

УДК: 551.243+553.441.071(571.63)

ГРАНИТООБРАЗОВАНИЕ В КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЕ: ДИНАМИКА ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЗИЦИОНИРОВАНИЯ И СТРУКТУРИРОВАНИЯ ИНТРУЗИВОВ (НА ПРИМЕРЕ ПРИМОРЬЯ)

© 2014 П.Л. Неволин, В.П. Уткин, А.Н. Митрохин

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, 690022;
e-mail: nevpeter@yandex.ru*

В окраинно-континентальных структурах изучались динамо-тектонические факторы расположения, оформления и инфраструктуры интрузивов. Установлены три разновозрастных структурных плана, определяющих позицию интрузивов (PR₃-PZ₁, PZ₂-PZ₃, MZ-KZ). Интрузивы формировались путем гранитизации вмещающих кристаллических и осадочных пород в сводовых зонах антиформ, где породы испытали тектоническое разуплотнение. Нормальные и тангенциальные напряжения повлияли на структурирование гранитов.

Ключевые слова: гранитизация, интрузивы, инфраструктура интрузивов, динамика структурирования.

ВВЕДЕНИЕ

Тезис о тесной взаимосвязи магматизма и тектоники уже давно стал для геологии аксиомой. Действительно, мало кто сейчас будет ставить под сомнение то, что эпохи эндогенной активизации в истории Земли имеют двуединый, тектономагматический характер (Вулканические..., 1984; Тихоокеанская..., 1991; Щеглов, 1987 и др.). Поэтому, для конкретизации нашего понимания генезиса магматитов, важного корового компонента, крайне важно знать приоритетность между двумя этими процессами, поскольку характер причинно-следственных взаимоотношений между магматизмом и тектоникой, как известно (Елисеев, 1953; Кузнецов, 1964; Методика..., 1957 и др.), — суть весомый критерий для определения аллохтонной или автохтонной природы интрузивов. С позиций тектоники это находит отражение в соответствующих структурно-динамических признаках.

Для аллохтонных массивов активного внедрения эти признаки как критерии вполне очевидны и достаточно хорошо и детально разработаны. Поскольку такое внедрение само (за счет продвижения магмы) оказывает активное динамическое (структурирующее) воздействие на вмещающую среду (диапиризм, куполообра-

зование, раздувание плутонов и т. п.) (Рамберг, 1970; Chappel, Wyborn, 2004; Daly, 1903 и др.), формируя в итоге сообразные этому наложенные на субстрат структурные рисунки, отвечающие динамике поперечного сжатия (Рамберг, 1970; Ярошевский, 1981; Chappel, Wyborn, 2004 и др.). При этом структурно-текстурные особенности пород таких плутонов есть, само собой, результат саморазвития иницирующих магматических очагов (Повилайтис, 1990; Рамберг, 1970; Mayers, 1975 и др.).

Последнее справедливо и для аллохтонов пассивного внедрения, которое, однако, характерно в основном уже для обстановок продольного сжатия, когда поступающая магма заполняет те структурные ловушки, которые возникают в зонах декомпрессии, подготовляемых преимущественно синсдвиговыми и надвиговыми складчатыми дислокациями и их сочетаниями (Геодинамика..., 2006; Мишин, 2013; Уткин, 1980, 1986, 1989; Ярошевский, 1981 и др.). С точки зрения рассматриваемых нами в работе объектов важным является то, что с аналогичными динамическими условиями связывают формирование и автохтонных интрузивов, главным образом гранитоидных (Геологический..., 1973; Граменицкий, 1990; Магницкий и др., 1998; Castro, 1987 и др.). Важность эта заключается в том, что

и тем и другим интрузивам присуще структурное подобие в морфологии и позиционировании, но они должны резко различаться по структурно-петрологическим особенностям пород, их слагающих. Поскольку автохтонность подразумевает полное наследование (в отличие от аллохтонов) образующимися *in situ* массивами (в процессе той же гранитизации через трансмагматические флюиды) инфраструктуры синхронно деформирующегося вмещающего субстрата, включая его протокаркас и последующие структурные осложнения (Граменицкий, 1990; Магницкий и др., 1998; Castro, 1987 и др.). В этом-то, на наш взгляд, и кроется главная трудность отнесения гранитных массивов (особенно соскладчатых) к авто- или аллохтонам, и без структурно-динамических критериев изучения их внутреннего строения здесь не обойтись.

Так что мы солидарны с мнением о том, что названная проблема до конца может быть решена только через изучение инфраструктуры плутонов с помощью картирования (Ажгирей, 1956; Елисеев, 1953; Кузнецов, 1964; Методика..., 1957) структурных исследований. И в этом ключе очень справедливо замечание И.В. Тибилова (2005), что не следует искать необходимые ответы на этот счет только тонкими методами изучения вещества и его датирования. В настоящей статье нами предпринята попытка исследовать причинно-следственные связи между тектоническим и магматическим факторами становления коры на примере Приморья именно со структурно-динамических позиций.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Основные методы динамического анализа структурирования эндо- и экзопространства интрузивов заимствованы во многом у сдвиговой тектонической модели формирования Сихотэ-Алиня (Уткин, 1979, 1980, 1986, 1989 и др.), особенно в части парагенетического анализа. Кроме того, заметим, что эта тектоническая модель именуется и признается как «сдвиговая» по доминанте тектонических движений. На самом деле она включает весь комплекс аспектов динамического развития региона, в том числе складчатости и надвигообразования. Она позволяет корректно учитывать и рассматривать структурно-динамические критерии алло/автохтонности проявленных в регионе гранитных массивов на всех уровнях тектонической организации. Это выгодно отличает ее, скажем, от плейттектонической (террейновой) модели (Геодинамика..., 2006; Левашов и др., 1989; Ханчук и др., 1995 и др.), а уж тем более – от геосинклинальной (Геология..., 1969), тектонические аспекты которых разработаны преимущественно умозрительно, главным

образом на формационной основе.

Открытие сдвигового геодинамического режима в Сихотэ-Алине было сделано одним из авторов настоящей статьи (Уткин, 1979, 1980, 1989) вслед за всесторонней характеристикой Б.А. Ивановым (1972) Центрального разлома как левостороннего сдвига. Эта (сдвиговая) структурно-геодинамическая модель развития Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода (включающая в себя также и Сихотэ-Алинь) построена, в отличие от всех других, на базе большого фактического материала по движениям блоков и парагенетических законов динамической тектоники. На этой основе проанализированы структуры большинства выявленных в Сихотэ-Алине (и не только) месторождений и рудных районов. На мезоуровне организации геологического пространства был установлен иерархически выстроенный сдвигово-раздвиговый парагенез – ключевой в системе регионального контроля большинства рудных и магматических объектов, и определены элементы и факторы соскладчатого контроля криптобатолитов. Эти и другие представления легли в основу предложенной В.П. Уткиным ротационной модели развития Востока Азии (Уткин, 1979, 1980, 1989 и др.). Суть ее в том, что природа геотектонических напряжений, перемещений континентальных блоков и их фрагментов обязана быстрому ускорению и замедлению вращения Земли на фоне длительных, сравнительно плавных изменений угловой скорости, что выражалось периодически в ортогональной смене направлений регионального сжатия (Уткин, 1979; Уткин и др., 2003). Благодаря этим построениям гранитные интрузивы Приморья получили фактологически надежную и динамически обусловленную жесткую структурно-тектоническую привязку.

Базисом для наших исследований стали гранитоидные интрузивы, расположенные в Южном и Западном Приморье. Именно здесь их возрастной диапазон охватывает период от докембрия до позднего мела, а они находятся в разных тектонических обстановках. Для поиска структурно-динамических аналогий с базовыми объектами были привлечены также данные по ряду «постаккреционных» гранитных интрузивов Центрального, Восточного и Северного Приморья.

Исследования проводились, в основном, путем разнорангового парагенетического анализа (Вознесенский, 1984; Лукьянов, 1991), который является важной частью общей структурно-тектонической методики, известной по трудам школ Э. Клооса, Б. Зандера, Г.Д. Ажгирея, В.В. Белоусова, Н.А. Елисеева, М.В. Гзовского, А.В. Пейве, А.В. Лукьянова, В.П. Уткина, С.И. Шермана и других ученых. Суть его заключается в реконструкции главных полей

напряжения и доминирующих тектонических движений по структурным рисункам и парагенезам, в нашем случае, проявленных в гранитных интрузивах. Нами проведены полевые наблюдения структурных элементов, статистическая обработка массовых замеров их ориентировок с построением круговых диаграмм (Шерман, Днепровский, 1989), расшифровка строения вмещающих образований и интрузивов на картах, планах и разрезах.

Подчеркнем, что изучение и сопоставление инфраструктуры интрузивных и вмещающих образований выполнены на уровне натуральных наблюдений и анализа данных геокартирования. Иначе говоря, основное внимание мы сосредоточили на структурах макро- и мезоуровней структурной организации геологического пространства, как наиболее информативные из понятийно-оформленных (Вотах, 1979) с точки зрения изучения сложно построенных гранитообразующих систем земной коры.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПЕРИОДИЗАЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РЕГИОНА И ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ИНТРУЗИВОВ

Выявлены три главных геодинамических периода: протерозойско-раннепалеозойский, средне-позднепалеозойский, мезозойскокайнозойский, каждому из которых присуща своя ориентация регионального сжатия. В каждом из них распознается 2-3 эпизода активизации сжатия. Направления сжатия по периодам и его производные — доминирующие пространственные и кинематические типы складчатых и разрывных парагенезов — представлены на рис. 1. Смены периодов и эпизодов хорошо увязываются с ротационной моделью, поскольку отвечают периодичности ускорения/замедления вращения Земли (Уткин, 1979, 1980; Уткин и др., 2003 и др.).

Протерозойско-раннепалеозойский период (PR₃-PZ₁). Для него характерно меридиональное сжатие, продуцировавшее широтные складчатые структуры в протерозойских кристаллосланцах, габбро-гранито-гнейсах, метапелитах, мраморах и доломитах Ханкайского массива, а также в пере-крывающих раннепалеозойских осадках (рис. 2). Складки, фиксируемые слоистостью, сланцеватостью и метаморфической полосчатостью, вергентны к северу и сопровождаются обычно субсогласными надвигами. Такая вергентность фиксируется и статистически, и картографически. Действительно, на диаграмме (рис. 2) максимум к югу падающей расслоенности пород Матвеевского и Нахимовского террейнов выражен, ожидаемо, более четко, чем ее максимумы с более крутым северным падением.

В рисунке самой карты (рис. 2) это маркируется изменением длин горизонтальных проекций линий моноклиального падения расслоенности: проекции линий южного падения заметно (и закономерно) длиннее, чем северного. Подчеркнем, что в обозначенную этой асимметрией общую картину северной вергентности масс вплетаются близширотные купольные антиформы, где сосредоточены габбро-гранитные интрузивы уссурийского комплекса. Традиционно эти магмемки купола считаются здесь эффектом активного аллохтонного внедрения магмы (Белянский и др., 2006; Геодинамика..., 2006; Геология..., 1969 и др.). Однако массовые замеры ориентировок расслоенности в интрузивах (рис. 2) указывают на встречную (к оси отдельно взятого свода) вергентность мелких складчатых форм, направленную по восстанию обоих крыльев. Такая вмещающая структура могла формироваться, на наш взгляд, только за счет внешней тектоники латерального сжатия, а интрузивы автохтонно сформированы в сводовых разуплотнениях *in situ*. Если бы силовой момент образования купольных структур исходил со стороны внедряющейся магмы, то картина вергентности мелких складок была бы обратной. В таком, близширотном и нормальном к меридиональному сжатию, ключе вытянуты все мелкие интрузивы уссурийского комплекса. Полосчатость в них ориентирована так же широтно.

Из интрузивов рассматриваемого периода полнее изучен кембрийский (493 млн лет (Ханчук и др., 1995)) Тафуинский гранитный массив (рис. 1), вытянутый в ВЮВ направлении (Неволин и др., 2010). В нем проявлены два типа складок. Первый сформировался до становления интрузива во вмещающем каркасе и выражен траекториями останцов каркаса среди гранитов и развитой в них сланцеватости, а также узором теневой полосчатости. Все его элементы сохранили субширотное простираие и устойчивое падение преимущественно к северу, как в ханкайском кристаллическом фундаменте. Близок к первому и второй, более поздний псевдоскладчатый тип. Он образован в гранитах изогнутыми пологими сколами в виде встречных надвигов и маркируется гранитным и аплитовым веществом второй фазы. Сжатие, определившее позицию и архитектуру Тафуинского массива и перпендикулярное к обоим типам складок, было, понятно, меридиональным. Все что, здесь представлено нами, отражено в модели формирования Тафуинского массива (рис. 3), которую следует рассматривать как обобщающую с охватом особенностей формирования и позиционирования всех рассматриваемых в статье интрузивных массивов. На деталях этой модели мы предметно остановимся ниже.

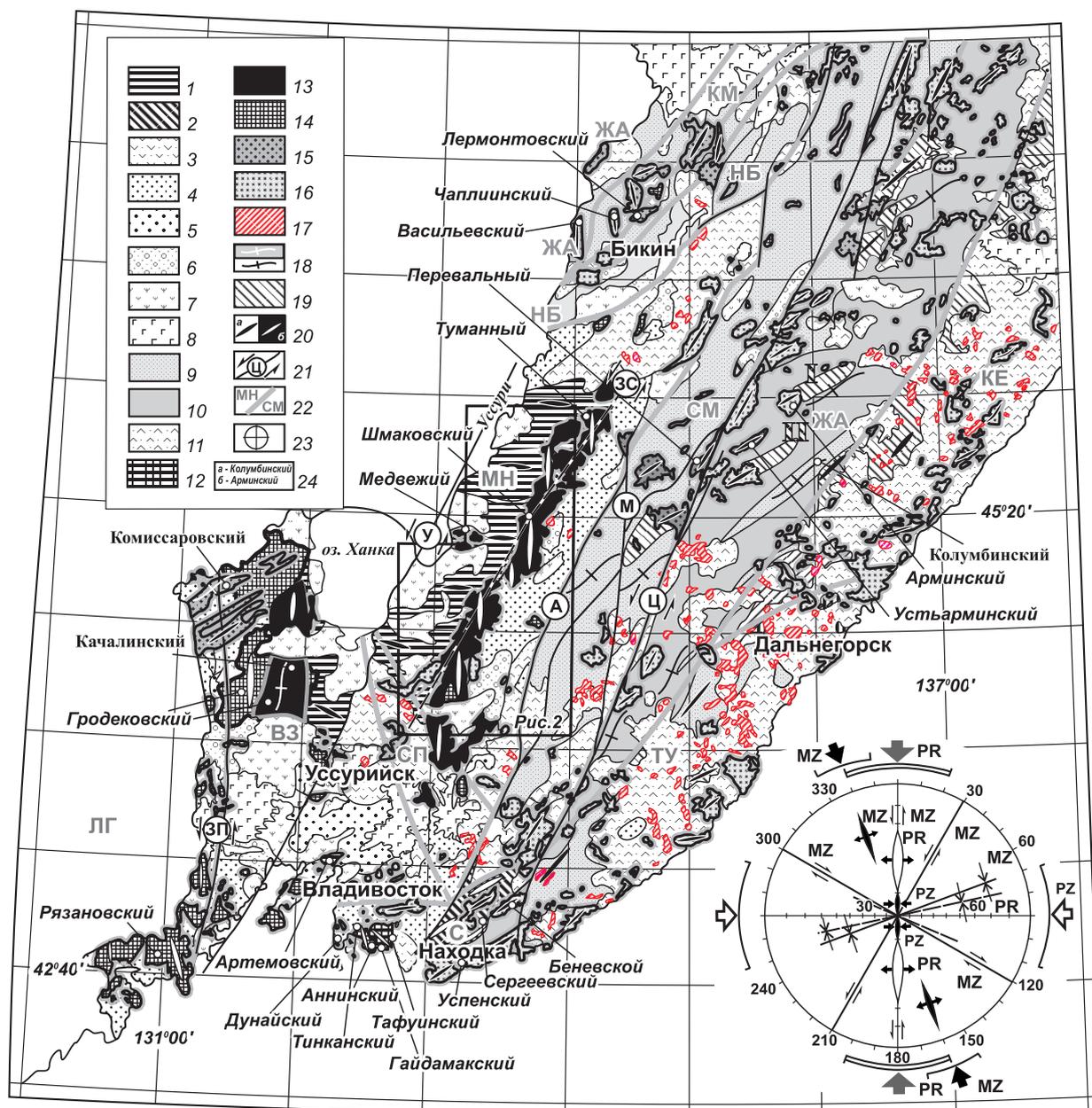


Рис. 1. Схема размещения основных структурно-вещественных комплексов Приморья по (Белянскому и др., 2006), совмещенная со схемой рельефов (Геодинамика..., 2006), с некоторыми изменениями и дополнениями: 1-17 – рифейско-фанерозойские комплексы: 1 – преимущественно протерозойский, гранито-нейсовый, и метаосадочный; 2 – позднепротерозойско-раннепалеозойский гранито-метагабброидный; 3 – ранне-средне палеозойский, преимущественно вулканогенный, 4 – ранне-позднепермские и триасовые осадочные и вулканогенные; 5-6 – субконтинентальные осадочные: 5 – триасово-юрский, 6 – ранне-позднемеловой, 7 – третичный угленосный; 8 – третично-четвертичный базальтовый; 9 – кремнистый триасовый и юрский олистстромовый; 10 – раннемеловой турбидитовый; 11 – ранне-позднемеловой вулканогенный; 12-15 – гранитные: 12 – раннепалеозойский, 13 – среднепалеозойский, 14 – пермский и позднепермский, 15 – триасово-альбский, 16 – позднемеловой, 17 – позднемеловой-палеогеновый; 18 – простирания складок; 19 – ореолы метасоматически измененных пород: роговиков, пропилитов, серицититов, в том числе над Сихотэ-Алинским (I) и Приморским (II) криптоботолитами; 20 – длинные оси интрузивов и сводовых структур в кристаллическом комплексе (на светлом (а) и темном (б) фоне); 21 – разломы, из них Центральный Сихотэ-Алинский, У – Уссурийский, ЗП – Западно-Приморский; 22 – границы террейнов, террейны: ЛГ – Лаоелин-Гродековский, ВЗ – Вознесенский, СП – Спасский, МН – Матвеевско-Нахимовский, СМ – Самаркинский, ЖА – Журавлевско-Амурский, ТУ – Таухинский, КЕ – Кемский, НБ – Нижнебикинский, КМ – Киселевско-Маиминовский; 23 – диаграмма ориентировки главного сжатия и главных структурных парагенезов в протерозойско-позднепалеозойский (PR), средне-позднепалеозойский (PZ) и мезозойско-кайнозойский (MZ) геодинамические периоды; 24 – названия упомянутых сводов (а – Колумбинский), интрузивов (б – Арминский).

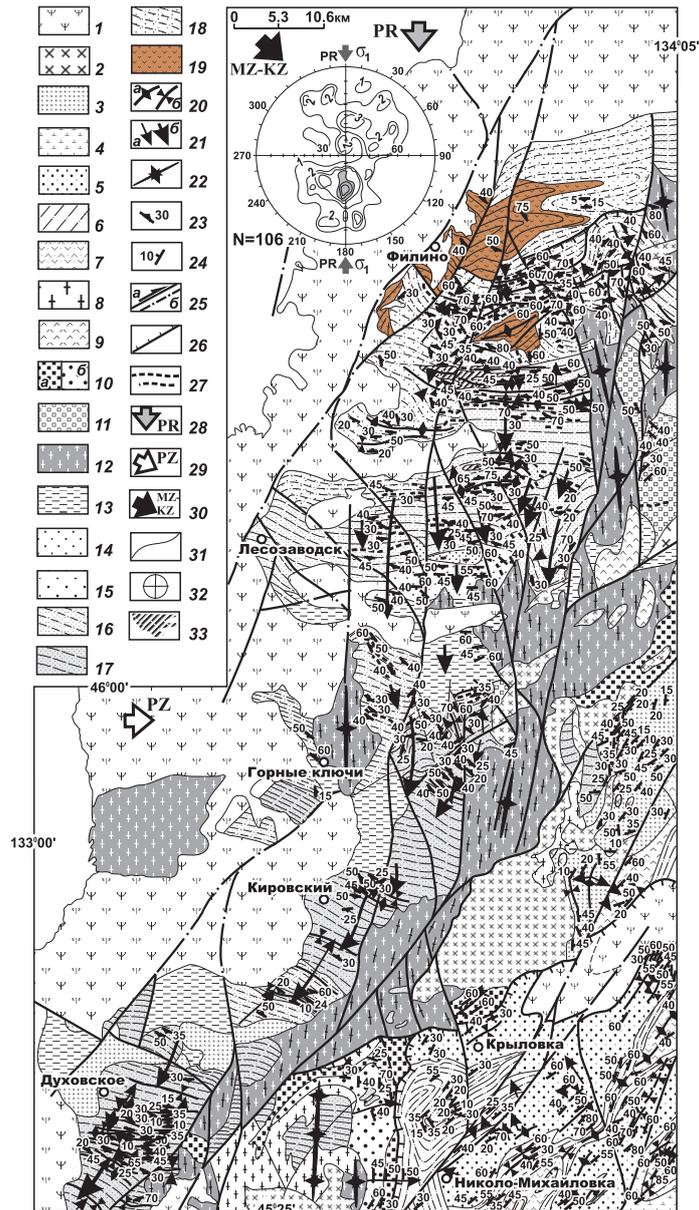


Рис. 2. Рисунок складчатости в рифейских и фанерозойских породах восточной окраины Ханкайского массива (геологическая основа по (Рыбалко и др., 2000 г.)): 1 – палеогено-неогеновые отложения, в том числе угленосные; 2 – меловые гранитоиды; 3 – раннемеловые риолиты, андезиты, песчаники, аргиллиты; 4 – юрские олигостромовые отложения (?); 5 – триасовые песчаники, алевропесчаники; 6 – позднепермские алевролиты, песчаники, известняки, конгломераты; 7 – позднепермские риолиты, андезиты и их туфы; 8 – граниты позднепалеозойские; 9 – позднепермские вулканиты; 10 – позднепермские риолиты, андезиты (а), ранне-позднепермские алевролиты, углистые алевролиты (б); 11 – девонские метапесчаники кварцевые и графитистые, кварциты; 12 – граниты среднепалеозойские; 13 – раннекембрийские отложения орловской серии: сланцы серицитовые, доломиты, туфы базальтоидов; 14 – позднепротерозойская кабаргинская свита: биотит-серицитовые сланцы, филлиты, песчаники; 15 – позднепротерозойские спасская и митрофановская свиты: сланцы мусковитовые, графитистые, мраморы; 16 – раннепротерозойская тургеневская свита; 17 – татьяновская и нахимовская свиты: кристаллические сланцы, гнейсы, плагиогнейсы; 18 – раннепротерозойская матвеевская свита: гнейсы очковые биотитовые, мраморы; 19 – раннепротерозойская ружинская свита: мраморы, плагиогнейсы; 20 – оси антиформ (а) и синформ (б); 21 – направление и интервал одностороннего падения сланцеватости и слоистости (более жирные и длинные стрелки – падения к югу); 22 – длинные оси интрузивов; 23 – ориентировка сланцеватости; 24 – ориентировка слоистости; 25 – сдвиги: установленные (а), предполагаемые (б), стрелка – направление сдвига; 26 – надвиги и взбросы; 27 – слои метаморфизованных известняков (мраморы, доломиты); 28-30 – направление сжатия: 28 – протерозойского (PR), 29 – палеозойского (PZ), 30 – мезозойско-кайнозойского (MZ-KZ); 31 – геологические контакты; 32 – диаграмма ориентировки слоистости и сланцеватости в протерозойско-раннепалеозойских образованиях; 33 – окварцованные породы.

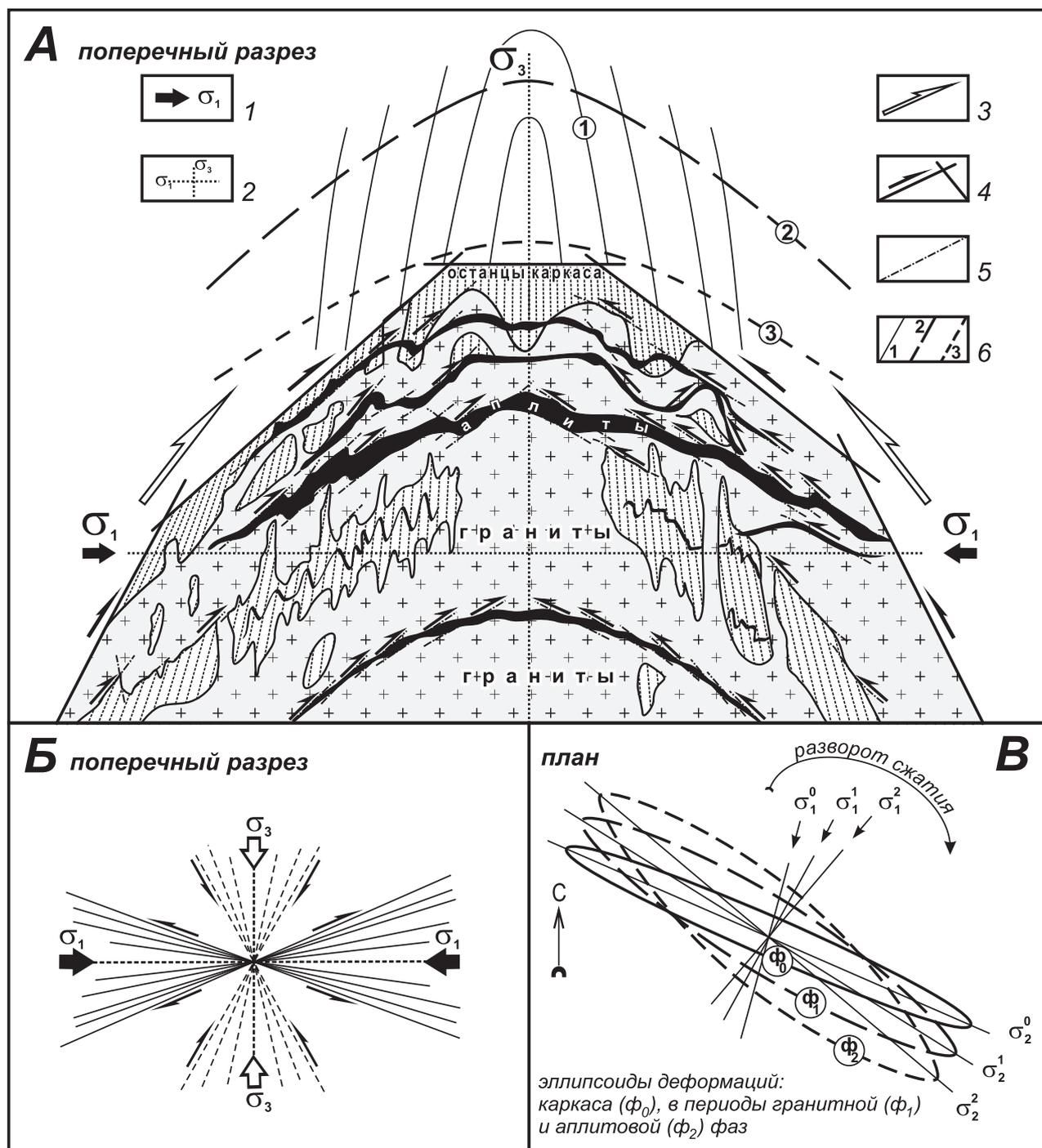


Рис. 3. Геодинамика формирования архитектуры Тафуинского гранитного массива: *А* – модель архитектуры и структурирования Тафуинского интрузива; *Б* – спектр сколов, формирующихся при продольном сжатии; *В* – планарное изменение главных осей складчатых структур в ходе становления интрузива. 1 – направление главного продольного сжатия (σ_1); 2 – оси среднего (σ_2) и минимального (σ_3) нормальных напряжений сжатия; 3 – общая направленность тангенциальных напряжений; 4 – теоретическое положение главных сколов, принявших участие в формировании интрузива, и направление перемещение по ним; 5 – сколы 2-го порядка, обусловившие гранитные и аплитовые складчатые формы сколового структурного рисунка; 6 – обобщенная среднестатистическая конфигурация форм по протолитам (1), гранитам (2), аплитам (3).

Закономерна роль меридионального сжатия и в заложении до среднего палеозоя долготных рифтообразных структур растяжения, компенсировавшихся осадочными комплексами палеозоя. В результате широтного раздвигания

фундамент обрел мозаично-блоковое строение. Это подтверждается контрастными клиновидными аномалиями силы тяжести к западу от Западно-Сихотэ-Алиньского разлома (рис. 1) (Кулинич, 1969).

В *средне-позднепалеозойский период (PZ₂-PZ₃)* установившееся субширотное сжатие инициировало замыкание путем сдвига нормальных к нему рифтогенных прогибов. При этом в вещественных комплексах девона, карбона и перми по типу смятия и коробления¹ образовались тесносжатые складки нескольких порядков в ассоциации с многочисленными надвигами и взбросами (Неволин и др., 2012). Примером тому служат меридиональные Качалинская и Вознесенская синформы, обрамляющие Качалинский свод (рис. 1), осложненные согласными мелкими складками 2-4 порядков. Смежный с ними сам Качалинский свод (рис. 1) долготно трассируется древними породами, гранитизировавшимися дважды (по U-Pb датировкам цирконов): в ордовике и перми – с образованием Гродековского батолита (рис. 1) (Неволин и др., 2012). Батолит имеет подковообразную конфигурацию на карте (рис. 1). Как и в Тафуинском массиве, в гранитах Гродековского батолита развиты теневые и сколовые складки, обозначенные темными полосами афировых минеральных агрегатов. Отсутствие пе-реориентировок первичных складок и наличие теневых структур, причем устойчиво нормальных к ЗВ продольному сжатию, свидетельствует об автохтонном становлении Гродековского батолита (рис. 1)

В долготных складчатых сводах, согласуясь с динамикой ЗВ сжатия, сидят массивы шмаковских (С₁) гранитов. Они, располагаясь в зоне влияния Западно-Сихотэ-Алиньского разлома, образуют непрерывную меридиональную полосу длиной до 250 км при ширине до 20 км (рис. 1, 2). Такую же позицию занимают габбровые и гранитоидные массивы Южного Приморья: Аннинский (рис. 1), Гайдамакский, Дунайский, Тинканский (рис. 1). Аннинский массив имеет субмеридиональные тектонические контакты с Тафуинским и Тинканским гранитными интрузивами (рис. 1). Массив сложен измененными полосчатыми амфибол-пироксеновыми габбродиоритами. U-Pb датировки по их цирконам дают возраст 526 млн лет (Ханчук и др., 1995). В 10 км восточнее Аннинского расположен сходный с ним структурно и петрологически Гайдамакский массив. Он долготно пересекает Тафуинский интрузив. Особенностью пород Аннинского и Гайдамакского массивов стало проявление в них ромбов, которые имеют форму

мелких литонов, окаймляемых кливажными сколами (Неволин и др., 2013). Хорды кливажа в них вытянуты в меридиональном направлении. Кливаж, как считается, в большей мере – атрибут пластических деформаций (Гончаров и др., 2005). Значит, он формировался тут, вероятно, в еще нехрупкой среде, поскольку углы сопряжения между кливажными сколами со стороны оси σ_1 – закономерно более 90°, что есть свойство системы сопряженных сколов, проявляющихся в условиях пластической или хрупко-пластической среды (Спенсер, 1981; Шерман, Днепровский, 1989). Сходны ориентировки между кливажными трещинами, ограничивающими ромбы-литоны, и разломами, обрамляющими Аннинский массив. Массив имеет форму половины крупного ромбического литона, и не исключено, что вторая половина массива, скрытая близлежащей акваторией (рис.1), дополняет его форму до ромба. Меридиональное положение длинной диагонали этого интрузива совпадает опять же с хордами кливажа. Первичная складчатость в протопородах Аннинского и Гайдамакского интрузива почти не фиксируется, зато хорошо проявлены вторичные – сколовые – псевдоскладки, которые выражены четко волнистыми обособлениями гранитов. Крылья псевдоскладок, как и в Тафуинском массиве, образованы пологими системами сопряженных сколов. Зоны псевдоскладчатых сколов – встречных надвигов – пронизаны светлыми розовато-серыми гранитами, контрастно визуализирующими псевдоскладки, а по облику и по составу отвечающими разностям первой фазы более молодого Тинканского массива (рис. 1) (Неволин и др., 2013). Судя по ориентировкам структурных элементов и положению Гайдамакского массива, пересекающего кембрийский Тафуинский интрузив, аннинский комплекс не может быть древнее среднего палеозоя.

Мезозойско-кайнозойский геодинамический период (MZ-KZ). Его структурный план сформировался под воздействием ССЗ сжатия, возникшего как результат ускорения вращения Земли на рубеже палеозоя и мезозоя (Неволин и др. 2003; Уткин, 1979, 1980, 2003 и др.). Для всего периода повсеместно был характерен режим складчато-надвигового коробления и левостороннего сдвигания коры (Неволин и др. 2003; Уткин, 1979, 1980, 1989 и др.). В условиях крена в сторону хрупкости реологических свойств древних метаморфических пород, гранитов, а также других вмещающих пород в крутых крыльях PZ складок, параллельных СЗ MZ-KZ сжатию, коробление выразилось в сколовым парагенезе встречных надвигов с подчиненной ролью смятия (рис. 4). Одним из природных примеров «хрупкого» коробления, наложенного на ранние структуры, служит малая антиформа линейного типа

¹Под короблением мы понимаем складкоподобный процесс наложения на консолидированный субстрат (под воздействием продольного сжатия/сокращения/укорочения коры) систем встречных сколов-надвигов и их последующего искривления в псевдоскладки с частым наследованием ими в субстрате геометрических параметров складчатости предыдущего заложения.

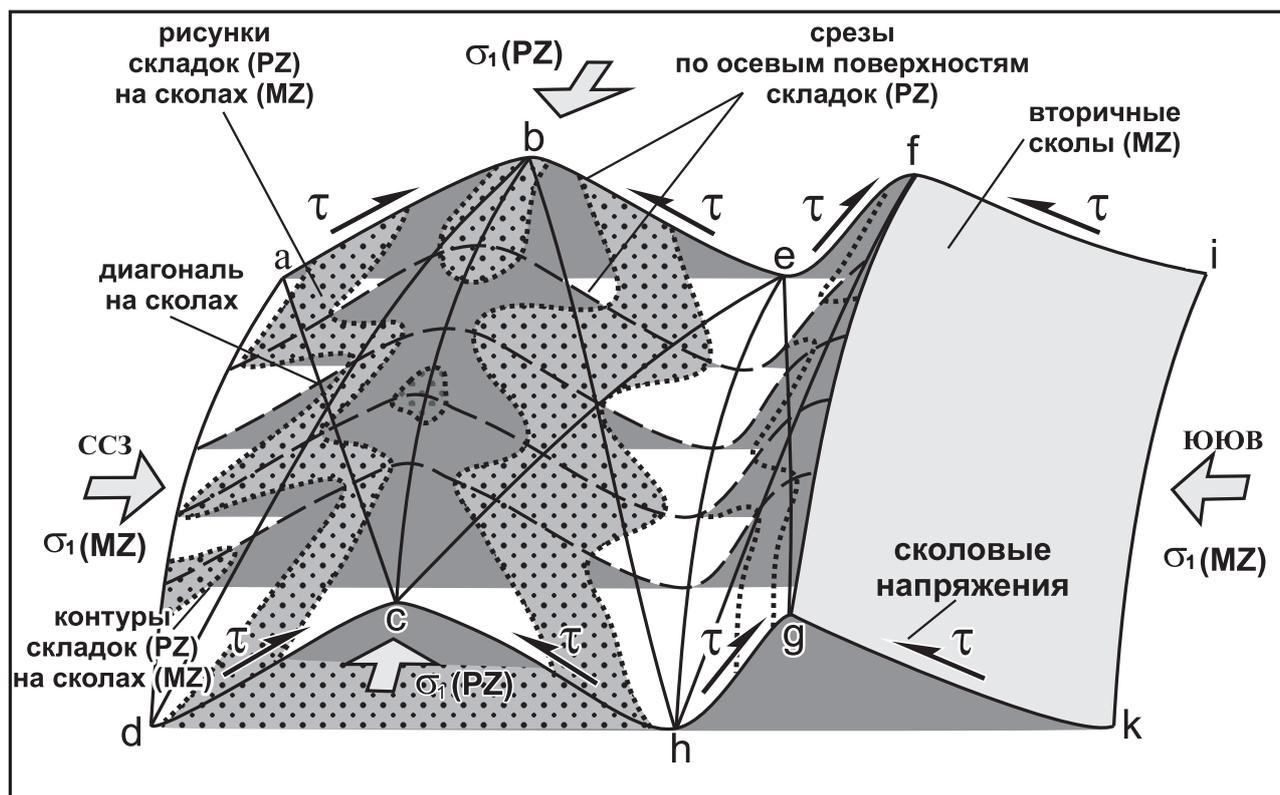


Рис. 4. Модель наложения поздних (MZ) складчатых форм на ранние (PZ) путем коробления при изменении направления сжатия и планов деформации.

dch, h_gk, abc, ef и им параллельные – срезы по осевым поверхностям тесно сжатых (PZ) складок, образованных под действием палеозойского сжатия $\sigma_1(PZ)$; abcd, cbeh, ehfg, fgki – наложенные в результате синкинематического коробления сколы (встречные надвижки и взбросы), производные сжатия $\sigma_1(MZ)$ и тангенциальных напряжений (τ) в мезозое.

Мезозойские сколы подверглись дальнейшему короблению, изгибанию, смятию подобно слоям – с образованием более молодой складчатости.

в Комиссаровском своде (рис. 1) Гродековского массива (Неволин и др., 2012). Она, оформленная сопряженными встречными надвижками в виде небольшого субширотного свода, прослеживается поперек долготных сланцеватости и гнейсоватости пермских гранитов и базитовых (?) жил, примерно так же, как это показано далее на модели рисунка 4. Отметим, что сугубо складчатые формы имеются лишь в замках PZ складок, то есть там, где залегание палеозойских слоев было пологим, а реологические свойства пород ближе к пластичным. В этом случае слои сминались в складки ВСВ направления, как и мезозойские горизонты.

Структуры, сформировавшиеся в условиях этого режима, широко представлены в стратифицированных комплексах Центральной, Восточной и Прибрежной зон Приморья (Белянский и др., 2006). На карте региона хорошо заметно, что там все пликвативные структуры, производные мезозойского сжатия, стабильно вытянуты в ВСВ направлении, и лишь в Западной и Южно-Приморской зонах четко картируются наложения этих дизъюнктивно-пликвативных ВСВ структур на более ранние – широтные

протерозойско-палеозойские и меридиональные палеозойские сооружения. Главными элементами мезозойского структурного плана здесь стали ВСВ триасово-юрские и меловые гранитоёмкие своды и прогибы с риоандезитами триаса, мелкайнозойские угленосные депрессии. В рамках периода выделились три эпизода активизации сжатия: триасово-юрский, меловой, третичный, маркируемые вполне надежными стратиграфическими реперами. Особенность проявления сдвигового режима в том, что в пределах каждого из трех динамических эпизодов расшифровываются по два пика – коробления и сдвигания.

В начале триасово-юрского эпизода преобладали деформации коробления, когда сформировались чередующиеся антиформные своды и синформные прогибы первого порядка, под крутым углом пересекая ранние меридиональные структуры и протягиваясь на ВСВ на 35-40 км при ширине 3-5 км (рис. 1). Они четко картируются, так как прогибы содержат риоандезиты триаса, а своды – граниты позднего триаса и ранней юры.

Комиссаровский антиформный свод, например, судя по линейному, почти непрерывному

распространению контролируемых им гранитов гвоздевского (J_1) комплекса, вытянут на северо-восток на 40 км при ширине 3-6 км (рис. 1). Кроме складчатых проявлений этих гранитов, зафиксированы и синсдвиговые (в виде зон ВСВ-ЗСЗ со сдвигового растяжения), которые контролируются хорошо документируемыми ССВ левыми сдвигами.

Вулканы в смежных прогибах смяты в продольные асимметричные складки шириной до первых сотен метров. Шарниры их погружаются полого ($5-10^\circ$) на ЮЗ. Коробление выражено динамически подобными процессами встречного надвигания и смятия. Сугубо складчатые формы имеются лишь в замках РЗ складок, то есть там, где залегание палеозойских слоев было пологим. В этом случае слои сминались в складки ВСВ направления, как и мезозойские горизонты. Среди же хрупких метаморфических пород, гранитов, а также в крутых крыльях РЗ складок, параллельных МЗ-КЗ сжатию, коробление выражено сколовым парагенезом встречных надвигов с подчиненной ролью смятия.

Кроме коробления, в Т-Т динамическом эпизоде отчетлив и пик левостороннего сдвигания, создавшего парагенез сдвигов, раздвигов и сбросов. ССЗ раздвиги этого парагенеза дали каналы для высвобождения продуктов триасового вулканизма. Неслучайно среди полей эффузивов в прогибах фиксируются многочисленные СЗ экстррузивные тела риолитов, дацитов и андезитов, согласные с положением со сдвиговых раздвигов. А сами экстррузивы часто обрамлены разрывами с левосдвиговой и сбросовой штриховкой. Примечательно еще, что штриховки дискретны, хотя и близки во времени с их частым неоднократным подновлением на одном и том же сместителе.

Смена коробления сдвигом свойственна и двум последующим эпизодам тектонической активизации – раннемеловому и третичному.

Для раннемелового эпизода активизации сжатия и коробления характерны те же ориентировки складок и разрывов, что и для триасово-юрского. Локализация гранитного вещества и становление меловых интрузивов, как и палеозойских, происходили также главным образом в антиформах, но только СВ направления, в том числе и в горст-антиклиналях с развитыми в их ядрах зонами относительной декомпрессии, предопределившими тектоническую позицию интрузивов (Неволин и др., 2003). ССЗ сжатие и инициированный им сдвиговый режим обусловили закономерный рисунок инфраструктуры массивов, отраженный в контурах такситовости, расслоенности, сланцеватости, даек, жил. Судя по сходству рисунков структуры массивов раннемелового (альб) и поздне мелового (маастрихт) возраста, режим левостороннего сдвигания

и субмеридионального сжатия не менялся по крайней мере до конца мезозоя.

На примере альбского Успенского массива (Неволин и др., 2003) показано, что в условиях пластичной среды такситовость и расслоенность гранитоидов организованы в псевдоскладчатые син- и антиформы, вытянутые в ВСВ направлении близпараллельно удлинению массивов. Эти структуры геометрически подобны складкам вмещающих пород, асимметричны и вергентны в ЮВ направлении. Точно такой же вергентный стиль присущ и системе встречных надвигов. Хрупкие же деформации проявились, главным образом, как собственно сдвиговые структурные парагенезы, с которыми связана локализация дайковой и жильной фаций гранитного массива.

Об этом свидетельствует и строение группы средних и мелких гранитных массивов, относящихся преимущественно к хунгарийскому комплексу (K_1), расположенных на севере Приморья в Бикинской зоне (севернее города Бикин – это массивы Васильевский, Чаплинский, Лермонтовский) (рис. 1). Они сформировались тоже путем складчатой гранитизации, когда гранитное вещество концентрируется в разуплотнениях, возникающих в антиформах. Так или иначе, эти интрузивы ориентированы согласно с ВСВ складчатостью в юрских флишеидных и олистостромовых образованиях. Например, Лермонтовский криптобатолит, вскрытый только на одноименном вольфрамовом месторождении. Кровля криптобатолита, по данным ВЭЗ, на многих участках повторяет асимметричную конфигурацию складок. Несомненно, граниты пассивно заместили вмещающие породы, не искажив их форм и ориентировок. На нескольких разрезах месторождения среди гранитов значимо повышены содержания вольфрама по линии падения пластов известковистых пород, мнимо прослеживающихся в массиве по элементам залегания в экзоконтакте. Точно так же ведут себя ранне- и поздне меловые массивы на границе Самаркинского и Журавлевского террейнов (рис. 1). Это – Перевальный, Усть-Арминский, Арминский массивы (рис. 1). К ним же относятся протяженные (до 100 км) и разобщенные левыми сдвигами раннемеловые Сихотэ-Алинский и Приморский криптобатолиты (рис. 1), охарактеризованные ранее по площадным ореолам контактовых роговиков (Уткин, 1980).

Приведенные структурно-тектонические характеристики трех динамических периодов указывают на доминанту структурирования геологической среды путем сплющивания, коробления и сдвигания в условиях латерального сжатия, изменявшего свое направление. Все интрузивы независимо от возрастной и формационной принадлежности локализовывались в зонах

разуплотнения, связанных с формированием антиформ и с сосдвиговым растяжением.

Третичный эпизод характеризуется действием того же ССЗ сжатия, что и в предыдущем эпизоде, и структурно он контрастно выразился в виде ВСВ депрессий, по большей части угленосных (Раздольненская, Павловская, Жариковская, Турийрогская, Пограничная и др.) (Неволин и др., 2012). Не исключено, что синхронные этому третичные гранитные интрузии могли развиваться в том самом же ключе, что и их аналоги из предшествующих структурных эпизодов. Но так или иначе данные на этот счет пока отсутствуют.

СТРУКТУРЫ ИНТРУЗИВОВ КАК ЭФФЕКТ ЛАТЕРАЛЬНОГО СЖАТИЯ И СТРУКТУРНО-ДИНАМИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ГРАНИТИЗАЦИИ

Позиционирование интрузивов, как было показано, определяется формой и пространственным положением вмещающих их антиформных структур. Подробнее рассмотрим мелкие первичные и вторичные складчатые формы, проявленные в строении самих интрузивов. Оба вида этих форм, повторимся, отражены в модели геодинамики формирования Тафуинского гранитного массива (рис. 3), которая принципиально охватывает особенности всех рассматриваемых массивов и представляется нам как обобщающая.

Первичная складчатость сформировалась во вмещающем каркасе до становления интрузива. Затем слои, слагавшие складки, преобразовались в гранит (гранитизировались), но зафиксировались при этом теньевыми элементами, обычно «гранитными слоями», едва различающимися между собой оттенками и иногда зернистостью (Неволин и др., 2008, 2012, 2013; Питчер, 1972). (Теньевые складки, между прочим, как показывают наши наблюдения, лучше видны на несвежих поверхностях гранитных скал по характеру выветривания). Особенно хорошо при этом выделяются пунктирно-ребристые слои, которые до преобразования состояли из тонкого, например алевролитово-песчаникового, переслаивания. Статистические данные по их ориентировкам показывают, что и складчатость вмещающего каркаса, и складки внутри массивов, наблюдаемые и реконструируемые как по конфигурации теньевых слоев, так и по траекториям включений останцов осадочных и метаморфических вмещающих пород, согласуются между собой и по своей морфологии, и по ориентации. Особенно это видно там, где обнаженность обеспечивает представительность статистического материала по угловым измерениям структурных элемен-

тов (как, например, в Тафуинском, Успенском, Рязановском и ряде других массивов) (Неволин и др., 2013). Наблюдаемые в скальных разрезах более мелкие теньевые складки часто осложняют крылья более крупных теньевых складок. При этом зеркала более мелких складок ориентированы согласно с крыльями более крупных. Сами мелкие складки вергентны по восстанию своих зеркал, что соответствует структурному рисунку экспериментальных моделей складок продольного сжатия по Г. Рамбергу (Ramberg, 1963) и по В. Ярошевскому (1981).

Отметим, что участки насыщенности гранитоидов включениями вмещающих пород не всегда оправданно считать провесами кровли интрузивов. Многое зависит от свойств породы, определяющих ее предрасположенность к гранитизации. Сначала гранитизируются песчаники, затем глинистые разности. В Рязановском и Тафуинском массивах в таких складках фрагментами после замещения сохранились уникальные образования — «гранит-алевролитовый флиш-оид». В них есть все атрибуты элементарного флишевого ритма вплоть до градационной слоистости. Гранитизирована и превращена в биотитовый лейкогранит только песчаниковая часть ритма, и очень часто видно, что это явление вовсе не отражает какое-либо «провисание» кровли. В коренном залегании наблюдается, и статистика это подтверждает, что ориентировка большинства останцов слабо измененных вмещающих пород конкордантна складчатости. Э. Клоос (Cloos, 1955) и Г.Д. Аджирей (1956), зная подобное, высказались за возможную пассивную роль саморазвития очаговых и купольных структур в интрузиях. Иными словами, получается, что гранитизация пространства и, соответственно, становление интрузивов управляются во многом тектонически. И, таким образом, с этой точки зрения вполне объяснима «проблема пространства» при становлении интрузивов. Явления гранитизации сосредоточиваются в разуплотненных участках антиформ и зонах сосдвигового растяжения. Причем во всех наблюдаемых нами интрузивах при разуплотнении и гранитизации не происходила переориентация структурных элементов гранитизируемой среды.

Вторичные складки (псевдоскладки) ориентировкой мало отличаются от первичных и присутствуют так или иначе почти в каждом из исследованных интрузивов. Эта складчатость, наследуя динамический стиль первичной, формировалась, скорее всего, синхронно с гранитизацией. Псевдоскладки образованы системами сопряженных встречных надвигов, развивавшихся, видимо, за счет возобновляемых импульсов сжатия/растяжения. Модель формирования Тафуинского массива (рис. 3) дает два

таких динамических импульса. Направление сжатия каждого последующего импульса омолаживается на 10-20° по ходу часовой стрелки, что характеризуется своим положением эллипсоида деформаций. Подновляясь последующими импульсами сжатия, сколы-надвиги ведут себя во многом как границы напластования. По элементам вторичной складчатости: крыльям складок, их шарнирам (или, что геомеханически адекватно, – по сопряжениям встречных сколов), а также линейности, кливажу, сланцеватости и гнейсоватости реконструируются положения синхронных осей σ_{1-3} . Складки эти обычно ярко маркируются продуктами 2-й, 3-й и т.д. интрузивных фаз, обычно мелкозернистыми гранитами и аплитами. Все перечисленные индикаторы указывают на продольное сжатие как на явную причину вторичных форм сколовой складчатости.

Возникновение же присущих этим вторичным псевдоскладчатым формам асимметричности и вергентности вполне объяснимо исходя из модели, выведенной нами из натуральных наблюдений (рис. 5А, 5В). Пусть анизотропия среды обусловлена первичной неоднородностью гранитизируемой среды – S_0 . (Это могут быть проявления сохранившихся теневого структур вмещающих пород (слоистость и сланцеватость), первичной расслоенности гранитов и т.п.). Допустим также, что благодаря новым импульсам σ_1 образуются две главные системы сопряженных сколов S_1 и S_2 по типу чистого сдвига. При этом S_1 и S_2 кинематически – это надвиги. И одна из этих систем оказывается развитой интенсивнее другой. Тогда угнетенные сколы превосходятся длиной, частотой проявления и, видимо, амплитудой надвигания доминантных сколов и могут еще испытывать приоткрывание и за-

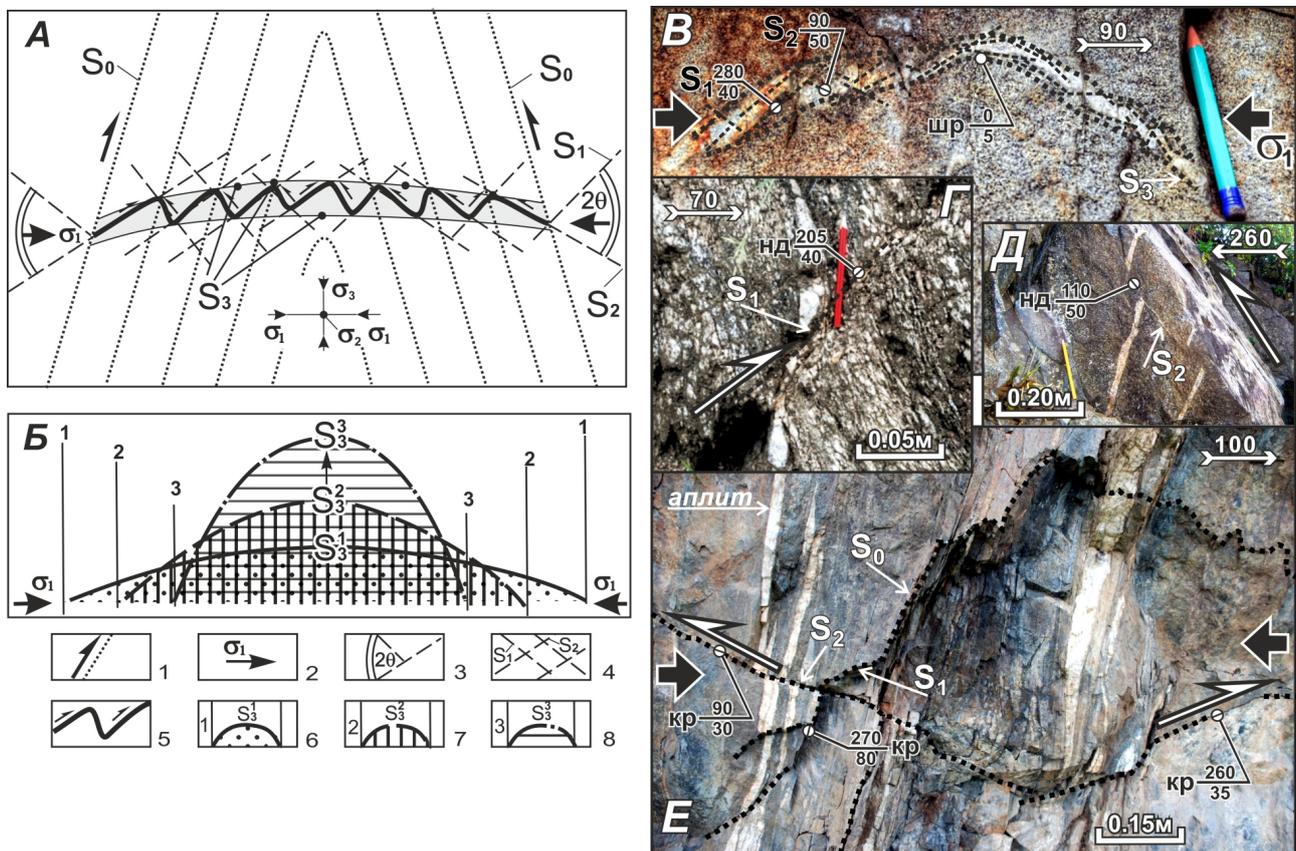


Рис. 5. Примеры оформления сопряженными сколами вторичных квазискладчатых (псевдоскладчатых) форм в интрузивных и метаморфических породах и схема их формирования. А – формирование вторичных сопряженных сколов и аплитизация их в зоне разуплотнения (Неволин, и др., 2012); Б – вероятное поэтапное искривление сколово-складчатой зоны разуплотнения; В – контроль сколами аплитов и формирование псевдоскладки, контроль сколами аплитов и формирование псевдоскладки, сколами аплитов и формирование псевдоскладки, сколами плитов и формирование псевдоскладки, Г и Д – аплитов и формирование псевдоскладки; Г и Д – примеры встречных надвигов; Е – формирование «виртуальной», ничем не выполненной сколовой квазискладчатой антиформы. 1 – траектории сланцеватости (S_0) идеализированной складки протокаркаса (стрелки – доминирующие тенденции по-слойных 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 c последовательным сводообразованием за три импульса сжатия: 6 – первый, 7 – второй, 8 – третий.

полнение магматическим материалом. Также следует ожидать образование зоны растяжения (S_3), субпараллельной максимальному сжатию в плоскости $\sigma_1\sigma_2$. В этой зоне и происходит приоткрывание готовых, вначале угловатых сколовых форм, достаточное для их аплитизации. Приоткрытые сколы превращаются в псевдоскладчатые жилы и дайки. При дальнейшем сжатии горной массы зона S_3 постепенно изгибается, занимая положение $S_3^1 \rightarrow S_3^2 \rightarrow S_3^3$. Изгиб S_3 способствует росту пористости и микротрещиноватости, благоприятных для замещения. На рис. 5В приведена конфигурация мелкой складки, чьи формы подчеркнуты аплитами. На рис. 5Г-Е – фото сопряженных надвигов, движения по которым направлены в сторону замка мелкой антиформы. Предопределенность кинематикой встречных криважных сколов (как взбросов I и II) асимметричности аплитовых складок подтверждается прямыми наблюдениями (рис. 6А, 6Б).

Учитывая сказанное ранее о характере смены геодинамических периодов в регионе, получается, что новообразованный структурный план формировался как раз через импульсное наложение встречных сколов-надвигов в связи со сменой направления главного регионального сжатия. При дальнейших импульсах сжатия сколовые элементы псевдоскладчатых форм приобретали изогнутый вид и превращались, по сути, в нормальные складки. Что, собственно, и отвечает короблению. Встречные надвиговые движения сопровождаются милонитизацией, расслоением, сланцеватостью. Образованные путем коробления мезозойские антиформы, наложенные непосредственно на палеозойские складки, контролируют юрские и меловые интрузивы. Особенности такой «анатомии» соотношения ранее образованных и более поздних складок проиллюстрированы на рис. 4. Сколы представлены встречными надвигами, спроду-

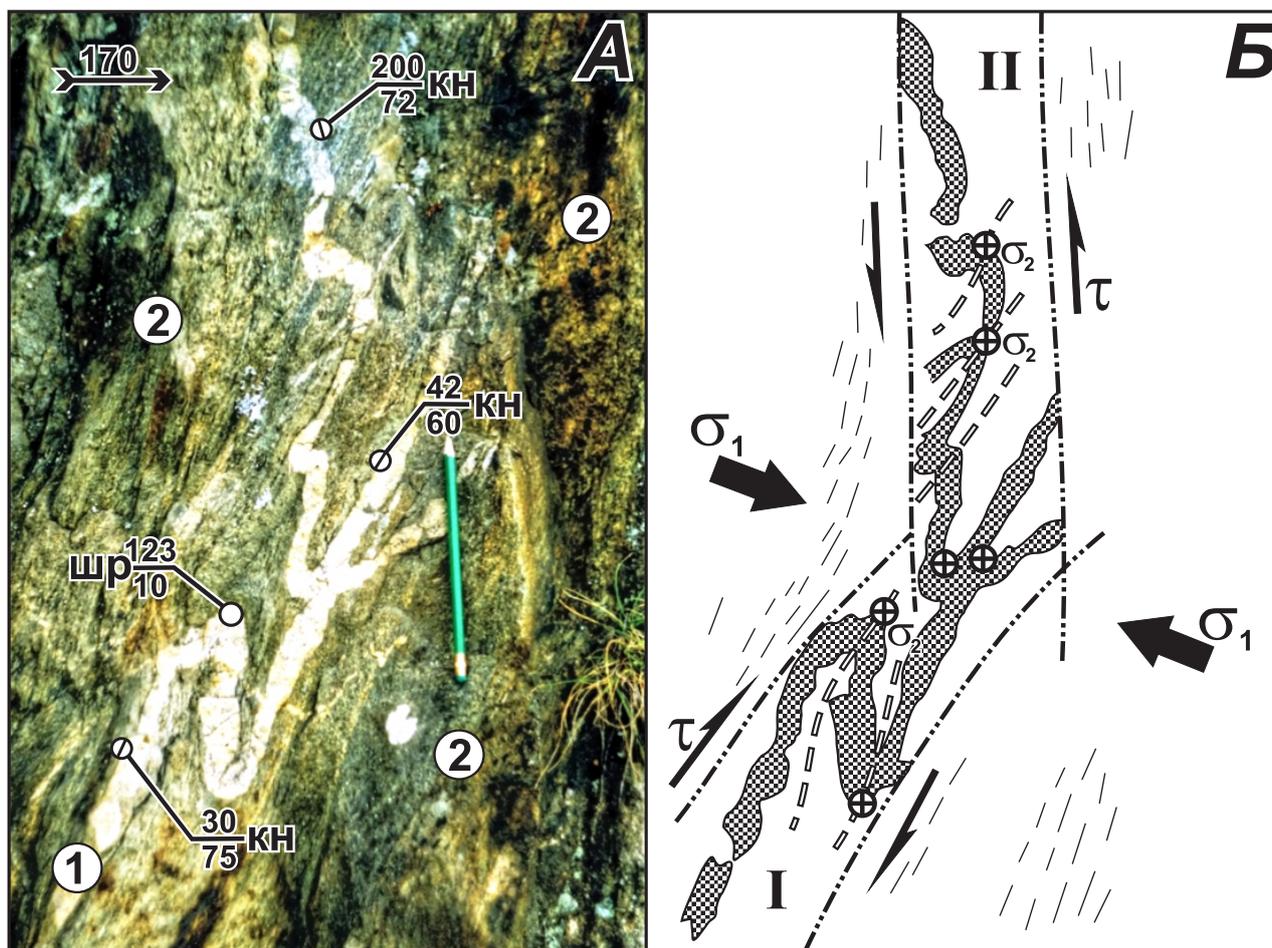


Рис. 6. Вторичные сколовые складки, обозначенные аплитами в зоне сопряженных под тупым углом встречных взбросов, активизированных касательными напряжениями τ в условиях сплющивания под действием сжатия σ_1 (останец слюдистых (преимущественно мусковит) сланцев в гранитах Тафуинского массива): А – фотография обнажения: 1 – аплит, 2 – слюдистый сланец; изображены также замеры элементов залегания (числитель – азимут, знаменатель – угол падения) контактов (кн) и шарниров складок (шр) аплитов; Б – ее структурно-динамическая интерпретация, где: σ_1 – ориентация сжатия, τ – ориентация касательных напряжений и взбросовых смещений, σ_2 – положение средних осей деформаций, совпадающих с шарнирами складок аплитов, I и II – сопряженные криважные системы взбросов.

цированными сколовыми напряжениями.

Наложение мезозойских форм на палеозойские наблюдается и картируется в Западном и Южном Приморье (Неволин и др., 2012). На рис. 1 отчетливо видна дискордантность долготных пермских структур и ВСВ триасово-юрских и меловых. При этом мезозойские своды нередко «выполнены» интрузивами, а прогибы – триасово-кайнозойскими континентальными осадочными образованиями. По всей видимости, в местах наложения мезозойского плана на протерозойский и палеозойский все молодые складки так и формировались через системы встречных надвигов.

Распределение интрузивного вещества в структурах и полях напряжений, производных латерального сжатия. Вторичные сколовые складки, как правило, контрастно выражены. И это вполне понятно, поскольку природа всегда стремится к «залечиванию сколовых ран»,

в том числе и жильными интрузивными фациями. Однако есть факты, что структуризация гранитного вещества могла происходить еще перед «залечиванием» на стадии наведения сколовых напряжений, но до момента реализации самого скалывания. Так, под микроскопом улавливаются эффекты «размытой» линейности или слоеватости в массивных, на первый взгляд, разностях гнейсогранитов в виде выстраивания и вытягивания зерен минералов (размерностью 0.1-1 см) и их микроагрегатов в полосы, субпараллельные поверхностям потенциального скалывания, видимо, как раз в зонах концентраций сколовых напряжений (рис. 7А), конкордатных уже аплитизированным сколам.

Если это так, то данный эффект является еще одним подтверждением универсальности критерия Кулона – Мора (Ярошевский, 1981), поскольку тогда он вполне может быть пригоден для описания процессов не только деформиро-

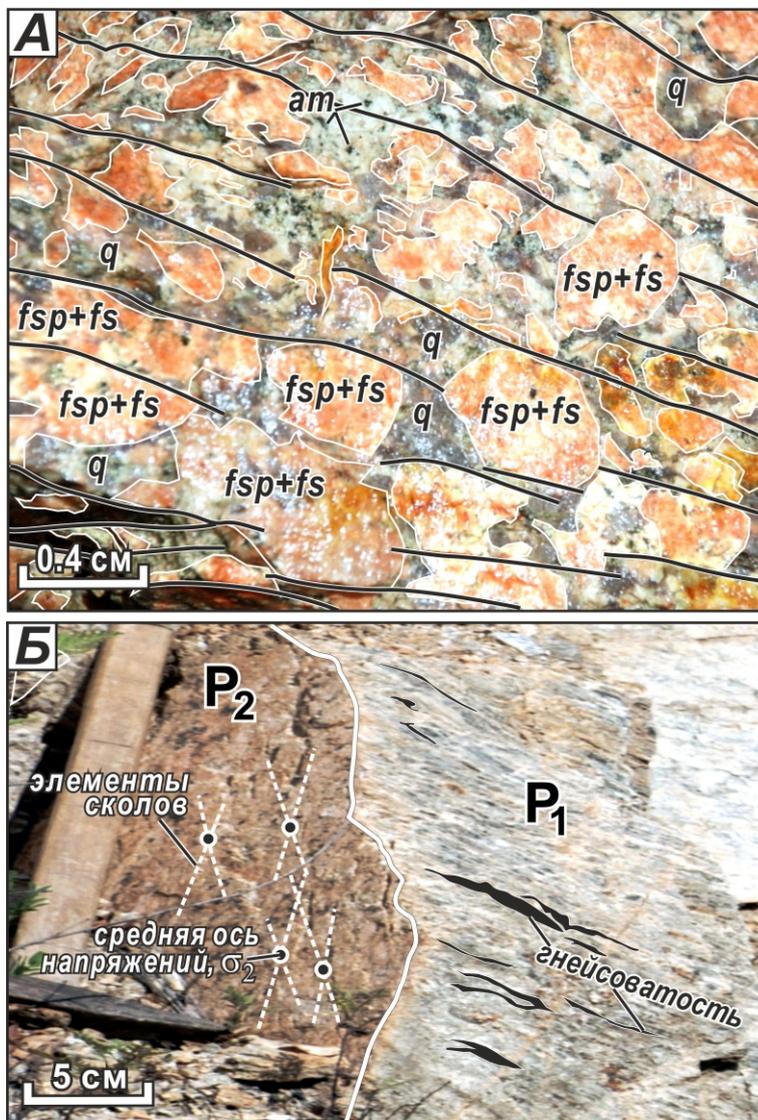


Рис. 7. Линеаризованная кристаллизация (А) и гнейсификация гранитов (Б), ориентированные согласно с положением средней оси напряжений (σ_2). P_1 и P_2 – сечения образца на рис. Б: субнормальное и субпараллельное оси σ_2 , соответственно.

вания исходной геологической среды, но и ее структуризации через перераспределение и перекристаллизацию с формированием новых минеральных парагенезов сообразно инфраструктуре синхронно действующих тектонических сил.

В этом смысле динамо-тектоническим признаком структурированности вещества в условиях наведения сжатия, а значит, и связи тектоники с вещественными преобразованиями может рассматриваться средняя ось эллипсоида напряжений/деформаций σ_2 . Эта ось в нашем случае параллельна доминанте кристаллических удлинений даже в нечетко выраженных полосах гранитоидов. Так, почти во всех палеозойских гранитоидах (Неволин и др., 2013) можно проследить несколько стадий их упорядочивания (или линеаризации) вплоть до гнейсирования. Здесь главное то, что кристаллические удлинения и гнейсоватость параллельны оси σ_2 . Притом что и саму гнейсоватость можно увидеть исключительно только в плоскостях, параллельных σ_2 (рис. 7Б). В ортогональных же плоскостях гнейсоватость морфологически теряется. Причем характерно, что доминанты положения σ_2 , определенные по ориентировке гнейсоватости, по шарнирам складчатых форм (не важно, первичных или вторичных), по линиям пересечения сопряженных сколов, совпадают. На мезоуровне именно так структурирован раннемеловой Перевальный интрузив (рис. 1, 8). В нем, в срезах нормальных к σ_2 , гранитная расслоенность образует мелкие складки (рис. 8А-Б), а в параллельных — выражена, по существу, параллельными линиями (рис. 8В). Возникает почти полная аналогия с образованием в гранитах гнейсовой текстуры (рис. 4).

Иначе говоря, возникающие напряжения осуществляют свое управление процессами структурирования не только на мезо- и макроуровне гранитизации вещества, но и буквально «в зерне» на уровне структурно-петрологического изучения гранитизируемой массы с дальнейшим выходом и на микроуровень, который в настоящей статье не рассматривается. Сказанное справедливо и для изученных нами других мезозойских гранитных массивов Приморья (Успенского, Беневского, Лермонтовского).

Так что оси σ_2 , выявляемые в том числе на мезоуровне организации геологического пространства, зачастую закономерно отражаются в облике самих интрузивов. Красноречиво подтверждает это блок-схема Л.Ч. Ноукса (Noakes, 1957²) почерпнутая нами у В. Ярошевского (1981). Последний приводит ее как иллюстрацию горстообразования и роста интрузивно-купольной структуры (рис. 9) под воздействием магмы (что

тогда отражает деформационно условия поперечного изгиба/сжатия). Но на самом деле эта схема, напротив, показывает типичный сколовый горст продольного сжатия, и вот, на наш взгляд, почему — на этой схеме нет сбросов. А при любом вертикальном воздействии — эндогенном (очаговые структуры) ли, экзогенном (астроблемы) ли — образование сбросов неизбежно. Тогда как Л.Ч. Ноуксом в плоскости А зафиксирована по сути типичная складчатость латерального сжатия, чья геометрия четко фиксирует закономерное — взбросовое — выжимание блоков. Закономерно также и то, что в срезе Б, параллельном σ_2 , нет складчатого рисунка. Следовательно, и здесь видно (рис. 9), что магма пассивно выполняла область разуплотнения, причем наверняка сообразно с первичной складчатостью. На наш взгляд, эта картина (рис. 9) хорошо иллюстрирует типичную схему динамики магмоконтролирующей тектонической структуры.

Таким образом, приведенный материал позволяет судить о приоритетности динамической тектоники и ее производных форм в позиционировании и структурировании интрузивных массивов, а следовательно, и в ходе гранитизации земной коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Структурирование рассмотренного региона и, как следствие, тектоническое позиционирование его массивов — есть результат регионального сжатия, бывшего продольным по отношению к литосферной расслоенности. Выделяются три структурных плана, последовательно наложившиеся друг на друга. Для каждого периода оказалось характерно свое направление оси латерального регионального сжатия σ_1 : соответственно в $PR_3 - PZ_{1,2}$ период господствовало широтное сжатие, в $PZ_{2,3} - MZ_1$ — меридио-нальное, а в $MZ_{1,3} - CC_3$. Периоды разделяются, в свою очередь, на эпизоды, а те — на импульсы активизации. Сжатие реализовалось через продольное сокращение коры механизмами смятия, коробления, сплющивания, сдвигания и приоткрывания. Фиксируется иерархичность их производных — от мелких складок до сводов и прогибов. Позиции и структуры интрузивов вписываются в обозначенные три плана дислокаций.

Интрузивы локализовались или в антиформах (сводах), или в сосдвиговых раздвигах, за счет разуплотнения вмещающей среды. Первые вытянуты согласно складчатости, вторые (чаще изометричные) приурочены к зонам влияния сдвигов. Позиции и формы первых, определяются ориентировкой, шагом расположения антиформ и степенью их сплюснутости, вторые, в свою очередь, направлением сдвиговых зон

²Noakes L.C. 1957: The significance of high angle reverse faults in the Canberra region // Bur. Miner. Resour. Aust. Rec. 1959/2 (unpubl.).

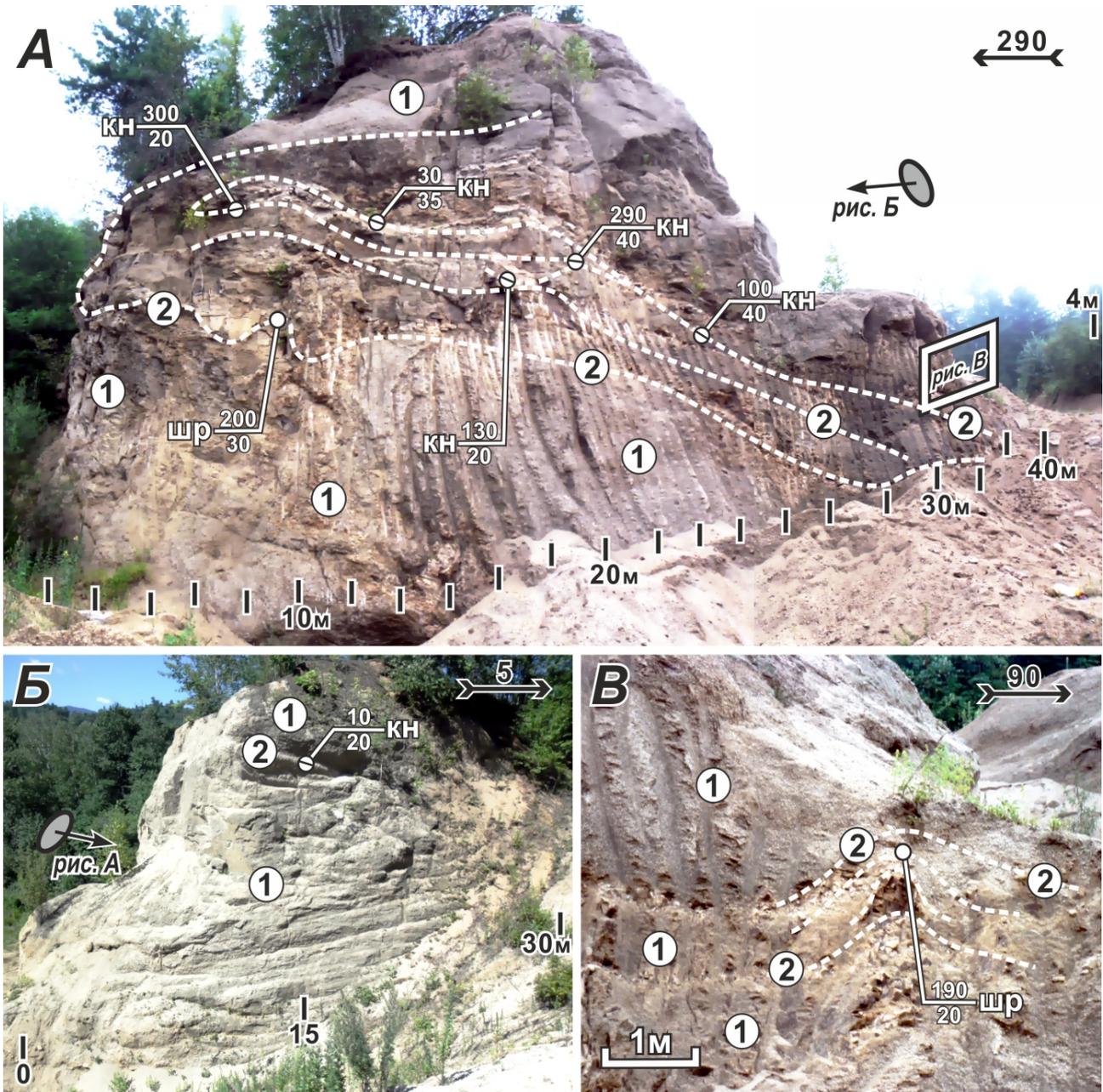


Рис. 8. Элементы расслоенности в мелко-среднезернистых биотитовых гранитах (K_1) Перевального массива в карьере в левом борту руч. Елового (бассейн р. Перевальной): *А* – срез, нормальный к средней оси деформации σ_2 ; мелкие пологие псевдоскладчатые формы в светло-серых биотитовых гранитах, маркируемые аплитовыми «слоями»; *Б* – срез, параллельный средней оси деформации σ_2 ; видна пологая расслоенность массива, совпадающая по ориентировке с аплитовыми «слоями» на рис. *А*; *В* – мелкая псевдоскладка в гранитах, выраженная тонкими аплитовыми «слоями» и удлинениями кристаллических агрегатов темноцветов. 1 – гранит; 2 – аплит; изображены также замеры элементов залегания (числитель – азимут, знаменатель – угол падения) контактов (кн) и шарниров складок (шр) пород; траектории аплитовых «слоев» (пунктир); местоположение фото относительно друг друга с соответствующей индексацией.

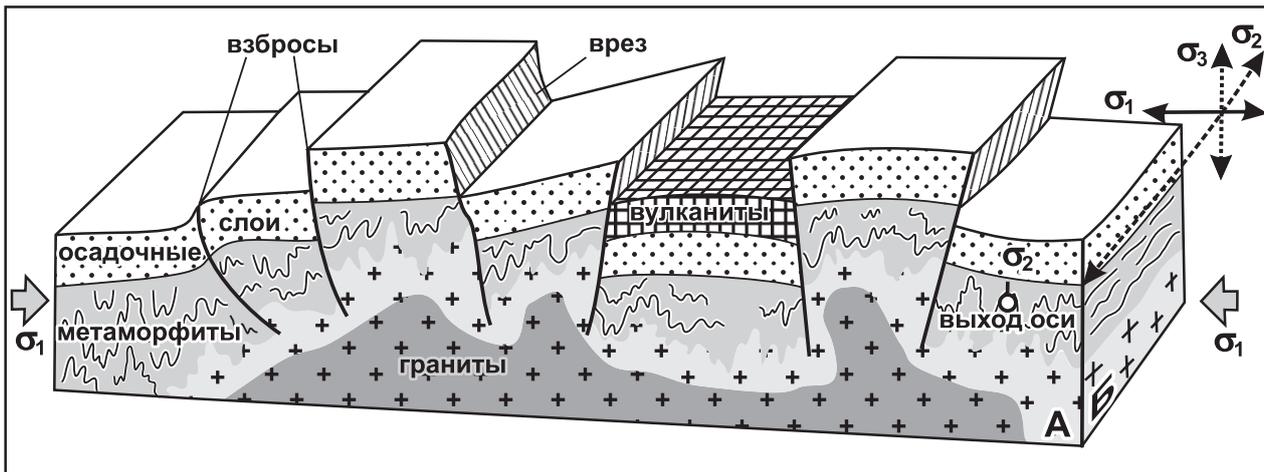


Рис. 9. Магмоконтролирующий свод при латеральном сжатии (Ярошевский, 1981) с дополнениями и пояснениями в тексте.

и шагом расположены в них сосдвиговых разрывов (Уткин, 1989). В сводах антиформ происходило чаще всего гранитообразование путем замещения разуплотненных вмещающих пород, наиболее благоприятных по составу (первичный фактор) и физическому их состоянию: пористости, трещиноватости. Сводовое разуплотнение и последующая гранитизация не нарушали структурные и текстурные рисунки исходных пород, сохранившиеся в виде теневых форм. Продуктами импульсов сжатия стали и условно вторичные складчатые формы, синхронные становлению самих интрузивов.

Соотношение первичных и вторичных форм учтено в обобщенной геодинамической модели образования становления гранитного интрузива (рис. 3), построенной на примере формирования архитектуры Тафуинского гранитного массива. Частная же модель в рамках обобщающей (рис. 5) иллюстрирует развитие вторичных складчатых форм как производных тангенциальных напряжений, наведенных импульсами сжатия. Подчеркнем наличие при становлении массивов в антиформах в рамках выделенных периодов и эпизодов одинаковости в горизонтальном положении оси σ_2 , зарегистрированном по разнородным и разномасштабным тектоническим элементам, в частности удлинением гнейсоватости. Отсюда получается, что универсальность разрушения за счет тангенциальных напряжений по теории Кулона – Мора (Ярошевский, 1981) в геологических средах управляет и структурированием новообразованного или реорганизованного вещества.

В целом полученные нами данные фиксируют практически повсеместное расположение региональных интрузивов в антиформах как производных латерального сжатия, сохранение в гранитизируемой среде рудиментов морфологии и ориентировок элементов строения вмещающих

каркасов в виде теневых форм, а также признаки прямого воздействия внешних напряжений на структурирование самих гранитов в виде вторичных складок и гнейсоватости – прямых производных тангенциальных напряжений. Все это мы рассматриваем как следствие автохтонности большинства исследованных нами интрузивов.

Безусловно, что охарактеризованные процессы не могли не сопровождаться и осложняться часто сопутствующими гранитообразованию автохтонного типа явлениями анатексиса, палингенеза и ремобилизации гранитного вещества (включая его преобразование за счет чисто тектонической энергии), а также метасоматоза, с которым связывали проявления регионального магматизма некоторые приморские геологи (Размахнин, Размахнина, 1966; Сапрыкин, 1978). Но это все требует своего дальнейшего изучения в заданном ключе с привлечением более тонких структурных и вещественных методов изучения продуктов гранитообразования.

Об автохтонном характере же регионального гранитообразования (и то в его пассивном варианте), вероятно, можно говорить, в основном, применительно к структурам сосдвигового растяжения, напрямую сообщаемым с глубинными уровнями коры и, не исключено, что и литосферы.

Список литературы

- Ажгирей Г.Д. Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1956. 493 с.
 Белянский Г.С., Рыбалко В.И., Сясько А.А. и др. Пояснительная записка к государственной геологической карте масштаба 1:1000000 площадей листов L-(52) (Пограничный), 53 (оз. Ханка); K-(52) (Владивосток), (53) (Находка). Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2006. 90 с.
 Вознесенский В.Д. Структурные парагенезисы

- // Изучение тектонических структур: Метод. пособие по геол. съемке м-ба 1: 50000. Л.: Недра, 1984. Вып. 16. С. 84-101.
- Вотах О.А.* Структурные элементы Земли. Новосибирск: Наука, 1979. 216 с.
- Вулканические пояса Востока Азии. Геология и металлогения / Под ред. А.Д. Щеглова. М.: Наука, 1984. 504 с.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России (в 2 кн.) / Под ред. А.И. Ханчука. Кн. 2. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 573-981.
- Геологический словарь / Под ред. К.Н. Паффенгольца. Т.1: А-М. 1973. М.: Недра, 1973. 488 с.
- Геология СССР. Т. XXXII: Приморский край. Ч. 1: Геологическое описание / Под ред. И.И. Берсенева. М.: Недра, 1969. 696 с.
- Гончаров М.А., Талицкий М.Г., Фролова Н.С.* Введение в тектонофизику: Учебн. пособие. М.: Книжный дом «Университет», 2005. 496 с.
- Граменицкий Е.Н.* Механизм магматического замещения (на примере контактовой зоны Сыростанского массива на Южном Урале) // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1990. № 3. С. 62-77.
- Елисеев Н.А.* Структурная петрология. Л.: Изд-во ЛГУ, 1953. 316 с.
- Иванов Б.А.* Центральный Сихотэ-Алинский разлом (сдвиг). Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1972. 115 с.
- Кузнецов Ю.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
- Кулинич Р.Г.* Особенности геологического строения Приморского края по геолого-геофизическим данным: Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Владивосток, 1969. 27 с.
- Левашев Г.Б., Рыбалко В.И., Изосов Л.А. и др.* Тектоно-магматические системы аккреционной коры Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 339 с.
- Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
- Магницкий В.А., Мухамедиев Ш.А., Хасанов Р.Х.* О возможности плавления при интенсивном складкообразовании (на примере Памира) // ДАН. 1998. Т. 363. № 5. С. 682-686.
- Методика геологического картирования метаморфических комплексов / Под ред. А.А. Полканова. М.: Госгеолиздат, 1957. 451 с.
- Мишин Л.Ф.* Условия образования гипабиссальных гранитоидных интрузивов на примере Сизинджинского массива Охотско-Чукотского вулканического пояса // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 1. С. 18-31.
- Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н. и др.* Меловые интрузивы Южного Приморья: тектоническая позиция, структуры, динамика их формирования // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 5. С. 73-86.
- Неволин П.Л., Уткин В.П., Кутуб-Заде Т.К. и др.* Геодинамика структурирования и аспекты металлогении северной части Западного Приморья // Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 278-298.
- 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.
- Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н., Кутуб-Заде Т.К.* Геологическое строение Западного Приморья: динамика структурирования // Тихоокеанская геология. 2012. Т.31. № 4. С. 17-37.
- Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н., Касаткин С.А.* Роль широтного сжатия в формировании палеозойских интрузивов Южного Приморья // Тихоокеанская геология. 2013. Т. 32. № 2. С. 44-62.
- Питчер У.* Теневая стратифицированность в интрузивных гранитах (обзор) // Механизмы интрузий магмы. М.: Мир, 1972. С. 103-120.
- Повилайтис М.М.* Ритмично-расслоенные гранитные интрузии и оруденение. М.: Наука, 1990. 239 с.
- Размахнин Ю.Н., Размахнина Э.М.* О роговиковых полях Сихотэ-Алиня и их структурно-металлогеническом значении // Минерагенические фации гранитоидов и их рудоносность. М.: Наука, 1966. С. 242-252.
- Рамберг Х.* Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М.: Мир, 1970. 240 с.
- Сапрыкин Е.П.* Взаимосвязь плутонических пород с региональными метасоматитами и ее петрологическое значение // Геохимия вулканических зон Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 32-42.
- Спенсер Э.У.* Введение в структурную геологию. Л.: Недра, 1981. 367 с.
- Тиболов И.В.* Особенности геологического развития Севера Чукотки с позиции термодинамической парадигмы. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. 304 с.
- Уткин В.П.* Обратимая трансформация шарьяжно-надвиговых и сдвиговых дислокаций // ДАН. 1979. Т. 249. № 2. С. 425-429.
- Уткин В.П.* Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980. 144 с.
- Уткин В.П.* Природа магмо-металлогенической зональности Сихотэ-Алиня // ДАН. 1986. Т. 256. № 4. С. 947-951.
- Уткин В.П.* Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 166 с.
- Уткин В.П., Неволин П.Л., Митрохин А.Н.* Два

- плана деформаций восточного фланга Цзилнь-Лаоелинской складчатой системы // ДАН. 2003. Т. 389. № 1. С. 75-79.
- Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм / Под ред. С.С. Зимина. М.: Наука, 1991. 264 с.
- Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края: Очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 68 с.
- Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 158 с.
- Щеглов А.Д. Основные проблемы современной металлогении (вопро-сы теории и практики). Л.: Недра, 1987. 231 с.
- Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. М.: Недра, 1981. 245 с.
- Chappel B.W., Doone Wyborn.* Cumulate and Cumulative Granites and Associated Rocks // Resource Geology. 2004. V. 54. № 3. P. 227-240.
- Castro A.* On granitoid emplacement and related structures. A review // Geologische Rundschau. 1987. V. 76, N 1. P. 101-124.
- Cloos E.* Experimental analysis of fracture patterns // Geol. Soc. Am. Bull. 1955. V. 66. P. 241-256.
- Daly R.A.* The mechanics of igneous intrusions // Amer. J. Sci. 1903. № 13. P. 107-126.
- Mayers J.S.* Cauldron subsidence and fluidization: mechanisms of intrusion of coastal batholith of Peru into its own volcanic ejecta // Geol. Soc. Amer. Bull. 1975. V. 86. № 9. P. 1209-1220.
- Ramberg H.* Evolution of drag fold // Geological Magazine. 1963. V. 100. № 2. P. 97-106.

GRANITE FORMATION IN A CONTINENTAL CRUST: DYNAMICS OF TECTONIC POSITIONING AND STRUCTURIZATION OF INTRUSIONS (A CASE STUDY FOR PRIMORYE, RUSSIA)

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

Far East Geological Institute FEB RAS; Vladivostok, 690022

The authors studied the dynamo-tectonic factors of arrangement, formation, and infrastructure development of the regional intrusions in the margin-continental structures. Three (PR₃-PZ₁, PZ₂-PZ₃, MZ-KZ) structural planes of different age were established in order to determine the intrusions' arrangement. The intrusions were formed due to granitization of host crystalline and sedimentary rocks within the arc zones of antiforms, where the rocks experienced tectonic decompression. Normal and tangential stresses influenced structurization of the granites.

Keywords: granitization, intrusions, intrusions' infrastructure, dynamics of structurization.