозойского (б) сжатия.

вания, мелкими складками с пологими близмеридиональными шарнирами. Ядро складки осложнено дополнительными симметричными складками (рис. 8).

Сухановская антиклиналь прослеживается в ССЗ направлении на расстоянии 15–20 км (при ширине 10–12 км) от района бухты Астафьева до среднего течения р. Рязановки, где ограничивается Зарубинским сдвигом (рис. 1). Складка сложена флишопидом решетниковской свиты (P_{1-2}). В отличие от Зарубинской и Новгородской антиклиналей, она менее сжата и имеет признаки асимметрии (восточное крыло более пологое по сравнению с западным) (рис. 2). Мелкие, осложняющие антиклиналь складки, развитые вблизи ее ядра, характеризуются относительно простыми формами.

Барабашская антиклиналь закартирована Б.И. Васильевым (1957 г.). В дальнейшем ее строение уточнялось А.А. Вржосеком (1965 г.) и нашими исследованиями. Ядро антиклинали, четко маркированное горизонтом известняков и известковистых песчаников (рис. 1), сложено терригенно-базальтоидной, а крылья – терригенно-риолитовой формациями барабашской свиты (P_2). В целом антиклиналь – сим-

метричная, коробчатого типа складка шириной около 10 км, протяженностью до 35 км в субмеридиональном направлении. Углы падения слоев в замковой части – 10–20°, на крыльях же – часто до 40–50° (рис. 2). Крылья антиклинали осложнены дополнительными меридиональным простирания складками более высоких порядков. На восточном крыле антиклинали некоторые дополнительные складки опрокинуты на восток как следствие развития взбросов, что позволяет предполагать горстовый механизм воздымания ядра Барабашской антиклинали в условиях субширотного сжатия.

Реликт палеозойской складчатости ССЗ простирания обнаружен на о. Русском в бухте Рында (рис. 1). Здесь, на крыле антиклинальной складки, сложенном пермскими рассланцованными вулканотерригенными породами, наблюдаются пологие (25°), не смятые в дополнительные складки сланцы и пакеты сланцев, интенсивно гофрированные в виде мелких складок, вергентных в направлении оси антиклинали (рис. 9).

Из изложенного следует: складчатые структуры, сложенные домезозойскими породами, обладают об-

щим структурным сходством. Характерны и близкие парагенезы внутренней структуры разноранговых складок, состоящие из систем ромбического и параллельного квиважа, сланцеватости, дополнительных тесножатых, вергентных складок, с пологопадающими шарнирами. Парагенезы этих элементов представляют собой закономерный рисунок деформации сплющивания (содвига) как эффекта продольного сжатия. Деформирование домезозойских образований сопровождалось их позднепермской гранитизацией.



Рис. 5. Складки высоких порядков, образованные в результате пластического течения в сланцах по алевролитам (решетниковская свита – P_{1-2}).

Цифры в кружках: 1 – тонкозернистые слои песчаников, замещенные скрытокристаллическим кварцем; 2 – алевролиты, измененные до кварц-хлорит-актинолитовых сланцев. Стрелки – направления дифференцированного смещения на крыльях складок.

цией. Следует заметить, что стиль деформаций и характер гранитизации пермских и позднепермских (?) образований не позволяет считать деформирующие усилия исходящими от внедряющейся гранитной магмы. В этом случае не наблюдались бы столь упорядоченные конвергентные формы складок разных порядков, которые могут возникать лишь при продольном латеральном сжатии, никак не связанном с усилиями внедряющихся магм. Субмеридиональная ориентировка перечисленных элементов парагенеза, как и самих складок, свидетельствует о близкширотном направлении вектора сжатия – $240-260^\circ$ (рис. 2). Вариации ориентировки сжатия для каждой из охарактеризованных складчатых структур незначительны и, по-видимому, объясняются некоторыми локальными динамическими условиями. Важно учесть, что наложенные мезозойские деформации, происходившие в условиях меридионального сжатия с развитием СВ системы левых сдвигов, могли в какой-то степени развернуть палеозойскую складчатую систему против часовой стрелки от первичного, сугубо меридионального простирания на северо-западное. Следовательно, можно утверждать, что региональный вектор сжатия в палеозое был близок широтному направлению.

СТРУКТУРЫ МЕЗОЗОЙСКОГО ЭТАПА ДЕФОРМАЦИЙ

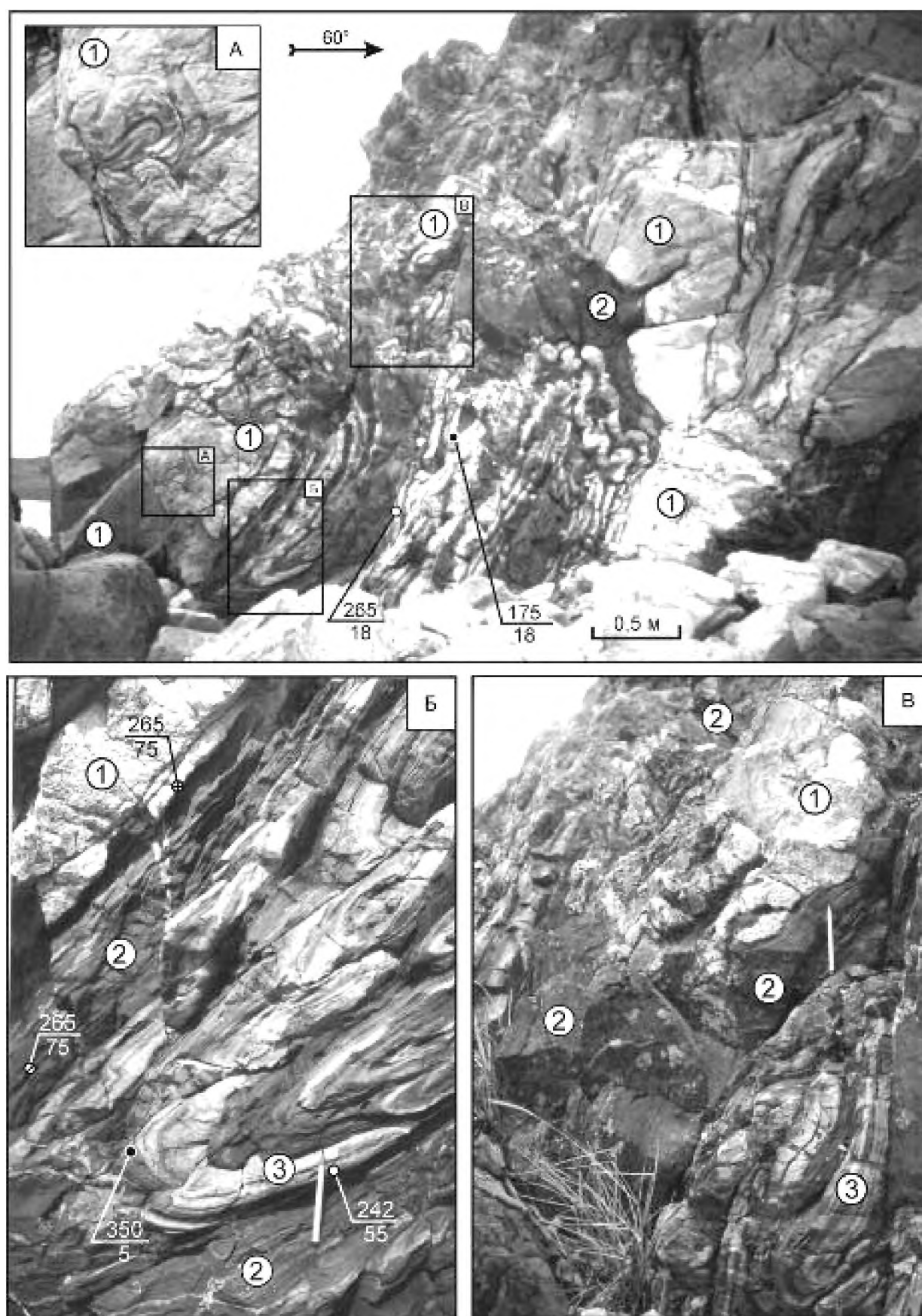
Тектонические процессы, начавшиеся, вероятно, с триаса, видоизменили протоструктуры позднепалеозойского этапа деформаций путем наложенных, новых разрывных и складчатых форм, деформационный план которых в чистом виде проявился в мезозойских образованиях.

Складчатые структуры, наложенные на палеозойские протоструктуры

Наиболее крупными из расшифрованных складчатых структур мезозойского плана деформаций являются субширотные синклиналильные прогибы, наложенные на палеозойские субмеридиональные антиклинали (рис. 1). В прогибах, осложнивших Сухановскую, Зарубинскую и Новгородскую антиклинали, выклиниваются в плане гранитоиды, локализованные в ядрах палеозойских структур (рис. 1). В наложенном на Барабашскую антиклиналь синклиналильном прогибе сохранились фрагменты триасовых отложений (рис. 1). Прогибания обусловили встречные

Рис. 6. Складки и фрагментарная гранитизация флишоида (P_{1-2}) западного крыла Зарубинской антиклинали (привязку см. на рис. 4).

Цифры в кружках: 1 – биотитовые граниты, 2 – алевролиты, 3 – переслаивание алевролитов и песчаников. Другие условные обозначения см. на рис. 3.



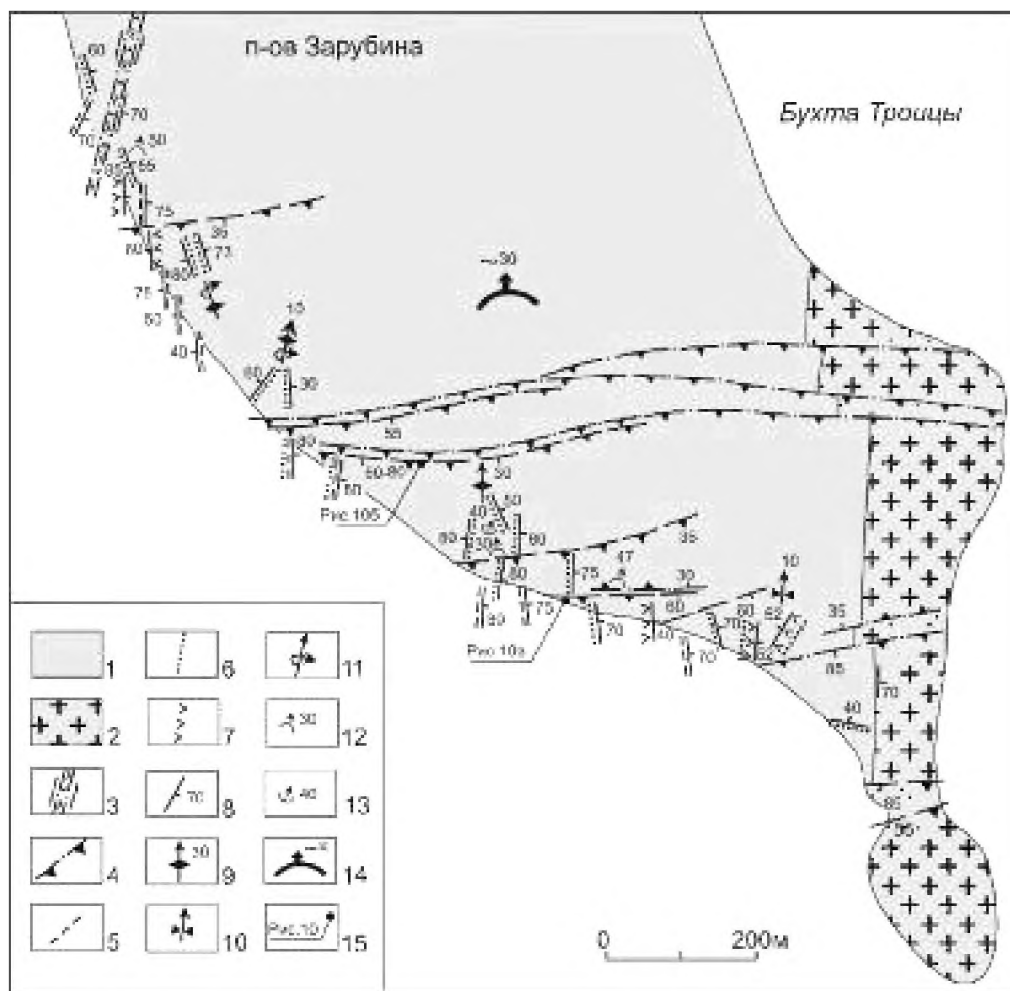


Рис. 7. Пространственные взаимоотношения складок, разрывов, кливажа, даек и тел гранитоидов восточного крыла Зарубинской антиклинали.

1 – песчаниково-алевролитовый флишoid решетниковской свиты (P_{1-2}); 2 – граниты (P_2); 3 – зона Зарубинского сдвига; 4 – надвиги и взбросы; 5–8 – элементы залегания: кливажа и сланцеватости (5), слоев (6), даек среднего состава (7), направление и угол их падения (8); 9–11 – направление и углы погружения шарниров складок 2-го порядка: антиклиналей (9), синклиналей (10), опрокинутых антиклиналей (11); 12–13 – ориентировка и углы погружения шарниров складок 3-го порядка: антиклиналей (12), синклиналей (13); 14 – обобщенное направление погружения шарниров палеозойских складчатых структур; 15 – привязка фотографий.

погружения сводов палеозойских антиклиналей, что подтверждается идентичным погружением шарниров конформных мелких складок. Погружения шарниров этих складок на ССЗ установлены на южных флангах Зарубинской (рис. 2, 4, 7) и Новгородской (рис. 2, 8) антиклиналей и отражают углы падения крыльев наложенных прогибов, составляющие в среднем $15-30^\circ$.

Важным элементом, указывающим на наличие второго (наложенного) плана деформаций, служат относительно мелкие складчатые структуры, гофрирующие крылья Барабашской антиклинали. Наложенные субширотные складки маркируются узором

горизонта известняков (рис. 1). Шарниры этих складок погружаются на СВ и ЮЗ согласно падению крыльев Барабашской антиклинали. Вторичные складки относительно пологие, ширина их составляет от первых до сотен метров, при высоте до нескольких десятков метров.

Наличие наложенной дисконформной складчатости подтверждается анализом диаграмм ориентировок массовых замеров слоистости. Не только в Барабашской, но и в Сухановской антиклиналях на фоне доминирующей субмеридиональной слоистости (субширотный пояс) достаточно отчетливо выражены субмеридиональные пояса, отражающие нало-

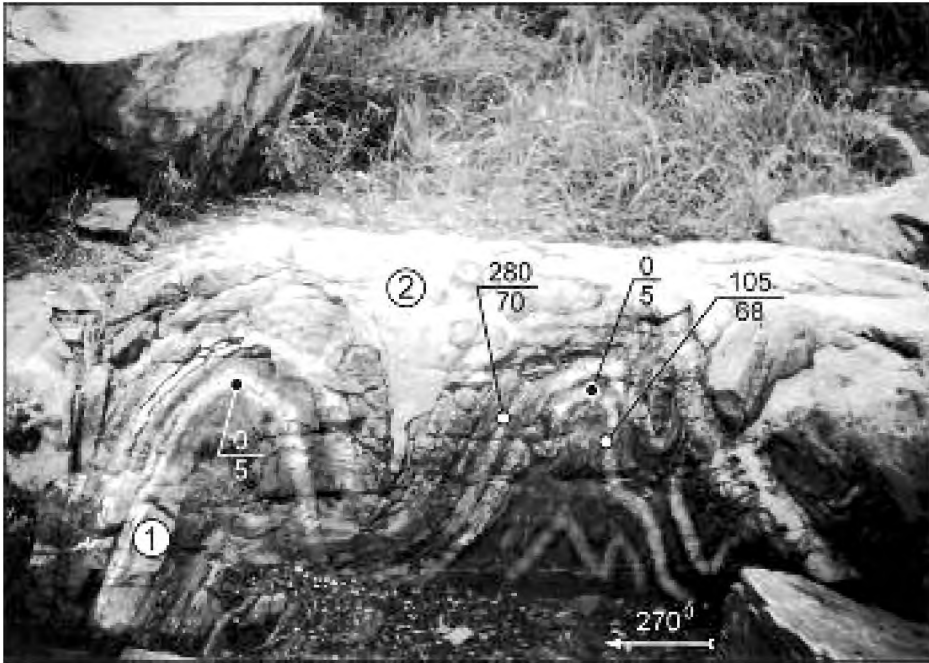


Рис. 8. Строение замка Новгородской антиклинали (северный берег п-ва Краббе, местоположение см. на рис. 1).

Цифры в кружках: 1 – слои серого мрамора; 2 – кальцитизированные известняки (другие условные обозначения см. на рис. 3).

женную субширотную складчатость, производную субмеридионального сжатия (рис. 2). И, наконец, этому направлению сжатия соответствует сопряженная система СВ левых и СЗ правых сдвигов, достоверно установленных по смещениям (амплитуды до 3 км) маркирующих горизонтов известняков Барабашской антиклинали (рис. 1) и в совокупности отражающих деформации так называемого чистого сдвига, осложнивших антиклиналь.

Система широтных взбросо-надвигов

Широтные взбросо-надвиги (рис. 1) также служат ярко выраженными индикаторами меридионального сжатия. Они проявлены преимущественно в образованиях палеозоя и рифея (?), многочисленны, но протяженность их в большинстве случаев ограничивается северо-восточными сдвигами. Широтные сместители нередко несут взбросовую и надвиговую штриховку и иногда сопровождаются конгруэнтной складчатостью волочения. Взбросы и надвиги сгруппированы в зоны мощностью от одного до первых десятков метров и прослеживаются иногда до 5 и более км. Такие зоны с плоскими и листрического типа сместителями, притертыми до зеркал скольжения, особенно ярко проявлены на восточном крыле Зарубинской антиклинали, где они поперек рассекают палеозойские складчатые структуры (рис. 7, 10). Натожение широтных надвигов на палеозойские меридиональные складчатые структуры наблюдается и в Хасанском районе, к юго-западу от исследуемой площади (рис. 11). Субширотные системы взбросов рассекают также и позднерифейские (?) кливажированные

габброиды, пронизанные вдоль кливажа телами пермских гранитоидов субмеридионального простирания (рис. 12).

Деформации мезозойских и кайнозойских образований

Складчатые и разрывные деформации этого времени проявлены в триасовых Тальминской и Монгугайской, а также в меловой Раздольненской депрессиях и ряде кайнозойских.

Тальминская структура ограничена меридиональными разломами (рис. 1). Сложена поздне триасовыми базальт-риолитовыми стратифицированными образованиями, содержащими обломки пермских гранитов. Слои андезитов и риолитов испытали коробление с образованием складок, ориентированных в направлении СВ 30–40°. Крылья их падают к СЗ и ЮВ под углами 30–85°, шарниры погружаются на СВ под углами 5–30° (рис. 2). Ширина складок – до первых десятков метров.

В Монгугайской депрессии слои угленосных верхнетриасовых отложений смяты в простые, часто брахиформные складки СВ-простираия с углами падения крыльев 10–35°, иногда до 50–60° (рис. 2). Выделяются Филипповская, Бородинская синклинали, а также Малютинская антиклиналь СВ-направлений [4].

Раздольненская депрессия на исследуемой площади (рис. 1) представляет собой юго-западный фланг крупного осадочного бассейна, выполненного в основном меловыми отложениями, которые здесь смяты в пологие брахиформные складки СВ-про-

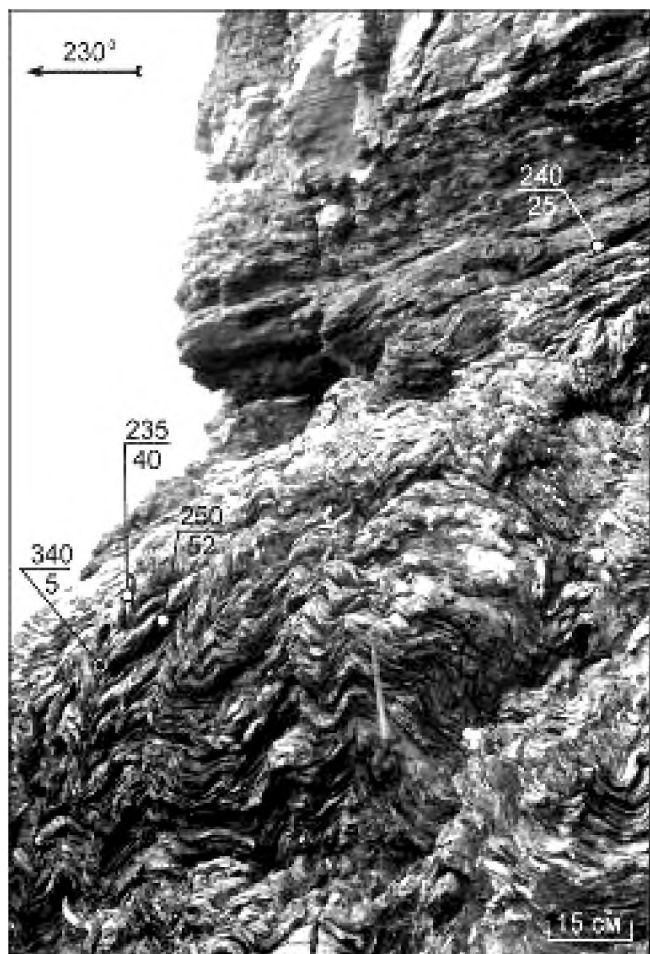


Рис. 9. Строение крыла палеозойской антиклинали.

Пологолежачие сланцы вниз по разрезу сменяются кварц-хлорит-серицитовыми сланцами, смятыми в мелкие, дисгармоничные складки. О-в Русский, восточный берег бухты Рында (местоположение см. на рис. 1; условные обозначения см. на рис. 3).

стирания, сходные по стилю и ориентировкам со складками триасовых образований Монгугайской депрессии (рис. 2). В северо-западной части (за пределами площади исследований) обширного Раздольненского бассейна наблюдается система СВ-простираания антиклинальных и синклинальных поднятий, обрамленных одноплановыми конседиментационными надвигами [3]. Идентичным планом складчатых деформаций характеризуется и переслаивание кайнозойских осадков и андезитов, например, в Пойменной депрессии. Здесь углы падения крыльев СВ складок иногда достигают 80° , а их шарниры погружаются преимущественно на ЮЗ под углом $10\text{--}30^\circ$ (рис. 2).

Итак, в мезозойских и кайнозойских образованиях проявлена система складок (в большинстве бра-

хиформных) СВ-простираания, идентичного ориентировке Сихотэ-Алинской складчатой системы Восточного Приморья. Структуры, производные широтного сжатия, в них отсутствуют. Следовательно, мезозойско-кайнозойские образования сминались в условиях ССЗ сжатия синхронно с наложенными на палеозойские протоструктуры системами субширотных прогибов, складчатости и взбросо-надвигов.

Система север-северо-восточных сдвигов

Эту систему сквозных разломов (рис. 1) даже по морфологическим признакам (прямолинейность) можно отнести к сдвигам, тем более, что она идентична по простираанию системе разломов Восточного Приморья, доминирующая левосдвиговая кинематика которых доказана [8, 17]. На исследованной площади охарактеризованные ниже сдвиги закартированы на расстояниях в десятки км как разграничения образований разного возраста и состава (рис. 1), а на отдельных участках изучены их строение и кинематические характеристики.

Уссурийский сдвиг [19], простираясь в северо-восточном направлении не менее чем на 500 км, практически непрерывно трассируется исключительно прямолинейными участками рек (с севера на юг): Уссури, Илстой, Раздольной (нижнее течение), а в пределах исследуемой площади прослеживается вдоль северо-западного берега Амурского залива (рис. 1). Выражен заметной гравитационной ступенью. Это не единичный разлом, а зона сдвигов шириной до 2–3 км. Севернее, в районе оз. Ханка (р. Илстая), Уссурийский сдвиг левосторонне смещает кембрийские образования на 50 км [19]. Он контролирует Пойменскую, Проваловскую и Раздольненскую депрессии и срезает с юго-востока Барабашскую антиклиналь (рис. 1). В районе мыса Гамова и бухты Бойсмана сдвиг выражен зонами глин трения, брекчирования и системой крутопадающих сместителей с пологой тектонической штриховкой и оперяемых соседвиговыми разрывами растяжения СЗ простираания, которые вмещают дайки разного состава.

Восточное крыло Сухановской антиклинали рассечено системой сближенных разрывов СВ простираания (рис. 13 А), которые входят в зону Уссурийского сдвига и, судя по развитию вдоль них кулисно эшелонированных разрывов растяжения и дуплексов растяжения несоосных сдвигов (рис. 13 Б, В), являются левыми сдвигами. В зоне Уссурийского сдвига триасовые отложения подвержены интенсивному кливажированию, расланцеванию, смятию в микроскладки. В зоне разлома наблюдались складчатые и разрывные соседвиговые деформации в палеоген-неогеновых осадочных и вулканогенных образованиях.

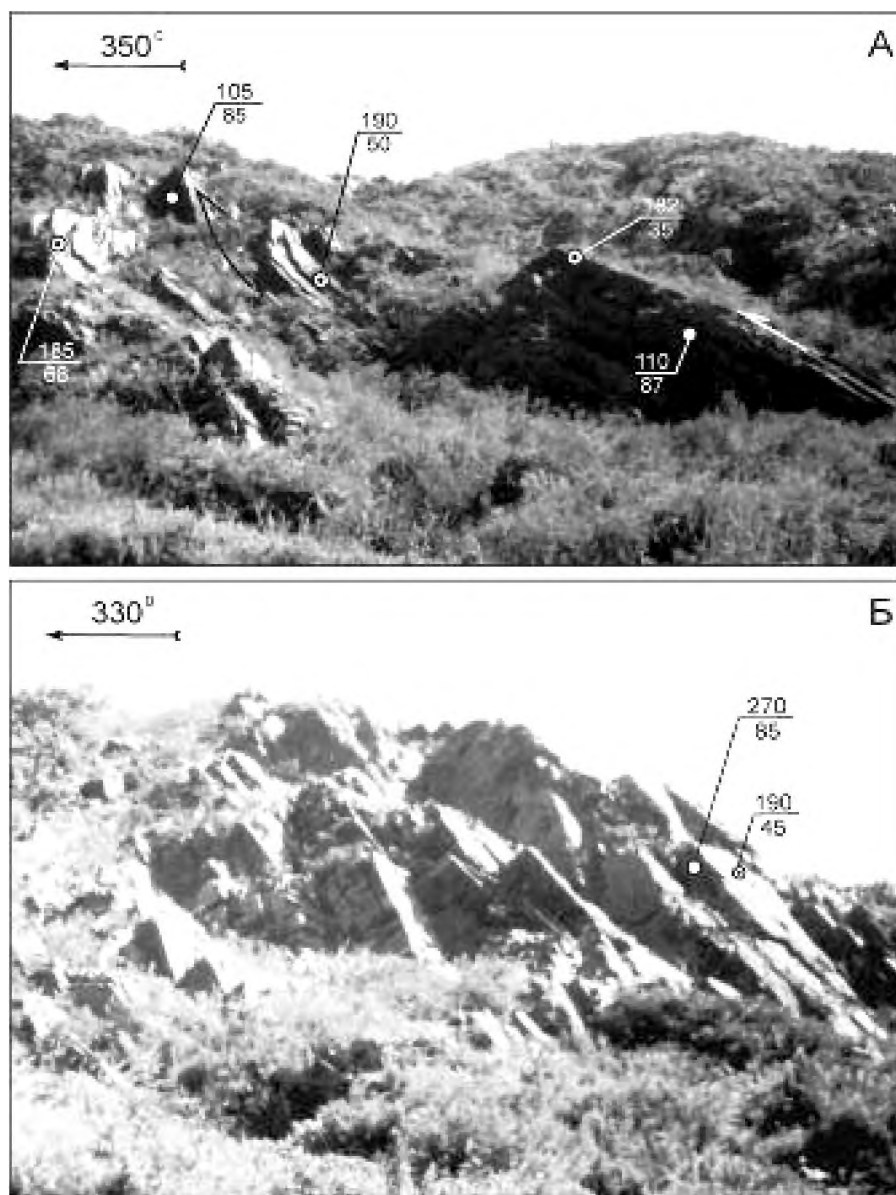


Рис. 10. Зоны субширотных взбросо-надвигов с плоскими сместителями (Б) и листрического типа (А), поперечно рассекающих восточное крыло Зарубинской антиклинали. П-ов Зарубина (привязку см. на рис. 7, условные обозначения – на рис. 3).

Кубанский, Зарубинский, Цукановский, Береговой, Шкотовский и другие, менее протяженные, чем Уссурийский, сдвиги в рельефе выражены чаще всего отрицательными формами и нередко прослеживаются вдоль генерального направления участков морского побережья на десятки км (рис. 1). Сдвиги во многих случаях ограничивают палеозойские складчатые структуры и кайнозойские депрессии по простиранию или рассекают их, левосторонне смещая на амплитуды до 0.5 км (рис. 1). Зоны их шириной до 0.5 км образованы сериями сближенных разрывов-сместителей. По отдельным сместителям

амплитуды обычно небольшие, но суммарные по всей ширине зоны сдвига могут достигать значительных величин. Тем более, что в этих зонах рассеянного сдвига или отдельно от них наблюдаются мощные (до 5 м) зоны глины трения, дробления, расщепления, формирование которых – следствие несомненно значительных и многократных сдвиговых смещений. Сдвиговая кинематика отражена в пологой тектонической штриховке, развитой на крутых сместителях, ограничивающих узкие пластины, сложенные тектоническими продуктами разной степени дробления и истирания пород. В сдвиговых зо-

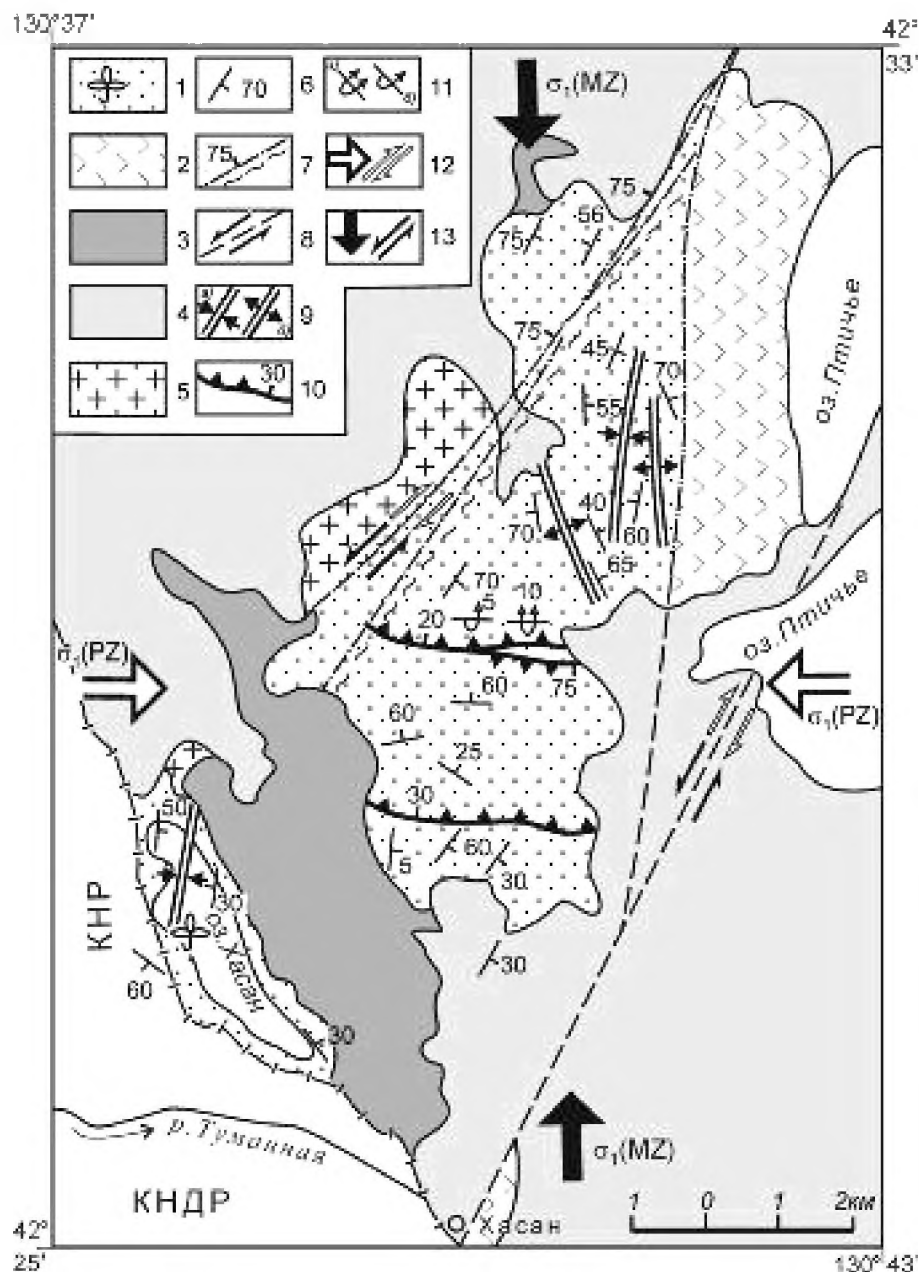


Рис. 11. Два плана дислокаций терригенных отложений (P_{1-2}) в пределах Хасанского блока.

1 – терригенные отложения с остатками флоры (P_{1-2}); 2 – риолиты, андезиты (T_3); 3–4 палеогеновые (3) и неогеновые (4) осадочные отложения; 5 – гранитоидный многофазный комплекс (P_2); 6 – ориентировка слоев; 7–8 – установленные (7) и предполагаемые (8) сдвиги; 9 – синклинали (а) и антиклинали (б); 10 – надвиги и взбросы; 11 – опрокинутые складки (а) и слои (б); 12 – правые сдвиги, производные широтного сжатия; 13 – левые сдвиги, активизированные в условиях меридионального сжатия.

нах иногда наблюдаются мелкие складки с крутопадающими шарнирами, а слои осадочных пород, по отношению к фоновому СЗ простиранию, флексурно развернуты против часовой стрелки, что указывает на левосдвиговую кинематику. Левосторонние смещения по отдельным сдвигам (до 3 км) фиксируются по разобщениям контактов и маркирующих горизонтов свит пермского возраста (рис. 1).

Западно-Приморский разлом, протяженностью более 200 км, ориентирован в меридиональном направлении и, согласно результатам геокартирования, выполняет роль границы различных структурно-формационных зон (СФЗ) [11]. Южный отрезок раз-

лома (рис. 1) разделяет Пограничную и Барабашскую СФЗ, сложенные терригенными (P_{1-2}) и существенно вулканическими (P_2) образованиями, в пределах которых получили развитие, соответственно, гамовский и малоглубинный седанкинский комплексы позднепермских гранитоидов. Северный – трактуется как восточное ограничение раннесилурийского внутриконтинентального рифта, а на территории КНР разграничивает Гродековскую СФЗ и Кантэйский массив [11]. Заложен разлом не позднее ранней перми. С ним связаны узкие, протяженные вдоль разлома депрессии, выполненные терригенными отложениями и продуктами ранне- и позднепермского

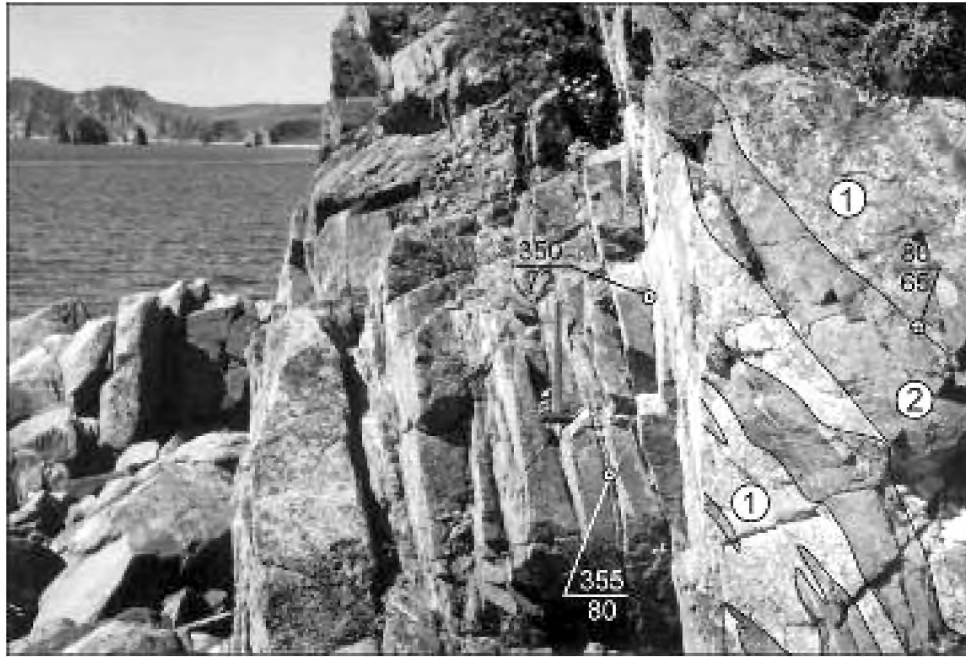


Рис. 12. Зона широтных взбросов, рассекающих рассланцованные габброиды западного крыла кливажной синформы (привязку см. на рис. 4, условные обозначения – на рис. 3).

Цифры в кружках: 1 – биотитовые граниты; 2 – габброиды.

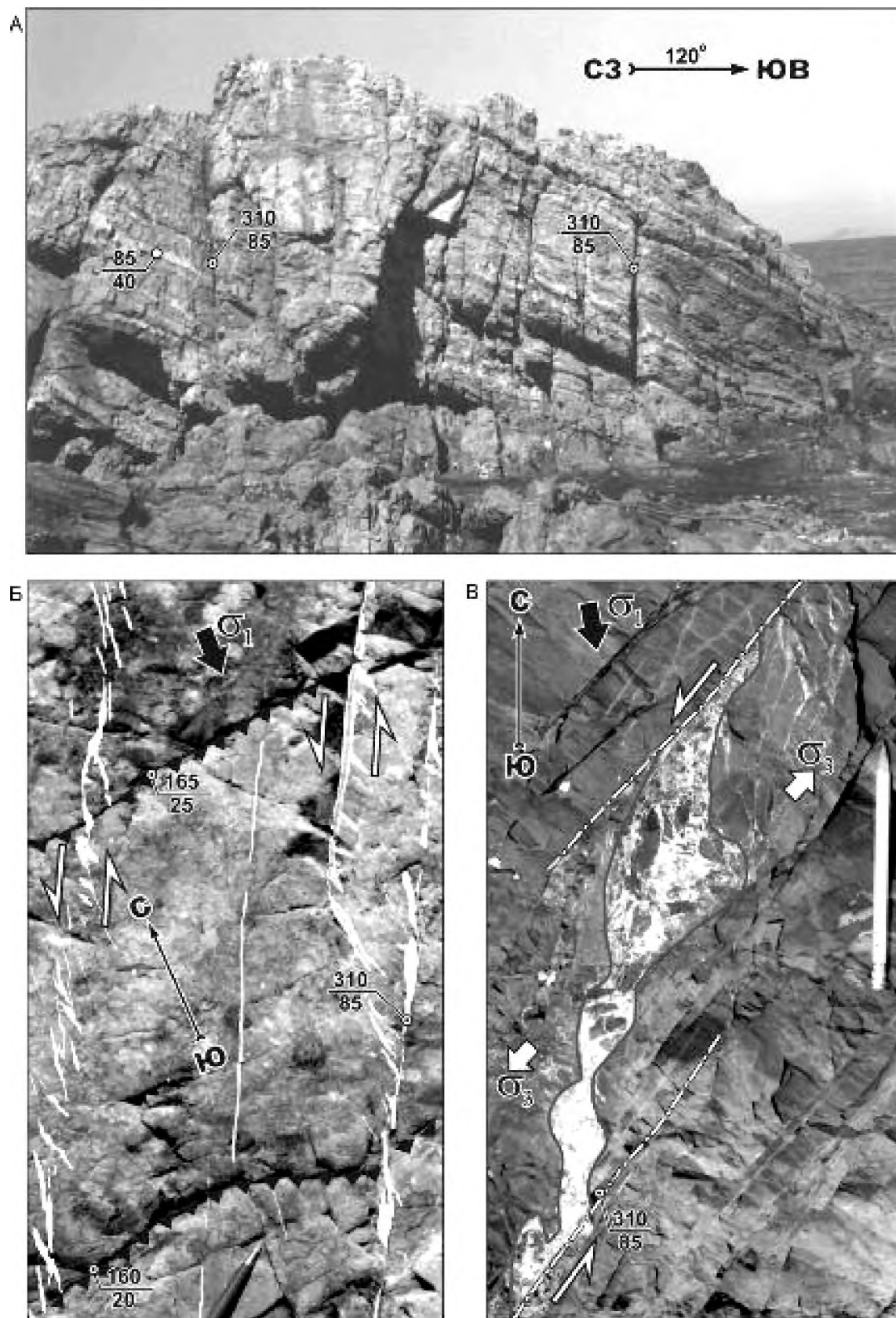
приразломного вулканизма, а также угленосно-терригенными меловыми отложениями (рис. 1). К разлому приурочены и кайнозойские Амбинская, Нарвская и Пойменная депрессии (рис. 1), а рассекая Нарвскую и Пойменскую депрессии, он левосторонне смещает их до 1 км. Зона разлома, шириной до 1 км, представлена серией сближенных сместителей, сопровождаемых интенсивным кливажированием, расланцеванием, милонитизацией. Сместители несут преимущественно левосдвиговую тектоническую штриховку и сопровождаются аксоноклинальной складчатостью. Разлом содержит и признаки многократной сдвиговой активизации с различной кинематикой (правые, левые сдвиги).

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ПЛАНОВ ДЕФОРМАЦИЙ

Как показано выше, для палеозойского и мезозойского этапов тектонического развития Юго-Западного Приморья характерен свой комплекс структурных парагенезов, анализ которых позволяет выявить геодинамические обстановки формирования планов деформаций разного возраста. Для палеозойского этапа – это субмеридионального направления структуры сжатия: разномасштабные конгруэнтные, в большинстве сжатые складки, сопровождаемые интенсивным кливажом, расланцеванием, одноплано-

выми со складками взбросо-надвижами, развитием вдоль складчатых структур протяженных зон динамотермального метаморфизма. В условиях субширотного сжатия синхронно с развитием складчато-кливажных структур происходила позднепермская гранитизация с формированием разной величины гранитных тел, контролируемых этими структурами. Устанавливается стадийность образования складчато-кливажных структур и синхронной минерализации, которая свидетельствует о пульсационном характере сжатия субширотного направления.

Развитие субмеридиональных структур сжатия только в домезозойских образованиях позволяет сделать вывод, что мезозойский этап дислокаций Юго-Западного Приморья происходил в иной геодинамической обстановке. Распространять субширотное сжатие на рифей с полной уверенностью также нельзя, т.к. конкордантность позднерифейских (?) и палеозойских структур, возможно, обусловлена палеозойскими стрессами, в результате которых прото-структуры, отражающие геодинамическую обстановку позднего рифея, могли оказаться завуалированными наложенными деформациями. К тому же, позднерифейский возраст габбро-пироксенитов непосредственно на исследуемой площади не доказан, возможно, это наиболее ранняя фаза позднепалеозойского интрузивного магматизма [2].



Касаясь проблемы существования в палеозое системы разломов СВ направления, отметим, что в условиях субширотного сжатия они могли формироваться как правые сдвиги. Это предположение вытекает из субмеридиональной ориентировки палеозойских структур сжатия, которые полностью соответствуют структурным парагенезам правых сдвигов СВ направления. В связи с изменением в мезозое геодинамической обстановки правые сдвиги могли трансформироваться в левые и поэтому предположительно рассматриваются как система разломов со знакопеременной кинематикой.

Мезозойский этап деформаций характеризуется развитием тектонических систем: левых сдвигов ССВ простираения, субширотных взбросо-надвигов, складок СВ направления. Система таких складок в мезозойско-кайнозойских осадочных образованиях ориентирована косо (под углом 28–40°) по отношению к ограничивающим и рассекающим осадочные бассейны левым сдвигам (рис. 1, 2), что указывает на сосдвиговую природу складчатости. Складчатость в палеозойских образованиях проявлена слабо и выразилась лишь в формировании поперечных к прото-структурам синклиналильных прогибов и мелких складок, дискордантно наложенных на крылья протоскладок. По-видимому, смятые в субмеридиональные складки палеозойские отложения, а тем более хрупкие пермские гранитоиды оказались не благоприятными для складкообразования в мезозойский этап тектонических дислокаций. Поэтому разрядка субмеридионального сжатия реализовалась, в основном, путем широкого развития здесь субширотных взбросо-надвигов.

Системы мезозойско-кайнозойских структур сжатия формировались синхронно с левосдвиговой активизацией разломов северо-восточного простираения. Вместе с тем, ограниченные сдвигами блоки консолидированных палеозойских образований в мезозое и кайнозое испытывали деструкцию с формированием поперечных к сдвигам раздвигов, определивших размещение осадочных бассейнов. Это относится, прежде всего, к кайнозойским депрессиям, которые не случайно контролируются сдвигами (рис. 1). Раздвиговая природа этих структур наиболее детально изучена на примере Краскинской и Нарв-

ской угленосных депрессий [19, 20], ориентированных в ЗСЗ направлении, поперек ограничивающим их сдвигам (рис. 1). В этих депрессиях, как и в других, на протяжении всего кайнозоя периодически проявлялся вулканизм в виде базальтовых лав и продуктов кислого состава, что указывает на эпизодическое синсдвиговое раздвигание консолидированного основания осадочных бассейнов. Некомпенсированные осадками сосдвиговые структуры растяжения, по-видимому, определили формирование линейного Амурского залива, ограниченного сдвигами (рис. 1). В сосдвиговое растяжение вовлечена и Муромово-Амурская горст-антиклиналь, ограниченная Береговым и Шкотовским сдвигами, что выражено в формировании поперечных к сдвигам бухт (Золотой Рог, Новик и др.) и проливов, отчленяющих от континента о-ва Русский, Попова и другие, ступенчатое погружение которых направлено на юго-запад (рис. 1). По-видимому, сосдвиговая деструкция континентальной коры продолжалась и в плейстоцене, но началась она уже в триасе и существенно активизировалась в мелу. Об этом свидетельствует унаследованное прогибание ограниченного Кубанским и Уссурийским сдвигами, обширного триасово-мелового Раздольненского бассейна, в котором триасовые отложения Монгутайской депрессии к северо-востоку наращиваются меловыми (рис. 1). Прогибание бассейна сопровождалось развитием системы поперечных к сдвигам СЗ сбросов, сместители которых круто падают на СВ, в направлении многократно активизированного сосдвигового раздвига консолидированного основания Раздольненской структуры (рис. 1). Синхронное или последовательное развитие структур сжатия и растяжения – характерная особенность сдвигового геодинамического режима.

Из приведенного анализа следует основной вывод – на границе палеозоя и мезозоя произошла резкая смена геодинамических обстановок, связанная с переменной субширотного сжатия на субмеридиональное. В результате в мезозое и кайнозое в Юго-Западном Приморье формировались закономерно соподчиненные в пространстве и времени структуры скола (сдвиги), сжатия (взбросо-надвиги и складчатость) и растяжения (сосдвиговые раздвиги), аналогичные мезозойско-кайнозойским структурным пара-

Рис. 13. Система сближенных левосторонних сместителей зоны Уссурийского сдвига, рассекающих восточное крыло Сухановской антиклинали. Западный берег бухты Бойсмана (местоположение см. на рис. 1).

Левосторонние смещения по сдвигам проявлены в плане в виде кулисных эшелонов кварцевых прожилков (Б) и дуплекса растяжения несоосных сдвигов, выполненного брекчией, сцементированной кварцем (В). Пилообразная линия – надвиги. σ_1 – направление главного сжатия и σ_3 – растяжения.

генезам левосдвиговых дислокаций Восточного Приморья [17, 19]. Существующую в Восточном Приморье конкордантность структур палеозойских и мезозойских образований, по-видимому, следует рассматривать как следствие глубокого преобразования палеозойских протоструктур наложенными мезозойскими дислокациями, связанными с развитием Сихотэ-Алинской системы левых сдвигов в условиях субмеридионального сжатия.

В Приморье в мезозое возможно кратковременно возникало и субширотное сжатие, но оно существенно не изменило левосдвиговой структурный рисунок. Поскольку Приморье является крупным фрагментом восточной окраины Азии, можно полагать, что установленная нами документально смена геодинамических режимов характерна для всей Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. В таком случае смену режимов следует рассматривать как результат изменения направлений латерального смещения Азиатского континента и (или) Тихоокеанской плиты, согласно ранее обоснованным нами представлениями [18, 21, 29].

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы статьи полевые исследования проводили в тесном сотрудничестве с геологами Приморской поисково-съёмочной экспедиции. Организация этих работ в составе съёмочных партий, как и творческие обсуждения, обеспечили успех решения поставленных проблем. Выражаем искреннюю благодарность С.В. Коваленко, Т.К. Кутуб-Заде, А.А. Сясько, В.В. Углову и многим другим геологам, оказавшим огромную помощь при проведении полевых работ. Авторы благодарны О.М. Молибог и Т.И. Карпенко, взявшими на себя труд компьютерного оформления графики.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В., Руженцев С.В. Разломы и горизонтальные движения земной коры // Тр. ГИН АН СССР, М.: Наука, 1963. Вып. 80. С. 29–43.
- Вржосек А.А., Сахно В.Г. Позднепермский гранитоидный магматизм восточной активизированной окраины Сино-Корейского пика // Проблема магматизма и метаморфизма Восточной Азии. Новосибирск: Наука, 1990. С. 126–135.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 2. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
- Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. М.: Недра, 1973. Т. 9. 692 с.
- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 553 с.
- Гончаров М.А. Различные иерархические взаимоотношения пластической и разрывной деформаций // Вест. МГУ, сер. 4. Геология. 1996. № 5. С. 27–34.
- Данилович В.Н. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными нарушениями: Метод. руководство. Иркутск: Кн. изд-во, 1961. 48 с.
- Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом (сдвиг) // Докл. АН СССР. 1961. Т. 138, № 4. С. 900–903.
- Красный Л.И., Вольский А.С., Пэн Юньбяо и др. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2500000. Объясн. зап. Санкт-Петербург-Благовещенск-Харбин. 1999. 135 с.
- Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. 211 с.
- Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края: в 3-х частях. Ч. III. Основные черты тектоники и истории развития. Препринт. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 60 с.
- Николаев П.Н. Методика тектонодинамического анализа. М.: Наука, 1992. 340 с.
- Парфенов В.Д., Парфенова С.И. К вопросу о реконструкции осей палеотектонических напряжений в горных породах // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251, № 4. С. 938–941.
- Паталаха Е.И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата: Наука, Каз. ССР, 1981. 180 с.
- Савельев А.А. Слоистость осадочных пород и ее трансформация при метаморфизме. М.: Наука, 1977. 200 с.
- Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, фил. «Гео», 2003. 244 с.
- Уткин В.П. Сдвиговые зоны Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1976. Т. 228, № 5. С. 1189–1192.
- Уткин В.П. Обратимая трансформация шарьяжно-надвиговых и сдвиговых дислокаций окраин континентов // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249, № 2. С. 425–429.
- Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 144 с.
- Уткин В.П., Седых А.К. Геодинамика формирования структур угольных месторождений (на примере Приморья) // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278, № 35. С. 1199–1204.
- Уткин В.П. Сдвиговые дислокации как геодинамический процесс, определивший структуру Тихоокеанской окраины Азии // Тихоокеанская окраина Азии. Геология / Под ред. А.Д. Щеглова. М.: Наука. 1989. С. 185–217.
- Уткин В.П., Неволин П.Л., Митрохин А.Н. Два плана деформаций восточного фланга Цзялинь-Лаолинской складчатой системы // Докл. РАН РАН. 2003. Т. 389, № 1. С. 75–79.
- Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжения земной коры и геологоструктурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 158 с.
- Эз В.В. Тектоника глубинных зон континентальной земной коры. М.: Наука, 1976. 168 с.
- Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. М.: Недра, 1981. 245 с.
- Allen C.R. Circum-Pacific faulting in the Philippines-Taiwan region // J. Geophys. Res. 1962. V. 67, N 12. P. 4795–4812.

27. Ramberg H. Strain distribution and geometry of folds // Geol. Inst. Univ. Uppsala Bull. 1963. V. 42. P. 3-20.
28. Tchalenko J.S., Ambraseys N.N. Structural analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake fractures // Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. V. 81, N 1. P. 41-60.
29. Utkin V.P. Wrench Faults of Sikhote-Alin and Accretionary and Destructive Types of Fault Dislocation in the Asia-Pacific Transition Zone // The Tancheng-Lujiang wrench fault system / Ed. by Xu Jiawei. Chichester, England: John Wiley and Sons, 1993. P. 225-237.

Рекомендована к печати Р.Г. Кулиничем

V.P. Utkin, P.L. Nevolin, A.N. Mitrokhin

Late Paleozoic and Mesozoic deformation planes, and the role of structural-dynamic factors in the processes of Late Permian intrusive magmatism in Southwestern Primorye

Two deformation planes are established within the Southwestern Primorye, and geodynamics of their formation is recognized. The first (Late Paleozoic) plane developed under near-latitudinal compression. Submeridional systems of folding, cleavage, foliation, and zones of dynamo-thermal metamorphism normal with respect to compression were formed within the Permian strata. Also Late Proterozoic (?) basite-hyperbasites were dislocated in the same plane. Processes of granitoid magmatism occurred synchronously (Late Permian) that were controlled by fold and cleavage structures. The second (Mesozoic) plane derived by submeridional compression manifested itself in the development of NE sinistral strike-slip faults and their structural parageneses: ENE-trending systems of folds and upthrow-thrusts faults, both superimposed on the Paleozoic protostructures and occurring in their pure form in Mesozoic and Cenozoic assemblages. The conclusion is made that there was a distinct change of compression from sublatitudinal to submeridional at the Paleozoic-Mesozoic boundary, and that this change of compression, evidently, reflects the corresponding changes in the direction of lateral displacement of the adjoining Asian continent and (or) the Pacific plate.

Key words: deformation plane, structural paragenesis, geodynamic regime, destruction, strike-slip faults, folds, cleavage, granitization, Primorye.