

ДИНАМОСТРУКТУРНЫЕ АСПЕКТЫ ГРАНИТИЗАЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ

П.Л. Неволин, В.П. Уткин, А.Н. Митрохин
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН,
пр-т 100-летия Владивостока, 159, г. Владивосток, 690022
e-mail: nevpeter@yandex.ru

Проблемы решались на примере Приморья, где проявлены три плана деформаций. Время формирования каждого такого плана составляет самостоятельный геодинамический период: позднепротерозойско-раннепалеозойский, средне-позднепалеозойский и мезозойско-кайнозойский. Ось главного сжатия в первом периоде занимала долготное положение, во втором – широтное, обусловившее деформацию сплющивания и формирование прогибов и сводов. В третьем периоде действовало сжатие с направлением – ССЗ. Третий период разбивается на тектонические эпизоды: триасово-юрский, раннемеловой и третичный. В течение всех эпизодов путем коробления сформировались узкие своды и прогибы ВСВ направления. Гранитизация сосредоточилась во всех сводах, испытывавших локальные снижения плотности. Процесс гранитизации происходил путем замещения тектонически разуплотненных пород, не имея при этом собственной структурообразующей силы. Разработаны модели сводового оформления интрузива и формирования сколовой псевдоскладчатости как ключевого индикатора латерального сжатия, имевшего место при формировании интрузива.

Ключевые слова: гранитизация, интрузивы, вмещающие и внутренние структуры интрузивов, динамика структурирования.

Введение

Одним из важных процессов при становлении континентальной коры является формирование интрузивов. Выделяются аллохтонные и автохтонные массивы. Первые, согласно классическим представлениям, связаны с прорыванием магмой горных пород и внедрением ее в верхние части коры. Вторые формируются за счет замещения вмещающих пород гранитизирующим флюидом при палингенезе, анатексисе, или метасоматозе [7, 11]. По утверждению еще одной гипотезы, все преобразования происходят за счет тектонической энергии. Например, на Памире при хороших условиях наблюдения не закартированы подводющие магматические каналы, а также следы внедрения плутонов, но повсеместно наблюдаются постепенные (в десятки километров) переходы плутонических пород во вмещающие. На этом основании В.А. Магницким и др. [17] составлена модель формирования гранитных интрузивов *in situ* за счет энергии складчатости. Модель, как отмечается [17], не противоречит расчетам, выполненным Д. Теркотом и Дж. Шубертом [29]. В таком подходе привлекает попытка рассмотреть геодинамику в ранге приоритетных факторов, продуцирующих явления магматизма. Наши результаты не противоречат автохтонным моделям.

Район и предмет исследований

Нами исследовалась связь динамики (поля напряжения, движения блоков), тектоники с закономерностями строения и размещения интрузивов в Приморье, или структурно-динамические особенности гранитизации коры. Регион имеет сложное, по существу, кратонно-рифтовое строение, периодически открывавшееся в сторону Японского моря, с развитой тесной голоморфной складчатостью, сопровождаемой надвигами и взбросами и рассеченной сдвигами и сбросами. Здесь развиты час-

тично субплатформенные образования краевой части Ханкайского массива, частично комплексы морских бассейнов и вулканического пояса. Представления о строении региона совершенствовались на базе основных геотектонических гипотез: фиксистой – геосинклинальной [3, 8, 18] и мобилистской. Последнюю в известной мере условно разделим на три подхода. 1-й – ротационный [12, 30], 2-й – умеренного мобилизма (обдукционный) [1, 15], 3-й – плейтектонический [33]. На рис. 1 представлена самая современная карта структурного районирования Приморья, составленная с учетом последних геологических сведений. Поскольку геотектонические концепции (кроме ротационной) по части динамики умозрительные, возникают определенные трудности в понимании приоритетности между магматизмом и тектоникой. Это позволяет большинству исследователей, вне зависимости от приверженности их к той или иной геотектонической гипотезе, априори считать, что магмоконтролирующие структуры являются производными магматической деятельности, то есть продуктом вертикальных воздействий со стороны плутонов и других магматических, флюидных и тепловых инъекций. Не случайно поэтому они часто обращаются к схемам кольцевой и вихревой тектоники [6, 13]. Интрузивы, ставшие базовыми объектами наших исследований, расположены в Южном и Западном Приморье. Здесь интрузивы имеют большой возрастной диапазон, от докембрия до позднего мела. И находятся в разных тектонических обстановках.

Методика

Структурирование фанерозойских интрузивов и вмещающих образований изучалось нами главным образом путем разнорангового парагенетического анализа [4, 16], суть которого заключается в восстановлении по структурным рисункам и парагенезам полей напряжения и до-

минирующих тектонических движений. Парагенетический структурный анализ является важной частью общей структурно-тектонической методик, известной по трудам школ Э. Клооса, Б. Зандера, Г.Д. Аджирея, В.В. Белюсова, Н.А. Елисеева, М.В. Гзовского, А.В. Пейве, А.В. Лукьянова, В.П. Уткина, С.И. Шермана и других ученых. Главные составляющие парагенетического анализа – полевые наблюдения, расшифровка строения интрузивов

и вмещающих образований на картах, планах, разрезах, статистическая обработка массовых замеров ориентировок структурных элементов с построением круговых диаграмм [37]. Приведенные в настоящей работе диаграммы построены на равноугольной проекции Г.В. Вульфа (верхняя полусфера). Подчеркнем то, что основное внимание мы сосредоточили на структурах мезоуровня, наименее изученного из четырех, ниже перечисленных. Че-

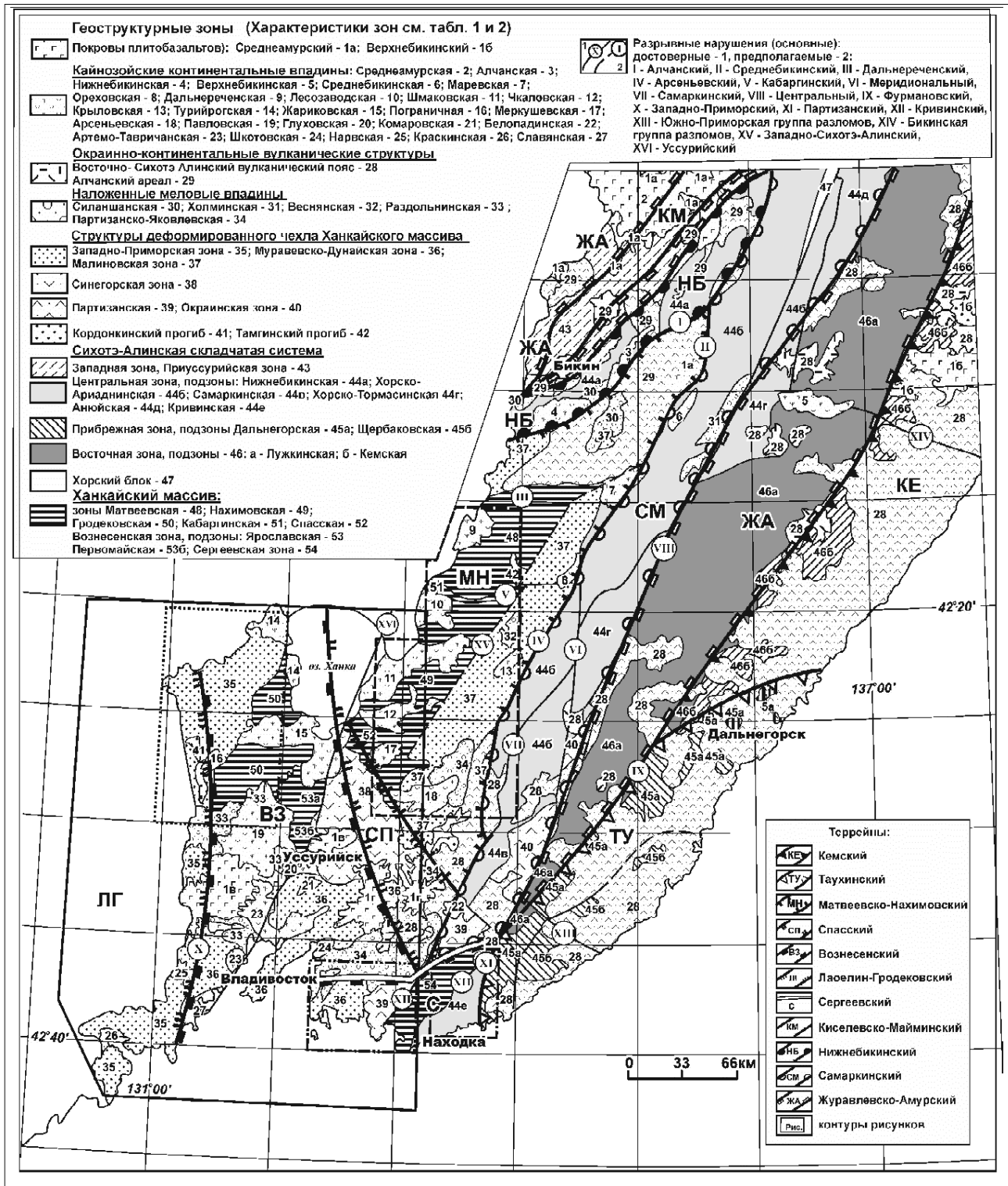


Рис. 1. Схема геологического районирования (по [2]), совмещенная со схемой размещения террейнов в Приморье (по Тектонической карте Дальнего Востока России [36]), с дополнениями

тыре уровня выделяем для упрощения пояснений. Микроуровень – уровень масштаба шлифов и мельче, макроуровень условно ограничен величинами: штурф – скальный выход, организация мезоуровня отражена на планах, разрезах мелкомасштабных картах. Мегауровень, в нашем понимании, охватывает глобальные территории. Уровневая организация геологической среды объективна, но упрощена нами сугобо для пояснения своего авторского подхода. Этот упрощенный ряд из четырех звеньев принципиально согласуется с более детальными теоретическими обоснованными уровневными рядами [5].

Напомним, что без мезоуровня не могут серьезно обосновываться как глобальные динамические явления, так и структурирование макро- и микроуровня. Хотя знания о мезоструктурах *приоритетны*, сами они из-за трудоемкости исследований находятся в тени большой науки. Недоучет значения мезоструктур чреват многими несоответствиями. Например, при явном всеобщем превосходстве горизонтального сжатия в зонах субдукции вулканизм и интрузивный магматизм проникают в верхние части коры по своим динамическим законам: самостоятельного всплывания магматических колонн, то есть по законам вертикального, поперечного сжатия. Здесь явно виден недоучет знания структур мезоуровня. В этой связи не лишне напомнить, что *приоритетны* все знания *о структуре* геологических объектов любого уровня. Не видя структуры, нельзя отличить гранит от песчаника, нельзя судить об устройстве месторождения, о позиции и строении интрузивов. В Приморье на фоне хорошей изученности вещества знания о структурах и структурировании интрузивов недостаточны.

Результаты

В Приморье устанавливаются три главных плана региональных деформаций, сформированных за три главных геодинамических периода: протерозойско-раннепалеозойский, средне-позднепалеозойский, мезозойско-кайнозойский. Каждый из периодов характеризуется собственной ориентировкой регионального сжатия. В каждом удается распознать 2–3 эпизода активизации сжатия [34]. На диаграмме (рис. 2) отражены направления сжатия по периодам и его производные – доминирующие пространственные и кинематические типы складчатых и разрывных парагенезов. Смены периодов и эпизодов сжатия хорошо увязываются с ротационной моделью, поскольку отвечают периодичности ускорения-замедления вращения Земли [30]. Вследствие ускорения вращения континентальные блоки двигались к экватору, при замедлении – навстречу друг другу. Тем самым продуцируя региональное сжатие разного направления.

Структурные планы определяют расположение интрузивных массивов различного состава и возраста. Очень часто канва структурных планов «запечатана» в строении интрузивов в виде «гранитизированных» теневых структурных форм вмещающих образований. На рис. 2 показаны оси преимущественных удлинений интрузивов, согласные и синхронизированные – по главным динамическим периодам со структурами вмещающих пород. Забегая несколько вперед, отметим, что этот факт уже сам по себе указывает на доминанту процессов гранити-

зации, а не внедрения. Этот факт согласуется с выводами некоторых приморских геологов [26, 27 и др.] о широкой распространенности гранитизации в Приморье и подтверждает выводы, сделанные В.П. Уткиным, что магмолокализирующие участки геологического пространства являются производными тектонической декомпрессии сосдвигового и соскладчатого типов [32]. Исследования, результаты которых изложены в настоящей статье, упрочили обоснования этой точки зрения, а также позволили установить, что структуры, возникающие в самих массивах и выявляемые по структурным рисункам жильных фаз или фаций, являются также производными латерального сжатия.

Геодинамические периоды тектонической эволюции региона, позиционирование и структурирование интрузивов

Протерозойско-раннепалеозойский период (PR).

Для периода характерно *меридиональное сжатие*. Его производные – складчатые структуры, обозначенные, главным образом, слоистостью-сланцеватостью и метаморфической полосчатостью. Складки ориентированы *широко*, как и ее структурные элементы. Они принадлежат блокам фундамента Ханкайского массива Западного и Центрального Приморья. «Кристаллические» блоки сложены ниже- и верхнепротерозойскими кристаллосланцами, габбро-гранито-гнейсами, гранито-диорито-гнейсами, метапелитами с мраморами и доломитами руженской, матвеевской, тургеневской нахимовской и татьяновской свит (рис. 3). Для пликативов характерен складчато-надвиговый парагенез. Складки, крылья которых преимущественно полого падают к югу, заметно *асимметричны и вергентны (до появления опрокинутых форм) в северном направлении*. Крылья и осевые поверхности складок сопровождаются обычно субсогласными надвигами. Такой складчато-надвиговый парагенез типоморфен для всех наблюдаемых нами блоков Ханкайского массива. Сказанное иллюстрируется строением Матвеевского и Нахимовского блоков Ханкайского массива (рис. 3). На диаграмме (рис. 3), представляющей собой «статистический» структурный рисунок, заметно выражен южный максимум пологого падения, максимумы элементов северного падения более крутые и заметно менее интенсивные. Строение диаграммы полностью соответствует результату графического анализа. Главный его элемент – длина стрелок одностроннего падения расслоенности. Большинство длинных стрелок падает на юг. А стрелки, направленные к северу, заметно более короткие и характеризуют более крутые падения расслоенности. Интенсивность максимумов на диаграмме и длина стрелок отражают асимметрию складчатых форм. Таким образом, по стрелкам, по совокупности стрелок можно оценить размер складчатых форм (рис. 3).

Гранитные, гранит-габбровые малые и средних размеров досреднепалеозойские интрузивные тела сосредоточены в сводах антиформных структур, которые обычно считаются купольными. Лучше всего это видно на примерах размещения и строения тел уссурийского, партизанского и таудеминского комплексов. Так, близшироко вытянуты Антоновский Зеленодольский, Кома-

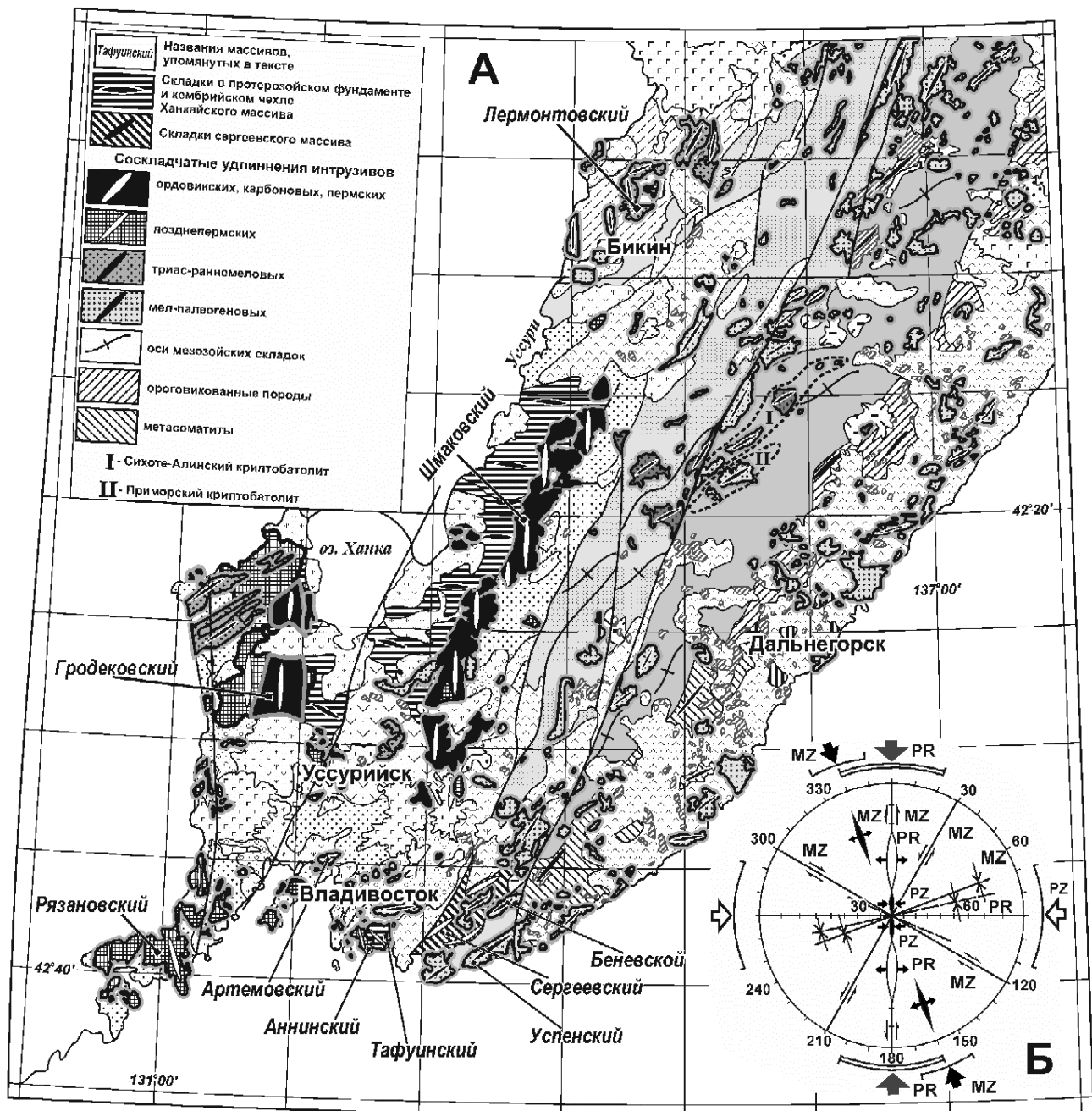


Рис. 2. Размещение главных интрузивных комплексов в Приморье (А) по [2].

Диаграмма (Б) ориентировки главного сжатия и главных структурных парагенезов в протерозойско-позднепалеозойский (PR), средне-позднепалеозойский (PZ) и мезозойско-кайнозойский (MZ) геодинамические периоды (условные обозначения геоструктурных зон и разломов см. на рис. 1)

ровский, Метленовский, Красногорский и Тургеневский мелкие интрузивы уссурийского комплекса. В большинстве из них также широтно ориентирована сланцеватость и полосчатость в габбро и гнейсогранитах.

Наиболее подробно изучен Тафуинский массив, петротип мусковитовых гранитов Таудеминского комплекса, расположенный на Ливадийском полуострове залива Петра Великого (рис. 1) и вытянутый в почти широтном (ВЮВ) направлении [22]. Тафуинские граниты имеют кембрийский возраст (493 млн лет) [35]. Результатом воздействия позднепротерозойско-раннепалеозойского сжатия северо-северо-восточного направления стало

формирование двух типов складок, запечатленных в строении массива. Первый, сформированный до становления интрузива во вмещающем каркасе, выражен траекториями останцов каркаса и развитой в них сланцеватости. Все элементы сохранили субширотное простирание и средние углы падения преимущественно к северу, как в ханкайском кристаллическом фундаменте. Мало чем отличается второй проявленный в субстрате массива структурный рисунок, псевдоскладчатый, маркирующий соответственно следующий, уже сингранитный импульс субмеридионального сжатия. Несмотря на то, что узор, вызванный таким сжатием, имеет складчатую конфигу-

рацию, отчетливо обозначенную гранитным и аплитовым веществом, он образован в гранитах сочетающимися пологими системами сопряженных сколов – встречных надвигов. Сжатие, сформировавшее архитектуру Тафуинского массива, хорошо согласуется по времени и по ориентировке со сжатием, определившим структуры мелких массивов, перечисленных выше, вендского возраста на Ханкайском массиве, а также раннепалеозойские Артемовский и Куйбышевский интрузивы.

Представляется вполне закономерной роль меридионального сжатия в заложении до среднего палеозоя закономерной сети разрывных структур.

Главными стали долготные рифтообразные структуры растяжения, накапливающие осадочные комплексы палеозоя. Долготные структуры сопровождалась *сериями близких, видимо, пересекающихся, диагональных сбросов. В результате растянутый и дезинтегрированный фундамент приобрел мозаичный характер строения. Это подтверждается контрастными клиновидными аномалиями силы тяжести, что отражено на региональной гравиметрической карте Приморья к западу от Западно-Сихотэ-Алинского разлома* [14].

Средне-позднепалеозойский период (PZ). Переориентировка сжатия с меридионального на субширотное происходила, возможно, субсинхронно с позднекембрийским осадконакоплением в рифтовых бассейнах. Установившееся субширотное сжатие проявлено в парагенезисах девонских, карбоновых и пермских вещественных комплексах Западного и Юго-Западного Приморья. Широтное сжатие, направленное по нормали к рифтообразным структурам, инициировало их замыкание путем содвига (сплющивания). В осадочных образованиях содвигом продуцированы структуры смятия и коробления. Детальнее других изучены деформации в крупных – Кордонкинской и Вознесенской – синформах (прогибах) [23]. Образованы тесносжатые клиновидные и килевидные складки нескольких порядков, осложненные многочисленными разрывами. Осложняющие разрывы – планпараллельные (кливажные) и линейно параллельные (надвигово-взбросовые, сколовые). Там, где на складку наложены мезозойские формы коробления, свод ее ундурирует.

Крупные дизъюнктивно-пликативные формы осложнены мелкими складками того же направления 2–4 порядков. Те и другие складки вытянуты в меридиональном направлении.

Качалинскую и Вознесенскую синформы разделяет Качалинский антиформный свод. С этим сводовым формированием связана локализация Гродековского батолита. Качалинский свод сформирован в древних породах домезозойским широтным сжатием. Ось свода долготно трассируется выходами древних пород, гранитизированных дважды и в ордовике, и перми, судя по U-Pb датировкам цирконов [23]. Поэтому в плане граниты (P_2) образуют подковообразную конфигурацию, замыкающуюся по направлению предполагаемого погружения Качалинской антиформы к северу. Тектоническое, антиформное строение разуплотненного на момент гранитизации Качалинского свода устанавливается *по слабо гранитизированным останцам* сланцеватых и полосчатых амфиболитов

и метапелитов, а также по элементам теневых складок в гранитах. Элементы линейризации выражены обычно длинным линзообразным пунктиром светлых, реже темных афировых минеральных агрегатов. Нередко проявлены игольчатые агрегаты – продукты гнейсирования. Теневые текстуры в гранитах предопределены обычно тонкими чередующимися, зачастую невыдержанными «слоями» гранитной массы, отличающимися разной степенью насыщенности тем или иным минеральным компонентом и зернистостью.

С динамикой широтного сжатия согласуются массивы раннекарбонового шмаковского гранитного комплекса, развитого в Малиновском, Матвеевском и Нахимовском блоках Ханкайского массива. Все они расположены в зоне влияния Западно-Сихотэ-Алинского разлома. Массивы Тамгинский, Еленовский, Шмаковский образуют непрерывную меридиональную полосу длиной до 250 км при ширине до 20 км от с. Анучино на юге и до р. Бол. Уссурка на севере. Сами массивы вытянуты также в долготном направлении (рис. 1, 3).

Таким же образом ориентированы пермские габбровые и гранитоидные массивы Южного Приморья: Аннинский, Гайдамакский, Дунайский, Тинканский и другие, изучавшиеся нами в Южном Приморье. Благодаря действовавшему синхронно с их становлением широтному сжатию, массивы приобрели субмеридиональную удлиненность форм и такую же доминантную ориентировку расчлененности, полосчатости, такситовости, кливажа и сланцеватости [24].

Аннинский массив вытянут от побережья бухты Анна к северу и имеет субмеридиональные тектонические контакты с Тафуинским и Тинканским гранитными интрузивами (рис. 1). Восточный контакт его с Тафуинским массивом частично перекрыт раннепермскими терригенными породами. Массив сложен преимущественно мелко-, крупнокристаллическими, полосчатыми амфибол-пироксеновыми габбро-диоритами, редко габбро и пироксенитами. Породы сильно изменены. К-Аг датировки аннинских габбро-амфиболитов по Э.С. Овчаренку: 615 млн лет, 533–537 млн лет, 400–450 и 200–250 млн лет (А.В. Олейников и др., 2002 г.). U-Pb датировки по циркону дают 526 млн лет [35].

В 10 км восточнее Аннинского расположен сходный с ним структурно и петрологически *Гайдамакский массив*, который, имея узкую лентовидную в плане форму, долготно пересекает Тафуинский интрузив.

Особенностью пород Аннинского и Гайдамакского массивов стало проявление в них ромбов-литонов, окаймляемых кливажными сколами [24]. Хорды кливажа вытянуты в меридиональном направлении. Кливаж, как считается, – в большей мере атрибут пластических деформаций [10]. Значит, и в нашем случае он формировался, вероятно, в еще нехрупкой среде, поскольку углы сопряжения между кливажными сколами со стороны оси главного сжатия – закономерно более 90°, что является свойством системы сопряженных сколов, проявляемых в условиях пластичной или хрупко-пластической среды [28, 37].

Весьма примечательно, даже несколько курьезно сходство ориентировок между кливажными трещинами,

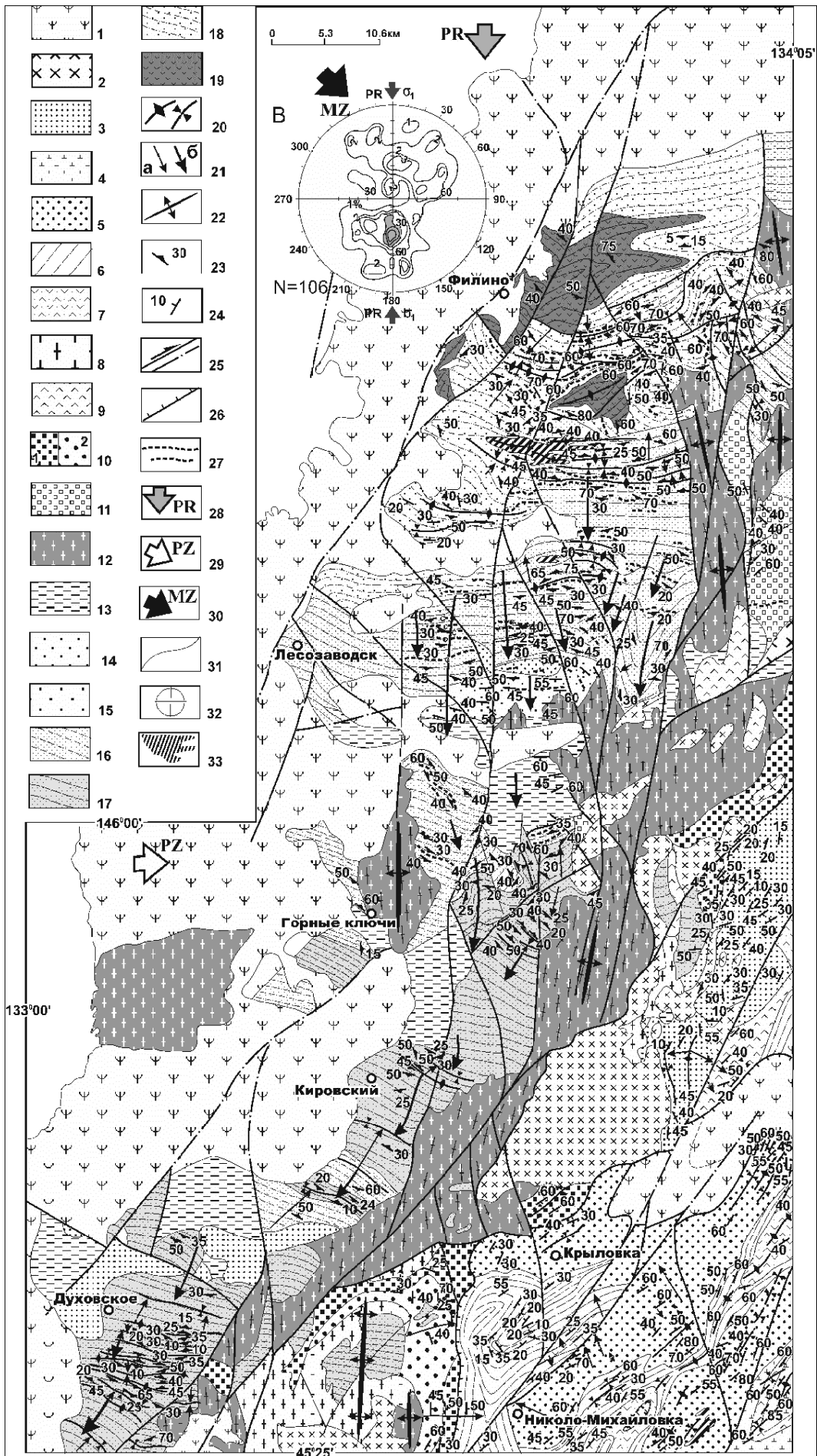


Рис. 3. Рисунок складчатости в протерозойских породах Матвеевской и Нахимовской геоструктурных зон Приморья (одноименных террейнов по [36]) и размещение гранитоидов шмаковского комплекса [по Рыбалко, Найдено, 2000 г.] с изменениями.

1 – палеоген-неогеновые отложения, в том числе угленосные; 2 – меловые гранитоиды; 3 – раннемеловые риолиты, андезиты, песчаники, аргиллиты; 4 – юрские олистостромовые отложения (?); 5 – триасовые песчаники, алевропесчаники; 6 – верхнепермские алевролиты, песчаники, известняки, конгломераты; 7 – верхнепермские риолиты, андезиты и их туфы; 8 – граниты позднепалеозойские; 9 – нижнепермские вулканиты; 10 – верхнепермские риолиты, андезиты (1), нижне-верхне пермские алевролиты, углистые алевролиты (2); 11 – девонские метапесчаники кварцевые и графитистые, кварциты; 12 – граниты среднепалеозойские; 13 – нижнекембрийские 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 тургневская свита; 17 – татьяновская и нахимовская свиты: кристаллические сланцы, гнейсы, плагиогнейсы; 18 – нижнепротерозойская матвеевская свита: гнейсы очковые биотитовые, мраморы; 19 – ружинская свита: мраморы, плагиогнейсы; 20 – оси антиформ (1), синформ (2); 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 (штрих-пунктир – предполагаемые); 26 – надвиги и взбросы; 27 – слои метаморфизованных известняков (мраморы, доломиты); 28–30 – направление сжатия: 28 – протерозойского, 29 – палеозойского, 30 – мезозойско-кайнозойского; 31 – геологические контакты; 32 – диаграмма ориентировки слоистости и сланцеватости в протерозойско-раннепалеозойских образованиях; 33 – окварцованные породы

ограничивающими ромбы-литоны, и разрывами ранга разломов, обрамляющими Аннинский массив. Дело в том, что массив имеет форму половины крупного ромбического литона, не исключено, что и вторая половина интрузива, скрытая заливом Петра Великого, дополняет его форму до ромба. Меридиональное положение длинной диагонали интрузива совпадает с хордами кливажа [10].

Первичные складчатые формы в протопородах Аннинского и Гайдамакского интрузивов почти не фиксируются, зато хорошо проявлены вторичные (сколовые) псевдоскладки, которые выражены отчетливо волнистыми обособлениями гранитов. Псевдоскладки, как и в Тафуинском массиве, образованы пологими системами сопряженных сколов, которые служат крыльями псевдоскладок. Поэтому крылья их плоскостные и, судя по штрихам скольжения, другим признакам смещений и подвотам структурных элементов, являются встречными

надвигами. 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 [25].

Несмотря на более древние (по сравнению с Тафуинским) абсолютные датировки Аннинского массива, весь набор его структурных элементов указывает на позднепалеозойский геодинамический период и свойственное этому периоду широтное направление латерального сжатия. Кроме того, Гайдамакский массив имеет вид очень крупной дайки. Этим долготным «массивом-дайкой» полностью пересекается более древний кембрийский Тафуинский интрузив. А Гайдамакский массив почти полный вещественный, структурный и, вероятно, возрастной аналог Аннинского. То есть, Аннинский массив не может быть древнее среднего палеозоя.

Мезозойско-кайнозойский геодинамический период (МЗ). Его производный структурный план сформирован при воздействии ССЗ сжатия, возникшего как результат ускорения вращения Земли на рубеже палеозоя и мезозоя [27]. Для всего периода во всех зонах проявлен режим складчато-надвигового коробления и левостороннего сдвига [30]. Структуры, производные этого динамического и деформационного режима, широко проявлены в стратифицированных комплексах Центральной, Восточной и Прибрежной зон Приморья. Даже по карте Приморского края хорошо заметно, что пликативные структуры, производные мезозойского сжатия, вытянуты в ВСВ направлении. Но лишь в Западной и Южно-Приморской зонах отчетливо картируются наложения дизъюнктивно-пликативных структур ВСВ направления на более ранние – широтные протерозойско-палеозойские и меридиональные палеозойские структуры. Поэтому прежде обратимся к территории Западного и Южно-Приморья.

Первопорядковыми элементами мезозойского структурного плана здесь стали триасово-юрские и меловые своды и прогибы, мел-кайнозойские угленосные депрессии ВСВ простирания. В рамках периода выделены три эпизода активизации сжатия: *триасово-юрский, меловой, третичный*, маркированные вполне надежными стратиграфическими реперами. Особенность проявления сдвигового режима в том, что в пределах каждого из трех динамических эпизодов расшифровываются по два пика – коробления и сдвига. Причем доля сдвиговой динамики в содержании эпизодов увеличивается с омоложением тектонических событий.

В начале *триасово-юрского эпизода* преобладали деформации коробления. Благодаря этому сформировались чередующиеся *антиформные своды и синформные прогибы первого порядка*. Они под крутым углом пересекают ранние меридиональные структуры, протягиваясь на восток-северо-восток на 3540 км при ширине 35 км (рис. 2). Эти формы хорошо картируются, поскольку прогибы выполнены триасовыми риолит-андезитами, а своды – позднетриасовыми и раннеюрскими гранитами.

Комиссаровский антиформный свод, судя по линейному почти непрерывному распространению раннеюр-

ских гранитов гвоздевого СВК, вытянут на 40 км при ширине ~ 3–6 км. Сместители несут пологие штрихи скольжения, отражая левосдвиговые смещения. В зонах сосдвигового растяжения обособлен и Гвоздевский комплекс. Вулканы в прогибах смяты в продольные асимметричные складки шириной до первых сотен метров. Шарниры их погружаются полого (5–10°) на юго-запад. Коробление выражено динамически подобными процессами встречного надвигания и смятия. Типично складчатые формы проявились только в замковых частях палеозойских складок, то есть там, где залегание палеозойских слоев было пологим. В этом случае слои сминались в складки восточно-северо-восточного направления, как и мезозойские горизонты. Среди хрупких метаморфических пород, гранитов, а также в крутых крыльях палеозойских складок, параллельных мезозойско-кайнозойскому сжатию, коробление выражено сколовым парагенезом встречных надвигов с подчиненной ролью смятия. Одним из многих примеров «хрупкого» коробления, наложенного на ранние структуры, служит малая антиформа линейного типа, наблюдавшаяся в придорожном карьере у д. Дворянки. Она, оформленная сопряженными встречными надвигами в виде небольшого субширотного свода, прослеживается поперек долготных сланцеватости и гнейсоватости пермских гранитов и базитовых (?) жил [23].

Кроме коробления, в триасово-юрском динамическом эпизоде отчетлив и пик левостороннего сдвига, создавший парагенез сдвигов, раздвигов и сбросов. Раздвиги СВЗ направления, входящие в сдвиговый парагенез, обусловили каналы высвобождения продуктов триасового вулканизма. Не случайно среди полей эффузивов в прогибах фиксируются многочисленные северо-западного направления экструзивы риолитов, дацитов и андезитов, согласные с положением сосдвиговых раздвигов. Также неспроста то, что экструзивы часто обрамлены разрывами с левосдвиговой и со сбросовой штриховкой. Примечательно еще, что штриховки дискретны, хотя близки во времени. Нередко в одном месте на одной и той же поверхности неоднократно подновляются одна и другая штриховки.

Смена коробления сдвижением характерна и для двух последующих эпизодов тектонической активизации – раннемелового и третичного. Она проявлена, прежде всего, в строении угленосных депрессий.

Раннемеловой эпизод активизации сжатия и коробления, отчетливо доминировавших в его начале, привел к образованию Раздольненской впадины, которая выполнена полого падающими к юго-юго-востоку горизонтами барремских и апт-альбских угленосных песчано-глинистых отложений [9], имеет овалообразную форму, вытянутую в ВСВ направлении. Строго говоря, депрессия как морфоструктура была заложена еще в триасе и юре путем сдвига, но наиболее активно, вероятно, развивалась в нижнем мелу.

Строение Раздольненской впадины может служить индикатором импульсного воздействия тектоники. Объемным картированием структуры Раздольненского бассейна (Амельченко, 1995 г.) установлено несколько

синклиналей и антиклиналей, имеющих северную вергентность, а также отвечающих этой вергентности надвигов юго-восточного падения, по которым триасовые породы и пермские граниты ложа надвинуты на аккумулятивные меловые отложения. Вергентные складки и надвиги дна самой угленосной «ванны», установленные Г.Л. Амельченко, есть результат фронтального к максимальному сжатию коробления. А последующий сдвиговый пик обусловил трансформацию в раздвиги разрывов меридионального и северо-западного направления, со спорадическим проникновением в них даек гранитпорфиров и с частичной трансформацией раздвигов в сбросы. Это согласуется с выводами В.В. Голозубова [9] о механизме формирования впадины.

Обнаруживается сходство Раздольненской депрессии и впадин *третичного эпизода* по ВСВ ориентировке и асимметричному строению дна. Получается, что третичные угленосные депрессии: Павловская, Жариковская, Турнирогская, Пограничная – прошли те же стадии формирования коробления и сдвига под воздействием СВЗ сжатия. Причем Павловская структура расположена в пределах самой Раздольненской депрессии, повторяет все морфометрические особенности последней и, что не исключено, является ее пролонгацией во времени. Среди разрывов, пересекающих впадины долготно и в СВЗ направлении, доминируют сбросы. То есть, в строении меловой и третичных депрессий, по существу, нет принципиальных отличий.

Локализация расплава и становление меловых интрузивов, также как и палеозойских, происходили главным образом в антиформах СВ направления, в том числе, и в горст-антиклиналях с развитыми в их основании зонами относительной декомпрессии, предопределившими тектоническую позицию интрузивов [19]. Сжатие СВВ направления и инициированный им сдвиговый режим обусловили закономерный рисунок внутренней структуры массивов, отраженный контурами такситовости, расслоенности, сланцеватости, даек, жил. Судя по сходству рисунков структуры массивов раннемелового (альб) и поздне мелового (маастрихт) возраста, режим левостороннего сдвига и субмеридионального сжатия не менялся, по крайней мере, до конца мезозоя.

На примере альбского Успенского массива [19] показано, что в условиях пластичной среды такситовость и расслоенность гранитоидов организованы в псевдоскладчатые син- и антиформы, вытянутые в ВСВ направлении близ параллельно удлинению массивов. Эти структуры геометрически подобны складкам вмещающих пород, асимметричны и вергентны в направлении на ЮВ. Точно такой же вергентный стиль свойственен и системе встречных надвигов. Хрупкие деформации проявлены через собственно сдвиговый структурный парагенез, с которым связана локализация дайковой и жильной фаций гранитного массива.

О том же свидетельствует строение группы средних и мелких гранитных массивов, относящихся преимущественно к хунгарийскому комплексу (K_1), расположенных на севере Приморья в Бикинской зоне (рис. 2). Они сформированы также путем соскладчатой гранитизации,

при которой гранитное вещество концентрируется в разуплотнениях, возникающих в антиформах. Во всяком случае, эти интрузивы ориентированы согласно со складчатостью в юрских флишеидных и олистостромовых образованиях. Например, Лермонтовский криптобатолизит, вскрытый на одноименном вольфрамовом месторождении. Кровля криптобатолизита, по результатам ВЭЗ, на многих участках повторяет асимметричную конфигурацию складок. Несомненно, что граниты пассивно заместили вмещающие породы, не исказив их форм залегания. На нескольких разрезах Лермонтовского месторождения среди гранитов значимо повышены содержания вольфрама по линии падения пластов известковых пород, мнимо прослеживающихся в массиве по элементам залегания в экзоконтакте.

Таким же образом ориентированы и протяженные (до ста километров) и разобщенные левыми сдвигами раннемеловые Сихотэ-Алинский и Приморский батолиты, охарактеризованные В.П. Уткиным по площадным ореолам контактовых роговиков [32] (рис. 2).

Итак, приведенные материалы свидетельствуют, что все разновременные комплексы складчатых и разрывных дислокаций, проявленные во вмещающих образованиях, и структуры самих интрузивов обусловлены латеральным сжатием и левосдвиговым геодинамическим режимом. Приведенные данные свидетельствуют о значимом влиянии геодинамических условий: полей напряжений и доминирующих движений блоков, по крайней мере, на становление магматитов, а возможно, и на весь процесс магматизма.

Обсуждение результатов

В рамках обсуждения материалов попытаемся обобщить информацию об опорных индикаторах геодинамической обстановки, окружающей интрузивы.

К индикаторным структурам относим, прежде всего, первичную и вторичную складчатость. Именно в них, на наш взгляд, суть связи динамики структурообразования и гранитизации. Положение тех и других складчатых форм отражено в модели формирования структурной ловушки для гранитизации. Эта модель, построенная для Тафуинского массива, отражает суть процесса образования структуры гранитовмещающей камеры и внутренней структуры самого интрузива (рис. 4А, Б). Правда, эту модель отличает большая детальность. Кроме других, здесь зафиксирована двукратная переориентировка сжатия с 15-градусным угловым шагом. Главным моментом в этом аспекте является вторичная складчатость. Как складчатость она все-таки не отвечает этому термину. Поскольку, вероятнее всего, она составлена из встречных систем сопряженных сколов и с этой стороны складчатостью не является. Сколы организованы, вероятно, новым импульсом сжатия (растяжения), чаще отличного от сжатия предыдущего импульса по направлению на 10–20°. Подновляясь последующими импульсами сжатия, сколы ведут себя во многом как границы напластования. По элементам вторичной складчатости устанавливаются главные оси поля напряжения – σ_1 , σ_2 , σ_3 . Так же как и по сопряжениям простых сколов, по элементам линейности, кливажа, сланцеватости и гнейсоватости. Все

перечисленные индикаторы указывают на *продольное сжатие* как на явную причину вторичных форм структурирования интрузивов. Характерно, что такая же динамика продуцировала и первичную складчатость вмещающего интрузив каркаса. Пассивно пропитываясь гранитным веществом, складки сохранили в гранитах первичную ориентировку.

Первичная складчатость. Она сформировалась во вмещающем каркасе до становления интрузива и сохранила морфологию и ориентировку главных структурных элементов после гранитизации. Выражена по-разному. Чаще она лучше заметна на выветренных сколах коренных обнажений гранитов по теневым контурам [20, 24, 25]. Она выражена траекториями сланцеватости переперориентированных останцов и морфологией теневых полос среди гранитов, оставшихся видимыми и также переперориентированными после недостаточно полной гранитизации вмещающего каркаса. Нередко, как например, в Тафуинском, Успенском, Рязановском и других массивах, первичная складчатость отражена упорядоченными

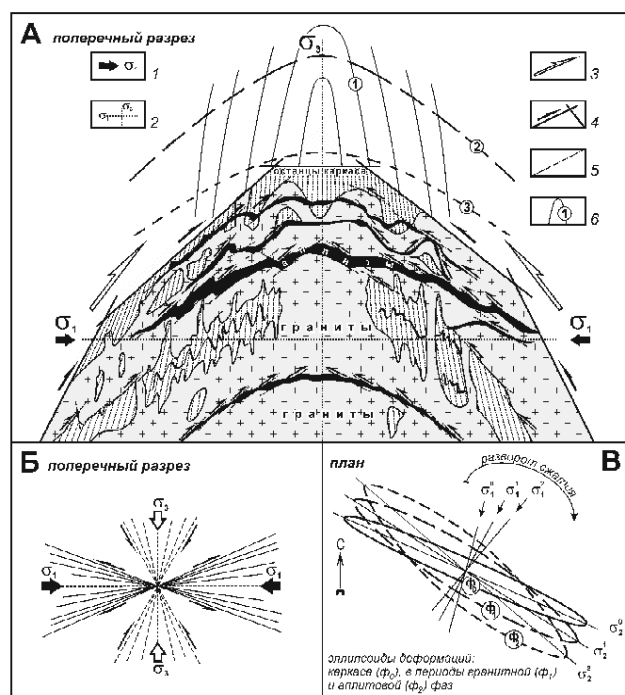


Рис. 4. Геодинамика формирования архитектуры Тафуинского массива.

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 перемещения по ним; 5 – сколы 2-го порядка, обусловившие гранитные и аплитовые складчатые формы активного структурного рисунка; 6 – обобщенная среднестатистическая конфигурация форм по протолитам (1), гранитам (2), аплитам (3)

траекториями включений вмещающих пород: осадочных и метаморфитов, сохранивших свою морфологию и ориентировку после гранитизации вмещающего каркаса, как элементов этой структурной конструкции [24]. Таким образом, главное сжатие было полого ориентированным в ВСВ направлении. Наблюдаемые в натуральных разрезах мелкие складки, которые осложняют крылья крупных, конвергентны по восстанию, что соответствует структурному рисунку экспериментальной модели по Г. Рамбергу [39] и графической по В. Ярошевскому [38]. Это сходство, безусловно, добавляет свидетельства в пользу доминанты латерального сжатия. Попутно отметим, что участки насыщенности гранитоидов включениями считаются провесами кровли интрузивов. Однако это не совсем так. Вероятно, многое зависит от свойства породы, определяющего ее предрасположенность к гранитизации. Наименее предрасположенные – алевролитовые и другие глинистые разности, наиболее – песчаниковые. В Рязановском, Тафуинском массивах в таких складках фрагментами после замещения сохранились уникальные образования – «гранит-алевролитовый флишеид». В нем есть все атрибуты элементарного флишевого ритма, вплоть до градационной слоистости. Гранитизирована и превращена в биотитовый лейкогранит только песчаниковая часть ритма. Другими словами, насыщенность гранитоидов включениями совсем не обязательно признак принадлежности этого участка к провесу кровли, а отра-

жает, скорее всего, степень гранитизируемости пород. Причем во многих случаях явно видно, что расположение участков такой насыщенности никак не отражает некие гипсометрические уровни положения гипотетической кровли, являясь в большей степени наличием таких «некомпетентных» к гранитизации образований. Таким образом, наблюдаем наличие первичной складчатости, а также ориентированного большинства останцов, согласованных на больших площадях с доминирующими ориентировками вмещающих пород. Такие явления обсуждались Э. Клоосом, Г.Д. Аджиреем и другими исследователями, которые высказали суждения о пассивной роли саморазвития очаговых и купольных структур в интрузиях. Другими словами, получается, что проблема пространства интрузии должна решаться во многом тектонически. Это позволяет считать гранитизацию явлением, управляемым тектонически. Тектоникой же обусловлено формирование и *вторичной складчатости*.

Вторичные складки (псевдоскладки) незначительно отличаются ориентировкой от первичных и присутствуют в той или иной мере почти в каждом из исследованных интрузивов. Складки эти обычно ярко обозначены продуктами второй, третьей и т.д. фаз. Но наведены они системой сопряженных сколов по той же, что и первичные, схематике – продольным сжатием. Попробуем объяснить свою точку зрения на схеме (рис. 5А, Б). Пусть анизотропия среды обусловлена первичной неоднород-

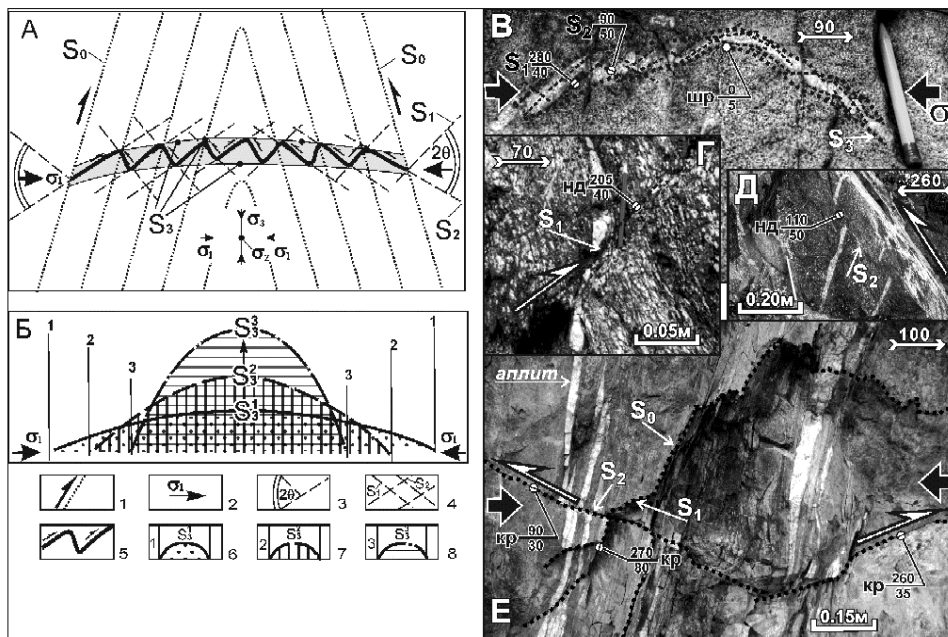


Рис. 5. Примеры оформления сопряженными сколами вторичных квазискладчатых (псевдоскладчатых) форм в интрузивных и метаморфических породах и схема их формирования.

А – формирование вторичных сопряженных сколов и аплитизация их в зоне разуплотнения [по 24, 25]; Б – вероятное поэтапное искривление сколово-складчатой зоны разуплотнения: 1 – траектории сланцеватости (S_0) идеализированной складки протокаркаса, стрелки – доминирующие тенденции послойных смещений; 2 – направление главного продольного сжатия; 3 – угол сопряжения 2α ; 4 – сопряженные сколы (S_1 и S_2), сформированные продольным сжатием; 5 – аплитизированные псевдоскладчатые формы в зоне разуплотнения, ограниченной поверхностями (S_3); 6–8 – предполагаемое искривление зоны S_3 с последовательным сводообразованием за три импульса сжатия: 6 – первый, 7 – второй, 8 – третий; В – контроль сколами аплитов и формирование псевдоскладки; Г и Д – примеры встречных надвигов; Е – формирование «виртуальной», ничем не выполненной сколовой квазискладчатой антиформы

ностью гранитизируемой среды – S_0 . Скорее всего, это сохранившаяся теневая неоднородность вмещающих пород (их слоистость и сланцеватость). Допустим также, что благодаря новым импульсам σ_1 образуются две главные системы сопряженных сколов – S_1 и S_2 , по типу чистого сдвига; S_1 и S_2 кинематически являются надвигами. Как правило, одна из двух сопряженных систем сколов развита интенсивнее. Угнетенные сколы превосходятся длиной, частотой проявления и, видимо, амплитудой надвигания доминантных сколов и при этом могут испытывать приоткрывание и заполнение магматическим материалом. К тому же, вероятно, образуется зона растяжения (S_3), субпараллельная направлению максимального сжатия в плоскости $\sigma_1\sigma_2$. В ее пределах и происходит приоткрывание готовых, вначале угловатых сколовых форм, достаточное для их апллитизации. Приоткрытые сколы превращаются в псевдоскладчатые жилы и дайки. При дальнейшем сжатии горной массы зона S_3 постепенно изгибается, занимая последовательно 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. 5 В приведена конфигурация мелкой складки, формы которой подчеркнуты апллитами. На рис 5 Г–Е – фото сопряженных надвигов, движения по которым направлены в сторону замка мелкой антиформы.

Возвращаясь к смене геодинамических периодов, скажем, что при ней образование нового структурного плана (при изменении направления главного сжатия) происходит также путем импульсного наложения встречных сколов. При дальнейших импульсах сжатия сколовые элементы псевдоскладчатых форм приобретают изогнутые формы и превращаются, по существу, в нормальные складки. Образованные именно таким путем мезозойские антиформы, наложенные на палеозойские складки, контролируют юрские и меловые интрузивы.

Сочетания домезозойской линеаризации (гнейсоватости, слоеватости, полосчатости с новыми элементами мезозойского *коробления*: сколами, плоскостями скольжения, милонитизации, расслоенности, сланцеватости) строится по той же схеме формирования вторичных сколов. Наиболее вероятно, что именно со встречных сколов начинается дальнейшее формирование новых складок при изменении направления главного сжатия. Рассуждение на счет такой «анатомии» соотношения ранее образованных и более поздних складок проиллюстрировано на рис. 6. Здесь мезозойские сколы (обозначены малыми латинскими буквами и пересекающимися диагоналями) представлены встречными надвигами, продуцированными сколовыми напряжениями τ . Точно также, как и в предыдущем случае, на основе развития таких сколовых сочетаний образуются псевдоскладчатые структуры. А сколы при этом играют роль слоистости, будто при образовании нормальных складок. Такой характер соотношения первичных и вторичных складчатых и псевдоскладчатых структур в малых и средних формах, доступных для прямого наблюдения во многих разрезах палеозойских массивов, наглядно фиксируется [23]. Здесь видно, что вторичные складки, вернее, складчато-надвиговые структуры при дальнейших импульсах сжа-

тия, приобретая изогнутые и сжатые формы, превращаются в нормальные складки. Образованные таким путем антиформы, наложенные на ранние складки, также, видимо, являются накопителями гранитных масс. Скорее всего, в местах наложения мезозойского плана на протерозойский и палеозойский все молодые складки формировались путем развития встречных сколов. В западном и южном Приморье такие соотношения наблюдаются и картируются. На рис. 2 видна эта дискордантность наложения триасово-юрских и меловых интрузивов на пермские структуры. Отметим, что в восточном Приморье мезозойские слои коробятся непосредственно в складчато-надвиговые формы. Вторичные складки часто контрастны. Закономерно, что природа стремится к «залечиванию сколовых ран» жильными фациями. Однако есть повод судить о том, что преобразование вещества происходит еще раньше залечивания – на стадии наведения сколовых напряжений τ , но до момента скальвания. Под микроскопом иногда удается наблюдать эффекты размытой линейности или слоеватости, иногда совсем плохо улавливаемые ($M=1$ мм–1 см) «по разному раскристаллизованные» полосы, почти параллельные апллитизованным сколам, видимо, как раз в области τ (рис. 7 А). Если все так, то этот эффект можно рассматривать как универсальность принципа разрушения Кулона-Мора [39], поскольку в геологической среде он может рассматриваться не только как деформационный момент, но и как ступень созидания структуры новой магматической формации.

Не случайно поэтому связь тектоники и вещественных преобразований подчеркивается положением средней оси деформации – σ_2 . Эта ось параллельна доминанте кристаллических удлинений в размытых полосах гранитоидов. Почти во всех гранитоидах палеозойских интрузивов можно проследить несколько стадий упорядочивания, или линеаризации вплоть до гнейсирования. Здесь главное в том, что кристаллические удлинения и гнейсоватость параллельны средней оси деформации. Еще один момент. Гнейсоватость проявлена только в плоскостях параллельных средней оси – σ_2 (рис. 7 Б). В ортогональных же плоскостях гнейсоватости нет. Причем характерно, что доминанты положения σ_2 , определенные

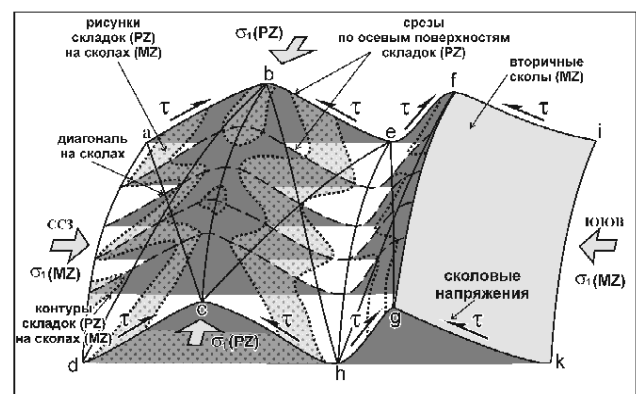


Рис. 6. Схема соотношения ранних (PZ) и поздних (MZ) складчатых форм при изменении направления сжатия и наложении двух планов

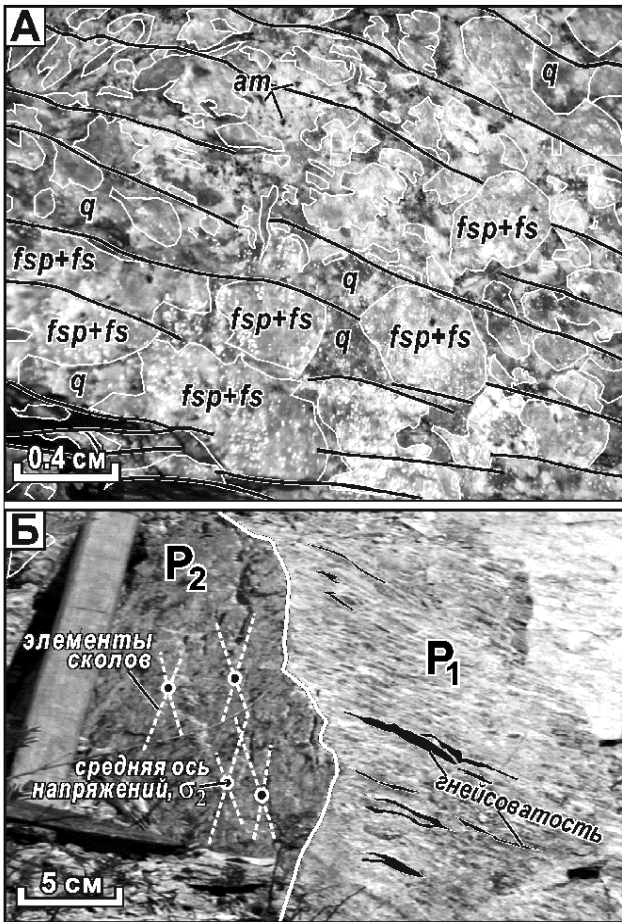


Рис. 7. Линеаризованная кристаллизация (А) и гнейсификация гранитов (Б), ориентированная согласно с положением средней оси напряжений (σ_2)

по ориентировке гнейсоватости, по шарнирам складчатых форм (первичных и вторичных), по линиям пересечения сопряженных сколов, совпадают. То есть, возникающие напряжения управляют и петрографической структурой.

Ось σ_2 , определенная на мезоуровне организации геологического пространства, зачастую закономерно вписывается в облик самих интрузивов. В этом плане показателен рисунок по [Noakes, 1957], приведенный В. Ярошевским [39] (рис. 8). Автор его показывает как иллюстрацию горстообразования под воздействием магмы. Но на самом деле, картинка, напротив, иллюстрирует типичный сколовый горст латерального сжатия. Аргументы нашего суждения следующие. На этой схеме (рис. 8) нет ни единого сброса. При любом вертикальном воздействии – эндо- (очаговые структуры) или экзогенном (астроблемы) образовании сбросов неизбежно. Однако же Ноуксом в плоскости А зафиксирована, в сущности, типичная складчатость продольного сжатия. Согласно ее рисовке показано закономерное (взбросовое) выжимание блоков. Самое характерное то, что в срезе (Б), параллельном σ_2 , закономерно нет складчатого рисунка. Следовательно, и здесь видно, что магма пассивно выполняла область разуплотнения, причем наверняка сообразно с первичной складчатостью. На наш взгляд, эта картинка

(рис. 8) 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 о ходе гранитизации земной коры.

Заключение

Главным отражением динамической эволюции региона стали три структурных плана, последовательно наложенные друг на друга и сформированные соответственно в позднепротерозойско-раннепалеозойский, среднепозднепалеозойский и мезозойско-кайнозойский геодинамические периоды, среди которых, в свою очередь, выделяются эпизоды и импульсы активизации.

В доминанте главное сжатие в течение всей эволюции было *продольным* по отношению к горизонтальной литосферной расслоенности.

Для каждого периода характерно своё направление оси латерального регионального сжатия – σ_1 . Во время эпизодов и импульсов оси среднего и минимального сжатия σ_2 и σ_3 менялись местами. Разная ориентировка осей и дискретность тектонической активности свидетельствует о многопорядковой пульсационности сжатия.

Основными механизмами структурирования геологического пространства или реализации сжатия стали механизмы коробления, сплющивания, сдвигания и приоткрывания. Устанавливается иерархичность их производных – тектонических структур: от мелких складок до сводов и прогибов, ставших совместно с сопутствующими разрывами тектонотипом региона.

Позиции и структуры интрузивов вписываются в закономерные планы дислокаций, свойственные трем геодинамическим периодам фанерозоя: PR_3 – PZ_{1-2} (ССЗ–ССВ сжатие), PZ_3 – MZ_1 (ВСВ–ВЮВ сжатие), MZ_{1-3} (ССЗ сжатие). Интрузивы Приморья локализованы в структурах соскладчатого или сосдвигового разуплотнения. Первые из них чаще изометричны. Вторые же вытянуты согласно складчатости.

Интрузивы, главным образом, привязаны к сводам антиформ продольного сжатия. Позиции и формы интрузивов соответственно определяются расположением антиформ и степенью её сплюснутости. Расположение и степень «сжатия» антиформы зависит, в свою очередь, от ориентировки главных осей регионального поля напряжения.

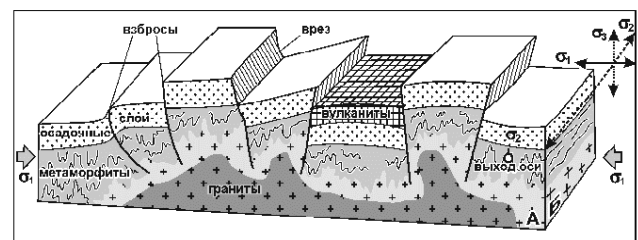


Рис. 8. Магмоконтролирующий свод при латеральном сжатии (по [Noakes, 1957] с дополнениями и пояснениями в тексте)

В сводах антиформ происходило уменьшение плотности и замещение вмещающих пород (гранитизация), наиболее благоприятных по составу (первичный фактор) и физическому состоянию: пористости и трещиноватости пород. Сводовое разуплотнение и последующая гранитизация не нарушали текстурные рисунки ранних пород. Они запечатлены в интрузивах в виде теневых складчатых структур, производных продольного сжатия. Продуктами такого же по направлению сжатия стали условно вторичные складчатые формы, синхронные становлению самих интрузивов. Соотношение первичных и вторичных форм учтено в обобщенной геодинамической модели образования благоприятного для гранитизации пространства и становления интрузива. Другая модель иллюстрирует формирование вторичных сколовых складок как сочетания и деформирования сопряженных встречных надвигов, производных тангенциальных напряжений, наведенных региональным сжатием. Одинаковость горизонтального положения средней оси деформации, зарегистрированного по разнородным тектоническим элементам, свидетельствует о том, что в зонах тангенциальных напряжений до появления явных деформационных рисунков возникают эффекты, по крайней мере, структурного преобразования вещества.

Изложенный материал позволяет рассматривать динамику и тектонику как приоритетный фактор, влияющий на гранитизацию коры.

ЛИТЕРАТУРА:

1. Беляевский Н.А. Геологическое районирование СССР // Геологическое строение СССР. Т. 1. М.: Госгеолтехиздат, 1958. С. 50–60.
2. Белянский Г.С., Рыбалко В.И. и др. Пояснительная записка к государственной геологической карте масштаба 1:1 000 000 площади листов L-(52) (Пограничный), 53 (оз. Ханка); K-(52) (Владивосток), (53) (Находка). СПб., 2006. 90 с.
3. Берсенева И.И. Основные черты тектоники Приморского края // Мат-лы к I Всес. конф. по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток, 1960. Вып. 1. С. 35–40.
4. 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.
5. Вотах О.А. Структурные элементы Земли. Новосибирск: Наука, 1979. 216 с.
6. Гаврилов А.А. Проблемы морфоструктурно-металлогенического анализа. Владивосток: Дальнаука, 1993. 321 с.
7. Геологический словарь. В 2-х т. М.: Недра, 1973.
8. Геология СССР. Т. XXXII. Приморский край. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 696 с.
9. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
10. Гончаров М.А., Талицкий М.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику: Учебное пособие. М.: КДУ, 2005. 496 с.
11. Граменицкий Е. Н. Механизм магматического замещения на примере контактовой зоны Сыростанского массива на Южном Урале // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геологическая. 1990. № 3. С. 62–76.
12. Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом (сдвиг). Владивосток, 1972. 115 с.
13. Изосов Л.А. Проблемы геологии и алмазоносности зоны перехода континент–океан (япономорский и охотоморский регионы). Владивосток: Дальнаука, 2006. 326 с.
14. Кулинич Р. Г. Особенности геологического строения Приморского края по геолого-геофизическим данным: автореф. дисс. ...геол.-минерал. наук. Владивосток, 1969. 27 с.
15. 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.
16. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука. 1991. 144 с.
17. Магницкий В. А., Мухамедиев Ш.А., Хасанов Р.Х. О возможности плавления при интенсивном складкообразовании (на примере Памира) // Доклады Академии Наук. 1998. Т. 363, № 5. С. 682–686.
18. 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.
19. Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н., Коваленко С.В., Кутуб-Заде Т.К. Меловые интрузивы Южного Приморья: Тектоническая позиция, структуры, динамика их формирования // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 5. С. 73–86.
20. Неволин П.Л., Уткин В.П., Кутуб-Заде Т.К., Кандауров А.Т., Аленичева А.А., Митрохин А.Н. Геодинамика структурирования и аспекты металлогении северной части западного Приморья // Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований. Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 278–298.
21. Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н. О псевдоскладчатом контроле аплитовых даек в палеозойских интрузивах юга Приморья // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя: Мат-лы XLIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2010. Т. 2. С. 81–85.
22. 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.
23. Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н., Кутуб-Заде Т.К. Геологическое строение Западного Приморья: динамика структурирования // Тихоокеанская геология. Т. 31, № 4. 2012. С. 17–37.
24. Неволин П.Л., Уткин В.П., Митрохин А.Н., Касаткин С.А. Роль широтного сжатия в формировании палеозойских интрузивов Южного Приморья // Тихоокеанская геология. Т. 31, № 2. 2013. С. 44–62.
25. Питчер У. Теневая стратифицированность в интрузивных гранитах (обзор) // Механизмы интрузий магмы. М.: Мир, 1972. С. 103–120.
26. Размахнин Ю.Н., Размахнина Э.М. О роговиковых по-

- лях Сихотэ-Алиня и их структурно-металлогеническое значение // Минерагенические фации гранитоидов и их рудоносность. М.: Наука, 1966. С. 242–252.
27. Сапрыкин Е.П. Взаимосвязь плутонических пород с региональными метасоматитами и ее петрологическое значение // Геохимия вулканических зон Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 1978. С. 32–42.
 28. Спенсер Э.У. Введение в структурную геологию. Л.: Недра, 1981. 367 с.
 29. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика: Геологические приложения физики сплошных сред: пер. с англ. М.: Мир, 1985. Ч. 1. 376 с.
 30. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука. 1980. 144 с.
 31. Уткин В.П. Природа магмо-металлогенической зональности Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1986. № 4. С. 947–951.
 32. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 166 с.
 33. Уткин В.П. Обратимая трансформация шарьяжно-надвиговых и сдвиговых дислокаций // Доклады АН СССР. 1979. Т. 249, № 2. С. 425–429.
 34. Уткин В.П., Неволин П.Л., Митрохин А.Н. Два плана деформаций восточного фланга Цилинь-Лаоелинской складчатой системы // Докл. РАН. 2003. Т. 389, № 1. С. 75–79.
 35. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края: Очерк. Владивосток: Дальнаука, 1995. 68 с.
 36. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Горячев Н.А., Бялобжецкий С.Г., Попеко Л.И. Тектоническая карта Дальнего Востока России // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с. + цв. карта.
 37. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 158 с.
 38. Ярошевский В. Тектоника разрывов и складок. М.: Недра, 1981. 245 с.
 39. Ramberg H. Evolution of drag fold // Geol. Mag. V. 100, № 2. 1963. P. 97–106.

The research was made in Primorye, and it revealed three deformational planes. Their formation refers to independent geodynamic periods: late Proterozoic – early Paleozoic, middle – late Paleozoic, and Mesozoic – Cenozoic. In the first period the main compression axis took a longitudinal position, and in the second – altitudinal one; that produced a flatness deformation, depressions and vaults. The third period was characterized by the NNW-trending active compression. It includes the following tectonic episodes: Triassic–Jurassic, early Cretaceous, and Tertiary. During all these episodes, crumpling was forming the ENE-trending narrow vaults and depressions. Granitization localized within all the vaults that had undergone local decompressions. The granitization process proceeded by means of replacement in tectonically decompressed rocks, devoid of the structure-formation force of its own. It was devised the formation models of vault intrusions and shear pseudofolding as the key indicator of lateral compression in the intrusion development.

Keywords: *granitization, intrusions, host-and-home structure intrusions, structurization dynamics.*