

1832

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
Институт тектоники и геофизики

Из книг Г. М. Власова

Н. П. Романовский

Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
И. К. ТУЕЗОВ

*Дорогому
Сергею Александровичу
Смирнову
и семье
с наилучшими
пожеланиями*



МОСКВА
"НАУКА"
1987

Романовский Н.П. Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987.

В книге на единой фактологической (приведены данные о физических свойствах более 500 тыс. образцов пород, петрофизические и геолого-геофизические карты и разрезы) и методологической основе рассмотрены вопросы, связанные с выделением и изучением рудно-магматических систем. Основное внимание сосредоточено на методологическом и теоретическом обосновании нового научного направления – петрофизики гранитоидных рудно-магматических систем, типовых петрофизических характеристиках систем разных таксономических классов, критериях их прогнозирования в пределах северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. Показаны глубинные закономерности размещения и формирования мезозойско-кайнозойских гранитоидных рудно-магматических систем в орогенных сооружениях всего пояса.

Для петрофизиков, тектонистов, петрологов.

Табл. 25, ил. 43, библиогр. 218 назв.

Рецензенты:

Л.Ф. Мишин, В.И. Сухов

тура 600–700 °С), где можно ожидать наличие пород амфиболитовой фации метаморфизма, обладающих повышенной концентрацией кристаллизационной воды, а также в низах коры с температурами около 1200 °С. Следует иметь в виду, что для зон наиболее молодой кайнозойской активизации характерны быстро исчезающие и появляющиеся коровые очаги плавления, которые хорошо фиксируются методом МТЗ и сейсмическими методами (скорость продольных волн здесь понижена на 0,3–0,8 км/с), но которые нельзя рассчитать теплофизическими методами [Бурьянов и др., 1983].

Приводя данные об электропроводности литосферы, П.М. Сычев [1979] акцентирует внимание на хорошей корреляции зон пониженных сопротивлений с низкоскоростными зонами и районами высокого теплового потока, что увеличивает реальность существования аномальных в петрофизическом аспекте глубинных объектов, которые тяготеют к тектонически активным областям в пределах северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. В частности, П.М. Сычев подчеркивает наличие двух уровней сосредоточения аномальных объектов: верхнего внутрикорового и нижнего — на границе нижней коры и верхней мантии.

Представляется, что результаты электромагнитных и сейсмических исследований, позволяющие получить "прямые" сведения о физических особенностях тех или иных геосферных оболочек, могут в сочетании с данными гравиметрии и петрофизических исследований в приповерхностном слое земной коры обеспечить достаточную надежность прогнозирования корневых частей орогенных РМС и их объемного моделирования на такой основе.

Комплексная петрофизическая характеристика мезозойско-кайнозойских гранитоидов и вмещающих геологических образований обеспечивает надежность геолого-геофизических построений при выделении и объемном моделировании гранитоидных РМС. Выявленные закономерности могут быть экстраполированы на всю внешнюю часть Тихоокеанского пояса.

Г л а в а IV

ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ГЛУБИННОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДНЫХ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ

Основными задачами при разработке данного вопроса являлись выявление критериев глубинного прогнозирования областей и районов наиболее интенсивного проявления рудогенерирующего магматизма, т.е. локализации РМС в разрезе литосферы, и определения их профилирующей металлогенической специализации. Эти задачи решались на основе использования комплексной петрофизической характеристики рудоносных магматических комплексов и вмещающих геологических образований.

По работам В.Н. Белогуба, Ю.Я. Ващилова, Р.Г. Кулинича, Э.Н. Лишневого, Ю.Ф. Малышева и их соавторов известно, что на Востоке СССР мезозойско-кайнозойские гранитоидные образования, обладая дефектом плотности по отношению к вмещающим геологическим комплексам, часто создают аномальные возмущения определенного знака в гравитационном поле. Некоторые из указанных авторов связывают региональные понижения поля силы тяжести с суммарным гравитирующим эффектом внутрикоровых гранитоидных масс и зон более глубинного разуплотнения литосферы.

Средняя плотность разновозрастных гранитоидных комплексов Востока СССР практически идентична. Казалось бы, все они должны оказывать достаточно сходное влияние на уровень гравитационного поля. Однако, как показали специальные исследования, районы, сходные по интенсивности проявления гранитоидов разного возраста, в поле силы тяжести проявлены существенно различно [Мальшев, Романовский, 1979, 1980].

Области максимальной распространенности гранитоидных образований докембрия в пределах Алданского щита и Становой складчатой области контролируются одним из наиболее глубоких региональных гравитационных минимумов, а на Буреинском массиве их выходы приурочены к области повышенных значений поля силы тяжести. Районы очень высоких концентраций гранитоидов палеозойского возраста (Буреинский и Ханкайский массивы) характеризуются устойчиво повышенным уровнем гравитационного поля. Мезозойские гранитоиды на юге Дальнего Востока, как правило, тяготеют к региональным гравитационным минимумам или обрамляющим их гравитационным ступеням; в пределах же Северо-Востока СССР такие связи хотя и очевидны, но проявлены менее отчетливо. Гранитоиды кайнозоя на юге Дальнего Востока чаще располагаются в зонах градиентов поля силы тяжести, а на Камчатке и в Корякии ближе отвечают гравитационным минимумам.

В целях дальнейшего изучения форм и устойчивости таких связей проведены исследования, которые заключались в определении дефекта плотности рудоносных магматических комплексов по отношению к вмещающим геологическим образованиям, оценках интенсивности проявлений рудоносного магматизма, установлении гравитирующего влияния гранитоидов и зон глубинного разуплотнения литосферы.

Гранитоиды и их гравитационные характеристики

Петроплотностной ряд геологических образований. Подавляющее большинство гранитоидных комплексов любого возраста обладает близкой плотностной характеристикой (см. табл. 5), что обеспечивает им вполне определенное место среди других геологических образований Востока СССР (табл. 14). Анализ характеристик, представленных в петроплотностном ряду геоккомплексов Востока СССР, позволил установить следующее (рис. 16). По отношению почти ко всем вмещающим геологическим комплексам мезозойско-кайнозойские гранитоиды обладают дефицитом

Плотностная характеристика мезозойско-кайнозойских гранитоидов и вмещающих геологических образований Востока СССР

№№ п/п (см. рис. 16)	Геологические комплексы	Плотность, г/см ³	
		Пределы	Среднее
1	Слабо литифицированные осадочные (KZ)	2,07–2,48	2,27
2	Вулканогенные кислые и умеренно-кислые (MZ–KZ)	2,39–2,61	2,53
3	Гранитоидные (MZ–KZ)	2,51–2,65	2,61
4	Гранитоидные (AR–PZ)	2,57–2,68	2,61
5	Вулканогенные среднего состава (PZ–KZ)	2,57–2,68	2,62
6	Осадочные (MZ)	2,57–2,86	2,62
7	Вулканогенные основного состава (PZ–KZ)	2,60–2,72	2,64
8	Осадочные (PZ)	2,49–2,92	2,66
9	Метаморфические (PR)	2,59–2,81	2,70
10	Метаморфические (AR ₂)	2,64–2,83	2,73
11	Метаморфические (AR ₁)	2,65–2,86	2,80
12	Интрузивные основного состава (AR–MZ)	2,77–2,87	2,83
13	Интрузивные ультраосновного состава (AR–MZ)	–	3,00

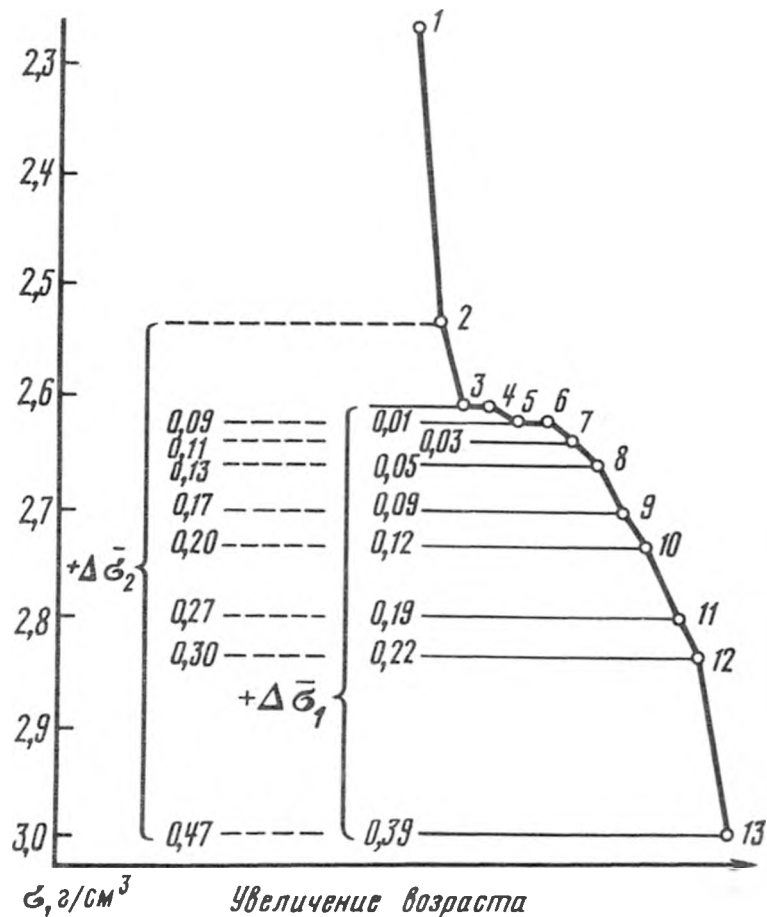
плотности, величина которого в крайних пределах изменяется от 0,01 до 0,39 г/см³, а применительно к ведущим членам разреза земной коры (метаморфическим и магматическим основного состава образованиям) составляет 0,10–0,20 г/см³.

Меньшей, чем гранитоиды, средней плотностью характеризуются лишь слаболитифицированные осадочные образования кайнозоя (2,27 г/см³) и вулканогенные комплексы кислого и умеренно-кислого состава (2,53 г/см³). Первые из них не получили широкого развития в областях активного проявления мезозойско-кайнозойского магматизма. Вторые, напротив, тесно ассоциируют с гранитоидами и наряду с последними ответственны за возмущения гравитационного поля. Тем не менее широко представленные с поверхности липарит-дацитовые комплексы мезозоя–кайнозоя, хотя и обладают наиболее низкой плотностью среди проявлений кислого магматизма, все же существенно уступают своим интрузивным аналогам в создании "объемных" гравитационных эффектов в связи с незначительным развитием вулканогенных пород на глубину.

По оценкам многих исследователей, средняя плотность гранитоидов докембрия и палеозоя ближе отвечает показателю 2,62–2,64 г/см³, т.е. несколько превышает среднюю (2,58–2,62 г/см³) плотность их мезозойско-кайнозойских аналогов [Дубинчик, Путинцев, 1971, 1974; Дортман, 1974; Физические свойства..., 1976; Курские, 1983; и др.]. В нашем случае (см. табл. 14, рис. 16) эти средние показатели оказались идентичными – 2,61 г/см³. Но в любом из рассматриваемых вариантов домезо-

Р и с. 16. Петроплотностной ряд геологических образований Востока СССР

1–13 — номера геологических комплексов, соответствующие табл. 14; избыток плотности вмещающих геологических образований, г/см^3 : $+\Delta\bar{\sigma}_1$ — по отношению к мезозойско-кайнозойским гранитоидам, $+\Delta\bar{\sigma}_2$ — к вулканитам кислого и умеренно-кислого состава



зойские гранитоиды так же, как и их более молодые аналоги, могли бы создавать "отрицательные" гравитационные эффекты на фоне плотностных неоднородностей, сформированных другими членами разреза земной коры.

По плотности гранитоидам близки вулканиты среднего состава ($2,62 \text{ г/см}^3$) и существенно терригенные мезозойские осадочные комплексы ($2,62 \text{ г/см}^3$). Мощность вулканитов обычно невелика, мощность осадочных толщ может достигать многих километров. Сложные сочетания рассматриваемых образований, обильно инъецированных мезозойско-кайнозойскими гранитоидами, формируют структурно-формационные комплексы, обладающие устойчивым дефицитом плотности в разрезе земной коры, которые фиксируются глубокими региональными минимумами силы тяжести типа Сихотэ-Алинского минимума [Кулинич, 1971; Петрищевский, 1985; и др.].

Количественные оценки интенсивности проявлений гранитоидного магматизма. Исследованиям гранитоидного магматизма Востока СССР на уровнях пород, интрузивных тел, интрузивных комплексов, магматических формаций посвящено множество работ. В ряде из них подробно рассматривались закономерности эволюции гранитоидного магматизма во времени и в пространстве [Карта магматических ..., 1971; Тектоническая карта..., 1982; Вулканические пояса..., 1984; Геологическое строение..., 1984; и др.]. Эти закономерности оценивались, как правило, на "дискретной" основе — применительно к отдельным интрузивным телам или их группам (комплексам). Такой подход существенно уменьшает возможность количественного определения представительности гранитоидных образований в объеме отдельных геотектонических блоков, что было бы особенно важ-

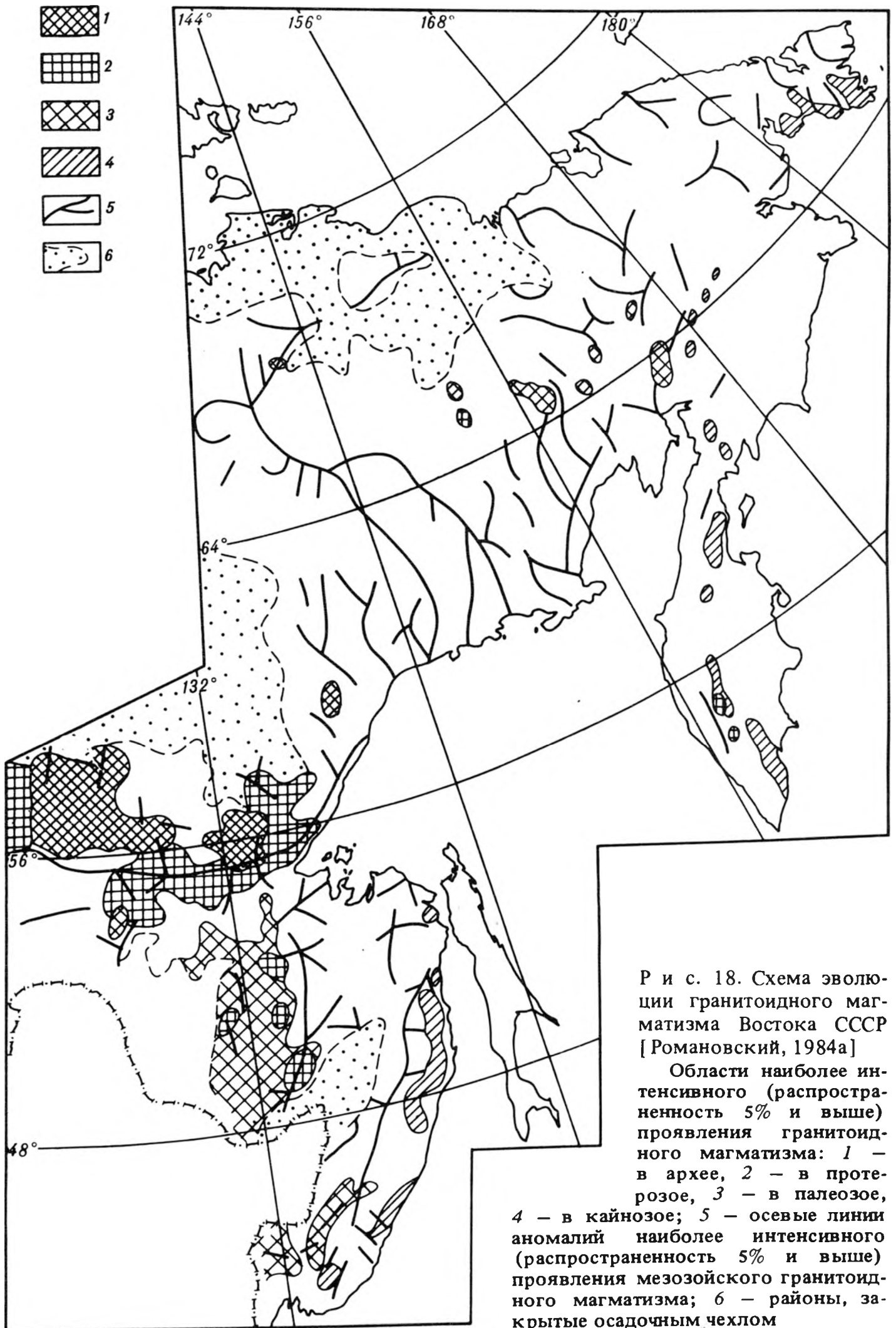
ным при интерпретации результатов глубинных геолого-геофизических исследований и прогнозировании эндогенного оруденения.

В этой связи представляют интерес результаты количественной оценки распространенности гранитоидов разного возраста на уровне дневной поверхности для территории Востока СССР в целом [Романовский, 1984 а]. Рассматриваемая площадь была разбита на элементарные ячейки, ограниченные географической сеткой 30' по долготе и 20' по широте. Подсчет площадей гранитоидных тел осуществляется по геологическим картам отдельных районов масштаба 1 : 500 000 – 1 : 1 000 000 с помощью палетки на прозрачной основе. Учтены все закартированные тела гранитоидов размером 2 мм и более (в соответствии с масштабом карт, использовавшихся при подсчете площадей). Для каждой ячейки определена суммарная величина интенсивности распространения гранитоидов (каждого возрастного интервала в отдельности), выраженная в процентах от площади элементарной ячейки. Полученные значения отнесены к центрам ячеек. На этой основе путем проведения линий равных значений составлены в масштабе 1 : 5 000 000 карты распространенности гранитоидов на дневной поверхности. Точность подсчета площадей обеспечила проведение изолиний сечением 5%.

Карты распространенности гранитоидов составлены отдельно для архея, протерозоя, палеозоя, мезозоя и кайнозоя (рис. 17, вкл., 18). При их построении выяснилось, что наибольшие погрешности могли возникнуть при подсчете площадей развития дофанерозойских гранитоидов. Крупные массивы последних часто включают значительные объемы в различной степени гранитизированных гнейсов и мигматитов, картируемых разными авторами в качестве то магматических, то метаморфических образований. Еще одно осложнение при подсчете площадей было вызвано расхождениями в возрастных датировках одних и тех же интрузивных тел авторами картографических работ разных периодов. Тем не менее полученные результаты позволили достаточно надежно определить интенсивность распространенности гранитоидов в приповерхностном слое земной коры в пределах отдельных районов Востока СССР и установить основные закономерности эволюции гранитоидного магматизма во времени и пространстве.

На территории открытых районов участки, в различной степени насыщенные гранитоидными телами, при подсчете от изолинии распространенности гранитоидов 5% и более составляют около 40% всей площади региона. Из них относительная доля распространенности гранитоидов разного возраста по отношению ко всей площади "гранитизированных" блоков составляет: гранитоиды архея – 4%, протерозоя – 7, палеозоя – 9, мезозоя – 75, кайнозоя – 5%. Главенствующая роль принадлежит проявлениям мезозойского магматизма (см. рис. 17), охватившего 3/4 всей территории, занятой гранитоидными образованиями (см. рис. 18). Количества магматического вещества, поступившего в верхние горизонты земной коры на всех остальных этапах геологической истории, близки между собой и на фоне чрезвычайной активности мезозойского этапа незначительны.

Архейский магматизм с преобладанием аляскитовых гранитов и плагиогранитов характерен только для Алданского щита. Два максимума его проявлений неравнозначны по площади и по интенсивности: в пределах западного максимума концентрации гранитоидов на уровне дневной поверх-



Р и с. 18. Схема эволюции гранитоидного магматизма Востока СССР [Романовский, 1984а]

Области наиболее интенсивного (распространенность 5% и выше) проявления гранитоидного магматизма: 1 — в архее, 2 — в протерозое, 3 — в палеозое, 4 — в кайнозое; 5 — осевые линии аномалий наиболее интенсивного (распространенность 5% и выше) проявления мезозойского гранитоидного магматизма; 6 — районы, закрытые осадочным чехлом

ности в ряде случаев превышают 25 и даже 50%, для восточного максимума такие аномалии нетипичны. В протерозое многочисленные массивы гранодиоритов, гранитов и плагиогранитов формировались в основном в зоне Становика–Джугджура; в меньшей степени протерозойский магматизм проявился в пределах активизированных участков Алданского щита и на Буреинском массиве. Охватывая с запада и юго-востока районы развития архейских гранитоидов, протерозойские гранитоиды совместно с последними формируют своеобразное тектоно-магматическое ядро, крупный геоблок, интенсивно гранитизированный в дофанерозойское время. Максимальные (более 50%) концентрации протерозойских гранитоидов характерны для западной части этого геоблока. В зоне Восточного Становика–Джугджура распространенность этих пород редко превышает 25%.

Палеозойские гранитоиды, среди которых преобладают граниты, образуют уникальный по насыщенности этими породами Буреинский блок, где распространенность магматических образований устойчиво превышает 50%, достигая на ряде участков 80–90% [Романовский, 1984а]. Для данного района характерно наращивание блока гранитизированных пород за счет облекания палеозойскими гранитоидами "зародышевых" ядер протерозойской гранитизации (см. рис. 18). Вторым районом достаточно интенсивного (до 25–50% площади) развития палеозойских гранитоидов является Юго-Западное Приморье. Фрагментарно и в весьма небольших концентрациях (5–10%) палеозойские гранитоиды проявлены по юго-восточному обрамлению Сибирской платформы, на Камчатке, в Корякии и на Северо-Востоке СССР.

Диапазон изменений вещественного состава мезозойских гранитоидов наиболее широк: от гранитов до кварцевых диоритов в сложных сочетаниях со всей гаммой их петрохимических разновидностей. Как уже отмечалось, мезозойский гранитоидный магматизм по интенсивности охвата территории Востока СССР аналогов не имеет. Максимальные концентрации этих пород, обычно достигающие 25–50%, характерны для большинства геологических структур региона; некоторым исключением в этом плане являются лишь Сахалинская и Корякско-Камчатская складчатые области. В отличие от более древних образований – протерозойских гранитоидов по отношению к архейским и палеозойским гранитоидов по отношению к протерозойским, – поля развития которых обычно облекают блоки с проявлением гранитоидного магматизма предшествовавшего этапа, мезозойские гранитоиды более многообразны (см. рис. 18). Структуры облекания древних блоков зонами мезозойской гранитизации устанавливаются на отдельных интервалах области Становика–Джугджура и по восточному обрамлению Буреинского и Ханкайского массивов. Дискордантные внедрения больших масс мезозойских гранитоидов отмечаются также в связи с зонами активизации вышеназванных геологических структур. Наиболее значительные участки мезозойской гранитизации, известные в пределах Верхояно-Колымской и Сихотэ-Алинской складчатых областей, автономны по отношению к известным здесь незначительным проявлениям более древнего гранитоидного магматизма.

Проявления кайнозойского гранитоидного магматизма, формирующие цепочки аномалий северо-восточного простирания, тяготеют к Корякско-Камчатской складчатой области, Восточно-Сихотэ-Алинскому и северной

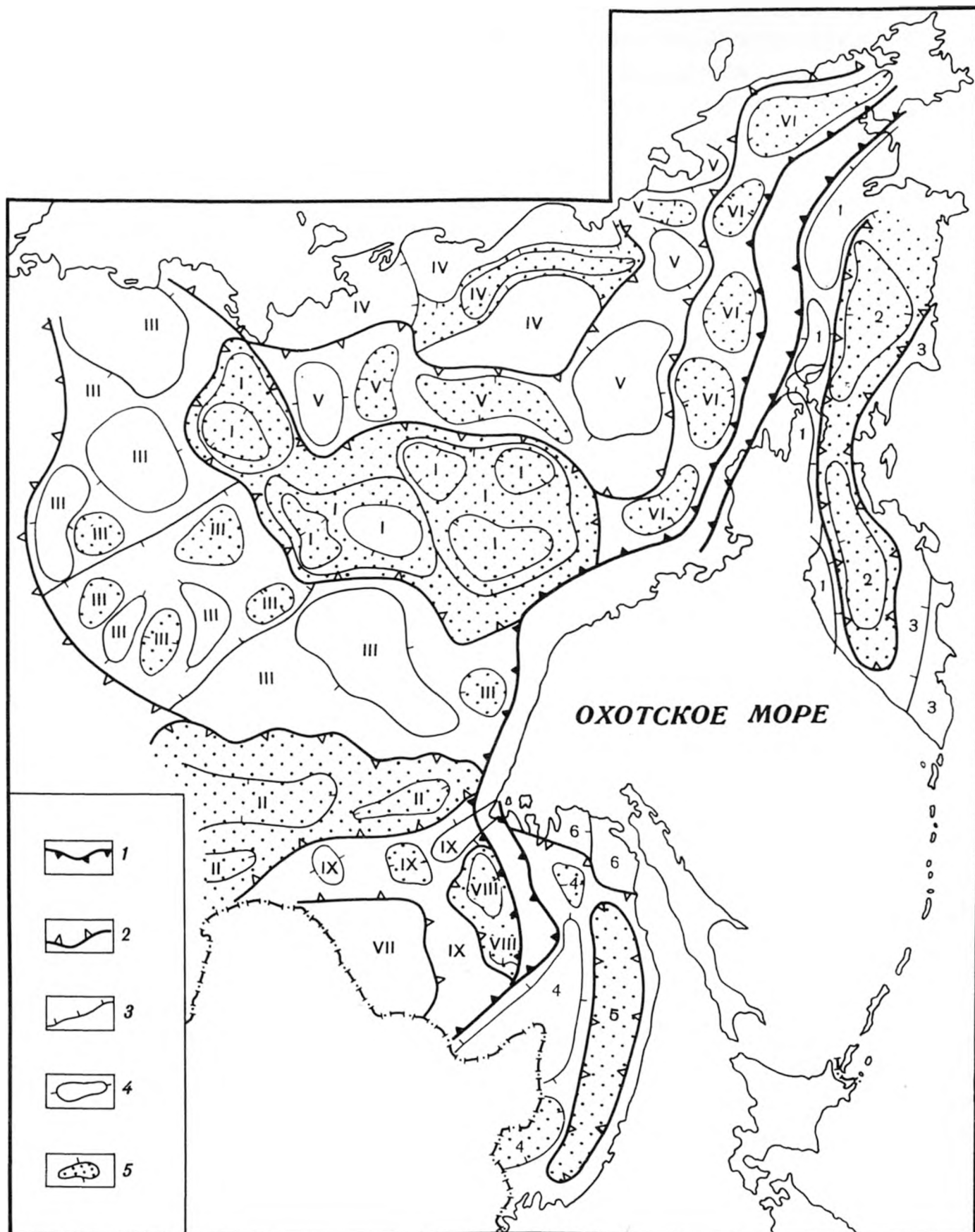
части Охотско-Чукотского вулканических поясов. Интенсивность кайнозойского гранитоидного магматизма невысока: максимумы его концентраций лишь в отдельных случаях достигают 10–20%. Исследования закономерностей пространственного размещения гранитоидов различного возраста обеспечили представление итоговой графической информации в интегральной форме, удобной для оценки степени коррелируемости магматических образований различного возраста с аномалиями силы тяжести, а следовательно, и с зонами разуплотнения, располагающимися на глубоких уровнях литосферы.

Гранитоиды и гравитационное поле. Анализ особенностей гравитационного поля в связи с характером развития гранитоидных образований различного возраста приводит к заключению о достаточно высокой степени корреляции с региональными минимумами силы тяжести в основном мезозойско-кайнозойских комплексов.

Особенности размещения этих минимумов в общей структуре гравитационного поля заключаются в следующем [Мальшев, 1984]. Два крупнейших аномалийных района – Континентальный и Переходный – разделены Пограничной зоной первого ранга, которая, имея ширину 40–150 км, протягивается через всю рассматриваемую территорию от Чукотского полуострова до среднего течения р. Амур (рис. 19). Пограничная зона представляет собой суперрегиональную гравитационную ступень со средней интенсивностью около 1,5 мГал/км. В северной части она совмещается с Охотско-Чукотским вулканическим поясом, а на юго-западе проходит восточнее Буреинского массива.

Континентальный и Переходный аномалийные районы различаются по уровню и по структурным особенностям гравитационного поля. Переходный район характеризуется положительным средним уровнем поля, на фоне которого в виде крупных структурных элементов выделяются Сихотэ-Алинский и Камчатско-Корякский минимумы. При значительной вытянутости и субмеридиональной или северо-восточной ориентировке они занимают центральное (осевое) положение в одноименных складчатых областях. Континентальному аномалийному району присущи в целом отрицательные значения поля силы тяжести; структура этой аномалии первого ранга мозаична. Четко выраженными аномалиями второго ранга здесь являются Алдано-Становой и Верхояно-Охотский гравитационные минимумы, отличающиеся наиболее низким на Востоке СССР уровнем поля и отчетливой его анизотропией. В пределах первого из них преобладают аномалии подчиненных рангов с субширотной, а второго – с субмеридиональной и северо-западной ориентировкой. Гравитационные минимумы третьего ранга, представленные Баджальско-Ямалинской аномалией и Охотско-Чукотской цепочкой аномалий отрицательного знака, характеризуются различной интенсивностью, не превышают 200 км в поперечнике и тесно прилегают к Пограничной зоне со стороны континента на расстоянии не более 70–100 км. Юго-западное звено Пограничной зоны выражено менее отчетливо, однако и здесь со стороны "континента" оно контролируется Хинганско-Олонойским гравитационным минимумом.

На стадии исследования глубинных закономерностей формирования и размещения гранитоидных РМС определенное значение приобретают результаты преобразований гравитационного поля, способствующие созда-



Р и с. 19. Схема гравитационных аномалий Востока СССР [Тектоническая природа..., 1984]

Границы аномалий различных рангов: 1 – первого (Пограничная зона), 2 – второго, 3 – третьего и четвертого; контуры аномалий различных знаков; 4 – положительных, 5 – отрицательных. Точечным крапом выделены гравитационные минимумы. Цифрами показаны Верхояно-Охотская (I), Алдано-Становая (II), Восточно-Сибирская (III), Лено-Колымская (IV), Омлойско-Чукотская (V), Колымско-Паляваамская (VI), Амуру-Зейская (VII), Баджальско-Ямалинская (VIII), Уркано-Селемджинская (IX), Пенжинско-Анадырская (1), Камчатско-Корякская (2), Камчатско-Олюторская (3), Амуру-Ханкайская (4), Сихотэ-Алинская (5), Удско-Татарская (6) аномалийные зоны

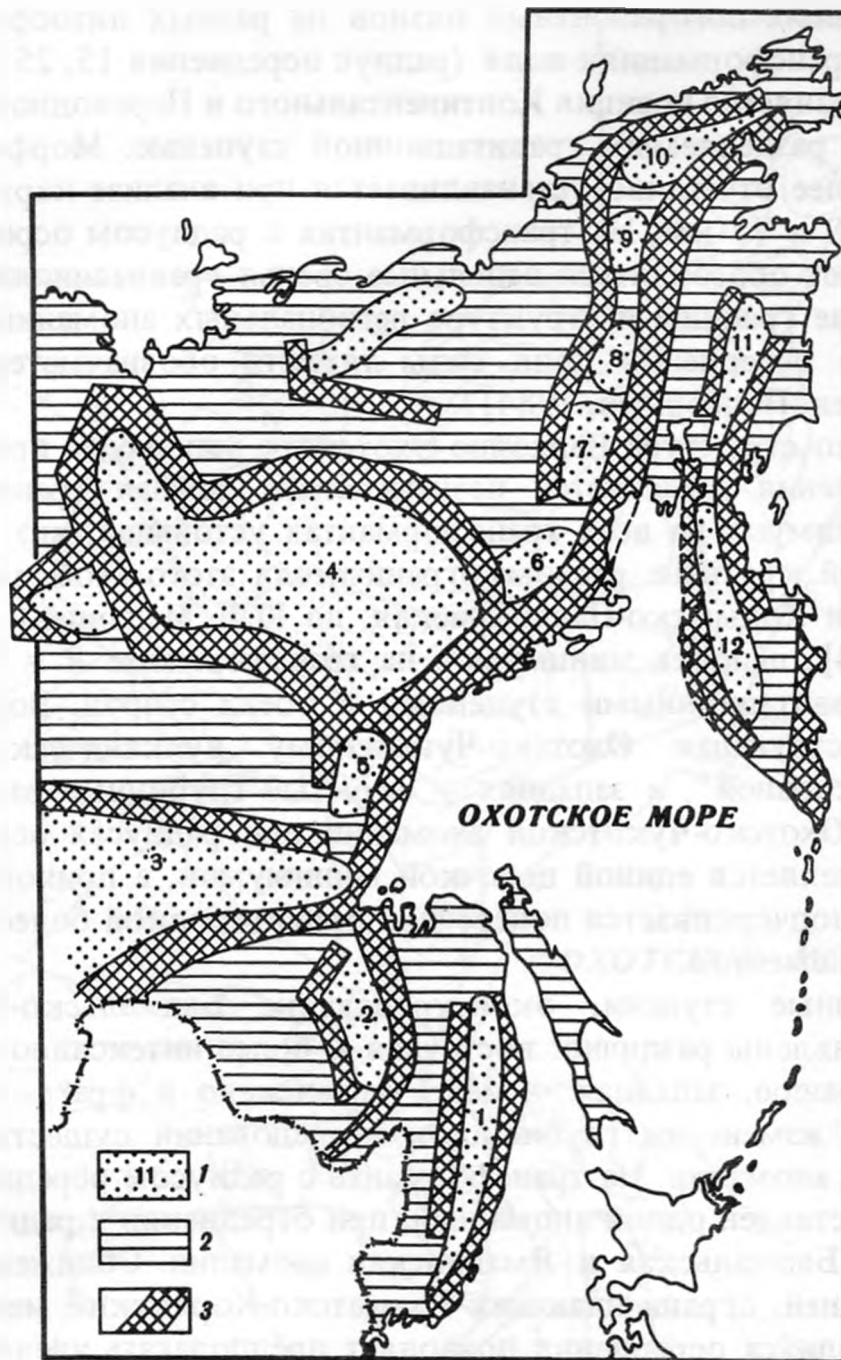
нию своеобразных погоризонтных планов на разных литосферных уровнях. На всех трансформациях поля (радиус осреднения 15, 25, 50 и 75 км) отчетливо сохраняется позиция Континентального и Переходного аномалийных районов, разделяемых гравитационной ступенью. Морфология этой ступени наиболее отчетливо устанавливается при анализе карт с радиусом осреднения 50 и 75 км. На трансформантах с радиусом осреднения 15 и 25 км начинают обособляться отдельные звенья гравитационной ступени. В общем случае границы и структура региональных аномалий при увеличении радиуса осреднения поля силы тяжести обозначаются все более четко [Малышев, Подгорный, 1984].

Отметим, что структура Верхояно-Охотского минимума при разных радиусах осреднения изменяется незначительно. Южная граница Алдано-Станового минимума на всех трансформантах устойчива, что свидетельствует о большой крутизне разлома-ограничителя этого геоблока. Охотско-Чукотская, или Колымско-Паляваамская, по Ю.Ф. Малышеву и В.Я. Подгорному [1984], цепочка минимумов на трансформанте $R = 75$ км оконтуривается гравитационными ступенями с обеих сторон. Восточная ступень, соответствующая Охотско-Чукотскому вулканическому поясу, фиксирует "сквозной", а западная — скрытый глубинные разломы. Глубинный план Охотско-Чукотской аномалии при радиусах осреднения 50 и 75 км определяется единой цепочкой минимумов, а приповерхностный (15 и 25 км) подчеркивается поперечной ориентировкой более локальных структурных элементов.

Гравитационные ступени, оконтуривающие Баджальско-Ямалинский минимум, проявлены различно: восточная — более интенсивно и непрерывно по простиранию, западная — менее интенсивно и фрагментарно. При относительном изменении глубинности исследований существенно меняется структура аномалии. На трансформанте с радиусом осреднения 75 км минимум представлен одной аномалией, при осреднении с радиусом 50 км обособляются Баджальская и Ямалинская аномалии. Сближение гравитационных ступеней, ограничивающих Камчатско-Корякский минимум, при уменьшении радиуса осреднения позволяет предполагать увеличение поперечных размеров аномальных объектов с глубиной их залегания. Особенно четко Камчатская и Корякская аномалии разделяются на трансформанте с радиусом осреднения 75 км. Западное ограничение Сихотэ-Алинского минимума на всех трансформантах прослеживается однозначно, восточная гравитационная ступень при уменьшении радиуса осреднения расчленяется на ряд звеньев. В центральной части Сихотэ-Алинской аномалии на трансформантах 50 и 25 км выделяется цепочка более локальных минимумов. Представляется [Рейнлиб, Романовский, 1977], что ими картируются разобщенные гранитоидные интрузивно-купольные структуры.

Не исключено, что указанные особенности свидетельствуют о "глубинной природе региональных минимумов Континентального района... региональные минимумы в Переходном районе характеризуются также ... предпочтительно глубинным распределением относительно низкоплотных масс" [Малышев, Подгорный, 1984, с. 28].

Совместный анализ схем распространенности гранитоидов различного возраста и схемы региональных аномалий гравитационного поля приводит к следующим результатам (см. рис. 18, 20). Наиболее ярко выраженные



Р и с. 20. Генерализованная схема региональных гравитационных минимумов Востока СССР

1 – минимумы; 2 – максимумы и участки дифференцированного поля положительного знака; 3 – зоны градиентов поля силы тяжести

минимумы силы тяжести занимают 22%, обрамляющие их зоны градиентов (гравитационные ступени) – 25%, максимумы, в том числе участки в целом повышенного дифференцированного поля, – 53% территории Востока СССР.

Характер корреляции гранитоидов мезозоя–кайнозоя, т.е. магматических образований, получивших максимальное развитие на описываемой территории, с гравитационными аномалиями трех указанных типов отображен в табл. 15. Наиболее высокая концентрация гранитоидов типична для Сихотэ-Алинского, Баджальско-Ямалинского, Алдано-Станового минимумов и Охотско-Чукотской цепочки минимумов. Для большинства аномалий характерна приуроченность максимумов распространенности гранитоидного магматизма к гравитационным ступеням; одинаковая "насыщенность"

**Характер корреляции мезозойско-кайнозойских гранитоидов Востока СССР
с гравитационными аномалиями разного знака**

Гравитационные аномалии	Площадь (количество элементарных ячеек при расчетах)	Распространенность гранитоидов, %	
		в элементарных ячейках (пределы концентраций)	в среднем в аномальной зоне
Сихотэ-Алинский минимум,	62	0-53	12
зоны его градиентов	71		12
Баджальско-Ямалинский минимум,	29	0-98	19
зоны его градиентов	50		16
Алдано-Становой минимум,	191	0-96	5
зоны его градиентов	199		13
Верхояно-Охотский минимум,	566	0-75	5
зоны его градиентов	535		5
Охотско-Чукотская цепочка минимумов,	243	0-78	10
зоны ее градиентов	400		14
Камчатско-Корякский минимум,	90	0-21	2
зоны его градиентов	107		2
Восток СССР в целом:			
минимумы	1181	—	7
зоны градиентов	1312	—	8
максимумы	2812	—	2

минимума и его градиентных ограничителей гранитоидами присуща лишь Сихотэ-Алинской аномалии. Распространенность мезозойско-кайнозойских гранитоидов в пределах Верхояно-Охотской и Камчатско-Корякской аномалий в целом невысока и в количественном выражении близка у минимумов и гравитационных ступеней. В целом для Востока СССР интенсивность проявлений мезозойско-кайнозойского магматизма, коррелирующихся с минимумами и гравитационными ступенями, в 4 раза превосходит аналогичный показатель гравитационных максимумов.

На юге Дальнего Востока, где широкое развитие получили гранитоиды всех возрастов, экстенсивность мезозойско-кайнозойского магматизма в 2 раза, а интенсивность в 2-4 раза выше на площади минимумов и гравитационных ступеней, чем в пределах максимумов поля силы тяжести (табл. 16). Эти же показатели, рассчитанные суммарно для гранитоидов всех возрастов, изменяются, что обусловлено влиянием докембрийских гранитоидов в пределах Алдано-Становой аномалии и приуроченностью крупнейших по концентрациям масс гранитоидов палеозоя к участкам положительного гравитационного поля на Буреинском и Ханкайском массивах.

Распространенность гранитоидов разного возраста в гравитационных аномалиях юга Дальнего Востока СССР

Возраст гранитоидов	Элементы гравитационного поля	Распространенность, %	
		Экстенсивность, (охват площади)	Интенсивность (средняя концентрация)
MZ-KZ	Минимумы	84	7
	Зоны градиентов	60	13
	Максимумы	38	3
Все возрасты	Минимумы	84	17
	Зоны градиентов	81	16
	Максимумы	46	11

В рассматриваемом аспекте восточные районы страны не уникальны: по выборке, выполненной В.А. Цареградским, для 200 интрузивных тел Восточного Казахстана устанавливается не только надежная корреляция гранитоидов с минимумами гравитационного поля, но и ярко выраженная тенденция снижения уровня поля с омоложением возраста магматических образований от позднего протерозоя к раннему мезозою.

Полученные результаты рассматриваются как качественная основа оценок превалирующей среди всей гаммы гранитоидных магматических образований роли мезозойско-кайнозойских гранитоидов в формировании региональных гравитационных минимумов северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса.

Гранитоидные рудно-магматические системы и зоны глубинного разуплотнения

Большинство исследователей ограничивают область формирования гранитоидных тел верхне- и среднекоровыми глубинами. В свою очередь, не вызывает особых сомнений значительно большая, включая низы коры и верхи мантии, глубина нижних кромок зон регионального разуплотнения литосферы [Артюшков, 1979; и др.]. Материалы, изложенные в предыдущем разделе, свидетельствуют о несомненно тесной корреляции участков максимальных концентраций мезозойско-кайнозойских гранитоидов с региональными гравитационными минимумами, фиксирующими зоны глубинного разуплотнения литосферы.

Оценки глубинности объектов. Анализ результатов количественной интерпретации гравитационных минимумов Востока СССР, выполнявшейся многими исследователями по разным методикам, обеспечивает возможность оценки уровней залегания как гранитоидных "батолитов", так и зон более глубинного разуплотнения литосферы (табл. 17). Сопоставление этих данных с количественными оценками распространенности гранитоидов в региональных минимумах силы тяжести приводит к следующим выводам.

Результаты количественной интерпретации гравитационных минимумов Востока СССР

Источник информации	Гравитационный минимум или район исследований	Зоны глубинного разуплотнения литосферы, фиксируемые региональными минимумами		Глубина гранитоидных тел, фиксируемых локальными минимумами в пределах региональных аномалий, км	
		Глубина нижней кромки, км	Дефект плотности, г/см ³	верхней кромки	нижней кромки
В.Н. Белогуб и др. [1971]	Сихотэ-Алинский	80–100	–	–	6–15
	Баджальско-Ямалинский	80–100	–	–	6–15
Р.Г. Кулинич [1971]	Сихотэ-Алинский	–	–	–	10–15
Э.Н. Лишнеvский [1974]	”	–	–	–	6–12
Э.Н. Лишнеvский [1980]	Баджальский	–	–	–	14–16
	Дуссе-Алинский	–	–	–	8–10
Э.Л. Рейнлиб, Н.П. Романовский [1975]	Тумнинский	–	–	–	6–7
	Комсомольский	–	–	0–2	6–8
	Хингано-Олонойский	–	–	0–2	4–6
	Карауракский	–	–	1,5–2	> 7
Л.М. Парфенов, Э.Л. Рейнлиб [1976]	Сихотэ-Алинский	20–70	0,05–0,10	–	–
	Баджальско-Ямалинский	60–80	0,05–0,10	–	–
	Алдано-Становой	70–85	0,05–0,12	–	–
Э.Л. Рейнлиб, Н.П. Романовский [1977]	Сихотэ-Алинский	25–70	0,07–0,10	–	–
Н.А. Шило и др. [1979]	Северо-Восток СССР	10–220	–	–	–
	”	–	–	0,5–2,0	3–10
Ю.Я. Ващилов и др. [1982]	Критерии..., Комсомольский	–	–	0–2	8–9
Ю.А. Павлов, Э.Л. Рейнлиб [1982]	Сихотэ-Алинский	20–70	0,05–0,10	–	–
	Баджальский	60–90	0,05–0,10	–	–
	Алдано-Становой	70–85	0,05–0,12	–	–
	Тумнинский	30	0,25	–	–
	Нижнеамурский район	20–25	0,04–0,15	–	–
Л.И. Брянский, В.Я. Подгорный [1984]	Баджальский	> 60	0,02–0,12	–	–

Аномалии повышенных концентраций гранитоидов мезозойско-кайнозойского возраста на уровне дневной поверхности фиксируют апикальные части крупных глубинных батолитоподобных масс гранитоидного состава. Верхние кромки таких "батолитов" обычно располагаются на глубинах от первых сотен метров до 2–3 км, в редких случаях опускаясь до 4–6 км от поверхности. Нижние их кромки по гравиметрическим данным не прослеживаются глубже 15–17 км. Возможно, последние значения глубин – это тот уровень, выше которого происходит становление кислых магм, т.е. консолидация собственно гранитоидных тел, апикальные части которых картируются на дневной поверхности.

Характерно, что "батолиты" в пределах региональных и более мелких, периферических гравитационных минимумов существенно различаются между собой по глубине проникновения их в земную кору [Белогуб и др., 1971; Кулинич, 1971; Лишневский, 1974; и др.]. В первом случае их вертикальная мощность максимальна и может достигать 8–15 км, во втором – значительно сокращена (3–6 км). Вероятно, это обусловлено различной интенсивностью процессов энерго- и массопереноса, достигавших своих максимумов в тектонически наиболее проницаемых зонах, где обеспечивались самые значительные диапазоны разуплотнения вещества по вертикали [Артюшков, 1979] и благоприятные условия формирования гранитоидных тел [Романовский, 1985].

Надежная оценка соотношений масс гранитоидного состава и вмещающих образований в пределах региональных зон разуплотнения невозможна. Частный вариант такого решения на основе использования имеющихся петроплотностных характеристик приводит к следующему. Дефект плотности гранитоидов по отношению к основным типам вмещающих образований в приповерхностном слое определяется величиной $0,10\text{--}0,20\text{ г/см}^3$ (см. табл. 14). Нижняя кромка зоны разуплотнения, создающая, к примеру, Арму-Иманский минимум в южной части Сихотэ-Алинского регионального минимума силы тяжести, устанавливается на глубине около 25 км [Рейнлиб, Романовский, 1977]. Если бы разрез земной коры в пределах Арму-Иманского минимума был представлен только гранитоидами или близкими им по плотности гранитизированными вмещающими образованиями, расчетный по гравитационным данным показатель величины разуплотнения был бы близок $0,10\text{--}0,20\text{ г/см}^3$. Однако расчеты привели к величине $0,08\text{ г/см}^3$, примерно вдвое меньшей указанной. Это позволяет считать, что гранитоиды либо интенсивно гранитизированные образования выполняют не 100, а лишь около 50% объема рассматриваемого геоблока. Учитывая, что с поверхности интенсивность аномалий распространенности гранитоидов в зоне Арму-Иманского минимума не превышает 12–15% (см. рис. 17), можно предположить, что представительность гранитоидного (гранитизированного) вещества в объеме Арму-Иманского блока на более глубоких горизонтах увеличивается в 3–3,5 раза.

Положение нижних кромок региональных зон разуплотнения во многих районах Востока СССР оценивается в 60–80 км при наиболее вероятной величине дефицита плотности в зонах $0,07\text{--}0,10\text{ г/см}^3$ (см. табл. 17). Отметим, что величина разуплотнения литосферы в зонах разломно-магматической активизации на глубинах порядка 80 км для большинства районов других континентов принималась равной $0,09\text{ г/см}^3$ [Бурьянов и др.,

1983]. Показатели глубины залегания и дефекта плотности в обоих этих случаях достаточно близки, что позволяет предполагать универсализм явлений подобного рода.

Положение верхних кромок зон глубинного разуплотнения обычно не показывается. В этой связи несомненный интерес могут представлять возможности геолого-геофизических оценок интервала глубин, заключенного между нижними кромками гранитоидных "батолитов" и верхними кромками зон более глубинного разуплотнения литосферы. Принимая точки зрения о строго ограниченном диапазоне формирования гранитоидных массивов на глубинах 5–20 км от дневной поверхности [Петров, 1972; Раген, 1979; и др.], объяснение природы корневых частей зон разуплотнения в вещественном аспекте можно было бы связывать с образованием латеральной зональности верхов мантии и низов коры вблизи тектонически наиболее проницаемых структур за счет дебазификации глубинного вещества, в понимании С.С. Зиминой [1971]. Если же соглашаться с возможностью зарождения натриево-калиевых кремнекислотных расплавов не только в коре, но и ниже границы Мохо [Леонтьев, 1982; Литвиновский, 1983], то на таких глубинах в зонах разуплотнения, вероятно, следует ожидать морфологически и структурно сложные сочетания магматических пород различной основности и плотности. Рассматриваемая проблема заслуживает дальнейшего изучения, в том числе с позиций геофизики и петрофизики. При ее решении следует иметь в виду следующее.

В пределах многих орогенных сооружений Востока СССР однозначная корреляция гравитационных минимумов с конкретными типами геологических структур на уровне дневной поверхности не устанавливается. Скорее всего, здесь мы имеем дело с автономным (независимым от типа и возраста "перерабатываемых" структур) проявлением разрядки геодинамических и энергетических напряжений, которые сфокусированы в узких большой протяженности, секущих литосферные блоки на всю их мощность, тектонически наиболее проницаемых зонах. Гравитационные эффекты в таком случае могут иметь полигенную природу [Карсаков и др., 1977; Бурьянов и др., 1983]: разуплотнение коры в связи с процессами мезозойско-кайнозойской гранитизации, разогрев глубинных горизонтов литосферы и дебазификация ее гипербазитового субстрата, увеличение мощности сиалической части коры, подъем в верхние части разреза докембрийских реликтов "малоплотной" коры и т.д. Доля участия каждого из рассматриваемых компонентов в формировании уровня и структуры поля силы тяжести для орогенных сооружений разного типа может быть существенно различной [Малышев, Романовский, 1979, 1980]. **Однако главное заключается в том, что, скорее всего, региональные зоны разуплотнения в литосфере, возникая в результате чрезвычайной активности тектоно-магматических процессов мезозоя–кайнозоя, обуславливали в верхах коры массовые проявления кислого магматизма и сопутствующей эндогенной металлогении, т.е. приводили к формированию региональных и локальных гранитоидных РМС. [Романовский, 1985].**

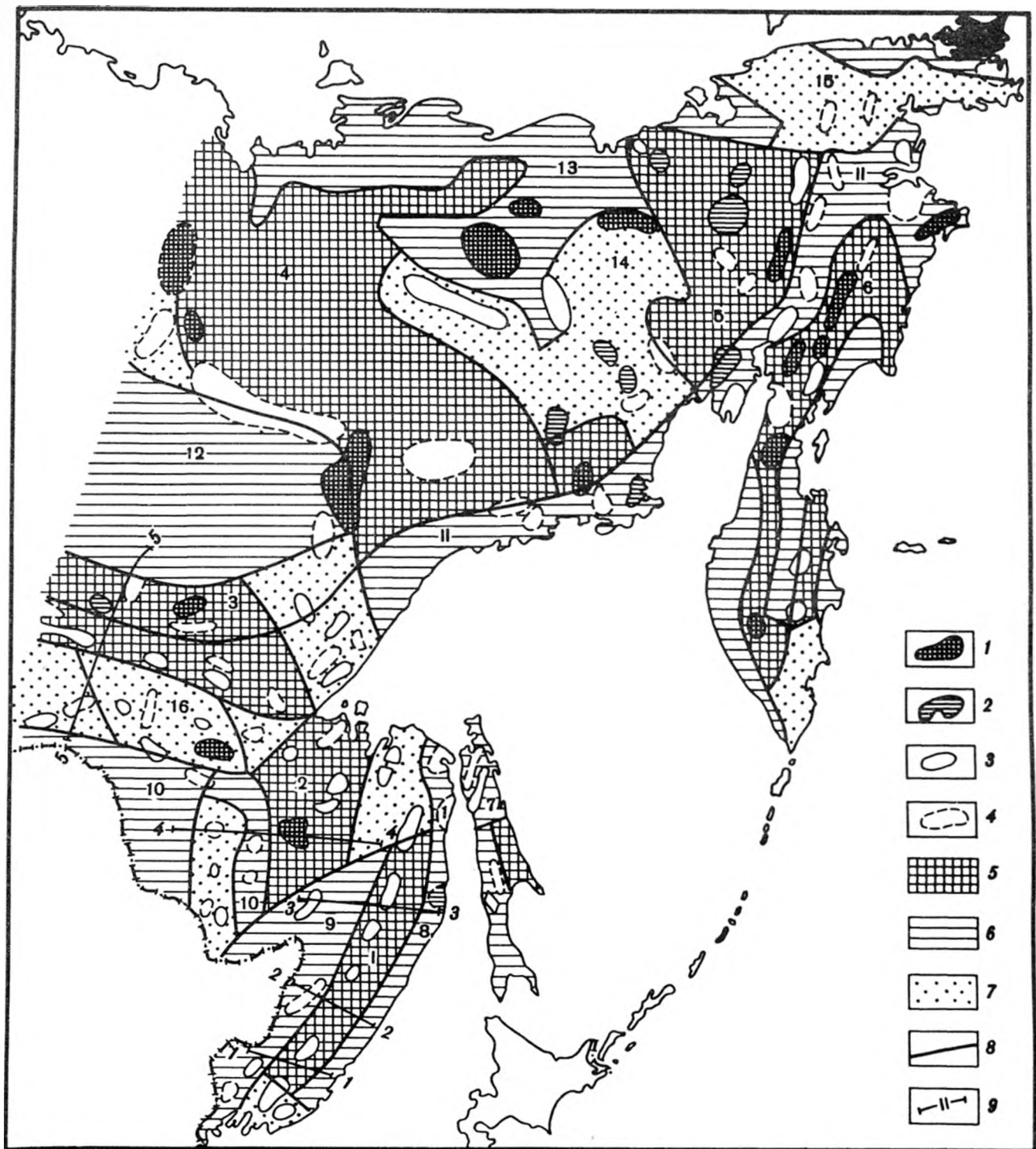
Инверсии плотности как индикатор проявлений рудогенерирующего магматизма. Корреляция между приповерхностными и глубинными плотностными неоднородностями на площади региональных и локальных геологических структур в пределах Востока СССР проявлена неодинаково

[Мальшев, Романовский, 1980; Вашилов и др., 1982]. В плане такие неоднородности могут совмещаться, не совмещаться или пересекаться друг с другом, совпадая или не совпадая при этом по знаку аномалий. Знак аномалии определялся относительно окружающих его значений плотности и силы тяжести: при уменьшении интенсивности аномалии по отношению к фону поля он принимается отрицательным, при увеличении — положительным. Анализ типов соотношений приповерхностных и глубинных плотностных неоднородностей, выполнявшийся на основании сопоставления фрагментов этих карт, приводил к следующим выводам [Мальшев и др., 1977; Мальшев, Романовский, 1980; Мальшев, 1984].

Характер соотношений знаков для аномалий каждого класса размерности закономерно изменялся в направлении от более мелких неоднородностей к более крупным, что позволило выделить три основные зоны [Мальшев, Романовский, 1980], или области [Мальшев, 1984], различных типов корреляции аномалий плотности и силы тяжести, осложненных более локальными полями коррелятивных точек. Тенденция в изменении относительного числа инверсионных соотношений знаков разноглубинных плотностных неоднородностей проявлена отчетливо. Для юга Дальнего Востока [Мальшев, Романовский, 1980] в зоне прямых соотношений случаи инверсий составляют 22%, в промежуточной зоне — 85, в зоне инверсий — 100, для всей рассматриваемой территории эти показатели составляют соответственно 35, 77 и 90% [Мальшев, 1984]. Прямая корреляция по знаку наиболее типична для аномалий с поперечником не более 60—65 км. В этих случаях геологическим телам, представленным с поверхности вулканитами или интрузивными образованиями пониженной плотности, соответствуют главным образом локальные гравитационные минимумы, а выходы высокоплотных пород палеозоя и докембрия или интрузий основного состава фиксируются локальными максимумами силы тяжести. Здесь локальные особенности гравитационного поля определяются близповерхностными объектами, которые обуславливают плотностные неоднородности одного знака как на поверхности, так и на более глубоких горизонтах верхней части земной коры.

У аномалий с поперечником 65—120 км преобладают обратные по знаку соотношения, процент которых еще более возрастает в классе аномалий с поперечником более 120 км. Для первого типа обратных соотношений характерно совмещение интенсивных минимумов силы тяжести с аномалиями повышенной плотности. Именно этот тип корреляционных связей аномалий плотности и силы тяжести рассматривается как инверсия плотности в литосфере, т.е. как смена с глубиной относительного знака плотностных неоднородностей в смежных по латерали геоблоках.

Для второго типа обратных соотношений аномалий по их знаку характерно совмещение гравитационных максимумов с аномалиями пониженной плотности на уровне современного эрозионного среза. К ним относятся Сахалинская, Восточно-Сихотэ-Алинская, Амуру-Ханкайская, Зее-Буреинская, Алдано-Виллюйская, Лено-Колымская и другие зоны. Кроме зон (областей) с прямым или обратным соотношением знаков аномалий, на территории Востока СССР выделяются области со смешанным типом корреляции аномалий плотности и силы тяжести; к их числу могут быть от-

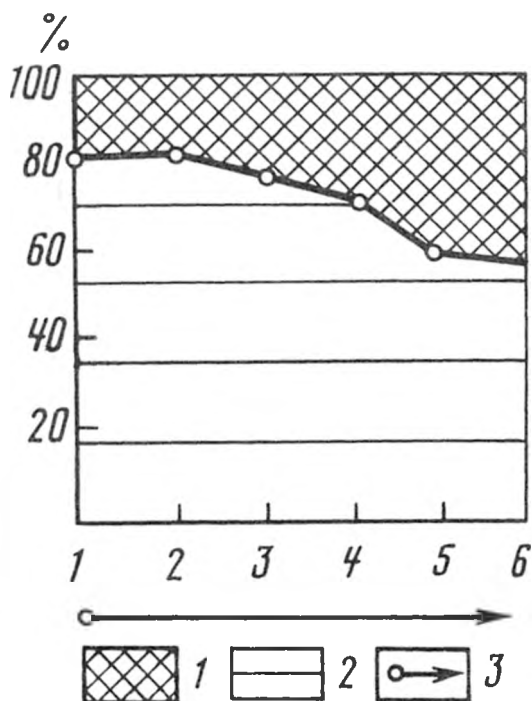


Р и с. 21. Схема типов плотностных неоднородностей литосферы Востока СССР [Тектоническая природа..., 1984]

Локальные неоднородности: 1 – максимум плотности – минимум силы тяжести, 2 – минимум плотности – максимум силы тяжести, 3 – совпадение максимумов, 4 – совпадение минимумов; региональные неоднородности (зоны): 5 – инверсии плотности (максимум плотности – минимум силы тяжести), 6 – минимум плотности – максимум силы тяжести, 7 – смешанного типа; 8 – границы зон плотностных неоднородностей; 9 – порфиры ГСЗ и МОВЗ

несены Индигиро-Омолонская, Амуро-Охотская, Чукотская, а также ряд более мелких зон (рис. 21).

Нами проанализированы результаты оценки соотношений знаков плотностных неоднородностей в интервале наиболее резкого перехода от зоны преимущественно прямых типов корреляции рассматриваемых аномалий к зоне преимущественно обратных типов их корреляции (аномалии с по-



Р и с. 22. Характер корреляции знаков аномалий плотности и силы тяжести в пределах разновозрастных тектонических элементов Востока СССР

1 — несовпадение знаков аномалий (инверсии плотности); 2 — совпадение знаков; 3 — омоложение возраста геологических структур: 1 — Алданский щит, 2 — Становая складчатая область, 3 — Буреинский массив, 4 — Сихотэ-Алинская складчатая область, 5 — Сахалинская складчатая область, 6 — Камчатско-Корякская складчатая область

перечником 50–80 км). Здесь устанавливается отчетливая тенденция к увеличению относительного числа обратных типов связей в направлении от геоблоков более ранней (докембрий) к геоблокам более поздней (мезозой–кайнозой) консолидации, что нашло свое отражение на рис. 22. Полученные результаты могут свидетельствовать о различной степени "устойчивости" разновозрастных геологических структур по отношению к процессам мезозойско-кайнозойской тектоно-магматической активизации.

Инверсии плотности наиболее ярко проявлены в пределах региональных минимумов силы тяжести: Сихотэ-Алинского, Баджальско-Ямалинского, Алдано-Станового, Камчатско-Корякского и др. (см. рис. 21). Общей геологической особенностью названных районов является широкое проявление мезозойско-кайнозойских гранитоидов. Тесные пространственные связи областей развития кислого магматизма с зонами разуплотнения в низах коры и верхней мантии, которые подчеркиваются инверсионным типом соотношения плотностных неоднородностей в разрезе литосферы, могут считаться еще одним свидетельством глубинной причинности рассматриваемых явлений. Ю.Ф. Малышев [1984] полагает, что в соответствии с принципом подобия величины 30, 50, 70, 100, 150 и 200 км, характеризующие центры локальных полей корреляции аномалий плотности и силы тяжести, могут быть использованы при оценке нижнего порога глубинности плотностных неоднородностей.

На примерах зон инверсий плотности с количественно установленными характеристиками (Сихотэ-Алинская, Баджальско-Ямалинская и др.) отношение глубины нижних кромок аномалиеобразующих объектов к ширине аномальных зон определяется показателем 0,3–0,6 (табл. 18). Если этот показатель использовать как коэффициент перевода при дальнейших расчетах, то положение нижних кромок аномалиеобразующих объектов в разных точках Камчатско-Корякской зоны инверсии следует прогнозировать на уровне от 15–30 до 50–100 км от дневной поверхности. Такие оценки близко отвечают порядку глубин 20–60 и 60–120 км, в пределах которых в Курило-Камчатской складчатой области предполагается нали-

Оценки глубины нижних кромок плотностных неоднородностей в зонах региональных инверсий плотности Востока СССР

Зона инверсии плотности (гравитационный минимум)	Ширина (в), км	Глубина нижней кромки (Н) по данным количественной интерпретации (см. табл. 17), км	Н/в	Оценки глубины по Н/в, км
Зоны с известными характеристиками				
Сихотэ-Алинская	50–170	20–70	Около 0,4	–
Баджальско-Ямалинская	100–130	60–80	Около 0,6	–
Алдано-Становая, в том числе зона экстремумов поля	200–400 150–200	– 70–85	– Около 0,4	–
Охотско-Чукотская (Колымско-Паляваамский)	100–180	30–100*	Около 0,3	–
Зоны с прогнозируемыми характеристиками				
Камчатско-Корякская	50–170	–	0,3–0,6	15–30 ... 50–100
Верхояно-Охотская	150–450	–	0,3–0,6	45–90 ... 135–270

* При глубине центров аномальных масс 15–50 км.

чие располагающихся друг под другом основных и промежуточных очагов магматически активного вещества [Тараканов, Ким Чун Ун, 1980].

Иначе обстоит дело с оценкой Верхояно-Охотской зоны инверсий: большие размеры ее поперечника при оценке нижних кромок плотностных неоднородностей приводят к величинам от 45–90 до 135–270 км, что резко выделяет рассматриваемую зону среди других описываемых зон инверсий плотности. Аналогичная (с использованием размеров **всего** поперечника) оценка Алдано-Становой зоны привела бы к близким показателям. Из этого следует, что при таких построениях необходимо учитывать лишь зоны с наиболее контрастно выраженным инверсионным типом соотношений приповерхностных и глубинных неоднородностей, которые проявляются в достаточно узких, большой протяженности зонах максимальной тектонической проницаемости и магматической активности, фиксируемых экстремальными понижениями поля силы тяжести.

Вышеизложенное позволяет прийти к выводу, что зоны инверсий плотности могут являться индикаторами участков интенсивной глубинной перестройки литосферы. В пределах северо-западной части Тихоокеанского пояса тектоно-магматические процессы наиболее активно протекали в позднем мезозое–раннем кайнозое (о чем, в частности, свидетельствует возраст гранитоидов) и сопровождалась значительным разуплотнением верхов мантии и низов коры. Эти же процессы обеспечивали подъем к поверхности более глубинных, обладающих повышенной плотностью геологических образований, обильно инъецированных рудоносными мезозойско-

кайнозойскими гранитоидами, и завершились созданием положительных форм рельефа. По мнению Э. Рагена [1979, с. 259], "благодаря орогении, вызывающей гигантские движения материи между глубиной и поверхностью, возможно наблюдать вещество значительно более глубинных — до 20 км, а может быть, и более — областей литосферы".

На основании рассмотренных материалов и с учетом показанных в главе III особенностей корреляции петроплотностной, петроскоростной и геоэлектрической характеристик в пределах корневых частей мезозойско-кайнозойских орогенных сооружений представляется целесообразным использование этих характеристик в качестве комплексной петрофизической основы (критериев) глубинных геолого-геофизических построений при выделении гранитоидных РМС в разрезе литосферы.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ГРАНИТОИДНЫХ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Крупные блоки тектоносферы, обладающие специфической рудной нагрузкой, образуют планетарную систему притихоокеанских орогенных сооружений, которые, несмотря на определенные различия в истории их развития и строении, обладают значительным сходством в закономерностях размещения проявлений рудоносного магматизма и эндогенной металлогении. Важнейшее значение особенностей глубинного строения рассматриваемых регионов в формировании таких закономерностей отчетливо проявляется при комплексном анализе геолого-геофизических признаков, характеризующих гранитоидные РМС планетарного и регионального таксономических классов. В качестве наиболее информативных признаков, как это показано в главе IV, следует выделить петроплотностную (гравиметрическую), петроскоростную (сейсмическую), петромагнитную, геоэлектрическую и геоморфологическую характеристики.

Наличие близких по составу и возрасту сообществ геологических комплексов, формирующих орогенные сооружения Востока СССР, Юго-Востока Азии, Северной и Южной Америки [Геологическая карта . . . , 1973], стабильность физических характеристик однотипных пород на уровне дневной поверхности [Физические свойства . . . , 1984], универсализм корреляционных связей этих характеристик на разных уровнях глубинных зон Земли [Бурьянов и др., 1983; Тектоническая природа . . . , 1984] определяют правомерность экстраполяции геолого-геофизических данных, полученных по территории восточных районов СССР, на всю внешнюю часть Тихоокеанского рудного пояса.

В этой связи представляют интерес результаты оценки возможных вариантов пространственных сочетаний морфологических и структурных особенностей РМС, выраженных различными геолого-геофизическими характеристиками. Такие особенности были установлены при анализе закономерностей размещения мезозойско-кайнозойских гранитоидных РМС в пределах орогенных сооружений азиатского и американского секторов Тихоокеанского пояса [Романовский, 1984б, 1985].

Азиатский сектор. Гранитоидные РМС притихоокеанских орогенных сооружений Азии формируют четко обособляющееся в структурном плане звено внешней части Тихоокеанского рудного пояса, которое протягивается почти на 10 тыс. км от Чукотки на северо-востоке до Малайского полуострова на юго-западе (рис. 39). Наиболее характерной особенностью проявлений мезозойско-кайнозойского гранитоидного магматизма является то, что в пределах рассматриваемой территории они представлены цепочкой

Р и с. 39. Гранитоидные рудно-магматические системы притихоокеанских орогенных сооружений Азии [Романовский, 1985]

а — схема распространенности мезозойско-кайнозойских гранитоидов на уровне современного эрозионного среза, показаны ареалы с концентрацией гранитоидов: более 10% (1), до 10% (2); *б* — схема размещения эндогенных месторождений (показаны точками) [Карта полезных..., 1970]; *в* — схема гранитоидных рудно-магматических систем: 1 — планетарных, 2 — суперрегиональных, 3 — региональных, преимущественно халькофильных типов оруденения, 4 — то же, литофильных типов оруденения

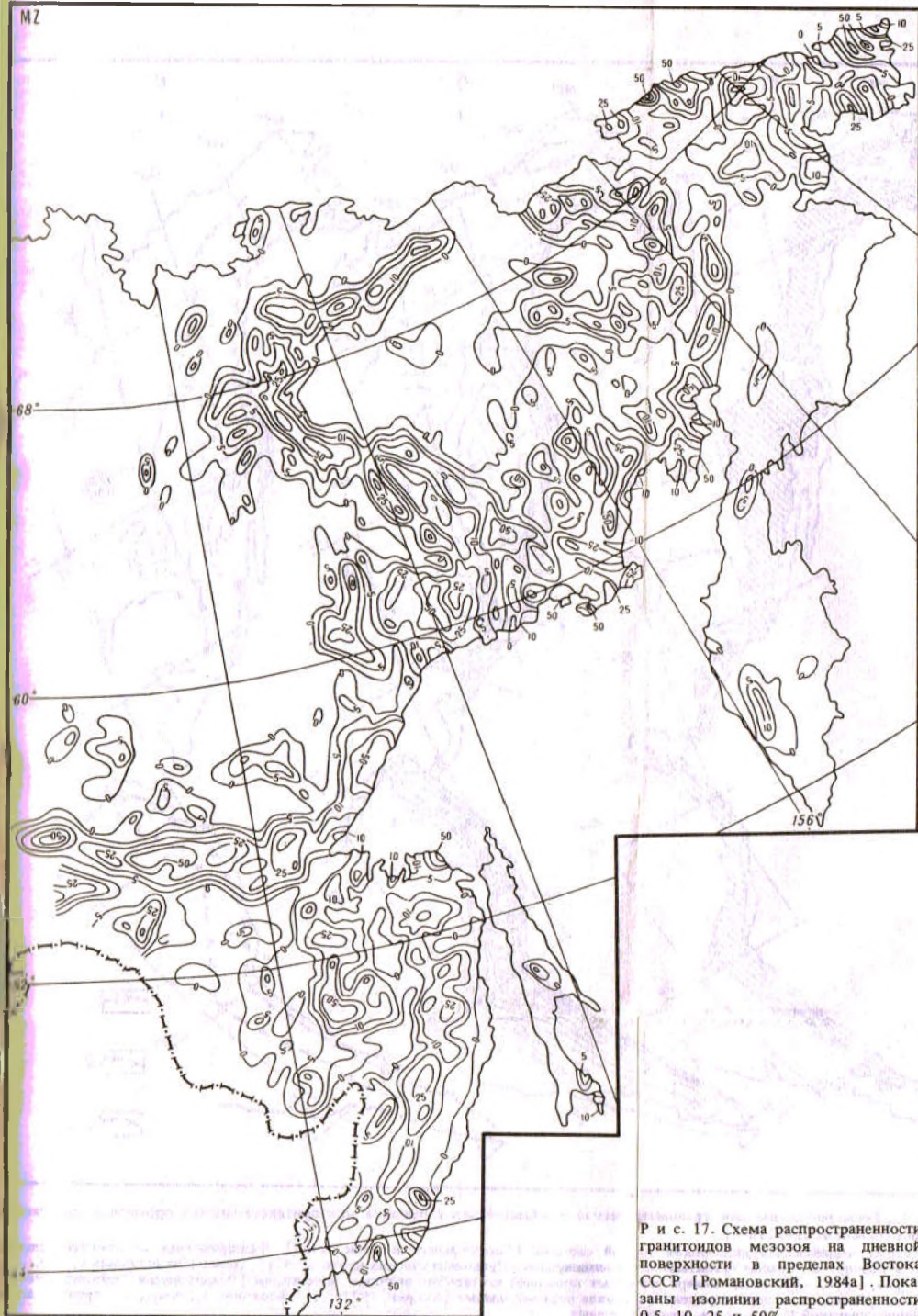
относительно изометричных, концентрически зональных мегаструктур диаметром в несколько тысяч километров каждая, которые как бы нанизаны на единую ось северо-северо-восточного простирания [Романовский, 1985].

Методика построения схемы распространенности гранитоидов (см. рис. 39, а) основана на тех же принципах, что и методика построения схем распространенности однотипных пород Востока СССР (см. рис. 17), только за элементарную ячейку для территории Востока Азии принята картографическая проекция $1 \times 1^\circ$. При построении схемы в качестве основы использована Геологическая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана под ред. Л.И. Красного [1973]. По значениям суммарной площади интрузивных тел, выраженным в процентах от площади каждой из 2000 элементарных ячеек и отнесенным к центрам последних, были проведены изолинии концентраций гранитоидов на уровне современного эрозионного среза. Оказалось, что участки максимальных (более 10%) концентраций мезозойско-кайнозойских гранитоидов как бы облекают "амагматичные" по рассматриваемому признаку ядра каждой из трех выделяемых мегаструктур.

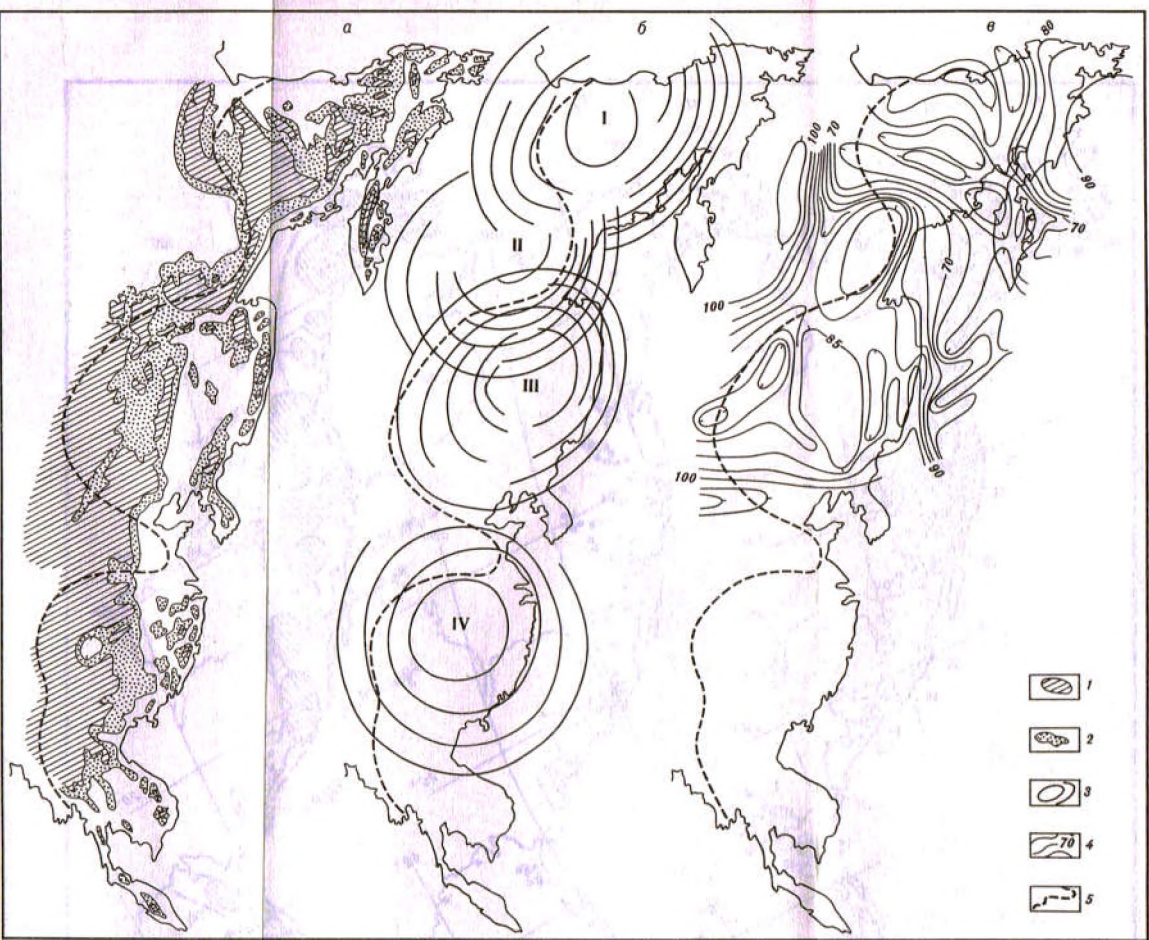
Характер размещения однопорядковых — с гранитоидными постройками — мегаморфоструктур Востока Азии [Худяков и др., 1982], а также основные особенности сочетания дуговых элементов, формирующих магматические постройки и мегаморфоструктуры, оказались в значительной степени подобными друг другу (см. рис. 39, а, 40, б, вкл.). Это позволило сохранить принятую Г.И.Худяковым и его соавторами географическую привязку описываемых сооружений, которые далее рассматриваются нами как Яно-Колымская, Амурская и Восточно-Китайская мегаморфоструктуры или как одноименные им суперрегиональные гранитоидные РМС.

Плановый рисунок мегаморфоструктур определяется особенностями рельефа дневной поверхности [Худяков, 1977; Худяков и др., 1982]. В пределах притихоокеанских орогенных сооружений Азии эти особенности, в частности, заключаются в следующем. Со стороны континента геоморфологическими ограничителями пониженных участков поверхности, чаще соответствующих ядрам мегаморфоструктур ("амагматичным" центрам гранитоидных РМС), повсеместно являются сложные системы горных хребтов и нагорий со средними высотными отметками 1 км и более (см. рис. 40, а). По отношению к Яно-Колымской мегаструктуре это хребты Верхоянский, Сетте-Дабан, Сунтар-Хаята, Амурской мегаструктуры — сложная система хребтов и плоскогорий Яблоново-Становой горной области и нагорий пустыни Гоби, Восточно-Китайской мегаструктуры — восточные и юго-восточные отроги Тибетской горной области, а также хребты и нагорья Юго-Западного Китая и Северо-Западного Таиланда [Географический . . . , 1967]. Нередко горные сооружения выходят далеко к западу за пределы рассматриваемых мегаморфоструктур.

Со стороны тихоокеанского побережья такие ограничители выражены менее отчетливо. К их числу следует отнести Колымское нагорье, хребты Олойский и Анюйский (Яно-Колымская мегаморфоструктура) Северо-Корейские горы, хребты Сихотэ-Алинь и Буреинский (Амурская структура), сложную систему нагорий Юго-Восточного Китая (Восточно-Китайская структура). Средние высотные отметки в пределах большинства этих райо-

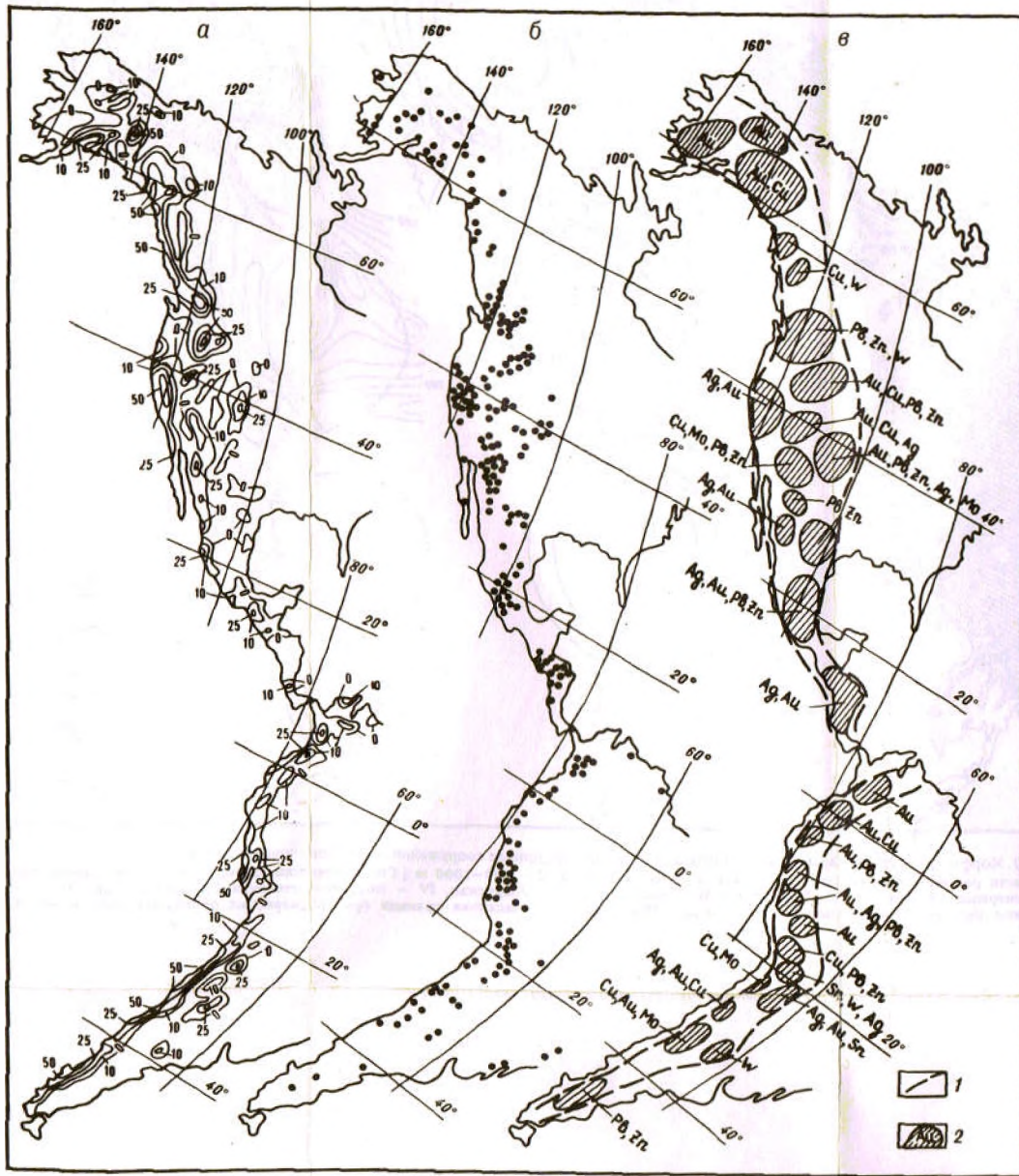


Р и с. 17. Схема распространения гранитоидов мезозоя на дневной поверхности в пределах Востока СССР [Романовский, 1984а]. Показаны изолинии распространённости 0,5, 10, 25 и 50%.

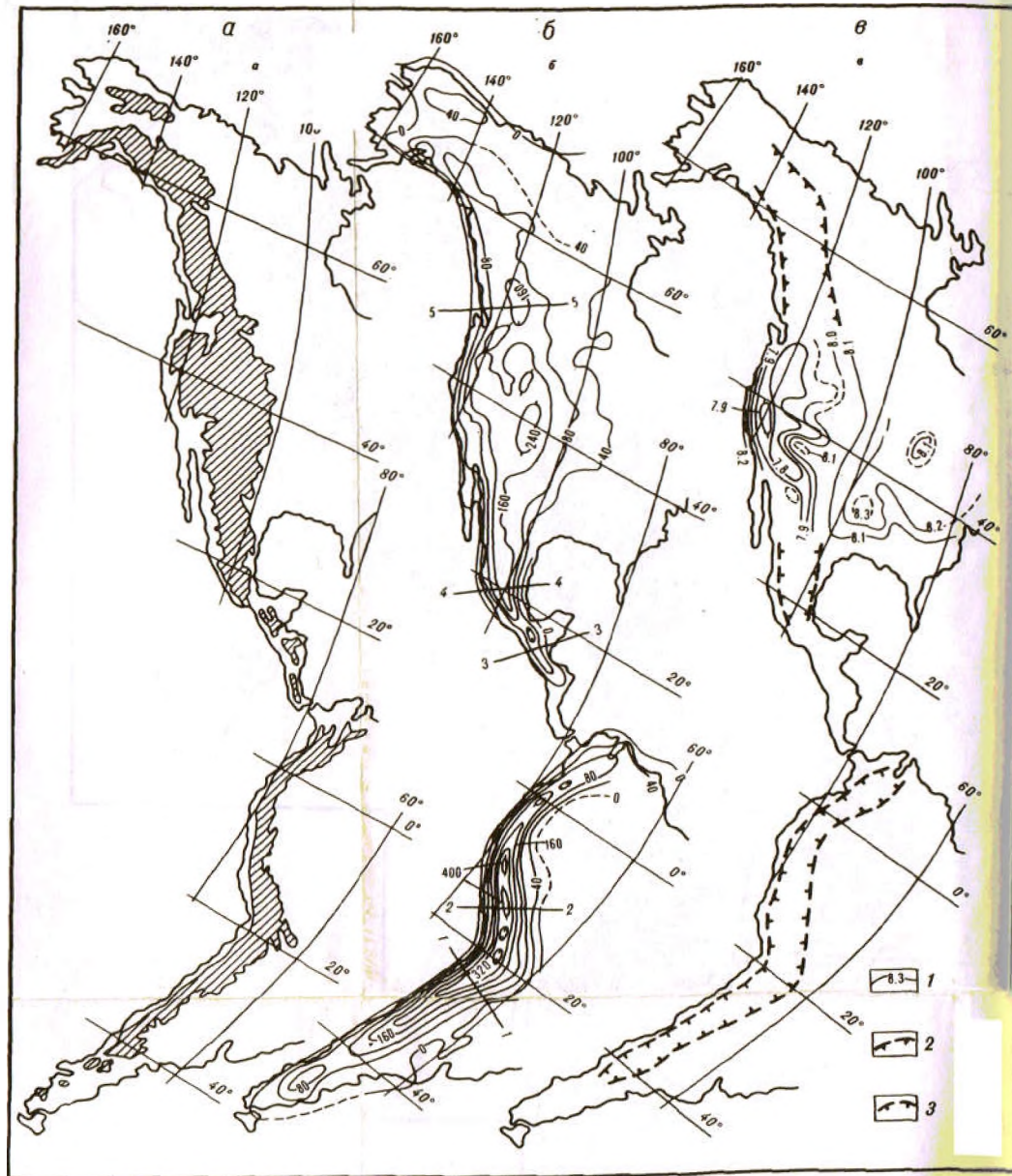


Р и с. 40. Морфоструктурные характеристики притихоокеанских орогенных сооружений Азии [Романовский, 1985]

Области рельефа поверхности с высотами: 1 – более 1000 м, 2 – 500–1000 м [Географический атлас, 1967]; 3 – мегаморфоструктуры центрального типа: I – Яно-Колымская, II – Алданская, III – Амурская, IV – Восточно-Китайская [Худяков и др., 1982]; 4 – изопякиты кровли встеносферы [Соловьев и др., 1983], км; 5 – западная граница притихоокеанских орогенных сооружений Азии



Р и с. 42. Гранитоидные рудно-магматические системы притихоокеанских орогенных сооружений Америки [Романовский, 1984б]
 а - схема распространения гранитоидов на уровне современного эрозионного среза (показаны изолинии концентраций 0, 10, 25 и 50%); б - схема размещения эндогенных месторождений (показаны точками), ассоциирующихся с гранитоидами [Карта полезных..., 1970]; в - схема гранитоидных рудно-магматических систем: 1 - планетарных, 2 - региональных; буквенными индексами показана металлогенетическая сложивалция



Р и с. 43. Геоморфологическая, гравиметрическая и сейсмическая характеристики притихоокеанских орогенных сооружений Америки [Романовский, 1984б]
 а - схема Андийско-Кордильерской горной системы [Географический атлас, 1967] (заштриховано от отметки выше 1000 м и выше); б - схема гравитационных минимумов [Гравиметрическая карта..., 1976] (показаны изолинии 0, -40, -80, -160, -240, -320, -400 мгг; номера расчетных профилей по опубликованным материалам [Романовский, Рейншуб, 1984]); в - схема сейсмических характеристик по кровле верхней мантии [Херрин, 1972]: 1 - изолинии V_p , км/с, 2 - границы зон пониженных значений V_p , 3 - то же, предполагаемых

нов меньше, чем на западе, и обычно определяются в 500–1000 м. В плановом отношении горные сооружения тихоокеанских побережий, как правило, представлены серией, хотя и сближенных между собой, но пространственно разобщенных построек, значительно более мелких, чем на западе. Концентрически зональный характер расположения возвышенных участков рельефа достаточно отчетливо устанавливается только в пределах Амурской мегаморфоструктуры (см. рис. 40, а).

Особенности размещения магматических комплексов на дневной поверхности в значительной степени определяются глубинными структурными факторами. Существенное значение при этом имеет глубина залегания астеносферного слоя. По мнению В.В. Соловьева и В.М. Рыжковой [1983], диаметр выделяемых ими морфоструктур центрального типа, т.е. геологических тел типа астеноконов [Соловьев, 1978], может быть использован в качестве своеобразного расчетного коэффициента при оценке глубины заложения магмо- и энергогенерирующих центров. На подобной основе В.В. Соловьевым и В.М. Рыжковой создана схема изопахит кровли астеносферы для территории СССР (см. рис. 40, в). Принимая эту основу, можно прийти к следующим выводам [Романовский, 1985]. Геолого-геоморфологическая конформность, в понимании Г.И. Худякова [1977], орогенных гранитоидных сооружений Востока Азии наиболее четко устанавливается при сопоставлении их структурно-морфологических особенностей на приповерхностном и глубинном уровнях. В структурном аспекте план изопахит позволяет выделить два участка в поле изоглубин кровли астеносферы, контролирующей положение Яно-Колымской и Амурской мегаморфоструктур (см. рис. 40, б, в), границы которых в каждом из рассматриваемых случаев устанавливаются по смене ориентировки изолиний при движении по часовой стрелке.

Кроме того, центральная часть Яно-Колымской мегаморфоструктуры на схеме изопахит фиксируется значительным уменьшением мощности литосферы, определяемой здесь в 60–70 км против 90 км и более в западно-юго-западной (Сибирская платформа) и северо-восточной (Восточно-Чукотский массив) краевых частях описываемой мегаморфоструктуры. Ядро Амурской мегаморфоструктуры отличается несколько повышенной (80–85 км) по отношению к Яно-Колымской структуре мощностью литосферы, однако и для этого региона характерно увеличение глубины залегания кровли астеносферы в северо-западном (Сибирская платформа) и юго-юго-восточном (Сино-Корейский массив) направлениях. Участки максимального (до 75–80 км) приближения магмоактивного слоя к дневной поверхности в пределах внешней части Амурской мегаморфоструктуры в плане соответствуют максимумам проявления мезозойско-кайнозойских гранитоидов на Сихотэ-Алине, в Алдано-Становой и Селенгино-Яблоневой складчатых областях (см. рис. 39, а, 40, в). Следует подчеркнуть, что порядок глубин до кровли астеносферы, устанавливаемый морфометрическим методом [Соловьев, Рыжкова, 1983], близко отвечает результатам количественной интерпретации гравитационных минимумов над соответствующими зонами глубинного разуплотнения литосферы (см. табл. 17): глубина проникновения корневых частей региональных РМС в тектоносферу в обоих случаях определяется в 70–100 км. Проведенный анализ позволяет считать, что общие тенденции проявления эндогенных ре-

жимов [Артюшков, 1979; Бурьянов и др., 1983] — погружение кровли астеносферы под слабо активизированными докембрийскими структурами и ее воздымание в зонах повышенной тектоно-магматической активности — на примерах изучения орогенных сооружений Востока Азии получают определенное подтверждение.

Исследования закономерностей в размещении региональных гравитационных аномалий в нашем случае представляют интерес с позиций оценки возможностей фиксации зон глубинного разуплотнения литосферы и областей максимального развития гранитоидов в разрезе земной коры. Такая оценка проведена с использованием схемы региональных аномалий силы тяжести Востока СССР [Малышев, Подгорный, 1984] и схемы остаточных гравитационных аномалий Китая [Cheng Gia Yin et al., 1983].

Применительно к Яно-Колымской мегаморфоструктуре план размещения гравитационных минимумов лишь с определенной долей условности можно отнести к концентрически зональным. В пределах изученной части Амурской мегаструктуры такой тип рисунка выражен намного отчетливее: Северо-Корейский, Сихотэ-Алинский, Баджальско-Буреинский и Алдано-Становой минимумы четко фиксируют восток-юго-восточные и северо-западные дуговые элементы в краевой части рассматриваемого сооружения. Близкое в плане совпадение минимумов силы тяжести и максимумов гранитоидного магматизма усиливают контрастность проявления первого признака (см. рис. 39, а, 41, а). Характерно, что "амагматичные" (по мезозойско-кайнозойским гранитоидам) центральные части Яно-Колымской и Амурской мегаморфоструктур отличаются главным образом повышенными значениями гравитационного поля, что может свидетельствовать о преимущественно "базифицированном" разрезе глубинных горизонтов литосферы на таких участках.

В связи с отсутствием информации о региональных особенностях гравитационного поля Китая автор был вынужден обратиться к общим представлениям о связях гравитационных минимумов с гранитоидами и с зонами глубинного разуплотнения литосферы, установленных для этой территории в последнее время [Cheng Gia Yin et al., 1983; Wang Maoji, 1984]. Корреляция в оценке глубин залегания поверхности М по сейсмическим и гравиметрическим данным здесь во многих случаях не устанавливается. По аналогии с рядом районов Востока СССР [Косыгин и др., 1981; Тектоническая природа . . . , 1984] можно предполагать, что в подобных ситуациях гравиметрией фиксируются зоны глубинного разуплотнения вещества, "пропускаемые" сейсмическими методами. К выводу о том, что региональные гравитационные минимумы Китая скорее связаны с областями низкоплотной мантии, нежели с участками увеличенной мощности земной коры, приходит Ван Мао Жи [Wang Maoji, 1984].

Он же показывает, что минимумы силы тяжести уверенно коррелируются с ареалами повышенных концентраций гранитоидов и вулканитов кислого состава, установленными с поверхности. Глубина нижних кромок гранитоидных батолитов им определяется в 7–15 км (редко до 20 км) что соответствует оценкам аналогичных геолого-геофизических ситуаций по территории Востока СССР (см. табл. 17). Так же как и на Востоке СССР, гранитоидные тела часто испытывают тенденцию к расширению с глубиной. Таким образом, в частности, фиксируются гравиметрией "скрытые" участ-

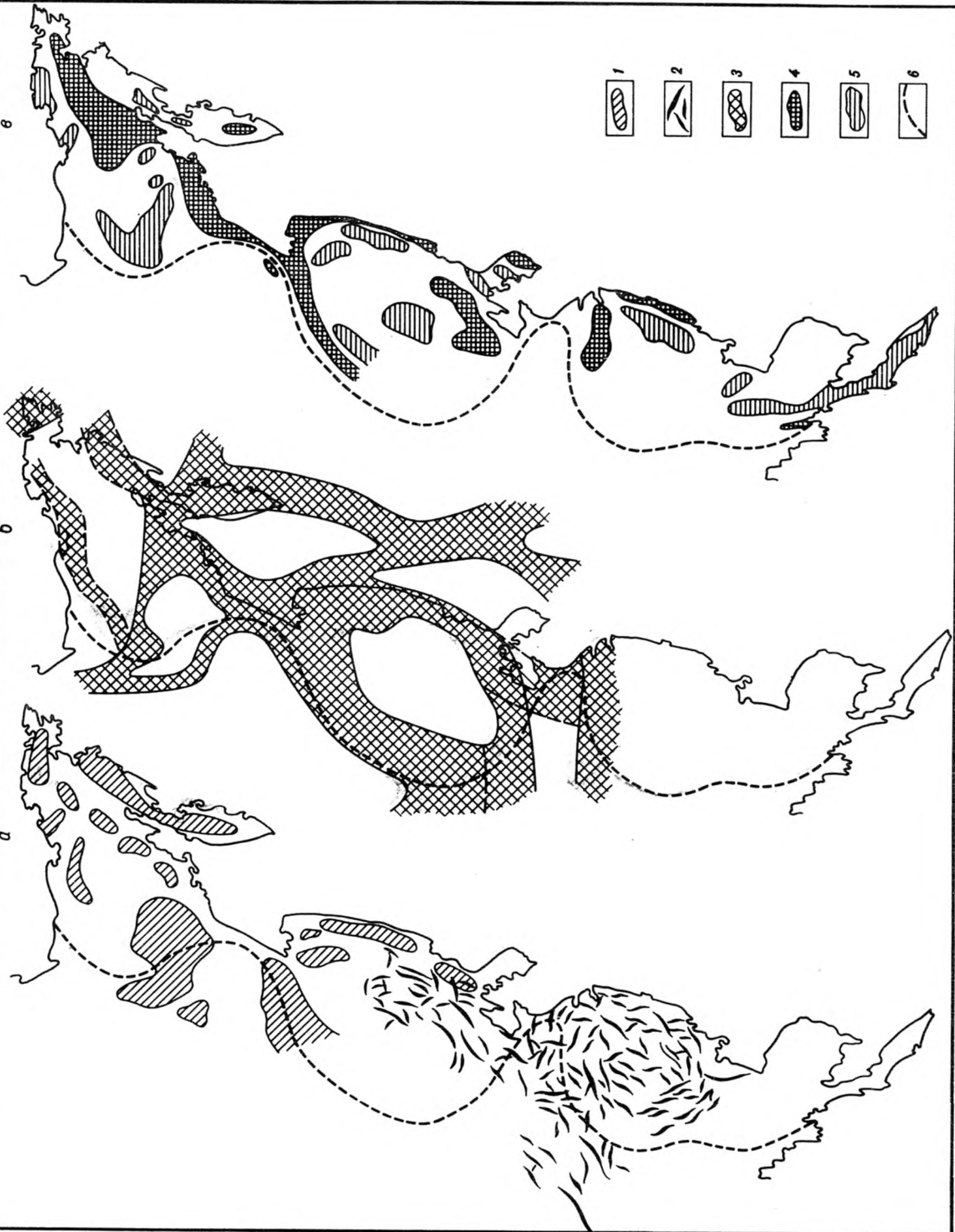
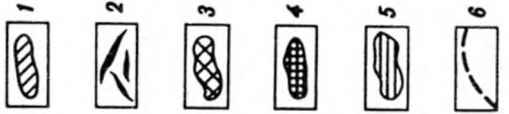
ки Мало-Хинганского (на территории Китая) и Чжангуанцайского гранитных поясов, в пределах которых гранитоидные тела известны только по данным бурения, отдельные крупные гранитоидные массивы в провинциях Гуйчжоу, Гуанси и в ряде других районов описываемой области [Cheng Gia Vin et al., 1983].

Своеобразна плановая ориентировка осей локальных (остаточных) аномалий силы тяжести. Концентрически радиальное их расположение в пределах Восточно-Китайской мегаморфоструктуры достаточно отчетливо отграничивает последнюю от Амурской мегаморфоструктуры на севере и от структурных сооружений Тибета на западе (см. рис. 41, а).

Современные тектонически активные зоны Северо-Востока Азии (см. рис. 41, б) образуют сложную систему "ромбоидов" [Мастюлин, 1984]. Наиболее четко структурные планы зон неотектонической активности, гравитационных минимумов и мезозойско-кайнозойских гранитоидных построек совмещаются в пределах Амурской мегаморфоструктуры (см. рис. 39–41). Намного слабее такие связи проявлены на площади Яно-Колымской мегаморфоструктуры. Основным выводом, который может следовать из указанного сопоставления, является стабильность центральных частей, т.е. "амагматичных" ядер суперрегиональных гранитоидных РМС орогенного типа, рассматриваемых с позиций их современной тектонической активности.

Своеобразно проявляет себя магнитная характеристика рудоносных гранитоидных комплексов Востока Азии: в краевых частях Амурской суперрегиональной РМС развиты преимущественно высокомагнитные гранитоиды, а ближе к ее центральной части — главным образом слабомагнитные. Для Яно-Колымской мегаморфоструктуры подобная зональность не установлена (см. рис. 41, в).

Концентрически зональный характер строения гранитоидных мегаструктур, формирующих орогенные сооружения Востока Азии, наиболее отчетливо по большинству используемых при их выделении признаков устанавливается на примере Амурской суперрегиональной РМС. В этой связи представляют интерес специфические черты строения этого сооружения, отмеченные в результате исследований М.Г. Золотова [1976]. Отображающая дугообразное положение палеозойских и мезозойских складчатых структур, концентрически и центробежно развивавшихся вокруг гранитно-метаморфического ядра Аргунско-Буреинской области, Амурская мегаструктура представлена в плане овалом 2,3 × 1,5 тыс. км, длинная ось которого ориентирована в восток-северо-восточном направлении. В соответствии с активностью и интенсивностью мезозойских тектоно-магматических процессов М.Г. Золотов включает Амурскую мегаструктуру в состав внешней зоны Тихоокеанского подвижного пояса, относя ее одновременно по характеру соотношения мезозойско-кайнозойского магматизма со структурами более древнего основания к структурным элементам типа областей тектоно-магматической активизации. Он предполагает, что начало развития Амурской мегаструктуры, вероятнее всего, следует датировать средним палеозоем. Гранитоидный магматизм и субэральный вулканизм исключительно широко проявились в мезозое и кайнозое. Проявления магматизма локализованы главным образом вдоль тектонически ослабленных зон, концентрически (кулисно, дугообразно



и т.д.) располагающихся по периферии овала и падающих к ядру структуры.

Применительно к мегаструктурам "амурского" типа следует считать, что архейско-палеозойские ядра таких сооружений представляют собой щиты, срединные массивы, а при наличии осадочного чехла — платформы, отображенные в современном рельефе крупными депрессиями или межгорными впадинами. Своеобразна модель рассматриваемых сооружений: центры таких мегаструктур должны быть выполнены сиалическим и метаморфогенным материалом герцинид, слагающих верхние горизонты земной коры и в ее приповерхностной части обычно перекрытых мало мощным чехлом плитных образований. Вокруг ядер располагаются зоны чередующихся по составу мезозойско-кайнозойских магматических пород, напоминающие "центробежно расходящиеся круговые волны в жидких средах... где гребни волн сложены более легкими сиалическими породами, подошвы волн — тяжелыми породами фемического ряда" [Золотов, 1976, с. 25]. Омоложение геологических структур и магматизма, по мнению этого автора, происходит от центров мегаструктур к их периферии. Общий концентрически зональный план Амурской мегаструктуры осложняется многочисленными, различными по их ранговой соподчиненности структурами центрального типа (сводами, куполами, кальдерами, кольцевыми интрузиями и др.). Большинство из них отчетливо выражено в современном рельефе, аномалиях гравитационного и магнитного полей, металлогенических ореолах и т.п.

Как уже отмечалось (см. рис. 17, 39,а), основные закономерности размещения мезозойско-кайнозойских гранитоидных комплексов в орогенных структурах зарубежной части Востока Азии близки территории Востока СССР. Аномалии повышенных концентраций гранитоидов в ряде районов Востока Азии, достигающие значений 25—50%, связываются с магматическими образованиями триаса, юры и мела (Малайзия, Таиланд), юры—позднего мела (Китай), позднего мела—палеогена (Вьетнам), мела и неогена (Япония) и т.д. Металлогеническое значение рассматриваемых интрузивных комплексов исключительно велико [Пушаровский, 1972; Granitic rocks, 1974; Hatchison, Taylor, 1978; Kim, 1976; Радкевич, 1977; Ицксон, 1979; Вулканические пояса..., 1984; и др.]. Анализ пространственных связей более 270 месторождений олова, вольфрама, золота, серебра, свинца, цинка, меди и молибдена [Карта полезных ископаемых..., 1970] с ареалами мезозойско-кайнозойских гранитоидов Востока Азии позволил установить, что подавляющее большинство рудных объектов тяготеет к указанным интрузивным комплексам. 80% месторождений соответствуют аномалиям повышенных (но, как правило, не максималь-

Р и с. 41. Геофизические (а — гравиметрическая, б — неотектоническая, в — петромагнитная) характеристики притихоокеанских орогенных сооружений Азии [Романовский, 1985]

1 — гравитационные минимумы [Малышев, Подгорный, 1984]; 2 — оси остаточных гравитационных минимумов [Cheng Gia Yin et al., 1983]; 3 — современные тектонически активные зоны [Мастюлин, 1984]; петромагнитные зоны, включающие гранитоиды с преобладающей магнитной восприимчивостью [Романовский, 1976; Takahashi et al., 1980]; 4 — более $300 \cdot 1,3 \cdot 10^{-5}$, 2 — менее $100 \cdot 1,3 \cdot 10^{-5}$; 6 — западная граница притихоокеанских орогенных сооружений Азии

ных) концентраций гранитоидов на уровне современного эрозионного среза, остальные 20% рудных объектов, не имеющих "видимой" связи с гранитоидами, вероятнее всего, ассоциируют с мелкими интрузивными, субвулканическими или дайковыми телами [Радкевич, 1977; Вулканические пояса..., 1984], не нашедшими отражения на анализировавшихся мелкомасштабных картах (см. рис. 39,а, б).

Особенности пространственных сочетаний рудных объектов и ареалов повышенных концентраций гранитоидов позволили выделить в пределах орогенных сооружений Востока Азии следующие классы гранитоидных РМС [Романовский, 1985]: 1 – восточноазиатское звено притихоокеанской планетарной РМС, соответствующее на дневной поверхности одноименному сегменту Тихоокеанского рудного пояса, состоящее из Яно-Колымской, Амурской и Восточно-Китайской суперрегиональных РМС и охватывающее все типы магматических и рудных формаций внешней части пояса (см. рис. 39,в); 2 – региональные гранитоидные РМС, отвечающие в своих проекциях на дневную поверхность металлогеническим провинциям, структурно-металлогеническим зонам и в отдельных случаях наиболее крупным рудным районам. Каждая из региональных РМС индивидуализирована по особенностям взаимоотношений магматизма и оруденения, их составу и возрасту, типам металлогенической и геохимической специализации. Морфологически региональные РМС чаще ограничены эллипсовидными контурами, хотя некоторые из них характеризуются удлинёнными в плане формами, что обусловлено приуроченностью РМС к зонам глубинных разломов.

Американский сектор. Притихоокеанские орогенные сооружения Америки, с которыми ассоциируются гранитоидные РМС этого региона (рис. 42, вкл.), в геоморфологическом отношении представлены крупнейшей горной системой Анд и Кордильер (рис. 43,а, вкл.). Она состоит из серии субпараллельных хребтов со средними высотами 2–3 км (максимальные отметки 5–8 км), окаймляющих прерывистые пояса внутренних плато и плоскогорий. Общая протяженность горной системы превышает 18 тыс. км при ширине в ее южной части около 900 км и в северной – более 1500 км [Географический атлас, 1967].

Сопоставление высот рельефа, интенсивности аномалий Буге и сейсмических характеристик западных районов США привело к предположению, что изостатическая компенсация столь значительных горных сооружений только за счет земной коры вряд ли возможна [Херрин, 1972]. Мощность последней здесь изменяется от 25 до 50 км; понижения и повышения уровня поля силы тяжести с участками погружения или воздымания границы М в плановом отношении коррелируются слабо [Allenby, Shnetzler, 1983]. Следовательно, вещество верхней мантии, вероятнее всего, находится в стадии разуплотнения. По мнению Е.В. Артюшкова [1979], поднятия рельефа на западе США могут быть полностью скомпенсированы слоем аномальной мантии мощностью 25–30 км.

Гравитационные минимумы Северной и Южной Америки отличаются значительной протяженностью, четкой морфологической выдержанностью и высокой интенсивностью [Гравиметрическая карта..., 1976]. Контурные экстремальных понижений поля силы тяжести, устанавливаемые по западной и восточной гравитационным ступеням (на разных участках в интер-

вале значений от -40 до -160 мгл), достаточно близко отвечают границам Андийско-Кордильерской горной системы, определенной по изогипсе 1 км (см. рис. 43,а, б). Расчеты, выполненные по пяти профилям, позволили ориентировочно оценить глубину залегания нижних кромок аномалообразующих объектов в $200-350$ км для орогенных построек Южной Америки и в $340-500$ км — Северной Америки при средней величине разуплотнения вещества на всю рассматриваемую мощность коры и мантии $0,02-0,03$ г/см³ [Романовский, Рейнлиб, 1984].

Ранее количественная интерпретация гравитационных минимумов Америки проводилась по нескольким профилям, один из которых пересекал перуанско-чилийскую часть регионального минимума в районе профиля 2, а другой — канадскую часть минимума силы тяжести несколько севернее профиля 5 (см. рис. 43,б). В первом случае при условии не меняющейся по латерали плотности слоев земной коры экстремуму регионального гравитационного минимума соответствует зона разуплотнения верхней мантии на глубинах $40-180$ км при ширине зоны $200-250$ км и дефиците плотности в блоке около $0,2$ г/см³, во втором — обращенный острием вверх клиновидный выступ разуплотненной мантии. Ширина последнего на глубине 70 км составляет около 300 км, верхняя кромка выступа удалена от поверхности на $30-35$ км, положение нижней кромки не показано. Дефицит плотности в этом выступе-блоке определяется в $0,05-0,06$ г/см³ [Jacoby, 1975].

В связи с представлениями о мантийном уровне нижних кромок зон регионального разуплотнения литосферы, возникавшими при анализе гравиметрических данных, были использованы результаты изучения низкоскоростной мантии под горными сооружениями запада США, которые представляют собой данные обобщения материалов по глубинным сейсмическим зондированиям, землетрясениям и подземным ядерным взрывам [Херрин, 1972; Allenby, Shnetzler, 1983]. Зона пониженных скоростей продольных волн по кровле мантии уверенно прослеживается с севера на юг через всю страну, достаточно близко отвечая в плане как североамериканскому минимуму силы тяжести, так и наиболее высотной части Кордильерской горной системы (см. рис. 43). Значения скорости продольных волн в пределах зоны обычно составляют $7,8-8,0$ км/с, понижаясь на локальных участках до аномально низких для кровли мантии величин $7,4-7,5$ км/с. Предполагается, что глубина зоны низкоскоростной (разогретой и разуплотненной) мантии здесь в отдельных пересечениях может достигать 160 км [Томсон и др., 1981]. На востоке США и в прибрежных акваториях Тихого океана, т.е. на флангах зоны низкоскоростной мантии, скорость продольных волн определяется величинами $8,0-8,3$ км/с. Понижение скоростей в верхней мантии коррелируется с подобными же явлениями в нижних и средних горизонтах земной коры. Так, зона низкоскоростной мантии под Кордильерами США (< 8 км/с) и зона пониженных скоростей в коре ($< 6,5$ км/с) на отрезке между 36 и 48° с.ш. практически совпадают по восточным границам, в то время как их западные ("прибрежные") ограничения существенно различны [Фаворская и др., 1983].

С учетом представлений о корреляционных связях плотностной и скоростной характеристик [Красовский, 1981; Бурьянов и др., 1983;

Тектоническая природа..., 1984; и др.] предполагалось, что понижению скорости продольных волн под орогенными сооружениями запада США в среднем на 0,2–0,3 км/с соответствует разуплотнение вещества на тех же горизонтах литосферы, близкое 0,05–0,08 г/см³ [Романовский, 1984]. Те различия, которые возникали в оценках дефицита плотности и соответственно в глубинах нижних кромок плотностных неоднородностей под орогенными сооружениями отдельных районов американского сегмента Тихоокеанского рудного пояса [Херрин, 1972; Артюшков, 1979; Томсон и др., 1981; Романовский, Рейнлиб, 1984; Jacoby, 1975; Oliver, 1978; Allenby, Shnetzler, 1983], не могут повлиять на основной вывод, следующий из рассмотренных материалов: зоны регионального разуплотнения под такими сооружениями представляют собой структуры глубинного, подкорового заложения [Романовский, 1984б, 1985].

Несмотря на более слабую изученность Канады сейсмическими методами, Ю. Херрин [1972] полагает, что общая картина распределения скоростных характеристик и на канадском отрезке Кордильерской горной системы аналогична таковой на территории США. Вероятно, отмечает этот автор, выделение зон низкоскоростной мантии правомерно по отношению к западным районам всей Северной Америки. Представляется, что характер соотношений между средними высотами рельефа, уровнем гравитационного поля и сейсмическими данными, установленный для Северо-Американского материка, в сочетании с результатами количественной интерпретации гравитационных минимумов по отдельным пересечениям Анд позволяет экстраполировать зоны глубинного разуплотнения и на Южную Америку (см. рис. 43).

Интрузивные комплексы гранитоидных РМС Андийско-Кордильерских орогенных сооружений представлены породами от диоритов и адаметитов до лейкократовых гранитов, часто с монцонитоидным уклоном. С ними тесно как во времени (циклы: триасово-юрский, юрско-меловой, мел-палеогеновый, неогеновый), так и в пространстве ассоциируются вулканогенные образования от андезито-дацитов до липаритов и трахилипаритов. Пик кремнекислотности пород [Геологическая карта..., 1973; Ициксон, 1979; Ломизе, 1983], т.е. формирование вулканоплутонических ассоциаций с наибольшим дефицитом плотности, приходится на поздний мел–палеоген.

Для определения распространенности гранитоидов в американском сегменте пояса и устойчивости их связей с зонами глубинного разуплотнения литосферы, последующих выделения и локализации гранитоидных РМС использован способ количественной оценки (по 1400 элементарным ячейкам), применявшийся при аналогичных исследованиях Востока СССР и азиатского сегмента рудного пояса [Романовский, 1984б]. Кулисообразно сменяющие друг друга цепочки аномалий повышенной распространенности мезозойских гранитоидов протягиваются почти непрерывной полосой вдоль всего тихоокеанского побережья Америки. Максимумы концентрации этих рудоносных интрузий нередко достигают 50–80% (Аляска, Канада, США, Перу, Чили). Различия между южно- и североамериканскими орогенными сооружениями заключаются в том, что в первом случае наиболее интенсивные аномалии тяготеют главным образом к береговой части зоны глубинного разуплотнения литосферы, а во втором –

чаще к ее центральным участкам. Кайнозойские гранитоиды развиты в основном на территории Аляски и Канады, где интенсивность отдельных аномалий достигает 20–30%; на остальной площади ареалы развития этих пород незначительны. Аномалии повышенных концентраций гранитоидов кайнозоя более характерны для восточной и центральной частей зон регионального разуплотнения литосферы. Распространенность гранитоидов домезозойского возраста относительно невелика, отдельные максимумы их концентраций (20–30%) на общий характер связей гранитоидных образований с зонами разуплотнения литосферы существенного влияния не оказывает. Металлогеническая роль домезозойских гранитоидных комплексов по сравнению с их мезозойско-кайнозойскими аналогами незначительна.

Анализ пространственной позиции около 230 месторождений олова, вольфрама, золота, серебра, свинца, цинка, меди и молибдена [Карта полезных..., 1970] в связи с их приуроченностью к гранитоидным комплексам Америки [Радкевич, 1977; Ициксон, 1979; Раген, 1979; Томсон и др., 1981] и особенностями глубинного строения региона показал, что за небольшим исключением (северная часть Аляски, отдельные районы Южной Америки), месторождения располагаются в пределах притихоокеанских зон глубинного разуплотнения литосферы [Романовский, 1984б]. Большинство из них тяготеет к аномалиям повышенных концентраций гранитоидов на дневной поверхности. Часть рудных объектов приурочена к мелким интрузивным телам либо ассоциирует с вулканическими образованиями. Такие соотношения оруденения с магматизмом известны на примерах рудных районов Боливии, Центральной Америки и ряда других регионов американского Притихоокеанья. Характер группирования эндогенных месторождений по их минеральным типам и по отношению к ареалам гранитоидного магматизма позволил выделить РМС планетарного и регионального классов, каждая из которых занимает определенное место в глубинной структуре притихоокеанских орогенных сооружений Америки (см. рис. 42).

Общая оценка глубинных закономерностей. Восточноазиатское, северо- и южноамериканское звенья притихоокеанской планетарной РМС на уровне современного эрозионного среза соответствуют одноименным секторам внешней части Тихоокеанского рудного пояса и охватывают все типы магматических и рудных формаций описываемой мегаструктуры. По комплексу геолого-геофизических признаков в формировании гранитоидных РМС планетарного (и суперрегионального на Востоке Азии) классов принимали участие эндогенные процессы, охватившие геологические образования всего разреза литосферы. Очевидно, этим объясняется столь широкий спектр магматической и рудной составляющих в составе рассматриваемых рудоносных структур. Как геологические тела они в первом приближении могут быть уподоблены подчеркнuto линейным, ориентированным вдоль тихоокеанского побережья геоблокам клиновидного сечения, проявляющим тенденцию расширения вверх.

Восточноазиатское звено планетарной РМС в отличие от северо- и южноамериканского звеньев обладает в плане линейно-четковидной формой за счет развития в его пределах Яно-Колымской, Амурской и Восточно-Китайской гранитоидных РМС суперрегионального класса. Последние

в морфологическом отношении могут рассматриваться как астеноконусы, т.е. усеченные конуса, расширяющиеся вверх и обладающие преимущественно концентрически зональным строением. Глубинность заложения планетарных и суперрегиональных РМС определяется верхней мантией, скорее всего, ее астеносферным уровнем.

Гранитоидные рудно-магматические системы регионального класса в своих проекциях на дневную поверхность отвечают металлогеническим провинциям, структурно-металлогеническим зонам и лишь в отдельных случаях — наиболее крупным рудным районам. Являясь составной частью планетарной или суперрегиональной РМС, т.е. имея изначально мантийные уровни заложения, каждая региональная РМС индивидуализировалась по геолого-геофизическим характеристикам в основном за счет особенностей реализации эндогенных процессов в разрезе земной коры. Следовательно, глубина заложения и формирования региональных РМС может оцениваться коро-мантийными уровнями. Морфологически в отличие от подчеркнуто линейных звеньев планетарной РМС региональные РМС чаще ограничены в плане эллипсовидными контурами, т.е. как глубинные геологические тела они ближе отвечают усеченным, расширяющимся вверх конусам. Часть рассматриваемых рудоносных структур характеризуется удлиненными в плане формами, особенно в случаях контроля гранитоидов и оруденения зонами глубинных разломов.

Более детальный анализ геолого-геофизических данных, характеризующих рудные районы азиатской и американской частей Тихоокеанского рудного пояса, несомненно, позволит выделить следующий класс локальных РМС, соответствующих рудным узлам, рудным полям и месторождениям типа Майюба Хилл штата Невада, Оруро и Потоси Боливии, Иультина и Певека на Северо-Востоке СССР и др. На представленных в работе мелкомасштабных схемах такие объекты, естественно, не могли найти своего отражения.

Объемные варианты моделирования локальных РМС, рассмотренные в предыдущих разделах, предусматривают, что формирование собственно эндогенных месторождений осуществляется в верхних частях земной коры, на глубинах, по всей вероятности, не превышающих 10 км, хотя отдельные признаки активного образования повышенных концентраций эндогенного оруденения могут прослеживаться и на более глубоких горизонтах [Кольская сверхглубокая..., 1984]. При моделировании таких объектов в общем случае могут быть использованы представления Т.М. Лаумулина [1974] об уровнях глубинности формирования и, следовательно, таксономической соподчиненности локальных РМС. В этом случае группе приповерхностных месторождений должны отвечать глубины порядка 0–200 м, группе близповерхностных — 100 м–1,5 км, группе гипабиссальных — 3–6 км, группе абиссальных — 5–8 км. Предлагаемые диапазоны глубинности и соответственно размеров изучаемых объектов могут быть положены в основу выделения структурно-морфологических типов локальных РМС гранитоидного состава.

Локальные РМС обычно отличаются наиболее индивидуализированными магматическими, рудноформационными, геохимическими, геофизическими и петрофизическими признаками [Власов, 1975; Критерии..., 1982; и др.]. Столь контрастная специализация, а также относительно

небольшие размеры объектов рассматриваемого класса (исходя из принципа "вероятной соразмерности горизонтальной и вертикальной протяженности" геологических тел [Косыгин, 1983, с. 438]) позволяют еще раз подчеркнуть, что глубинность заложения и консолидации локальных РМС определяется преимущественно внутрикоровыми уровнями. Морфология локальных РМС должна широко варьировать от изометричной до линейной за счет чрезвычайного многообразия магмо- и рудо-контролирующих структурных факторов в условиях верхних горизонтов земной коры.

Приведенные оценки глубин заложения планетарных, суперрегиональных, региональных и локальных РМС согласуются с представлениями о мантийном, коро-мантийном и внутрикоровом уровнях глубинности геологических объектов различных таксономических классов, изучаемых с позиций их геолого-геоморфологической конформности [Худяков, 1977].

Данные, полученные при выделении, изучении и моделировании планетарных, суперрегиональных, региональных и локальных гранитоидных РМС, располагающихся в различных районах притихоокеанских орогенных сооружений Азии и Америки, позволили выявить ряд общих закономерностей, связанных не только с размещением, но и условиями формирования рассматриваемых объектов в пределах всей внешней зоны Тихоокеанского рудного пояса. Очевидна обусловленность их возникновения за счет резкой – в мезозое и кайнозое – активизации эндогенных процессов, приведших к существенному преобразованию структуры областей сочленения океанического и континентальных мегаблоков тектоносферы Земли. В результате унаследованного в пространстве и полициклического во времени проявления таких процессов наиболее специфическими глубинными признаками гранитоидных РМС планетарного–регионального классов следует считать зоны или очаги разуплотнения низов коры и аномальной мантии, т.е. корневых частей орогенных сооружений притихоокеанской окраины.

Опираясь на выводы Ю.А. Кузнецова и А.Л. Яншина [1967], Э. Рагена [1979] и других исследователей о тесных пространственной и временной связях гранитоидного магматизма (в нашем случае – гранитоидных РМС) с тектоническими поднятиями (орогенными сооружениями), обусловленных периодическим воздействием восходящих потоков тепловой энергии и легких продуктов (зоны разуплотнения в низах литосферы, вулканоплутонические ассоциации гранитоидного типа в верхних горизонтах коры), следует предполагать, что тектоно-магматические процессы такого рода должны были проявляться в строго определенных, наиболее проницаемых структурах, представляющих собой специфические магмо- и энерговоды. В таком случае отмеченные в размещении РМС закономерности хорошо объясняются с позиций, развивавшихся В.В. Белоусовым [1977], Е.А. Радкевич [1977], М.И. Ициксоном [1979] и др.: в позднем фанерозое результирующая составляющая эндогенных процессов была сфокусирована в относительно узких, планетарной протяженности структурах типа зон диастрофизма, практически повсеместно охвативших внешнюю часть Тихоокеанского пояса.

Здесь характер эволюции грандиозных проявлений мезозойско-кай-

нозойской орогении, кислого магматизма и сопутствующего оруденения обуславливался особенностями разрядки глубинных напряжений в специфических условиях областей длительного и активного сочленения жестких мегаблоков Тихого океана, Азии и Америки [Пушаровский, 1972; Красный, 1982; Радкевич, 1984; и др.]. Приуроченность к зонам тектоно-магматической активизации Притихоокеанья полосовых аномалий Фая положительного знака, выявленных при изучении длиннопериодных гармоник гравитационного потенциала [Khan, 1976], по мнению Э.Э. Фотиади [1980], может служить дополнительным основанием для выводов о глубинной, преимущественно мантийной природе описываемых явлений.

Пути и формы реализации глубинных тектоно-магматических процессов, в том числе приводящих к образованию планетарных и региональных гранитоидных РМС, в общем случае определяются системой крупных разрывных нарушений, уходящих глубоко в мантию. Определенная аналогия в характере размещения гранитоидных РМС в орогенных сооружениях азиатской и американской частей Тихоокеанского рудного пояса позволяет считать, что вертикальная и латеральная металлогеническая зональность рассматриваемых объектов в пределах многих интервалов циркумтихоокеанской структуры в значительной степени обусловлена особенностями развития палеосейсмофокальных зон, т.е. разломов наиболее глубокого заложения, особенно контрастно проявившихся на стыках континентальных и океанических мегаблоков [Смирнов, 1974; Власов, 1981]. С рассматриваемых позиций можно прийти к объяснению большей контрастности проявления ряда геолого-геофизических характеристик гранитоидных РМС в орогенных сооружениях американского сегмента Тихоокеанского пояса по сравнению с его азиатским сегментом. Особенно контрастно в пределах американского сегмента выражены глубинные признаки, фиксирующие корневые части планетарной РМС (интенсивность и протяженность гравитационных минимумов, понижения скорости продольных волн по кровле мантии, глубинность зон разуплотнения литосферы и т.д.), а также коррелирующиеся с ними высотные отметки горных сооружений (табл. 25).

Представляется, что такие явления связаны с более интенсивной разрядкой напряжений, сконцентрированных в узкой зоне сочленения мегаструктур Тихого океана и Америки, чем это имело место в значительно более широкой области сочленения аналогичных структурных элементов Тихого океана и Азии [Романовский, 1984б], а также что ширина зоны сочленения в пределах американского сегмента пояса (100–200 км) значительно уступает ширине области сочленения азиатского сегмента (600–1500 км). В пределах последней геодинамические напряжения должны были быть рассредоточены за счет клавишного, компенсирующего взаимодействия структур промежуточного типа (глубоководный желоб–островная дуга–окраинное море–краевой вулканический пояс), отсутствующих в американском секторе Тихоокеанского подвижного пояса. Не исключено, что специфика и интенсивность проявления мезозойско-кайнозойских тектоно-магматических процессов в каждом из рассматриваемых случаев была обусловлена существенным преобладанием режимов сжатия в американской и соответственно режимов растяжения в азиатской части пояса за счет

**Геолого-геофизические характеристики различных звеньев
планетарной рудно-магматической системы Тихоокеанского пояса**

Геолого-геофизические характеристики	Контрастность проявления характеристик в разных звеньях внешней зоны Тихоокеанского рудного пояса	
	Азиатское звено	Американское звено
1	2	3
Орография		
Морфологические особенности	Цепочки разобщенных горных хребтов, реже горные системы	Крупнейшие горные системы Анд и Кордильер, выдержанные по простиранию
Средние высоты рельефа	1–1,5 км	2–3 км
Максимальные отметки	3–5 км	5–8 км
Аномалии Буге		
Морфологические особенности	Цепочки разобщенных региональных минимумов	Протяженные суперрегиональные минимумы
Относительная интенсивность	Меньшая	Большая
Сейсмическая характеристика корневых частей РМС:		
Морфологические особенности	Зоны аномально низких скоростей в низах коры и в верхах мантии	
Минимальные значения скорости продольных волн по кровле мантии	7,8–8,0 км/с	7,4–7,8 км/с
Зоны глубинного разуплотнения коры и верхней мантии		
Тип соотношения поверхностных и глубинных плотностных неоднородностей		Инверсионный
Оценки величины разуплотнения в зонах	0,05–0,15 г/см ³	0,02–0,20 г/см ³
Оценки глубины залегания нижних кромок	20–85 км	160–500 км
Признаки современной тектоно-магматической активности	Повышенная сейсмичность, термальные источники, зоны частичного плавления вещества по данным МТЗ, излияния базальтоидов и др.	
Глубинные разломы	Более четко выражены со стороны Тихого океана	
Соотношения с сейсмофокальными (палеосейсмофокальными) зонами	РМС располагаются висячем боку таких зон	
Геологические характеристики РМС		
Профилирующий тип рудоносного магматизма	Гранитоидный и комагматичный вулканогенный	
Возраст магматизма и оруденения	Мезозойско-кайнозойский	

1	2	3
Профилирующие типы оруденения	Литофильные и халькофильные, преобладают олово и вольфрам	Главным образом халькофильные (золото, серебро, свинец, цинк, медь, молибден), редко литофильные
Петроплотностная характеристика РМС		
Средняя плотность гранитоидных комплексов		Около 2,6 г/см ³
Дефект плотности гранитоидов по отношению к основным типам вмещающих образований земной коры		0,1–0,2 г/см ³
Нижние кромки гранитоидных батолитов по гравиметрическим данным	6–15 км	Не глубже 15–17 км
Петромагнитная характеристика РМС	Магнитная восприимчивость гранитоидов с разной металлогенической специализацией резко различна	Магнитная восприимчивость гранитоидов большинства рудных районов устойчиво высокая
Петрохимическая характеристика РМС	Коэффициент окисленности железа гранитоидов разных рудных районов резко различен	Коэффициент окисленности железа гранитоидов большинства районов высокий
Минералогическая характеристика РМС	Гранитоиды ильменитовых и магнетитовых серий, преобладают ильменитовые серии	Гранитоиды, главным образом, магнетитовых серий
Морфологические особенности суперрегиональных РМС	Мегаструктуры преимущественно центрального типа	Мегаструктуры преимущественно линейного типа
Ширина области сочленения мегаблоков океанического и континентального типов	600–1500 км	100–200 км
Предполагаемая интенсивность (характер) разрядки глубинных геодинамических напряжений в области сочленения океан-континент	Меньшая (за счет рассредоточенности в отдельных элементах структуры клавишного типа: глубоководный желоб – островная дуга – окраинное море – краевой вулканический пояс)	Большая (сфокусированная в узкой зоне: глубоководный желоб – краевой вулканический пояс)
Контрастность проявления глубинных геолого-геофизических характеристик РМС	Меньшая	Большая

ротационного характера мобильности геоблоков [Вулканические пояса..., 1984; Радкевич, 1984; и др.].

По-видимому, во всех случаях астеносфера ответственна за возникновение основных объемов магматического вещества, поступающего в более верхние горизонты литосферы; именно в этом слое даже незначительные местные изменения температуры и давления регулируют условия локальных очагов плавления [Хаин, 1973; Белоусов, 1975; Раген, 1979; и др.]. Тем не менее различия в геодинамике, вероятнее всего, привели к тому, что применительно к азиатскому сегменту Тихоокеанского пояса в качестве базисного уровня возникновения планетарных и суперрегиональных РМС следует рассматривать скорее верхние горизонты астеносферы, в то время как в пределах американского сегмента корневые части РМС могут проследиваться на значительно более глубокие уровни.

Своеобразно в связи с вышеуказанными особенностями геодинамических режимов в областях сочленения океанического и континентальных мегаблоков проявляет себя структурный план суперрегиональных орогенных сооружений и соответствующих им гранитоидных РМС американского и азиатского звеньев рудного пояса. В первом случае преимущественным развитием пользуются мегаструктуры линейного типа, во втором случае — концентрически зонального типа. Однако постоянные — от объектов одного ранга к другому рангу — наложение и теснейшее взаимодействие структур линейного и центрального типов [Худяков и др., 1982] в пределах Тихоокеанского пояса и его отдельных звеньев по комплексу использованных геолого-геофизических признаков прослеживаются достаточно отчетливо.

Динамика глубинного развития рассматриваемых сооружений представляется таким образом: латеральное — от осевой части вкрест простираения для линейных [Зимин, 1971] или центробежное для концентрически зональных [Золотов, 1976] расширение мегаструктур, осуществляемое за счет разогрева, метаморфизма и раскисления вещества литосферы, ориентированное в направлении от астеносферы к дневной поверхности. По мнению М.Г. Золотова [1976], детально и всесторонне описавшего Амурскую мегаструктуру, центробежный характер ее развития является отображением круговых волновых процессов, берущих начало от горячих точек в астеносферном слое, а совпадение планов кольцевых структур осадочной оболочки и магматических зон чередующейся основности указывает на единство глубинных причин и механизма явления в целом. В этой связи представляют несомненный интерес материалы, послужившие основой глобальных геодинамических построений Е.В. Артюшкова [1979]. Они свидетельствуют о том, что "горячая мантия, расположенная под корой в тектонически активных областях" [с. 41] и являющаяся продуктом "дифференциации вещества по плотности на границе раздела ядра и мантии" [с. 141], в результате его последующего частичного плавления формирует очаги активного магматизма на орогенном этапе развития литосферы. Е.В. Артюшков полагает, что в районах тектоно-магматической активизации подошва литосферы обычно бывает сильно приподнятой, благоприятствуя созданию так называемых ловушек аномальной мантии. "Находясь в ловушке, не имея возможности растекаться, сильно нагретая аномальная мантия... может сохраняться, постепенно охлаждаясь, сотни миллионов

лет... Такие ловушки действуют унаследованно и периодически” [Артюшков, 1979, с. 188].

Первопричина рассматриваемых явлений может быть объяснена пульсационным, волнообразным поступлением внутриземного тепла в верхние горизонты литосферы [Бунин, 1985; Иванкин, 1985; Кузнецов, Муравьев, 1985; и др.]. При этом возникающие пневмогидротермы и магматическое вещество являются основными передатчиками энергии, оказывающими активное динамическое и физико-химическое воздействие на окружающие породы и ранее сформированные геологические структуры в разрезе земной коры. Вероятно, поэтому верхняя палеомантия Сихотэ-Алиня, накануне мезозоя предположительно обогащенная (более чем другие районы северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса) оловом и полиметаллами, в результате интенсивного гранитоидного магмообразования, обеспечившего вынос рудных компонентов в позднем мезозое—раннем кайнозое, в настоящее время резко обеднена этими элементами [Глубинное строение..., 1984].

С позиций различия геодинамических режимов следует оценивать существенную диссимметрию в распределении лито- и халькофильных типов эндогенной металлогении в восточном и западном секторах Тихоокеанского рудного пояса [Ищиксон, 1979; Радкевич, 1984], а также петромагнитные различия развитых в их пределах гранитоидных РМС [Романовский, 1984б]. Именно унаследованность и своеобразие глубинных термодинамических условий определили как петрохимические особенности и акцессорно-минеральный состав рудоносных магматических комплексов, так и постоянство геохимического кода рудно-магматических процессов в каждом из секторов пояса на каждом последующем этапе их тектоно-магматической активизации (см. табл. 25).

Для внешней зоны Тихоокеанского рудного пояса разными авторами устанавливается от трех до пяти эпох наиболее интенсивного развития орогенных структур и связанных с ними гранитоидных РМС, главными из которых следует считать поздний триас—юр, юр—ранний мел, поздний мел—палеоген и неоген [Пушаровский, 1972; Радкевич, 1977; Ищиксон, 1979; Ломизе, 1983; Вулканические пояса..., 1984; и др.]. Полициклический характер активизации тектонических и рудно-магматических процессов в верхних горизонтах земной коры объясняется тем, что в условиях пластического субстрата верхов мантии и низов коры зоны глубинных разломов могли превращаться в магмоэнерговоды лишь при определенных, надкритических [Паталаха, 1967] уровнях геодинамических напряжений.

Очевидно, формирование зон глубинного разуплотнения литосферы, гранитообразование в верхах коры и воздымание рельефа дневной поверхности, связанные с пульсационным поступлением вверх внутриземного тепла и легкого вещества, в пределах разных звеньев Тихоокеанского пояса происходили прерывисто-непрерывно от раннего мезозоя по настоящее время. Однако если пространственная корреляция рассматриваемых явлений в большинстве районов Притихоокеанья устанавливается достаточно однозначно, то определение их же связей во временном аспекте представляется затруднительным.

Не вызывает сомнения то, что зоны глубинного разуплотнения, низкоскоростной мантии, ее повышенной электропроводности и современной

сейсмотектонической активности, фиксируемые глубинными геофизическими методами, характеризуют современное активное состояние вещества в корневых частях орогенных сооружений Притихоокеанья. В то же время интенсивность таких явлений в прошлом — в указанные выше циклы тектоно-магматической активности — по отношению к современному состоянию литосферы может оцениваться только по косвенным признакам и лишь на качественной основе. Датировки и оценки масштабности пароксизмов орогенических движений и магматической деятельности для одних и тех же районов по данным разных авторов часто значительно разнятся между собой. В свою очередь, собственно гранитоидные РМС Притихоокеанья проявляли себя в наиболее активной форме лишь с раннего мезозоя по неоген. Следовательно, как минимум последние 10–15 млн лет они выступали главным образом в качестве консервативной верхушки над своими более глубинными и до сих пор активно развивающимися корневыми частями.

В качестве геохронологического репера — по результатам оценки энергетических параметров магматизма более чем в 200 районах всех континентов мира — длительность отдельного периода активного магматизма может быть принята равной первым десяткам миллионов лет [Бурьянов и др., 1983]. Применительно к тихоокеанскому мегациклу мезозойско-кайнозойского гранитообразования продолжительность тектоно-магматических циклов отдельных регионов представляется следующей. Формирование раннеяньшанских комплексов Китая длилось около 50 млн лет, а позднеяньшанских комплексов — до 70 млн лет [Вулканические пояса..., 1984]. Становление интрузивных комплексов Верхояно-Чукотской складчатой области в целом датируется периодом от 190–180 до 50–40 млн лет, причем кульминации гранитообразования, скорее всего, приходились на 140, 120, 90 и 70 млн лет [Лугов и др., 1972]. Оруденение обычно несколько отстает во времени от рудогенерирующего магматизма [Смирнов, 1974; Раген, 1979]. Полный цикл формирования каждого из оловорудных районов Востока СССР, по-видимому, близок временному интервалу в 20–40 млн лет [Грушкин и др., 1971; Финашин, Говоров, 1981; и др.].

Отмечаемые в ряде регионов циркумтихоокеанской структуры (Сихотэ-Алинь, Сьерра-Невада и др.) несоответствия в типах корреляции геофизических характеристик современных магматически активных корней суперрегиональных и региональных РМС (зоны разуплотнения, низких скоростей, повышенной электропроводности) и геологических характеристик их приповерхностных частей (ареалы гранитоидного магматизма и вулканизма) с энергетическими характеристиками орогенных сооружений (значения теплового потока), вероятнее всего, обусловлены тем, что аномалии теплового потока на поверхностном срезе в таких районах достигают своего максимума лишь через 30–40 млн лет после начала глубинной магматической деятельности. В этой связи Б.В. Бурьянов и его соавторы [1983, с. 80], как нам представляется, справедливо указывают: "Нельзя безоговорочно исходить из постулата о том, что отсутствие аномалий теплового потока означает отсутствие источника тепла под регионом на любой глубине".

Таким образом, возникновение, развитие и становление суперрегиональных и региональных гранитоидных РМС на протяжении всей мезозойско-

кайнозойской истории Тихоокеанского рудного пояса (циркумтихоокеанской планетарной РМС) следует рассматривать как процесс пульсационного характера, проявляющийся прерывисто-непрерывно. Особую значимость при изучении рассматриваемых явлений могли бы приобрести результаты сопоставления энергетической (тепловой) характеристики с другими геолого-геофизическими характеристиками орогенных сооружений Притихоокеанья в целом и гранитоидных РМС в том числе, так как процессы энергетической и тектоно-магматической активности в земных недрах и на поверхности сопряжены самым тесным образом. Как подчеркивал Ю.М. Шейнманн [1970], результаты комплексного анализа геоморфологических, геологических, геохимических, геофизических и петрофизических характеристик, освещающие весь разрез литосферы, в магматически активных районах могут существенно содействовать поискам общей модели развития Земли, осуществляемых с позиций единства энергии всех эндогенных процессов и явлений.